

構造地質研究会誌

(第19号)

<冬の勉強会特集>

— 報告 — 編集係

— 個人講演 —

楕円法によるひずみ解析の誤差について.....池田幸夫・嶋本利彦

東海地方西部の第四紀後半の地殻変動.....長谷憲治

ヒマラヤの隆起などから推定できる地殻のひずみ速度について.....伊藤英文

<造構運動の速度に関するシンポジウム>

第四紀における造構運動の速度について.....杉村新

地震性地殻変動のフェイズとスピード.....衣笠善博

変形速度問題の問題点.....植村武

総合討論.....原郁夫・宮田隆夫・横田修一郎

<春の例会特集>

— 報告 — 編集係

強磁性鉱物の酸化とその残留磁気について.....信州大学・百々瀬貫一

地中応力の直接測定について.....東京電力・御牧洋一

例会議事「51年度の運営について」

<トピックス>

立川断層について.....山崎晴雄

<本の紹介>

編集後記

1976.8

構造地質研究会

＜冬の勉強会特集＞

— 報 告 —

構造地質研究会恒例の冬の勉強会は、従来東京で行なわれていましたが、今回は、原・池田両会員をはじめとする広島大の方々の御協力で、昭和51年12月25・26日の両日、広島大学において行なわれ爽りの多い勉強会となりました。両会員はじめ御世話になった広島の方々に御礼申しあげます。

内容は次の通りです。

○12月25日

1. 「精円法によるひずみ解析法の誤差について」池田幸夫・嶋本利彦（広島大）
2. 「東海地方西部の第四系の地殻変動」長谷憲治（大阪市大）
3. 「三重県安芸層群の地質——特に基底層について」和田幸雄（東教大）
4. 「層面片理の生成条件——丹沢結晶片岩の場合」杉山明（東教大）

○12月26日

5. 「白亜系堆積盆地の褶曲について——高知県物部川流域」伊熊俊幸（大阪市大）
6. 「ヒマラヤの隆起などから推定できる地殻の歪速度について」伊藤英文（京都女子大）

— 個人講演 —

だ円法によるひずみ解析の誤差について

広島大付属福山高校 池田幸夫
Texas A and M University 嶋本利彦

1. はじめに

岩石中に含まれているだ円状粒子は、地質学的なひずみの指示物として重要である。一般に、個々の粒子に関する初期状態（軸比と長軸の方位）を知ることはできないから、多

以上、個人講演。

「造構運動の速度に関するシンポジウム」

1. 「地向斜期の造構運動の速度について」水谷伸治郎（名古屋大）
2. 「広域変成帯の造構運動の速度について」原郁夫（広島大）
3. 「第四紀における造構速度について」杉村新（神戸大）
4. 「地震性地殻変動のフェイズとスピードについて」衣笠善博（地質調査所）
5. 「変形速度問題の問題点」植村武（新潟大）
6. 総合討論

以下、講演内容の一部を紹介いたします。なお、今回は様々な事情から編集係がきまらず、暫定的に地質調査所でやることにきまっていたのが7月になり、かつ、外国出張中の会員もおり、すべての原稿が集まりませんでした。未着の原稿は次号にまわすと共に、おわびしておきます。

くのひずみ解析には統計的手法が用いられている。統計的方法においては、解析値の誤差の大小がその方法の優劣を決める要因となる。より信頼度の高いひずみ解析を行うためには、解析値にどの程度の誤差が含まれているのか

を正しく把握しておく必要がある。この小論では、だ円法の性格に由来する誤差を理論的に検討し、より合理的なひずみ解析への指針を示したい。

2. だ円法の概要

誤差論にはいる前に、だ円法によるひずみ解析の手順を簡単に述べておこう。

ひずみに関して均一なある領域内に含まれるN個のだ円状粒子について、軸比Rと長軸の方位φを測定する。次に、これらの値から池田と嶋本（構造研会誌、第17号）の(2)式を用いて、だ円の係数f, g, hを計算する。さらに、N個の粒子に関するそれぞれの算術平均値を \bar{f} , \bar{g} , \bar{h} とすれば、

$$\begin{bmatrix} x & y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \bar{f} & \bar{h} \\ \bar{h} & \bar{g} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = 1 \dots\dots\dots (1)$$

なるだ円が得られる。このだ円はN個の粒子を平均化したもので平均だ円とよばれる。この平均だ円の軸比 \bar{R} をひずみ量、その長軸の方位 $\bar{\theta}$ をひずみの最長軸とみなし、ひずみを解析するのがだ円法である。

3. 平均だ円の特性と誤差

二次元有限均一変形は、次の一次変換公式によって定式化される。

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \end{bmatrix} \dots\dots\dots (2)$$

(X, Y)は変形前の座標、(x, y)は変形後の座標である。a, b, c, dは変形の性質を規定するパラメータであり、純粹ずり変形では $a = 1/\sqrt{R_s}$, $b = c = 0$, $d = \sqrt{R_s}$ である。R_sは、加えたひずみだ円の軸比(ひずみ量)である。

いま、変形前のだ円

$$\begin{bmatrix} X & Y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} F & H \\ H & G \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \end{bmatrix} = 1 \dots\dots (3)$$

が、(2)式の変形を受けて

$$\begin{bmatrix} x & y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f & h \\ h & g \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = 1 \dots\dots (4)$$

なるだ円に変形したとしよう。この変化は、数学的には、(2)式を変形して(3)に代入することによって得られる。式を整理すれば、次の関係が導びかれる。

$$\left. \begin{aligned} f &= \frac{1}{D^2} (d^2 F - 2cdH + c^2 G) \\ g &= \frac{1}{D^2} (b^2 F - 2abH + a^2 G) \\ h &= \frac{1}{D^2} [-bdF + (ab+bc)H - acG] \end{aligned} \right\} (5)$$

ここに、 $D = ab - bc$ であり、これは変形にもなう面積の変化を表わすパラメータである。

先に述べたように、平均だ円の係数 \bar{f} はN個の粒子の係数fの平均値であるから、

$$\begin{aligned} \bar{f} &= \frac{1}{N} \sum f \\ &= \frac{1}{N} \sum \left[\frac{1}{D^2} (d^2 F - 2cdH + c^2 G) \right] \end{aligned}$$

このうち、a, b, c, dは均一な領域ではすべての粒子について共通である。したがって、これらは総和記号の外に出すことができるから、結局次の式が得られる。

$$f = \frac{1}{D^2} \left[d^2 \left(\frac{1}{N} \sum F \right) - 2cd \left(\frac{1}{N} \sum H \right) + c^2 \left(\frac{1}{N} \sum G \right) \right] = \frac{1}{D^2} (d^2 \bar{F} - 2cd \bar{H} + c^2 \bar{G}) \dots\dots\dots (6)$$

\bar{g} , \bar{h} についても同様の式が成り立つ。 \bar{F} , \bar{G} , \bar{H} は初期平均だ円の係数である。(6)式から明らかなように、変形後のだ円状粒子集合体の平均だ円(\bar{f} , \bar{g} , \bar{h})は、変形前における平均だ円(初期平均だ円 \bar{F} , \bar{G} , \bar{H})の関数として与えられる。従って、系に含まれる個々の粒子がどんな細長い形をしていようと、それらを平均化しただ円が円であれば、私達は正しくひずみ解析を行うことができる。

初期だ円が円である条件は、 $\bar{F} = \bar{G} = 1.0$, $\bar{H} = 0$ 、または、 $\bar{R}_i = 1.0$ が成り立つことである。ある一定の軸比分布をもつだ円状粒子がランダムに配列しているならば、 \bar{R}_i (初期平均だ円の軸比)は1.0になることが容易に証明できる。従って、初期配列がランダムに近いほど \bar{R}_i は1.0に近くなり、解析値の誤差も小さくなる。 $\bar{R}_i > 1.0$ ならば、大なり小なり誤差は必ず含まれることになるが、 \bar{R}_i と $\bar{\theta}_i$ (初期平均だ円の長軸の方位)によって誤差

は一義的に定まる。真のひずみ量を R_s 、計算値を R 、真のひずみの長軸の方位を θ_s 、計算値を $\Delta\theta$ とすれば、ひずみ量の誤差 E_r と、長軸の方位の誤差 $\Delta\theta$ は

