

構造地質研究会誌

(第18号)

<構造研・TP 研合同例会>

中央構造線の運動とフィリピン海プレート……………塩野 清治・1

<夏の学校シンポジウム, 断裂のテクトノフィジクス>

小断層と地かくの変形……………小玉喜三郎・5

断層の形態について……………永広 昌之・大槻憲四郎・7

Brittle rockの破壊機構……………宇井 啓高・8

断層とその周辺の変位分布……………横田修一郎・12

討論会印象記……………垣見 俊広・13

<夏の学校個人講演>

近畿における地形の波長分析とその卓越波長について……………

……………横田修一郎・15

横圧力下のブロック化した地殻の変形について…伊藤 英文・17

丹沢山地の結晶片岩の成因

——層面片理の生成時期と生成条件に関する地質学的考察——

……………杉山 明・19

高知県大柵地域の秩父累帯中・古生界の構造

——御在所山衝上線について——……………伊熊 俊幸・20

1975.12

構造地質研究会

中央構造線の運動とフィリピン海プレート

大阪市立大学 塩野清治

1. はじめに

中生代以降の長い歴史をもつ中央構造線の断層運動の歴史は、筆者の様な地震学を専攻している者にとって、完全に理解することは非常に困難である。しかし東海大学出版会の「中央構造線」(杉山隆二編)の様な総合的な書物を手引きにして、現在の地震活動に関係するのは、長い地質構造発達歴史の中でもごく最近の100万年以後の運動のみであると単純に割り切って、中央構造線の運動をみると、地震学的研究からも発言することができる部分がある様に思われた。興味をひいたのは第四紀における中央構造線の運動は右ずれであることと、その新しい右ずれ変位が認められるのは紀伊半島中部から四国北縁にそう地域までの間に限られるということである。この様な断層運動を説明するための研究がいくつかある(Fitch, 1972; 藤田・奥田, 1973; 村内, 1973など)がFitch (1972)のdecoupling hypothesisが島弧系と横ずれ断層を結びつける有力なモデルであろう。しかし中央構造線に適用する場合には、西南日本に深発地震面が他の島弧系の様に発達していないことからわかる様にプレートのもぐり込みが変則的であることを考慮しなければならない。本小論ではもぐりこむプレートと中央構造線との間に現象論的に密接な関係があることを示し、それを説明するものとしてFitch(1972)のモデルを多少手なおしたモデルを提案する。

2. 中央構造線の右ずれ変位

この章では中央構造線ぞいの右ずれ変位の特徴を岡田(1973), 藤田・奥田(1973), 松田(1973)を参照しながら概括する。

紀伊半島では段丘をも切るきわめて新鮮な横ずれ地形が現われるのは五条付近の奈良

盆地と紀の川盆地を結ぶ地溝状の部分から西側のみである。和泉山脈南麓の急崖直下を縁どる右ずれの活断層系は五条付近で急にわん曲して金剛山地東麓を限る逆断層に移行する。

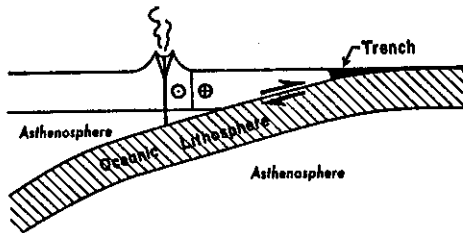
四国北縁部には明瞭な断層変位地形が連なり、とりわけその中部以東で断層地形の規模が大きく形態的にも新鮮なものが多くみられる。中央部北縁の石鎚断層崖麓域でも、その崖麓直下を活断層が通過しているが、とくにその東半部で右ずれ断層地形は明瞭である。桜樹屈曲部以西の四国北西部では中央構造線の北側数kmの所を右ずれ成分をもつ活断層が走っているが断層地形は四国中部以東ほど明瞭でなく変位速度がややおちるものと思われる。これより西では佐田岬半島の北側海底を通過して佐賀関半島の活断層に連なるようである。九州における中央構造線の位置については必ずしも見解が統一されていないようであり、また地質構造の複雑さ、火山群及び火山放出物の被覆などのため断層地形がはっきりしていないが、長大な活断層が続くことがなく比較的短小なものが分散的に配列しているにすぎないようである。

四国中部から讃岐山脈南麓域での中央構造線活断層系は最近数万年間で5~10mm/yrのオーダーで右ずれ変位をしている。またこの右ずれ運動は第四紀後期ではほぼ等速的に継続してきたか、ないしは現在にむかって、やや加速的に増してきた様である。この変位速度は大規模な横ずれ断層であるサン・アンドレアス断層の12~20mm/yrやアルパイン断層の10mm/yrとほぼ等しく、日本の他の活断層の変位よりは大きい。右ずれ運動の開始時期を決定する資料は十分ではないが、西南日本全体が東西方向の主圧力を受けるようになった第四紀の初め頃(100万年

ないし200万年前)から、右ずれの卓越した断層運動が始まり、現在に至っているものとみなされる。

3. Decoupling hypothesis

Fitch (1972) は、西南日本の中央構造線を初め台湾のLongitudinal断層・フィリピンのPhilippine断層・スマトラのSemangko断層などの大規模な横ずれ断層が活動的な島弧系内にあり、またその走向も島弧系に平行であり、さらに運動の時期がプレートのもぐりこみの時期と同時にすることに注目して、興味深い仮説decoupling hypothesisを提案した(図1)。海洋プレートのもぐりこ



第1図 斜めのもぐり込み地域の模式断面図 (Fitch, 1972)

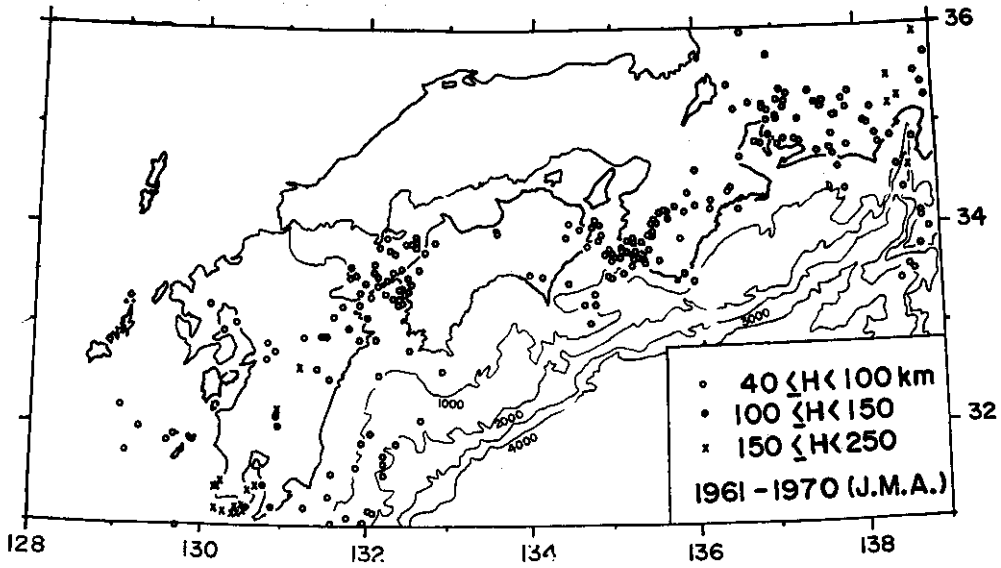
み方向が海溝軸に対して斜めである場合、大陸プレート側の既存の断層や火山列の様な弱線(zone of weakness)にhorizontal shearが集中し、横ずれの断層運動が生じ、もぐり込み運動の弱線に平行な成分が解消され、その結果弱線よりも海溝側のブロックがもぐり込むプレートとともに平行移動するというのがその内容である。decoupleという言葉はもぐりこみ運動が2つのプレート間の境界面上のスリップですべて解消されるのではなく、弱線ぞいの横ずれと境界面上のストラストに分割されるという意味で使っている様である。中央構造線についてみれば南海トラフからもぐりこむフィリピン海プレートの運動はN50°W方向であり、明らかに南海トラフに斜交する。またその方向は中央構造線の右ずれとも矛盾しない。もぐりこみ速度は、

8cm/yr程度であると地震学的に見積もられているのでもし完全なdecouplingがあったとすると中央構造線の変位は4cm/yrになるはずである。しかしこれは観測結果である5~10mm/yrの5~10倍にも達する。この差は完全なdecouplingの状態になっていない事を示す。またこの仮説は中央構造線で右ずれ運動が顕著なのは紀伊半島中部から四国西部に限られる事を直接説明することができない。この様な欠陥は仮説の不備というよりは西南日本でのプレートのもぐりこみが変則的であることに原因するであろう。

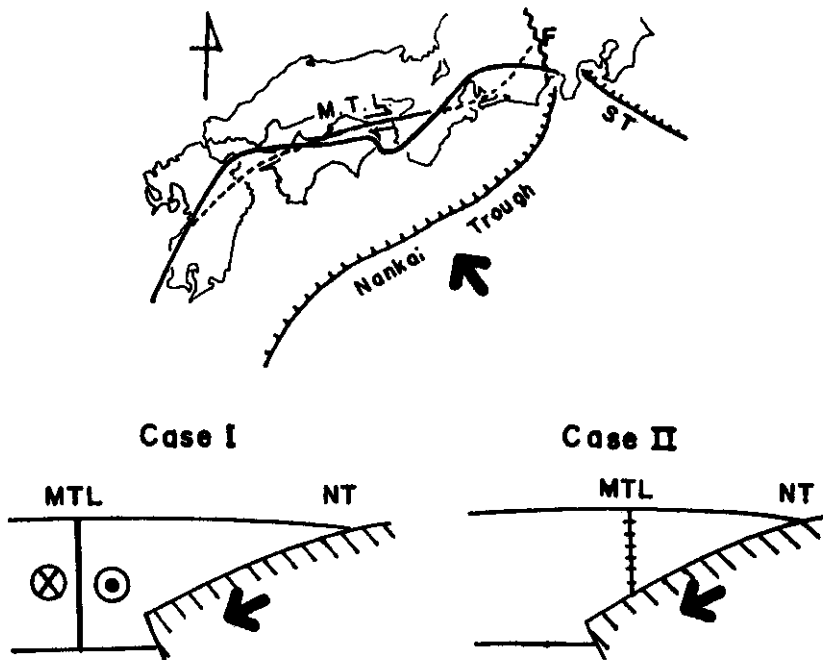
4. フィリピン海プレートの形

この章では西南日本の下にもぐりこむプレートの形を推定し、中央構造線との位置関係を示す。琉球弧ぞいに琉球海溝から200~300kmの深さに達する深発地震面が認められるが九州に入るとだんだん浅くなり伊予灘ではせいぜい100kmの地震しか発生しない。これは琉球海溝からもぐりこむプレートの先端が北東にむかってだんだん浅くなっている事を示す。伊予灘以东では100kmより深い地震が発生しないとはいえ一連の地震活動が外帯ぞいにみられ(図2)、これらの地震は発震機構の特徴からみて南海トラフからもぐりこむプレートと大陸プレートとの相互作用の結果であろう。四国西部と中部地方の地震の走時解析によって、四国や紀伊半島地域においてモホ面よりさらに5~20km程度下の最上部マントルに地震波速度が異常に速い層がみつかりもぐりこむプレートの存在が直接たしかめられ、またその高速度層(プレート)が一様に広がるのではなく、深い地震の活動域とほぼ同じ地域にしか存在しないことが明らかになった