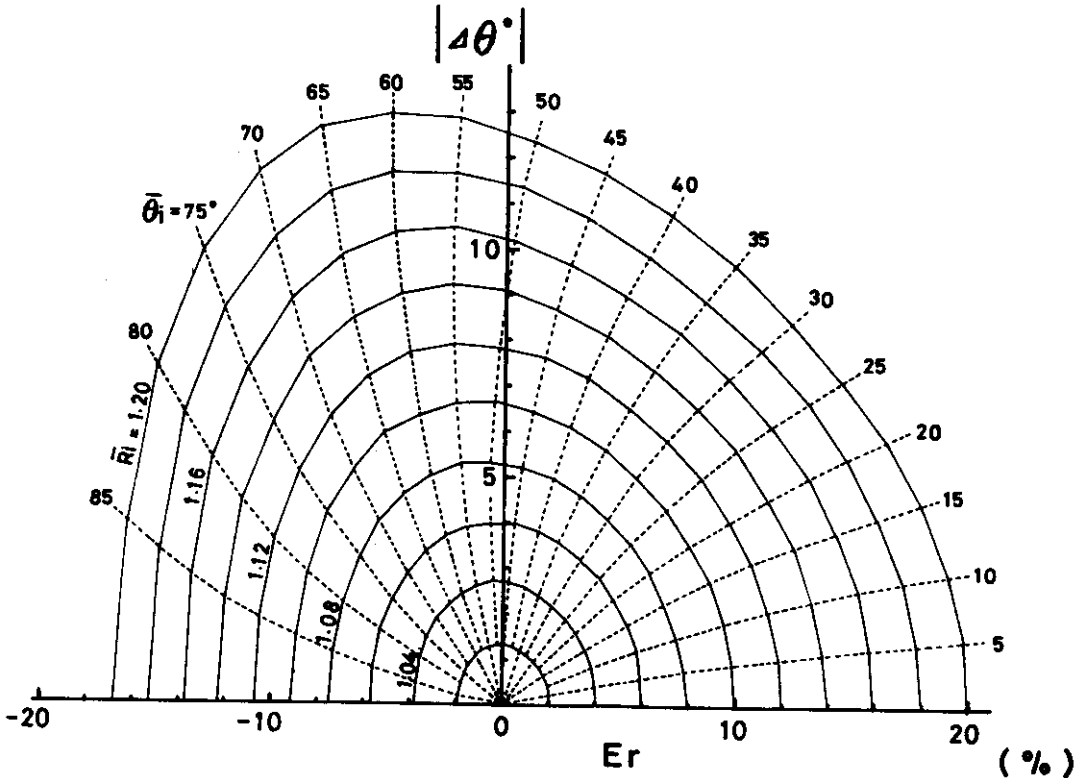
$$\left. \begin{aligned} E_r &= (R - R_s) / R_s \times 100 (\%) \\ |\Delta\theta| &= |\theta - \theta_s| \quad (\text{degree}) \end{aligned} \right\} (7)$$

で与えられる。第1図は、この式を用いて計算した、 $R_s = 1.5$ の段階における誤差曲線である。図から、だ円法の誤差について次の二つの結論が導びかれる。

(1) $\bar{R}_i = 1.0$ のときのみ、 E_r と $\Delta\theta$ は同時に 0 になる。 $\bar{R}_i \neq 1.0$ のとき、 E_r と $\Delta\theta$ は同時には決して 0 にならない。

(2) \bar{R}_i が大きくなるほど、 E_r と $\Delta\theta$ の許容範囲は大きくなるが、 E_r と $\Delta\theta$ の間には一方が大きくなれば他方が小さくなるという互いに相補的な関係がある。

この図は、だ円法によるひずみ解析の一つの限界を示すとともに、 \bar{R}_i のみが推定できる場合には、計算値に含まれる可能な最大誤差の見積り、および \bar{R}_i と θ_i が推定できるような初期定向配列をもった系に対しては、計算値の補正の可能性を開くものとして重要である。



図の説明

第1図. $R_s = 1.5$ のひずみを受けた系の誤差曲線

東海地方西部の第四紀後半の地殻変動

大阪市大 長 谷 憲 治

紀伊半島・四国の南半部に形成時期の異なつた段丘面群が分布する。それらの分布状態等から、この20万年間の地殻変動が議論されている(吉川, 1967)。その地殻変動の様式は南海トラフより陸側に震央がある逆断層型巨大地震に伴う地震性地殻変動の様式と似ている。段丘面群の変位はその地震性地殻変動が長期にわたつてくり返えされ、そして累積された結果とされる(安藤他, 1973)。

これらの地域と同様に、東海地方西部(渥美半島・浜名湖周辺)にも前述の巨大地震に伴う地震性地殻変動(坂部, 1974)や段丘面群の傾動(黒田, 1958)が知られている。さらに本地域には、段丘堆積物の他に、古生層を基盤として発達する第四紀の末固結堆積物が分布する(大炊御門, 1934; 他)。この第四系は、渥美半島、浜名湖周辺で、各々渥美層群(黒田, 1958)、浜名累層(磯見, 1970)と呼ばれている。従来の層序学的研究結果とその再検討に基づいて、第四系の堆積過程を考えてきた。その過程で、また地質構造の形成において、海面変化だけでなく、地殻変動が関係してきたと考えられる。

<第四系の層序と構造の概略>

渥美層群、浜名累層は地表で80mの厚さの砂・礫・海成泥層からなり、またボーリング資料によると海面下200m以下まで存在する。地表に現れた第四系の層序と構造の概略を示す。渥美層群は細谷以西(第1図)の渥美半島西部で、ダイヤステム等から3部層に分けられ、各々海成泥層を挟む砂礫層からなる(黒田, 1958; 他)。細谷以東の半島東部の本層群は、半島西部の本層群との対比について問題が残されていた(黒田, 1964)。泥層の層位、ダイヤステム等の関係から、半島東部の本層群は3部層に区分でき、各々は半島西部の3部層に対比できる(長谷, 1976)。

一方、浜名累層は下位に泥層、上位に砂礫層・泥層の互層からなる。本累層と渥美層群は、泥層の追跡、花粉分析結果に基づいて対比できる。本地域の第四系の層序は、ダイヤステムの関係で3部層に分けられ、各部層は厚さ20~40mで泥層を挟む砂礫層からなる(下位から、下部、中部、上部と呼ぶ)。

地質構造を示すと、渥美層群はN~NWへ数度傾斜する。浜名累層は浜名湖の中央部に向つて緩傾斜する。第四系の地層の走向・傾斜は、前述の3部層の分布状態と密接な関係がある。下部は細谷を中心として東西方向、10kmの半円状地域に分布するのみであり、その厚さは細谷付近で最も厚く35mであるが、分布地域の周縁では、中部に削り込まれるために薄くなる。すなわち下部は細谷付近を丘頂とする丘陵を構成するので、これを細谷丘陵と呼ぶ。中部は下部にアバットし細谷丘陵を北縁を通るNE-SW性軸部で最も厚く(30m)なる。中部はその軸部の南北両側に薄くなって、レンズ状を呈する。その軸部の東方の浜名湖周辺で、中部は浜名湖を盆中央とする盆地状に分布する。上部は中部をほぼ一様の厚さで整合的に覆う。

<第四系の堆積の時代>

渥美層群の堆積の時代は貝化石の研究から第四紀とされている(大炊御門, 1934)。また、黒田(1975)は、植物遺体の研究から、第四系の堆積と氷河性海面変化の関係を調べた。ここでは、渥美半島に形成を示唆する地形面の分布に着目し、段丘面と渥美層群の関係から、第四系の堆積の時代を考える。

渥美半島で段丘面が4区分でき、上位から渥美層群の最上位の海浜礫層の堆積面=T、渥美層群の侵蝕平坦面=W、海岸段丘面群=F、Kである。Kを構成する堆積物中の貝化石の¹⁴C年代測定から、Kは立川期に形成さ

れたとされている。段丘面の分布の特徴から、T・W・Fは立川期以前の一回の海面低下過程で形成されたので、T、Fは各々、下末吉期、小原台期に形成されたであろう。渥美層群の上部がTをつくること、前述の第四系の堆積と氷河性海面変化を対応させることからその堆積の時代がわかる。第四系の3部層の堆積は、上位から、各々、下末吉期、屏風ヶ浦期、そしてそれ以前の海面変化期であって、その年代は、約10万年、20万年、30万年前と推定できる。

＜第四紀後半の本地域の地殻変動＞

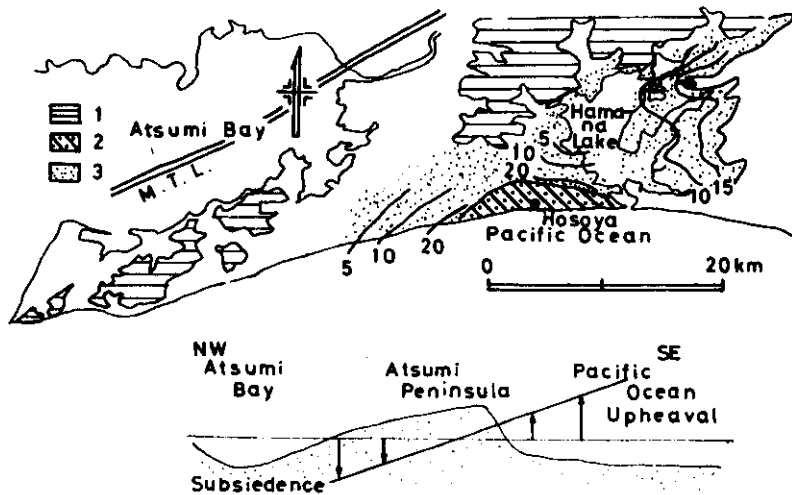
第四系の3部層の各海成泥層は、内湾・浅海底で堆積した(土, 1960)。このことは、第1図の中部の泥層の分布からも支持される。一方、下部の泥層の分布は、中部のそれよりも南側に広がる。泥層の分布地域によれば、中部の泥層の堆積域は、下部のそれよりも、北側に移動、又は縮小した。このことと、第四系の地質構造発達とは調和的である。

土(1960)は貝化石による古環境の推定から、各泥層の堆積域=内湾は、現在の渥美湾程度の大きさであったとしたが、内湾と公海を分離させたバリアーの構成・規模は示されなかった。このバリアーは、地質構造に基

づく、中部の泥層堆積時に下部で構成されていたと考えられる。中部の泥層の堆積までに下部が堆積していた堆積域の南部が北部に比して相対的に隆起し、その結果、バリアーの形成、その北側に堆積域が限定されるようになったであろう。

ところで、堆積域への堆積物は、天龍川、豊川によって、N~NE方向から供給されていた(加藤, 1964)。堆積域は北側から漸時埋積されたであろうが、中・下部堆積期間にバリアーの北側に内湾的環境が存在したことは、堆積域は相対的に沈降域であったとも考えられる。

中・下部堆積期間を通じて、バリアーの形成、その北側で堆積域の存続、及び、地質構造を説明するために、本地域が、N~NW方向に傾動する地殻変動を考えねばならない。(第2図)。さらに段丘面の分布、旧汀線の変位からも、本地域がN~NW方向に傾動していることが認められ、この10万年間の傾動速度は一樣であって、ほぼ $10^{-6}/100\text{ yr}$ の値である。これらから、本地域で、第四紀後半、少なくとも30万年前以来、N~NW方向に傾動する地殻変動が継続していたと結論される。



第1図
第四系中部の泥層の上表高度分布
1 古生層
2 第四系下部
3 泥層の分布地域

第2図
第四系中・下部堆積期間の垂直変位分布。
渥美半島を通るNW-SE性断面に投射する。

ヒマラヤの隆起などから推定できる 地殻のひずみ速度について

大阪府立大学 伊 藤 英 文

造構運動の速度は、変位量とその変位に要した時間とが求められれば、求まるのであるが、大きなひろがりの中央部が周辺に対して年間何cm変位するというのと、小さなひろがりの中央部が同量変位するというのでは、力学的に大変異なる。ゆえに、造構運動は、ひずみ速度に直して論じる必要がある。しかしながら、ひずみを求めるためには、データが少なく、多くの場合、ある合理的な仮定やモデルを設定しなければならない。さらには、地殻やマンツルの力学的性も仮定しなければならない場合もある。以下に、これまでに筆者が取り扱った4例を示して参考に供したい。

ヒマラヤ山脈に沿って、平均160kmの幅を有する大ヒマラヤ帯—チベット帯があるが、そこは、第四紀初頭には平均高度1500mであったと推定されるので、第四紀の間(200万年)に、平均して3500mも隆起したことになる。これだけのデータからは隆起速度1.8mm/年しか求まらない。さて、ヒマラヤはアイソスタシー説発祥の地であるから、ヒマラヤの隆起は、アイソスタシーを保つように行なわれたという仮定を、まずおこそう。そうすれば、地殻は、第四紀に、上方へ3.5km、下方へ16km、計19.5km厚さを増したことになる。ヒマラヤには第四紀火山活動が知られていないので、地殻の厚さの増加を、マンツルからのマグマ物質の添加によって説明することはできないであろう。Principles of Physical Geologyの著者 A. Holmesは、インド大陸地殻の北部がアジア大陸地殻の下にもぐりこんだために、ヒマラヤとチベットの地殻が厚くなったというモデルを描いているが、筆者は、もっと単純に、山脈に垂直方向の側方圧縮力によって、地殻

が短縮し、その分だけ上下に伸びて厚くなったというモデルを提案する。現在の地殻の厚さを70~75kmとすれば、第四紀初頭の厚さは50.5~55.5kmであり、大ヒマラヤ帯—チベット帯の幅は220kmであったことになる。かくして、地殻の水平方向の平均短縮ひずみ速度と鉛直方向伸張ひずみ速度とが 5×10^{-15} /secと求まる。文献：ヒマラヤの隆起より推定される造山帯地殻の粘性係数、昭和46年度地震学会秋季大会講演予稿集 p.53。

西南日本の第四紀の隆起についても、同様な取り扱いを為すことができ、側方短縮ひずみ速度 5×10^{-15} /secが求まる。ただし、最近100万年の平均隆起量を500m、地殻の厚さを40kmとし、東西圧縮の下で、鉛直方向のみならず、南北方向にも伸びると仮定されている。文献：The flow of the earth's crust considered from the Quaternary crustal movements in Southwest Japan, Rock Mechanics in Japan Vol. II (1974) p.181.

ヒマラヤと日本列島の造構運動は、一見スケールが異なるようだけれど、同じひずみ速度を持つことは、注目すべきである。

以上は、地殻の力学的性を考慮することなくひずみ速度が求められる例である。筆者は、地殻は粘性係数の大きい流体であると考えているので、そういう仮定をもおいて問題を解いたのが、次の二つの文献である：房総半島大田代層堆積時の造構応力と地殻の粘性について、地質学雑誌第79巻(1973) p.89、ギョーと環礁の沈下について、九十九地学第7号(1972) p.37。これらから、ひずみ速度を計算すると、前者では 6×10^{-14} /sec、後者では $< 10^{-16}$ /sec が得られる。

〈造構運動に関するシンポジウム〉

第四紀における造構運動の速度について

神戸大学 杉 村 新

1. 変動の実例

平坦な段丘面のような特殊な地形とか、第四紀の海成層の露出高度などをもちいて、地表の変形速度がもとめられている。その場合必要なのは、目安となる対象物の生成年代と、生成以後の変形量とである。変形量とは、断層の場合にはずれの量であり、褶曲の場合にはその翼の傾きの変化量である。褶曲といっても、羽越褶曲のような細かいものから、日本列島全体にわたる曲隆のようなものまで、さまざまなスケールのものがある。

スライド9枚と配布した青やき図表11点とをつかって、阿寺・中央構造線・サンアンドレアス・小国川・小千谷・粟島・能代津軽間・関東・西日本太平洋岸・東日本と西日本の曲隆などの実例を説明した。

2. 時間特性の問題

数万年とか数十万年というような、第四紀の変動をいつか限り、変形が一方むきに累積するという特性がある。定量的にいろいろな時間の長さについての変形速度(複数)をもとめてみると、その累積がまちまちでなく一様である場合が多い。そこで第1近似として線形であると考えてみる。

もっと長い年代、たとえば新第三紀以来の変形とくらべると、百万年以上にわたって線形とは考えられない。或種の波をうっていてその波の一部が第四紀の変動と見なしてよさそうである。

逆にもっと短い年代、たとえば地震時の変動と地震のない時の変動とをくらべると、これも線形とは考えられない。したがって、細かい波をうちながら、全体として線形というイメージを画かねばならない。

このようなことは、なぜか判らないが地殻変動のくせともいうべきもので、最近の第四紀テクトニクスが到達した一種の法則といえるとおもう。

スライド11枚と、青やき図表3点をつかった。

3. 地域的な力学特性の問題

1つ1つの断層運動の速さが判っても、或る地域全体の断層網を構成する全断層について判らないと、問題が考えにくいので、まず褶曲をとりあげてみる。主として貝塚(1967)のまとめたものをもちいると、以下 10^{-15} /秒の単位で、フェノスカンディア：9、西南日本内帯：1—50、同外帯：15—20、駿河相模地域：70—250、東日本外弧：5—80、羽越地域：130—800、ニュージーランド・カリフォルニア：60—140となり、地域差がかなり明瞭なことが判る。

1つのやりかたとして、たとえば小松直幹(1969)の試みのような考察に、第四紀の変形速度をつかうと、力学特性があきらかになる可能性があるだろう。

【参 考 文 献】

- KAIZUKA, S., 1967, Rate of folding in the Quaternary and the present, Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., v. 2, p. 1~10.
- 吉川 虎雄 ほか, 1973, 新編日本地形論, 東大出版会。(この中に、必要文献はたいていあがっている。)

地震性地殻変動のフェイズとスピード

地質調査所 衣笠善博

Tectonophysics を志向していながら、実際のところはケチな地震断層の、しかも地震後の変位を測定して来たが、いつもモヤモヤとした疑問があった。しかし冬の勉強会を通じてかなりスッキリとした。

問題は造構運動を議論する場合、特に量的な取り扱いをする場合や、異なる構造単元の比較を行う場合、構造のどのような部分を扱うかという事と、どのようなフェイズの運動を扱うかという点にある。

第1表は松田(1975)による御前崎と室戸岬の土地隆起の比較である。松田はこの表で $10^4 \sim 10^5$ 年の平均隆起速度が御前崎1に対して室戸岬は4であることから、御前崎を隆起させたような“東海地震”の頻度が室戸岬を隆起させたような大地震の頻度の $\frac{1}{4}$ である可能性をのべた。

第1表の右に高知県安芸市周辺に関するデータをつけ加えた(データは松田の使用した吉川ほか1964を使った)。安芸市の平均隆起速度は室戸岬のそれに対して $\frac{1}{2}$ である。上述の松田の論法でいくならば安芸市をおそう“南海地震”は室戸岬をおそう“南海地震”の頻度の $\frac{1}{2}$ ということになる。この混乱は震源面からの距離(構造的な位置)を無視したことによって生じた。

名古屋の駅前から広島の前へ行くのに新幹線で行くのが早いのか、飛行機で行くのが速いか? 飛行場までの送迎バス、搭乗手続き、手荷物の受け渡しなどに要する時間を考えれば、両者は同等かあるいは新幹線に分がある。しかし、両者が同等だからといって新幹線と飛行機のメカニズムが同じだということにはならない。平均速度=総移動距離/総所要時間と個々のフェイズでの速度は区別して物事を考えなければならない。メカニズムの議論にまで立入ろうとする場合はなおさらで

ある。

冬の勉強会で筆者は地震性地殻変動の中でも特に地震断層(周辺の地盤の変形—歪でなしに断層そのもの)の変位速度についてのいくつかの測定例を紹介した。地震性地殻変動にはいくつかのフェイズがあるがこれについての議論は衣笠(1976)を見ていただきたい。とりあえずここでは最も細かく分けたFUJITA & FUJII(1973)の区分(第1図)にそって各フェイズの代表例を記述する。

α , steady state.