(Shiono, 1974)。この結果からみて走時解析の行なわれなかった地域でも地震活動域でプレートの形を推定しても第1次近似としては妥当であろう。この様にして走時解析と地震活動から推定したフィリピン海プレートの形を図8に示した。図では先端の位置を太線で示しているの、南海トラフから太線までの



第2図 気象庁が決定した40km以深の震央分布。
 海深はm単位



第3図 プレートの先端=中央構造線。
 上：平面図。下：断面図

間の地下にプレートが存在することになる。先端の深さは大体九州南部で 150 Km 伊予灘で 100~60 Km それ以東では 30~60 Km 程度であろう。大陸側のプレートの厚さはよくわかっていないが 100 Km 程度であるとすれば伊予灘以東ではもぐりこむプレートの先端はまだ大陸プレート内にとどまっていることになる。図 3 には中央構造線の位置も実線と破線で示したが、実線で表わした横ずれ変位のみられる部分と破線で表わした横ずれ変位のみられない部分とはもぐりこむプレートの先端との位置関係が逆になっていることは注目すべき現象である。

5. 中央構造線ともぐりこむプレート

前章で指摘した様に中央構造線ともぐりこむプレートの先端との間に密接な関係がある。紀伊半島西部から四国西部までの右ずれ変位の顕著な地域ではプレートの先端はまだ中央構造線まで達せず外帯のブロック内にとどまっており、逆に横ずれ変位のあまりみられない紀伊半島東部や中部地方あるいは多分九州地方ではプレートの先端は中央構造線を横切り内帯のブロックに達している。この 2 つの場合を図 3 の下側に case I、case II として模式的に描いた。Fitch (1972) の模式図(図 1)と比較して中央構造線の場合はかなり変則的であることがわかる。しかし case I の場合は斜めにもぐりこめば decoupling が起きるであろうことが期待でき、中央構造線が大陸プレートをつきぬける構造的な弱線と考えれば横ずれを起こし外帯のブロックはもぐりこむプレートとともに断層と平行に移動して horizontal shear を解消するであろう。一方 case II の場合は中央構造線の両側

がプレートに接しているため、外帯ブロックのみが移動することは不可能である。この推定は観測結果と矛盾しない。さらに横ずれ可能な紀伊半島西部から四国西部までの部分でも、その両側に横ずれが不可能な部分をもっているため両側が固定された状態になり、運動が制限され完全な decoupling となり得ない。この事が観測結果の 5~10 mm/yr という変位量が decoupling hypothesis で期待される値 40 mm/yr より大巾に小さくなっている原因と考えることができるであろう。

以上、地震学的に推定されたプレートの形をもとにして、地質学的現象である中央構造線の横ずれ変位の特徴を理解するのに有力な新しい観点を導入した。しかしながら本文での議論は単純化しすぎたきらいがあるし、歴史的な観点も欠けている様である。今後さらに厳密な調査研究が必要とされるであろう。

最後に中央構造線に関する問題意識を呼びおこし、多数の地質学的な助言をしていただいた藤田和夫教授をはじめとする藤田研究室の皆様に感謝の意を表したい。

文 献

- Fitch, T. J., Jour. Geophys. Res., 77, P4432-P4460, 1972.
- 藤田和夫・奥田悟, 中央構造線 (東海大学出版会), P97-110, 1973.
- 松田時彦, 中央構造線 (東海大学出版会), P239-252, 1973.
- 村内必典, 中央構造線 (東海大学出版会), P335-354, 1973.
- Shiono, K., Jour. Geosci. Osaka City Univ. 18, P37-59, 1974.

小断層と地かくの変形

地質調査所 小玉 喜三郎

1. はじめに

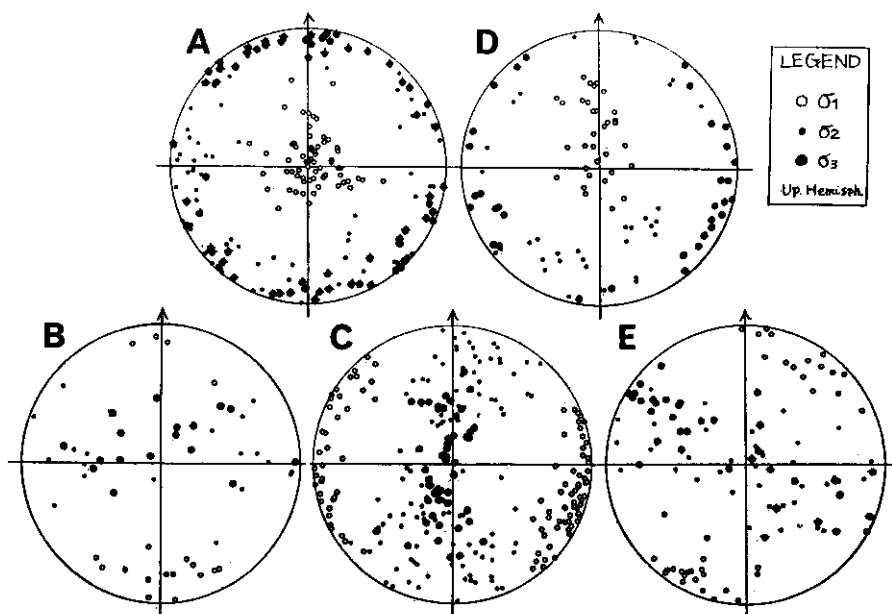
小断層を用いた地質構造の解析は、それがかなり規則的に発達するために有効な方法として古くから利用されてきた。しかしその目的の多くは単に大きな地質構造の方向などと調和する1つの証拠を求める程度で、何もなにより役に立つという程の意味しかみとめてないものも多い。ここでは、小断層がどんな地かく変形の中でもつ役割は何なのかについてもう少し考えてみたい。