地震と地震の間の定常的な状態。Creep試験でのsteady state creepに対応すると考えられる。Creep性断層の典型であるSan Andreas Faultの場合1cm/year程度。日本の活断層ではこのフェイズの運動は今のところ知られていない。

β_1 , state of dilatancy.

主破壊に至る前のdilatancyが生じる段階。creep試験でのaccelerating creepに対応すると考えられる。San Andreas Faultでは地震の1~2年前からcreep rateが増加した例が知られている。断層変位以外では日本でもいくつかの地震に関して水準変動、検潮記録などにこのフェイズがあらわれている。

β_2 , unstable state.

断層変位の測定からは今のところこのフェイズは求められていない。新潟地震(1964)の前に水準点6491の動きにこのフェイズが見られると藤井(1973)はのべている。

γ_1 , pre-seismic slip.

主破壊寸前の部分的な破壊による変位。HOFMANN(1968)の観測結果からこのフェイズのSlip rateとして 10^{-3} cm/secのオーダーの値であると見なすことができる。

r_2 , co-seismic slip

地震時の断層のSlipそのもの。宇佐美(1975)の表からひろってみると、地震波の解析から求められるRupture velocity (破壊面の拡大速度)は2~3 Km/secであり、Slip velocity (変位速度)は20~90 cm/secである。一方San Andreas Fault ぞいに設置されたCreep meter の記録から arrival time を読みとり、Rupture velocity を求めると数10 cm/sec が求められる。地震波の解析から求まるRupture velocity と creep meter から求まるそれに大きなちがいがあるのは何故なのか?

Slip velocity の極端に遅い地震は“ヌルヌル地震”と呼ばれ、最近注目されはじめた。

r_3 , post-seismic slip

地震の直後にあらわれるフェイズで、 $\beta_{(1,2)}$ や $\gamma_{(1,2)}$ で開いたクラックが閉じたり、gravity shrinkageに起因する運動があらわれるフェイズ。HOFMANN (1968) の図からは 10^{-3} cm/sec のオーダーが求められる。

δ , transient state

1つの event から次の steady state へ移る間のフェイズ。石廊崎断層の After-slip

では明瞭なフェイズとしては区別されないが、このフェイズに相当すると考えられる期間の After-slip rate は 10^{-7} cm/sec のオーダーである。

平均速度だけでは、平均的な“活発さ”を議論することはできても細部のメカニズムを議論することは難しい。“フェイズ”の重要性は地震予知という実践の場においてはなおさらである。測定された歪がどのようなフェイズで蓄積された歪であるかを知ることにし、平均歪速度だけから限界歪までの期間を割り出したり、地震襲来の危険性を云々することはできない。速まわりのようでもさまざまなフェイズでの観測をつみかさねて全体像を得る事が実践的には有効であると考えられる。

【文 献】

- 藤井陽一郎(1973) 地震, 26, 43-54
 FUJITA, N. and Y. FUJII (1973)
J. Geod. Soc. Japan, 19, 55-56
 HOFMANN, R. B. (1968) *Bull. Dept. of Water Resources*, No. 116-6
 衣笠善博(1976) 地質ニュース, 257, 8-13
 松田時彦(1975) “東海沖地震”, 15-17
 吉川虎雄・貝塚夾平・太田陽子(1964)
 地理評, 37, 627-648

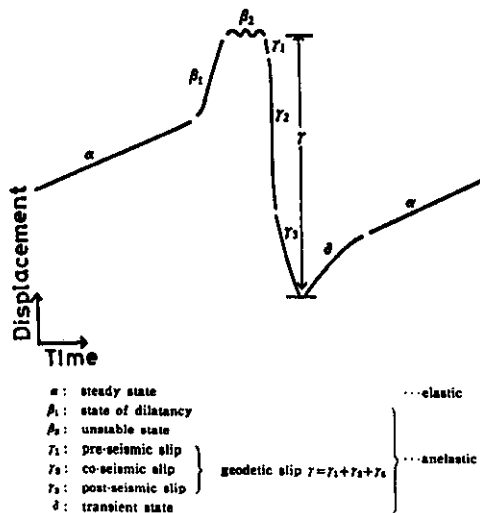


Fig. 1. A typical pattern of seismic crustal movement.

by FUJITA and FUJII (1973)

第1表 御前崎と室戸岬の土地隆起の比較(松田 1975 に加筆)

	室戸岬	御前崎	房総南端	安芸市
歴史時代の地震隆起量	1.5 m (1707) 1.2 m (1854) 1.3 m (1946)	1~2 m (1707) 0.8~1.0 m (1864)	5.5 m (1703) 1.8 m (1923)	0.4 m (1946)
沼段丘 (約6000年間)の隆起量	$10 m - \alpha^1)$	$5 m - \alpha$	$26 m - \alpha$	$5 m^2) - \alpha$
下末吉段丘(約9~13× 10 ⁴ 年間)の隆起量	$180 m^2) - \beta^1)$	$50^3) - \beta$		$60 m^2) - \beta$
10 ⁴ ~10 ⁵ 年間の平均 隆起速度	約1.5 m/10 ³ 年	約0.4 m/10 ³ 年	3.3 m/10 ³ 年	0.5 m/10 ³ 年
逆戻率 非地震時沈降量 地震時隆起量	0.8 ²⁾		0.4 ⁴⁾	

1) α , β は汎世界的海水準変動量, α は6 m以下, β は約20 m以下。

2) 吉川ほか1964

3) 土隆—1968

4) 松田ほか1974

変形速度問題の問題点

新潟大学 植村 武

変形速度の問題をはじめとり扱ってみたのは紀伊半島の牟婁層群に見られる boudin の力学解析(UEMURA, 1965)を企てた頃で、その後、伊勢の滝原衝上断層(御荷鉾線の一部)に伴う drag fold の形成機構(UEMURA, 1967)に関して更にこの問題を進めてみた。後者については1967年春、構造研の第2回例会で「変形速度論とその意義」という題で話をし、その要旨は当時まだガリ版刷りだった構造研会誌の第3号に載っている(植村, 1967b)。以来10年余りの間、機会ある毎にこの問題に関する見解を述べてきたが、基本的な考えは「不連続な現象」の場合以外あまり変わっていない(植村, 1970, 1971a, 1971b, 1974a, 1974b, 1975, 1976

;植村・服部, 1973;植村・後藤, 1976)。ともあれ、これまでに考えてきたところを要約すると次のようになる。

問題点1. 方法上の問題。

変形現象の時間的な性質、例えば変形速度などを定量的に求めようとすると、“地質学的”な方法に拠るだけでは不十分である。地質学的に得られる情報と物理学的な知見とを総合して一つの力学モデルを構成し、これに拠って変形運動のプロセスを演繹すれば、“速度”などは自動的に得られる量である。垣見(1968)はこのような方法を「地質構造の演繹的研究法」と呼んでいるが、演繹の出発点であるモデルは多くの場合、帰納的に得られ

た仮説であり、この段階をも含めて「モデルの方法」(植村, 1973)というのがよりふさわしい呼び方であろう。

例えば本日のシンポジウムで先程水谷伸治郎氏は、美濃帯中生層の褶曲は 4.2×10^{-16} /sec のひずみ速度であったことを述べたが、これは褶曲の開始期と終息期の年代を精度良く決め得るという条件に恵まれてはじめて可能であったわけで、一般にはモデルの方法によらざるを得ない。地史的な手段で決めた褶曲期間を年代表から年数に換算して得られる「速度」は常に可能な値の下限を与えるに過ぎない。それに、こうした手法は水谷氏の場合をも含めて、「等速度で進行する褶曲」というモデルを暗々裡に仮定するのでは成り立たない。私自身も budin を作った泥質岩の流動を等速と仮定して議論した(植村, 1967a ; 1971a ; UEMURA, 1965)が、検討の余地がないわけではない。