2. 小断層の特殊性と一般性

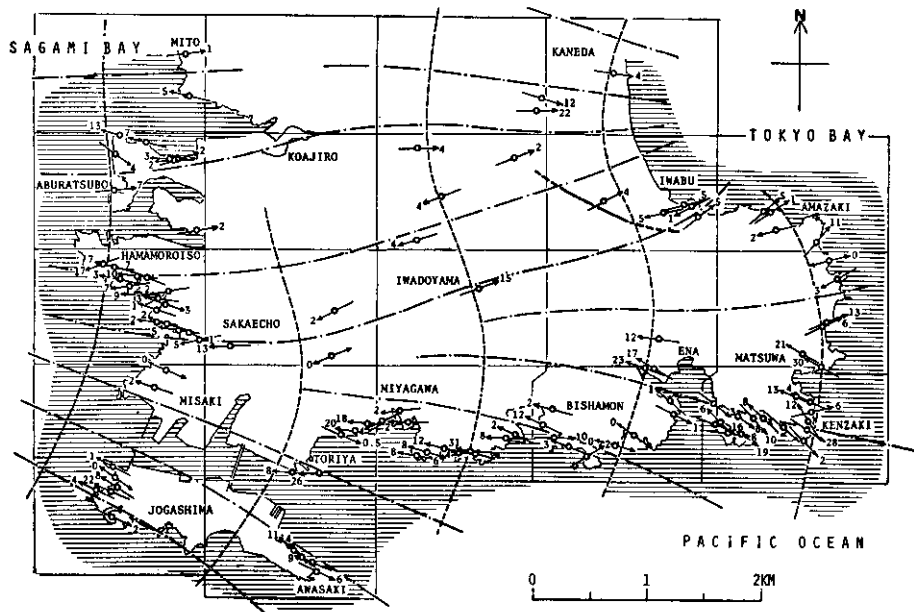
ここで小断層とは数 m 以下の変位をもつ断層としておく。このような断層はその規模が小さいが故に、より大きな断層とは共通しない特殊な性質をもつ。たとえば、①頻度が高いから統計的検討はできる、②破壊の特徴や

実変位の性質は直接観察できる、③1つの断層発達によって地かくの変形に不連続性を及ぼす範囲はせまい、④個々の性質はばらつくが、一定の範囲で統計的に規則性をもつ ⑤過去に一度しか変位しなかった断層があり、当時の変形増分（増分応力場）を化石化している、などがある。

一方で、大きな断層はもともと小さな断層から発達するので、両者に共通しやすいいくつかの性質がある。たとえば、①小断層の範囲でも、くり返し何度も変位して成長していく、③平均的な性格だけでなく、微小断層の中にも、大断層の性格とよく一致するものがある、④一群の断層系全体として、地かくの変形にはたす役割や応力場解放にはたす役割は大きい、などである。



第1図 小断層系の主応力場の変遷(A→E)



第2図 C系統断層の造構応力場と引橋断層

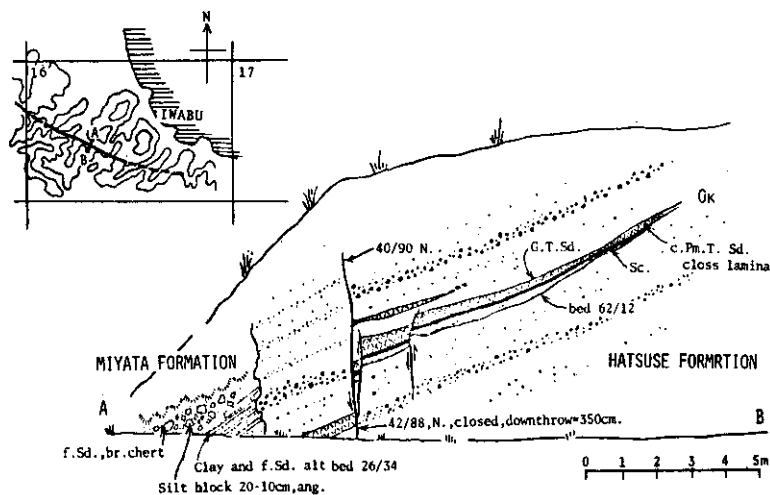
3. 小断層研究の目的・方法

以上をふまえ、小断層発達が地かく変形に果たす意味を解明するためには、とくに、①大断層の発生・成長と小断層発達の関係、②小断層自体が全体として地かく変形をどのようになっているか、③それらの発達を連続的に歴史的に解明する、等が必要である。した

がって小断層発達の規則性は、単に卓越する構造に調和する外力の指示者としてのみ意味があるのではないだろう。

4. 例

ここでは、三浦半島の小断層系（5系統）が、一連の地かくのブロック状昇降運動の過



第3図 B系統断層と引橋断層

程で発生してきた例を示す(図1)。これらの断層系は、いずれも第四紀に相前後して生じたものだが、夫々は互いに直交して何の関係もないようにみえる。しかしブロック変形の過程でみると密接に関連し、前の断層系の成長が、あとの断層系の発生のきっかけとなり、規制している(図2)。さらに、小断層系(b、c)は、構造区を限る、大断層の運動過程と直接関連している(図2、3)。

5. おわりに

以上のような断層発達と地かく変形の関係を明らかにするために、特に中スケール(1/1000~1/5000)の地質構造のパターンを解明していくことが必要だろう。これらによって、連続的な地かく変形の中で果す、断層の不連続的変形の意味が、より一層明らかにされよう。

断層の形態について

永広 昌之・大槻憲四郎

1) 高封圧下で圧縮応力を受けた岩石試料に生じる巨視的な剪断性の割れ目が *échelon* 状に配列する微小な割れ目の集合からなっていることはすでに知られている(小出・星野, 1967; Koide, 1971; 永広・大槻・北村, 1974)。永広らによれば、その形態の特徴とそれをもたらした割れ目の発達過程は下記の通りである。①巨視的な剪断の割れ目は *échelon* 状に配列する剪断性の微小な割れ目の集合からなっている。②両者のズレのセンスは同じである。③微小な割れ目と σ_1 軸とのなす角 θ は巨視的な割れ目と σ_1 軸とのそれに比しより小さい。④変形の初期の過程で共役セットをなす微小な割れ目がまず生じ、*échelon* 状に配列する。⑤さらに変形が進行すると、微小な割れ目はその先端部から σ_1 軸に対しより大きい角度をなす方向に成長し、隣りあった微小な割れ目が互いに結合する。その結果、巨視的な割れ目が形成される。

2) 野外においても、露頭規模で観察される断層の中に、岩石試料の場合と同じ様に、*échelon* 状に配列するより変位の小さい断層が集まってより大きい断層を形成している例がかなり数多く見いだされる。また、地質図上で表現される規模の断層(strike-slip

fault)においても、従来知られている特徴—“secondary fault”や spray fault)—に加えて、主断層自身がけっして“一本の”断層ではなく *échelon* 状に配列する断層の集合からなっているという特徴を備えているものもある(例えば日詰—気仙沼線)。“secondary fault”はこの様な *échelon* 状配列をなす断層の比較的良好な発達したもののなのであろう)

3) この様に、異なった scale の断層の形態が著しく類似であるということは、Tchalenko (1970) が指摘した様に、その変形機構(変形過程)が類似であるということであろう。野外で観察される断層の多くは、実験で観察された過程の最終の形態を示すもので、それに至った変形過程を知ることは困難である。しかし、いくつかの活断層や地震断層の形態は変形の初期の過程の形態を表わしていると考えられ(例えば1968年の Dasht-e Bāyaz earthquake fault), その形態は実験において観察されたものときわめてよく類似している。したがって、上述の様な断層の発達過程は、封圧下ではかなり普遍的なものであると考えてもよからう。

4) Moody and Hill (1956) らの、主断層の水平ずり運動に伴う応力の再配置によ

り second order の断層が形成されるという考えとわれわれの考えとは異なっている。上述の様に、われわれは second order の断層の結合により主断層が形成されると考えている。chinnery (1965a, b) の数値実験によっても secondary fault が形成されるに十分な応力の集中は断層末端部においてのみ可能で

あり、 σ_1 軸に対しより大きい角度をなす方向に成長しやすいとしている。この発達様式はわれわれの考えと一致している。

(5) 野外において観察される断層には変位のセンスの明らかでないものも多いが、その形態的特徴からある程度変位のセンスを推量することも可能なのではないか。

Brittle rocks の破壊機構

名古屋大学 宇井啓高

Table 1

Rock	η_0 %
R	0.0031
H	0.0206
G	0.0886

断層は力学的に不安定なところに発生すると考えられる。破壊現象の発生の問題を実験的に調べることは、力学的不安定の意味を考える上で一つの示唆を与える。以下に断層の発生の問題として、Brittle rocks の破壊機構について考察する。

測定には苗木花崗岩、G、(岐阜県恵那郡蛭川村)、濃飛流紋岩、R、(岐阜県恵那郡付知町)、ホルンフェルス、H、(愛知県東春日井郡下半田川町) のいずれも道路沿いの切り割り又は碎石場の新鮮な岩石を用いた (Belikov, 1961)。測定は新潟大学の三軸試験機により、封圧 0, 500, (800), 1000, 1500, 2000 $\frac{\text{kg}}{\text{cm}^2}$, 歪速度 10^{-4} /sec で行なった。たて、よこの歪の測定は抵抗線歪計によった。

間隙率 η_0 の測定 Walsh (1965, a) に似た方法によって求められた η_0 が第 1 表に示してある。Brace (1965) によれば、岩石内の空隙には微小クラックによるものと、球状空隙 (pore) によるものとが考えられ、第 1 表は前者に相当する。pore はかなりの高压下でも存在すると考えられているからである。G の η_0 にばらつきがあるのは、造岩鉱物の粒径が平均 2 mm と大きく、異方性の影響があるためと考えられる。微小クラック (楕円状の空隙) が閉じる封圧には、 $P = E\alpha$ の関係がある (Walsh, 1965, a)。E はヤング率、 α は楕円状の空隙

の短軸と長軸の比である。P を 2 Kb とすれば (Brace, 1965), α は、 $\alpha_R = \frac{1}{1000}$, $\alpha_H = \frac{1}{1200}$, $\alpha_G = \frac{1}{700}$ となる。

第 2 表は G に対して封圧を 500 $\frac{\text{kg}}{\text{cm}^2}$ まで 3 回くり返して増減した結果であり、 η_0 と β_L が次第に減少していくことがわかる。これは前述の微小クラックが閉じることによって、ヒステリシスが生じることを示している。

体積歪 $-\Delta V/V$ と見かけポソアン比 ν^* の測定岩石を封圧下において破壊させる過程で、 $-\Delta V/V$ および ν^* を測定した。岩石の破壊過程で体積膨張が生ずることは、Brace, et al (1966) などによって知られている。第 1 図から体積膨張が封圧と共に小さくなることがわかる。2000 $\frac{\text{kg}}{\text{cm}^2}$ 以上の封圧では、わずかな体積膨張