これに対して原郁夫氏は先刻、fabric-phase diagram を用いる方法を提唱したが、これは一種のモデルの方法である。

問題点2. 連続的な現象の問題。

変形現象や造構運動には連続的に進行すると見做されるものとそうでないものがある。連続的な場合は更に、進行速度が一樣(等速)なものと同様でないものが考えられるが、いずれにしてもこれらは「流動」として扱うことができる。この問題は既にとつづく昔に解決済みで今更とりあげる必要もないが、例えば最も簡単な線形モデルを想定すれば、造構応力(=偏差応力) σ とひずみ速度 $\dot{\epsilon}$ と粘性係数に相当するレオロジー常数 η との間には、 $\sigma = 3\eta \cdot \dot{\epsilon}$ という関係がある。地質時代の σ の絶対値を直接知ることはできないから、 $\dot{\epsilon}$ を求めるには種々な σ の条件下で η を実験的に測定するのが最もよい。 $\dot{\epsilon}$ 、したがって変形時間が決められるならば、 η を“地質学的”に測定できる場合もある(植村, 1971b)。 η を知るることによって上記の3つの物理量の

間の定量的な議論が可能となり、ひずみ速度の問題から応力史(stress history)の問題へと進むことができるわけで、私たちは数年来この仕事を少しづつ手がけてきている(植村・服部, 1973; 植村, 1974a ; 1974b ; 1975 ; 1976 ; 植村・後藤, 1976)。造構性流動の速度が一樣でない場合は結局、 σ や η が時間と共に変化する場合である。

座屈褶曲の場合は急激な成長期のあることがわかっているし、基盤の昇降運動でできる褶曲の場合は基盤の運動速度に支配されるからこれも一樣な速度で進行するという保証はない。褶曲時相(phase)の存在からみるとむしろ褶曲というものは一樣な速度ではない方が一般的なのであろうが、これらの議論は応力の変遷をかなりの程度に反映していると思われる。いずれにしても η の測定が先決問題である。

問題点3. 不連続な現象の問題。

地震や断裂などのように長い休止期において間歇的に起る不連続な現象の場合に、例えば断層の変位速度などを平均してならしてしまっただけとして算出すると現象の本質が見失われてしまう結果になる。褶曲なども横山(1966 ; 1967), MAKIYAMA (1970) のように大地震の際に発生する塑性ショック波による地層の瞬間的な塑性化で成長するものとするともこれら不連続な現象になる。衣笠善博氏はいづれ先程このシンポジウムで地震性地殻変動の“after slip”について要素的な各フェーズの解析と共に不連続性の認識の重要性を指摘した。おそらく、これら不連続な現象の記載には DIRAC の δ 関数といわれるもののような超関数(distribution)が利用できるであろう。しかしそれは単なる記載の手段の問題であって現象の本質について例えばエネルギーの蓄積などによる量から質への転換としてとらえるならば、おそらくエネルギーレベルでは連続的な現象なのであろう。それはさておき、褶曲などの成長過程が

不連続である可能性は、新潟地方の第三系の場合については以前から榎山(1966; 1967)が述べているが、私達が前節で記したように η の測定値に拠って $\sigma-\dot{\epsilon}-\eta$ の関係を検討したところでは、非常に小さな値の σ を考えるのであれば長い休止期をおきながら不連続的に成長したとせざるを得ない。

こういう場合、変形速度の問題はおそらく応力やエネルギー、あるいはそれらの変遷という次元で見てゆく必要があるであろう。

問題点 4. プロセスの論理(省略)

問題点 5. 時代性と地域性の問題。

造構変形は地球という環境における物質および物質系の構造の変化を主対象とするから、それらの現象は常に時代性と地域性という2つの側面において総括される。変形速度の問題も亦同様である。同種の現象の進行速度が空間的にどのような異同を持って分布し、そこにはどのような規則性があるのか、といった一種の地域構造論的考察と同時に、それらの時代的特徴は何であり、どのような時間的変遷を辿っているのかといういわば史的構造論の立場からの検討が、地質学としては重要な課題である。変形速度→造構応力の問題も将来この段階で総括してゆく必要がある。

【文 献】

- 垣見俊弘, 1968: 構造物理学, 日本地質学会編「日本の地質学」, 日本地質学会, 138-146.
- 榎山次郎, 1966: 地質構造との関連, 日本材料学会編「岩石力学とその応用」, 丸善, 10-15.
- , 1967: 岩体内を伝わる塑性ショック波, 帝塚山大学紀要, 3, 17-25.
- MAKIYAMA, J., 1970: The plastic theory of the surfacial folded structures. *Bull. Tezukayama Coll.*, 6, 59-84.
- UEMURA, T., 1965: Tectonic analysis of boudin structure in the Muro group, Kii peninsula, southwest Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 13, 99-114.
- 植村 武, 1967a: 牟婁層群の歪速度, 地質雑, 73, 128-129.
- UEMURA, T., 1967: Kinematic and dynamic analysis of drag fold associated with over-thrust. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 73, 527-534.
- 植村 武, 1967b: 変形速度論とその意義, 構造研究会誌, 3, 1-2.
- , 1970: 流動変形の研究に関する若干の問題, 日本地質学会第77年学術大会演旨, 48-49.
- , 1971a: Tectonic lens の2型式とその共存, 地球科学, 25, 30-35.
- , 1971b: 流動変形の研究に関する若干の問題, 地質雑, 77, 273-278.
- , 1973: 構造地質学における実験とモデルの役割, 構造研究会誌, 15, 5-7.
- , 1974a: 造構変形の応力場に関する若干の考察, 日本地質学会第81年学術大会演旨, 412.
- , 1974b: 造構性応力場と岩石の流動, GDP連絡紙, II-1-1(1) 構造地質, 2, 13-17.
- , 1975: 地質構造のでき方と地震の関係についての2・3の問題, 日本地質学会第82年総会シンポジウム「断層と地震」資料集, 21.
- ・服部昌樹, 1973: 泥質岩の造構性流動について, 日本地質学会第80年学術大会演旨, 304.
- このシンポジウム(1975年12月26日)以後に次の文献がでている。
- 植村 武, 1976: 地震と地質構造の形成をめぐる若干の問題, 地質学論集, 12, 43-49.
- ・後藤信博, 1976: 泥質岩のレオロジー特性—西山層の場合—, 日本地質学会第83年学術大会演旨, 139.

総合討論

シンポジウム「造構運動の速度」

企画 原 郁 夫(広島大)
座長 宮 田 隆 夫(神戸大)
横 田 修 一 郎(大阪市立大)

I. はじめに

今回のシンポジウムでは造構運動の速度と変形速度(歪速度)に関して5つの話題提供がなされ、それに基づいて討論が行われた。個別の話題内容については、本誌上に掲載されているので、それを参照していただくとして、ここでは今回のシンポジウムのねらいとその経過等にふれ、討議の内容を座長の立場から整理してみたい。

なお、用語の使用に際して若干の混乱を生じる可能性があるので次に記しておく。変位速度(rate of displacement)は単位時間あたりの変位であり、 $cm/年$ あるいは cm/sec 等で表わす。これに対して変形速度(rate of deformation)は歪速度(strain rate)と同義語で単位時間あたりの歪である。したがって、後者は $/年$ 、 $/sec$ で表わすのが普通である。

II. ねらい

一般に、地質学的タイムスケールで把握される造構運動は、時代的にみてもまたその継続時間においても広範囲にわたるため、その研究方法も多様である。

ネオテクトニクスの研究においては、造構運動は比較的ダイナミックな把握方がなされており、また定量的記述も進んでいる。一方、メソ〜パレオテクトニクスの場合、現段階ではスタティックな構造発達史的把握が主流であり、その表現方法も定性的段階にとどまっているものが多いと言えよう。

しかし、いずれの場合であっても、運動の特性を定量的に記述、表現しようと思えば、

変形しつつある岩石や地層、あるいは岩体についてその平均歪速度で示すのが理想であろう。また、それぞれの運動のなかで歪速度の大きさや主軸方位は時間とともにどのように変化してきたかが明らかになれば、運動の特性はより高次のレベルで把握されるようになる。今回のシンポジウムでは、実際に野外の現象から造構運動の歪速度を見出す方法とそのような種々の方法によって得られた結果の地質学的意味等を考えるため企画された。

III. 話題内容

5名の話題提供者によって紹介された内容はそれぞれ興味深いものであったが、それらは対象とする時代や運動の継続時間等によって次の2つに分けて考えることができる。すなわち、(i)地角斜形成や広域変成作用といった極めて長期間の造構運動を対象としたもの、と(ii)段丘面の変形や地震性地殻変動といった短期間の造構運動を対象としたものである。これらはまた、メソ〜パレオテクトニクスとネオテクトニクスの対象時代による研究方法の差異と言い換えることができよう。

(i)では地角斜形成時における浅部(非変成領域)と深部(変成領域)の歪速度の問題が取り上げられた。前者を対象とした水谷氏は、美濃帯の大規模な褶曲構造を例に、南北方向の圧縮による歪 ϵ とその形成に要した時間 t から、その間の平均歪速度 $d\epsilon/dt$ を算出された。また後者を対象とした原氏は、結晶片岩中の石英に見られる c -axis fabricと、温度、圧力、歪速度をコントロールした室内実験の結果とを比較することにより、広域変