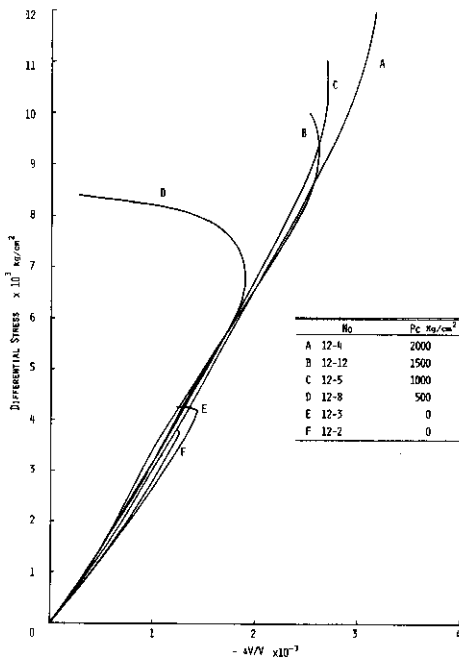


Table 2

Cycle	n %	β mb ⁻¹
1	0.0956	1.15
2	0.0766	0.979
3	0.0561	0.928

Porosity and linear compressibility for cyclic pressure of granite.

で破壊が発生すると考えられる。第3表は岩石種による x の値を示す。 η_0 が大きいものほど x の値は小さい。とくに x_2 の値においてこの傾向は顕著である。 x の値は破壊応力に対する百分率であり、岩石の破壊過程において x の値があるていどの範囲できまるということは、Brittle rocksの破壊が、 x_1, x_2, x_3 で何らかの意味をもつからと考えられる。第4表は x_1, x_2, x_3 に対する ν^* の値である。

$\nu^* = -\frac{\alpha \epsilon_\theta}{\alpha \sigma} / \frac{\alpha \epsilon_z}{\alpha \sigma}$ であり、 ϵ_θ は円周方向の歪である。一般に ν^* は封圧と共に変化するが、 x_1, x_2, x_3 に対する ν^* の値は封圧を変化させてもほぼ一定である。差応力の増加に伴って ν^* は確実に増加するが、それは ϵ_z より ϵ_θ の方が応力に対する歪の増加率が高いことによる。 ϵ_θ は上に凸、 ϵ_z は下に凸の応力-歪曲線を示すことから、 ν^* の増加は説明できる (Walsh, 1965, b)。

第2図に従ってBrittle rocksの破壊について考えてみよう。1の段階で潜在する微小クラックが次第に閉じていく。しかし、球

Table 3

x	R	H	G
x_1	40	20	40
x_2	70	60	70
x_3	90	90	90

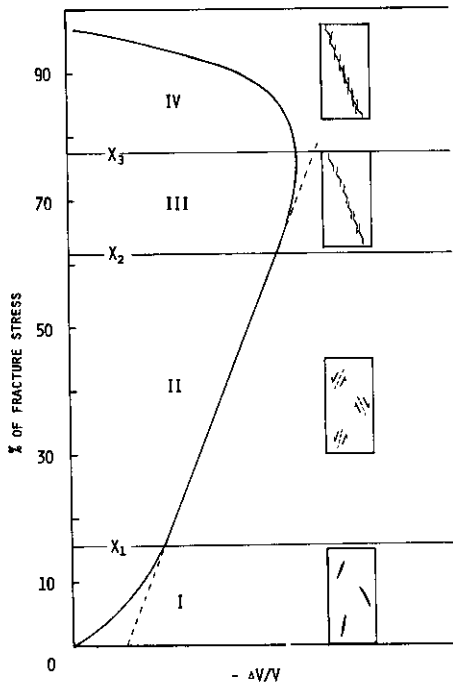
% of fracture stress.

状空隙は閉じないで残る。微小クラックは鉱物粒子の境界とか劈開に沿って存在すると考えられている。 x_1 以降IIの段階に入る。ここでは変形は弾性的である。この段階では造岩鉱物の弾性的変形と球状空隙の変形および閉じた微小クラック沿いのすべりなどが関与し

Table 4

x	R	H	G
x_1	0.249	0.204	0.208
x_2	0.268	0.248	0.248
x_3	0.285	0.293	0.270

Effective Poisson's ratio for % of fracture stress.



ていると考えられる。 x_2 以降Ⅲの段階に入る。ここでは変形は弾性的でない。これは主として、閉じた微小クラック沿いのすべりが更に進行して、軸方向の引張クラックが生ずるためと考えられている(Brace, *et al.*, 1966)。

ここで crack hardening がおこる。軸方向のクラックの発生と生長は応力に対して制御的である。 x_3 で体積歪が最小値をとる。Ⅳの段階で体積膨張ははじまる。ここでは軸方向のクラックの発生と生長は非制御的であると考えられる。Ⅳの最終段階で断層が発生する。試験片が断層によって移動するには、軸方向のクラックだけでは不可能であり、斜方向のすべりが必要である。これは、軸方向のクラックの生長が鉱物粒子の境界や劈開に沿う斜方向のすべりをうながし、全体的にはジグザクな形態をとって断層となることで説明可能であろう (Ui, 1973)。

参 考 文 献

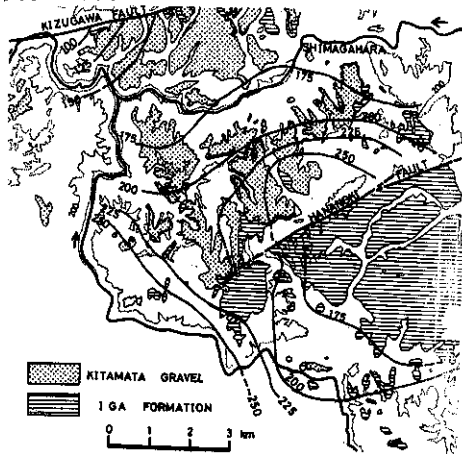
- Belikov, B. P., 1961: 地質調査所月報 15, 783-800, 16, 45-78 大草重康 訳
 Brace, W. F., 1965: J. G. R., 70, 391-398
 Brace, W. F., *et al.*, 1966: J. G. R., 71, 3989-3993.
 Ui, H., 1973: J. Earth Sci. Nagoya Univ., 21, 59-71.
 Walsh, J. B., 1965 a: J. G. R., 70, 381-389
 Walsh, J. B., 1965 b: J. G. R., 70, 5249-5257

断層とその周辺の変位分布

大阪市立大 横田 修一郎

断層運動による変位の時間的・空間的分布の正確な把握は、断層の形成機構を考察する際、正断層、逆断層といった断層型の識別とともに重要な課題である。一般に断層運動による変位は断層が大きいほど時間的にも空間的にも広範囲に及ぶと考えられる。近畿では第四紀に活動してきた長さ5 Km以上、最大垂直変位100 m以上の基盤を切る断層についてこれまで多くの研究がなされてきた。そこで、この地域の断層運動による変位分布について1つの基本型をなすと思われる花ノ木断層(三重県)の場合を例として紹介する。

本断層周辺には古琵琶湖層群伊賀累層(鮮新世)が基盤を不整合に覆って広く分布し、その中で層厚5~20 mの伊賀粘土層(近藤、1968)は2~3枚の火山灰層を伴った顕著な泥炭層をはさんでおり、ほぼ同時面の鍵層となっている。第1図は本層の底面高度の分布を描いたものであるが、断層をはさんだ両側でその高度は著しく異なっており、堆積以降の垂直変位の空間分布を示している。第2図はさらに第1図をもとにして、断層線に直交する方向ならびに断層線に沿った方向の変位

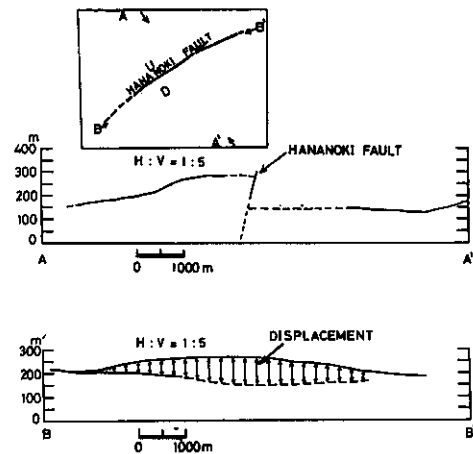


第1図 花ノ木断層とその周辺の変位分布。
等高線は伊賀粘土層の底面高度の分布を表す。

位分布である。直交方向の場合、断層線から離れるにしたがって変位は減少しているが、必ずしも距離とともに同様減少するのではない。また断層線に沿った方向では中央部で最大垂直変位100~110 mを示すが、両端の方へ次第に減少する。

このような変位の空間分布は断層面の傾斜角、長さ、深さ等に密接に関係することが dislocation theory によってすでに明らかにされている。本断層の場合、露頭で観察される断層面の傾斜角は 40° ~ 50° で逆断層を示しているが、この傾斜角と上述の変位分布のパターンの関係は Savage & Hastie (1966)の理論的關係を満足しうるものである。

したがって、従来のように最大変位の記載だけでなく、断層周辺の変位分布を正確に把握することによって、断層の全体像はより明確なものとなり、その形成がどの程度の広さの応力場を反映したものか等についても明らかになると思われる。また、当然のことながら、複数の同時面鍵層を用いることによってさらに時間的問題にも言及できるであろう。



第2図 断層線に直交する方向(A A')とそれに沿った方向(B B')の変位分布

討論会「断裂のテクトノフィジックス」印象記

地質調査所 垣見俊弘

1. ねらい

断列の tectonophysical な研究は、野外調査・岩石試験・モデル実験の 3 分野が交流し合って、1960 年代の半ば頃から、比較的順調に発展して来た。自然における場と物性の資料からモデルを設定し、これを作動させることにより自然との対応を見るという、研究の常道をマットウに歩んできたといえるであろう。このなかで、構造研の果たした役割の大きかったことは、決して自画自讃ではないと思う。

それはとにかく、現在、断裂研究における上記の 3 分野は、いずれも第 2 段階にさしかかったように思われる。

野外研究では、当初は断層解析から応力場を求めることに力が注がれていたが、現在はこれに留らず、ひずみの問題に関心が移ったように見える。これと平行して、大構造の発達そのものを tectonophysical に扱うフィールドジョロジストが増えてきた。

岩石の実験では、はじめは種々の岩石について変形—破壊条件を求めることに重点がおかれていたが、現在は断裂の発生のプロセスを詳しく追求し、大断層の発達過程を理論づけることに意を注いでいるように見える。

モデル実験でも、光弾性モデルや粘土モデルで応力分布や破壊領域を再現し、野外との定性的な対応づけを行っていた段階から、FEM などによる数値実験の発達にも裏付けられて、3 次元・多層モデルなどより自然に近い条件下で、しかも変形—破壊の進行を再現することが課題となっているようである。

多少らばうな類型化しすぎとの批判を承知で云うならば、各分野はいずれも曲りかどにあり、しかもそれぞれの課題が、共通している。一言で云うと、それは断裂の進行の間

題である、と云えないであろうか。

このような時点で、現代の断裂の研究の現状を、それぞれの分野から提起し、これを整理し、相互の関連性を求め、これからの研究に新しい展望を与えよう、というのが多分、今回のシンポジウム企画者のネライであろう。

2 形式

大きく 3 部に分けて行なわれた。第 1 はフィールドからの、第 2 はラボラトリーからの話題提出である。第 3 は総合討論であり、1 と 2 に共通する課題を探り、今後の展望を開くことに重点がおかれた。なお、藤田至則氏からは、どの分野でも、観察された事実と、それからの推論 (スペキュレーション) を区別して話すように要望された。