成帯の地下深部における歪速度を推定された。

さらに、水谷氏は地向斜の発達過程を歪速度の時間的変化で表現することによって、従来の定性的議論から一歩進んでダイナミックかつ定量的議論が可能となることを強調され、さらにこれとは別に造構運動を確率現象として捉えることもできるとしてマルコフ過程の適用を提言された。

(ii)では、その性格上あくまで地表近くの現象が中心となってくる。杉村氏は段丘面の変形、変位等の多くの実例をもって、第四紀の断層運動や褶曲運動にみられる“地殻変動（変位速度）の時間依存性”について話された。この中で強調された地殻変動の“くせ”は同氏がこれまで主張されてきた地殻変動の一樣性（等速度性）よりさらに精度の高いレベルでの議論であり、興味深かった。一方、衣笠氏は地震に伴う断層の変位速度の変化について紹介されたが、これは今回提供された話題の中ではおそらく最も短期間の地殻変動といえよう。

最後にまとめの意味をも含めて造構運動を考えるうえでの歪速度の一般の問題が植村氏によって取り上げられたが、これは(i)、(ii)ともに関係するものである。地質現象から直接得られるのは岩石や地層の変形であり、それによって歪速度を求めることができる。さらにそれらの物性定数を実測することによって、造構応力場との議論が可能となることを強調し、またその一例として西山層の変形(歪像)と、室内実験で求めたその粘性係数をもとにした場合、造構運動の継続時間に疑問が生じ、造構運動が間歇的に進行することを示された。

IV. 討 論

原氏によって求められた広域変成帯中の歪速度に対して、当然その継続時間に関心が払われた。しかし、継続時間そのものについては正確なひずみ量の測定がなされていない現段階では論議できないとのことであった。ま

た、広域変成帯中で歪速度を求めると、その大きさは変成岩の変成の程度と関係しているらしいことが原氏によって指摘された。これに対し、伊藤氏や水谷氏から岩石の流動特性は高温状態ではdiffusion creepが支配的であるとされているが、それに関係するのはクリープの活性化エネルギー(activation energy)であるので、変成作用の程度と結びつくことは十分考えうるとの意見が出された。一方、どちらかといえば現象論的な概念である粘性流動についても、その具体的なメカニズムをもっと追求していく必要があり、とくに無数に存在する断層の変位速度と、それによって生じる巨視的な変形運動との関係の重要性が大槻氏から指摘された。

V. フィナーレ

今回のシンポジウムでは準備期間が充分にとられたせいか、これまでのものより内容は充実していたように思われる。しかし、内容の豊富さとは対照に、座長が即席であって準備不足のため時間配分が十分でなく、とくに討論の時間が充分とれなかったのは残念であった。

いずれにしても、種々の方法で歪速度を求めることができるが、新しい時代の造構運動であっても、古い時代の造構運動であっても、その歪速度はほぼ同一のオーダーであり、この点、構造地質屋にとってまずは安堵したのではないかと思う。

さらに、今回のシンポジウムによって新たな問題がいくつかなげかけられた。たとえば造構運動の継続時間の問題や、粘性流動の具体的なメカニズムについてである。今後、このような問題を解決すべく、シンポジウムをさらに発展させていきたい。

(宮田・横田記)

<春の例会特集>

一 報 告 一

編 集 係

51年度の春の例会は、地質学会の折に、4月4日、午後6時～8時半まで、松本の信州大学理学部において行なわれました。御世話になった信州大の方々、および講師の方々に御礼申し上げます。

内容は次の通りです。

1. 「強磁性鉱物の酸化とその残留磁気につ

- いて」 百々瀬貫一氏（信州大）
2. 「地中応力の直接測定について」
御牧洋一氏（東京電力）
3. 例会議事「51年度の運営について」
両氏とも御多忙の為、講演内容について、編集係がまとめたものを以下にのべて、紹介にかえます。

強磁性鉱物の酸化とその残留磁気について

信州大学 百々瀬 貫 一 氏

岩石の残留磁気の問題は、かつて本会の「冬の勉強会」でプレート・テクトニクスの勉強会をやった時にも問題とされた。すなわち、記録されたインテンシティのピークを、正・逆の縞状モデルで説明することも重要だが、実際に手にとれる岩石中に磁気がどのように残留するかという問題から検討してみる必要がある……という課題であったと思う（構造地質研究会誌、第12号）。その意味で、今回、通常の岩石中の残留磁気の主要な要素である標記題名についての講演は、大変興味深いものであった。たゞ残念ながら、日頃このような学問に関する基礎知識があまりに貧弱なため、イロハから難解な部分が多かった。

いずれ再度この問題について勉強する機会が得られればと思う。以下講演の内容をかいつまんでメモにとどめる。

まず、岩石に含まれている強磁性鉱物のうち、圧倒的に多い鉄の酸化鉱物の中のFeO-Fe₂O₃-TiO₂三成分系の磁性について話をされた。この系にはマグネタクト、ヘマタイト、ルチル、イルメナイト、ウルボスピネル、ヴィスタイトなど岩石磁気学上重要な鉱物が

含まれる。そしてこの三成分系には基本的な三つの固溶体系列があり、ジュードグルッカイト系列、イルメナイト—ヘマタイト系列、チタノマグネタイト系列とよばれる。この系で酸化↔還元はFe²⁺↔Fe³⁺という過程で行なわれる。

チタノマグネタイト系列における0°Kの飽和磁化値を示したVerhoogenなどの理論模型で示されるように、一つの等酸化還元線にそって、酸化度が進むにつれ、飽和磁化が方向反転する。

このように岩石の残留磁気の問題を鉱物の酸化過程という点からみると、とくに岩石中の鉱物の構造、とりわけ粒度やクラックなどの検討が非常に重要なことを指摘された。

氏は、これらの条件を考えて、常温で残留磁気に変化する可能性を問題とされ、いわゆる海底の地磁気シマ模様についても、二次的な変化の条件を検討する必要を指摘された。参加した会員からも、この点について多くの質疑がされた。

（文責・小玉喜三郎）

地中応力の直接測定について

東京電力高瀬川発電所 御 牧 洋 一 氏

近年、各所の地圧測定結果より地表近くでの水平地圧が意外に大きいことが報告されている。このことは、地圧が地山かぶり重量の他に、地形ならびに地質構造、更に地殻変動、造山作用等の影響を受けるためである。

東京電力が高瀬川地点で計画した地下発電所は高さ59.5m、巾32.5m、長さ139.5mの規模を持ち、これに主変電室等の大型地下構造物が併設されることになる。これらの設計に関し当地点で実施した地圧測定の結果、水平方向に卓越した残留地圧が確認され、地形・断層等の関連に関し非常に興味ある結果を示した。以下にその概要をのべる。

測定は、まず岩盤にパイロットボーリングを掘った後に、計器（カールソン歪計等）をそう入してグラウチングし、後にオーバーコアリング（測定）するものである。測定は、孔径方向3成分および孔軸方向1成分の合計4成分の解放ひずみを同時に行ない、各ボーリング孔について孔径方向面内応力および、これと直交する孔軸方向直応力を求めることができる。

測定は地山かぶり250mの発電所アーチ中央部の調査孔（3カ所）、および同一地山かぶりの鉄管中段作業坑（1カ所）の合計4カ所で行なわれ、測定位置の地質はジュラ紀以降と思われる花崗閃緑岩、斑状細粒閃緑岩および花崗岩である。室内試験で、圧縮強度

2000~3000kg/cm²、V_p = 4.0~5.0km/secを示している。

各地点の計測結果より面内応力を解析した結果は、いずれも平面的にEW方向の地圧が卓越している。

解析結果からみると、第一主応力は、平面的に尾根の方向に10°の傾きを持ち、第二主応力は山の斜面にはほぼ平行で、測定箇所における地山かぶり重量（250m × 2.5 ton/m² = 65 kg/cm²）にはほぼ等しい値を示し、第三主応力は地表面と直交する方向となっている。

一方、水平方向に卓越した第一主応力P₁と上記かぶり深さ重量に等しい第二主応力との比（P₁/P₂）は、平均して2であり、水平方向が大きいことから、当地点の地山には潜在地圧があり、除荷の影響を受けにくい尾根の方向に残留しているものと考えられる。また最小主応力である第三主応力は地表と直交する方向であり、高瀬溪谷の侵食と猪の口断層の発生により開放され消滅したものと考えられ除荷の影響を顕著に表わしている。

測定の東南300mにある猪の口断層、および北東800mにある葛断層が地圧によるせん断破壊により発生したものとして求めた主応力の方向が前記実測結果と良く一致しており、興味ある結果を示している。

（文責・加藤碩一）

● 1975年度会計報告（1976. 4. 1現在）

収入の部

前年度くりこし金	¥65,910
春の例会（会費）	¥39,200
春の例会（会誌）	¥38,800
夏の例会（会費）	¥6,000
地団研総会（会誌）	¥18,800
理論の学習会（会誌）	¥3,800
入会金及び会費	¥2,700
小計	¥175,210

支出の部

会誌17号印刷代	¥68,250
地団研総会（手数料）	¥940
会誌18号印刷代	¥64,000
文房具	¥150
カセット・テープ代	¥900
小計	¥134,240
残金	¥40,970

トピックス

立川断層について

地質調査所 山崎晴雄

1. 立川断層の認定について

立川断層は、1974年に国土地理院の松田博幸らによって提唱された、武蔵野台地を変位させている活断層である。この断層は、国立市矢川付近から北西に、立川市街、立川市砂川、瑞穂町箱根ヶ崎、青梅市藤橋を経て阿須山丘陵まで追跡できる(図1)。断層変位は、たてずれ、北東側隆起で、水平ずれ成分は現在のところ認められていない。断層崖は明瞭な崖地形を示さず、段丘上では巾数百mで数mの比高をもつ緩斜面となっている。斜面付近での露頭観察では、撓曲した段丘礫層や小断層(逆断層)が認められる。これは、地表付近に未固結堆積物が分布するために、地下に存在する断層が、撓曲となってあらわれているものと考えられる。このことは、地震断層出現の際、沖積平野などでは断層崖が出現することは希で、ふつうは撓曲となってあらわれることから容易に推測できる。したがって、立川断層では、礫層の断層変位などのような地質学的な活断層の証拠は知られていない。しかし、武蔵野台地の地形については、従来から詳しい研究が行なわれており、地形面を利用して、活断層を認定することが可能である。

地形学的に認められる断層の存在の根拠は、形成年代を異にするいくつかの段丘面を横断して、立川断層を示す緩斜面が直線的に存在していることである。しかも、隆起側はいつでも北東側である。すなわち、断層は、阿須山丘陵の背面、金子台(下未吉面、S面)、武蔵野面(M₂面)、立川面(Tc₂A面、Tc₂B面)、青柳面(Tc₃面)を直線状に横切り、各々の面に断層の北東側が相対的に隆起するような変位を与えている。しかし、この場合、断層をはさむ両側の地形面が同一の地形面ではなくては断層の証拠とはならない。立川面上

の断層の斜面は、従来河蝕崖と考えられ、北東側の面は南西側より古い地形面とされていた。筆者は、この立川面について、テフクロロジーを用いて段丘面の対比分類を行なった。この地域の立川ロームの鍵層としては町田(1971, 1976)のATと筆者が、立川ローム層最上部で発見したガラス質火山灰、UGが有効であった。その結果、従来異なる段丘面と考えられていた所でも、段丘の離水層位からUGまでの風成火山灰層の厚さはほとんど同じであり、同一の地形面と考えられる。したがって、立川段丘上の斜面は河蝕崖ではなく、変動地形であると認定できる。以上のことなどから、武蔵野台地を横切る緩斜面が活断層として認められることになった。

2. 立川断層に沿う変位量と平均変位速度の分布

立川断層によって変位した同一の地形面の高度差(断層変位量)を、断層を横断する測量を行なって求めた。そして、各地形面の形成年代を推定し、断層変位量を年代で除して平均変位速度を求めた。図2は、立川断層に沿う断層変位量と平均変位速度の分布を示したものである。断層変位量は、古い地形面ほど大きな値を示している。平均変位速度はTc₂A面上の砂川から箱根ヶ崎までの区間が最も大きく、両側に小さくなる。南東方向は資料が無いので不明だが、北西方向では箱根ヶ崎の北西で変位速度が急減し、金子台付近では小さいが一定した値となる。

立川断層の変位速度の分布と、この地域の第四紀地史の関係については現在研究中であり、結論はでていない。しかし、挟山丘陵が残丘として、河川の侵食から取り残されていることなどは断層運動と大いに関連している可能性がある。

立川断層については、現在地形学的資料に

よって、断層の認定が行なわれ、第四紀後期の運動が知られているが、今後更に、地下の地質資料や、物理探査資料等も加えて、立川断層の運動史を総合的に明らかにして行きたい。

【文 献】

●立川断層に関するもの

貝塚夾平(1975)：台地面の変形から知られる活構造，東京直下型地震に関する調査(その2)，東京都防災会議，p.43～53
菊地隆男(1975)：関東平野西部の活断層による多摩面の変形，同上，p.66～74。(*)

松田時彦・山崎晴雄・金子史朗(1975)：西関東の活断層，同上，p.79～108.

松田博幸・羽田野誠一(1975)：関東平野西辺の線状構造について，日本地理学会予稿集，8，p.76～77.

山崎晴雄(1976)：関東地方西部の活断層，都立大修士論文，(*)

●立川断層付近の丘陵と段丘に関するもの

福田理・高野貞(1951)：東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質，地質学雑誌，57巻，p.459～472.

羽鳥謙三・寿円晋吾(1958)：関東盆地西縁の第四紀地史，地質学雑誌，64巻，p.181～194，232～249.

寿円晋吾(1965)：多摩川流域における武蔵野台地の段丘地形の研究，地評，38巻，p.557～571，591～612.

寿円晋吾(1966)：多摩川流域における武蔵野台地南部の地質，地学雑誌，75巻，p.185～199，266～281.

加藤好武・山田裕(1974)：関東地方の台地黒ボク土の生成と地形発達に関する研究，第1報，多摩川扇状地における地形面と黒ボク土の特徴，第四紀研究，13巻，p.177～186.

経済企画庁(1972)：土・地分類基本調査，地形・表層地質・土じょう，青梅 49 p.

町田洋・鈴木正男・宮崎明子(1971)：南関東の立川，武蔵野ロームにおける先土器時代遺物包含層の編年，第四紀研究，10巻，p.290～305.

町田瑞男(1973)：武蔵野台地北部およびその周辺地域における火山灰層位学的研究，地質雑，79巻，p.167～180.

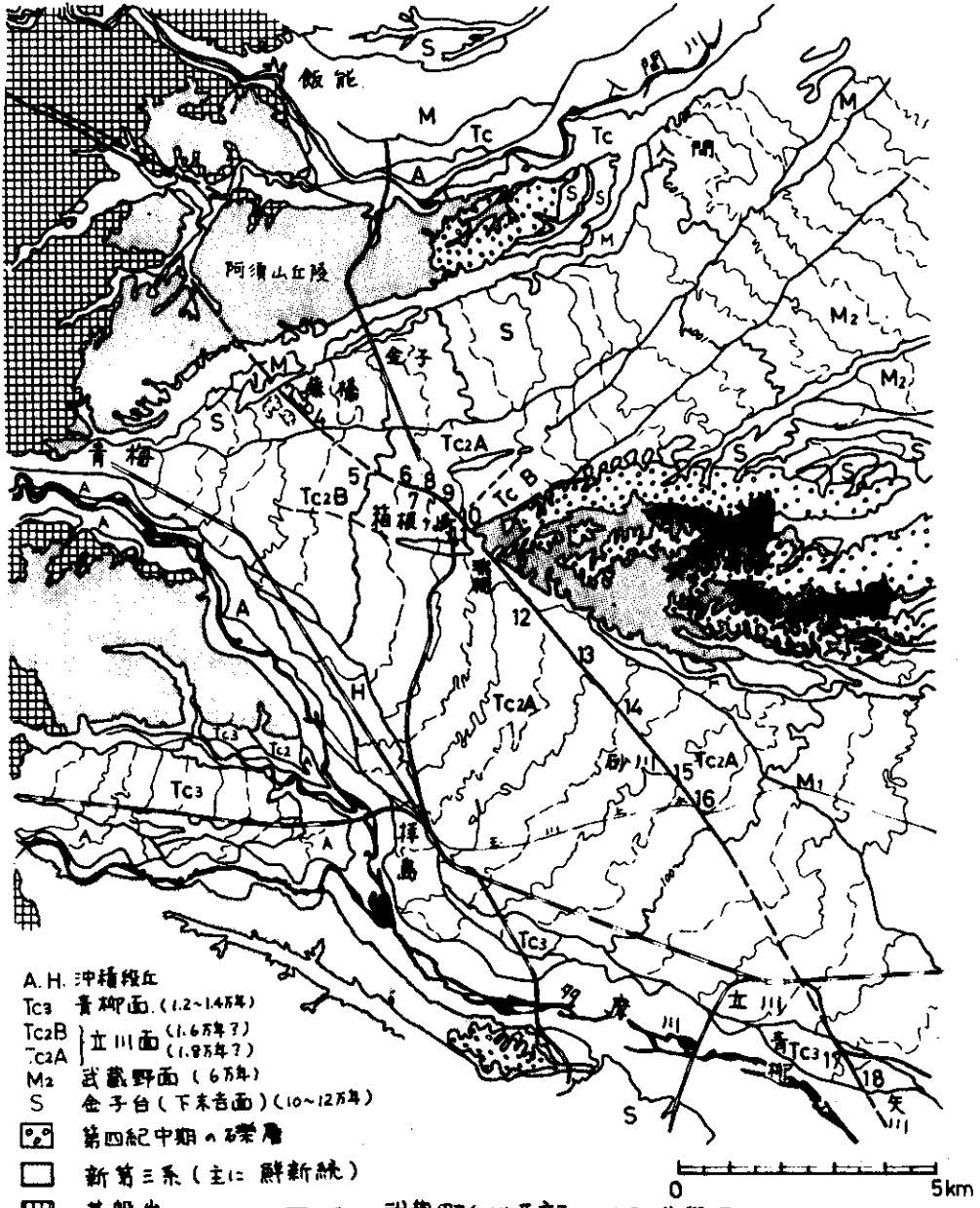
森 和雄(1969)：武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造，地調報告，233号，p.1～13.

森和雄ほか(1974)：埼玉県新座市・所沢市の試錐井とそれに関連する地表および地下地質，地調月報，25巻，p.379～395.
(***)

岡崎セツ子(1967)：立川段丘西端部のローム層の厚さの分布とその堆積状態，地評，40巻，p.211～219.

杉原重夫ほか(1972)：武蔵野台地における関東ローム層と地形面区分についての諸問題，第四紀研究，11巻，p.29～39.

町田洋・新井房夫(1976)：広域に分布する火山灰 — 始良Tn火山灰の発見とその意義 — ，科学 vol.46. №6 p.339～347.



- A.H. 沖積堆
- Tc3 青柳面 (1.2~1.4万年)
- Tc2B 立川面 (1.6万年?)
- Tc2A 立川面 (1.8万年?)
- M2 武蔵野面 (6万年)
- S 金子台 (下末吉面) (10~12万年)

- 第四紀中期の礫層
- 新第三系 (主に 鮮新統)
- 基盤岩
- 断層

図-1 武蔵野台地西部の地形分類図
および周辺地域の地質図

断層に沿う番号は変位量を測定した地点を示す。

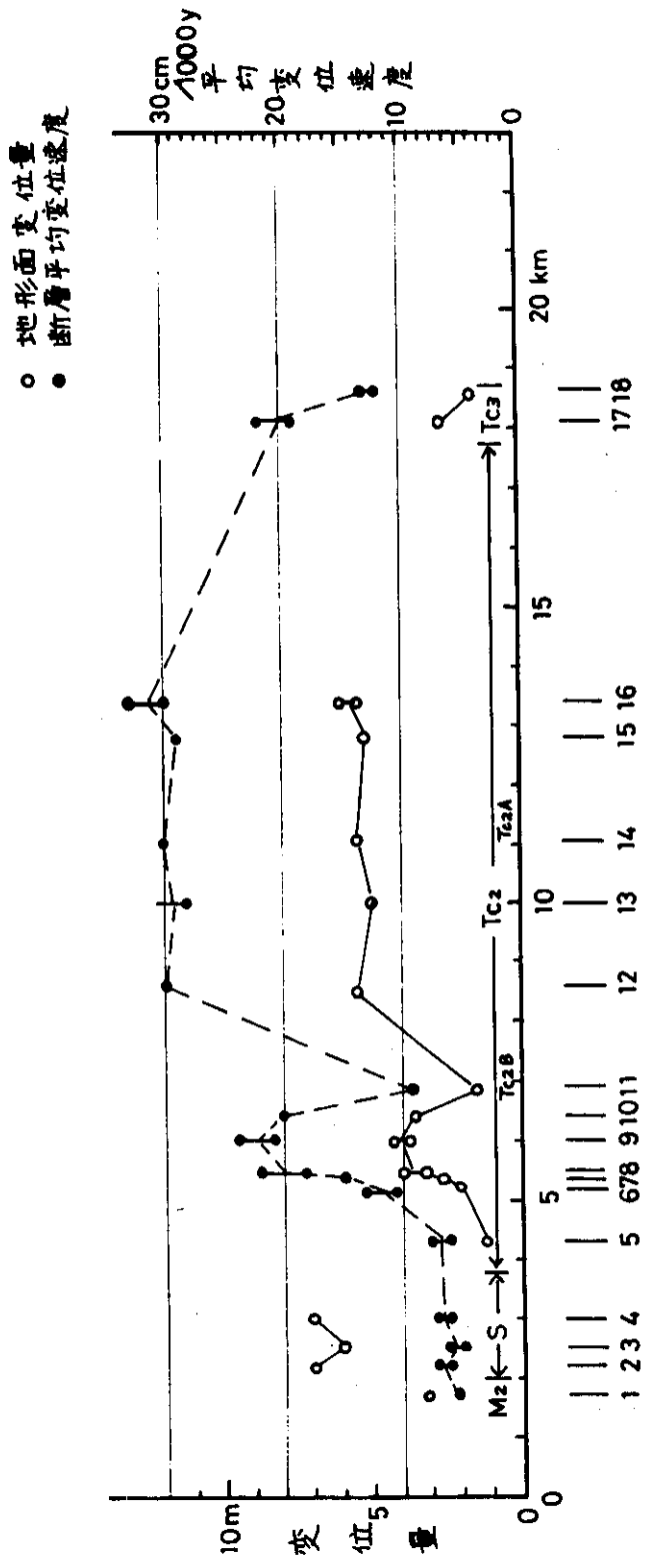


圖-2 立川断層に沿う断層変位量および平均変位速度分布図

＜ 本 の 紹 介 ＞

Tsuneji Rikitake : Earthquake Prediction.

357ページ, 1976年, Elsevier, Amsterdam, 邦価約15,000円。

ここ数年間に地震予知研究は大きな進展を見せた。このようななかで本書はPrediction oriented earthquake studies を総ざらいし、地震予知百科辞典ともいべきものを目ざしたものである。このことは、なまずの話から地震のコントロールまでの広範囲にわたる内容と500をこす文献からも知れる。内容は以下の17章からなる。序、伝説、予知研究初期の歴史、予知研究計画、測地、検潮、連続観測、地震波速度の変化、地磁気・地電流、活断層・活褶曲、ダイラタンシーモデル、予知理論、地震制御、地震警報と社会。

各章の記述は数多くの文献を引用しながら手際よくまとめられ、百科辞典の役目を十分にはたしている。しかしながら本書のもう一つの目的が日本の予知研究を海外に紹介するという点にあるとするなら、各章間でのウエイトのおき方に多少のアンバランスが気になる。たとえば活断層・活褶曲の章は6ページならず、そのなかの活褶曲にいたってはわずか6行でかたづけられており、一方地磁気・地電流、予知理論(統計と確率論的な取り扱い)にはそれぞれ24ページ、58ページがさかされている。しかしそうだからといって急速に発展しつづける予知研究のこの段階にこの様な書が出された意義は大きい。内容のアンバランスの責任はむしろ地質屋の方にあるのかも知れない。

力武常次：地震予知論入門， 212ページ，
1976年，共立出版，1300円。

Elsevier から出された前書の姉妹書であ

りほぼ同様の性格を持った書である。前書と異なる点は全体の記述がやや簡略になった(活褶曲は4行になってしまった!)のと、伝説がはぶかれた代りに地震とその関連現象という章を設け、基礎的な説明が加えられている。前書が15,000円という価格であり、英文を読むのはおっくうだという人には手ごろかも知れないが、内容はかなり高度であり、手軽に地震予知を知ろうという目的には向かない。地震予知論入門と題してはいるが総論とも言える書である。やはり“百科辞典”として座右におき“利用”する書である。山椒は小粒でピリリと辛い。

松沢武雄：地震の理論とその応用， 223
ページ，1976年，東大出版会，4000円。

前2書と対照的に、本書は教科書の体裁をとっており、著者独特の理論が展開されている。特に熱力学的な取り扱いや、表面波と不連続面の問題については多くのスペースがさかされている。しかし、弾性論を得意とする著者にしてはくいちがい弾性論や、最近の表面波に対する取り扱いはほとんどなされていない。この本の特徴をもう一つあげるなら「震災予防のために」という章が設けられ地盤特性についての記述がなされていることである。地震予知の最終的な目的が震災の軽減防止にあるとすれば、この分野では地質屋の力を発揮すべき余地は大きい。その意味でこの章は地質屋にも参考になる。

檀原 毅：地震予知—方法論的な考察—
126ページ，1976年，海洋出版株式会社，
900円。

次々と出される地震予知の普及書の中では

最も充実した内容を持っている。特に、前3著や多くの普及書が純学問的立場で書かれているのにくらべ、長く国土地理院にあり、社会的な責任の下で予知の実務についてきた著

者の書だけあり内容には迫力がある。同氏の最近の著書「大地を測る」(出光書店、950円)も好書。

(衣笠善博)

編集後記

名編集長であった新大の岩松氏が鹿児島大に移られたため、今までのように編集が行なえなくなりました。代わりを見つけるのに運営委員会で四苦八苦しましたがついには今にいたるも決定いたしませんでした。とりあえず今回は、地質調査所ですることになったのが7月下旬で、持ちこされていた原稿の催足などで、急なお願いをして御迷惑をおかけした会員もありました。ここでお詫びいたします。おかげさまで、何とか発行にもっていきましたが、今さらながら、長い間編集を担当された岩松氏の力量に感服しております。

次回は、記念すべき20号ですので、編集体制をしっかりと整え、りっぱなものにすることを願ってやみません。

1976年8月25日発行

事務局 東京都文京区大塚3-29-1
東京教育大学理学部地質学鉱物学教室
藤田至則研究室内

編集発行 川崎市高津区久本135
地質調査所内
構造地質研究会