シンポジウムは、本会でははじめての試みであったが、パネルディスカッション形式で行なわれた。はじめ第 1 グループの話題提供者 (パネラー) と司会者が、参加者に向けて並び、一人ずつ話題を出したのち、パネラー同志で意見交換を行ない、ついで全員による討論を行なう。続いて第 2 グループの討論が同形式で行なわれ、最後に全員による総合討論がなされた。

この方式は、話題が散漫にならず、みんなの関心がシャープに集中して行く点で、非常に大きな効果があった。今後も大いにこの方式を採用したいと思う。

話題提供者の話の内容は本誌にのっているので、ここでは、コメントや質疑応答・主張のなかから、筆者の印象に残ったものを以下に記そう。

3. フィールドより

野外研究の部門では、各パネラーともに、

大構造、それも従来の解析法では扱いきれない3次元問題に積極的に挑戦していることが眼についた。エシェロン構造、走向ずれ大断層、陥没、地塊運動、等々……。小断層を扱った小玉氏も、従来2系統と見做された方向性の異なる断層が同時に発生するモデルの提出など、2次元的な解析から脱皮する方向を示した。さらに各氏とも、断層を応力の化石としてのみならず、地殻ひずみの解析に利用しようとする意欲を示した。横田氏は断層によるトータルの変位分布から、地震学における dislocation theory を媒介にして、断層生成のメカニズムを示した。この例にみられるように、現在の運動から過去の地質構造を追求することが、今後の重要な研究課題の一つとなるであろう。

もう一つの課題として、共役断層の片方が卓越する問題・大断層の成長・既存断層の再活動など、断層発達のプロセスの問題もとりあげられた。

とくに印象深かったのは、大構造を扱う場合どうしてもディメンジョンと取り組まざるを得ないが、大槻氏はここに断層体積という概念を導入したことである。これは、断裂研究の中心課題が応力→ひずみ→エネルギーへも発展していくコースを暗示しているように筆者には思われた。

4. ラボラトリーより

岩石実験の部門では、3人のパネラーが共通して、faultingのプロセスに最大の関心を持っていることを示された。破壊以前のマイクロクラックの発生から、いかにして断層へと発展していくかの問題であり、地震予知など防災面からも、また地質構造発達の理論的裏付けとしてもきわめて重要な課題であろう。永広氏は、実験の結果を積極的に野外の大構造にあてはめて説明した。スケールの問題があるので、室内実験の結果がどこまでフィールドに適用できるかは吟味を要することであ

る。しかし、尻ごみせずに大担に実験室と野外を結びつけて批判を問うた永広氏の姿勢を買いたいところである。

岩石の変形→破壊の過程で生ずるダイラタンシーの問題は、小出・宇井の両氏によって紹介され、ここでも地震学との結びつきの強さを感じさせられた。小出氏は、既存の断層が再び動く場合でもダイラタンシーが生じていることから、断層面のゆ着のことにふれた。ここまですら考慮すると、断層の発生→消滅→復活という長期間のプロセスが扱われたことになり、大変興味深かった。

5. ファイナール

総合討論では、とくに野外と実験を結びつける課題について話し合われた。岩石変形実験初期のマイクロクラックやエシェロンクラックは、野外では何に相当するのか？。フィールドにおける構造の規則性や大断層の間隔は実験的に再現できるのか？どんな条件で？。等々……。

大槻氏や横田氏は、大きい割目ができるプロセスとして、エネルギー解放の様式が、岩石の物性や、負荷条件によって個有に定まるのではないかと考えた。もしそうならば、節理に等間隔性があるように、たとえばグリンタフ地域には個有の断層間隔があり得るのかもしれない。そして縦来、構造形態の“地域性”とか“時代性”として扱われた問題は、場と物性の条件として解けるようになるであろう。

討論の時間が足りず、例によって十分なまとめもせずに散会せざるを得なかった。しかし、今回の討論会は、一見雑然としているようであるが、すくなくとも自分の研究について問題意識をもって参加した人にとっては、今後の研究に展望を与えたという点では、非常に実りの大きい会であったと思う。

近畿における地形の波長分析とその卓越波長について

大阪市立大学 横田 修一郎

1960年代に発展した褶曲の力学理論は、野外において褶曲の何に注目すべきかを明らかにし、それによって地質現象と理論の対応という形で褶曲の形成機構の研究は著しく進展してきた。しかし、その多くは1露頭で観察できるような微褶曲に限られたものであった。

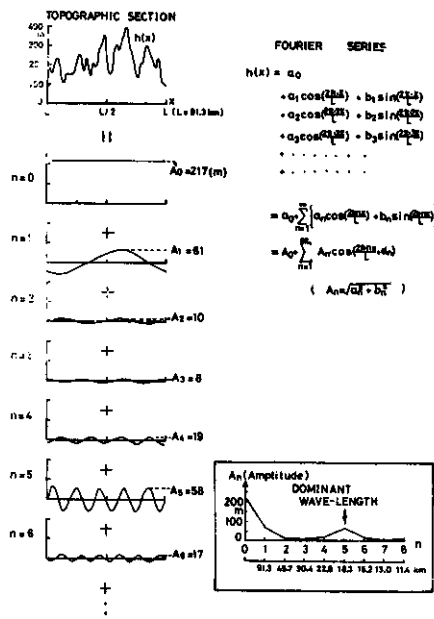
一方、波長数 $k_m \sim$ 数10 k_m に及ぶ大規模な基盤の褶曲(波状変形)は被覆層の高度分布や段丘面の変形、あるいは水準点変動の解析等からその存在が間接的に指摘されている

(Kaizuka, 1968; Mizoue, 1967; 太田, 1968; Huzita, 1969)。また、このような大規模な褶曲を座屈褶曲として説明するため、いくつかの力学モデルの組立とその理論的展開がなされてきた (Biot, 1961; Ramberg & Stephanson, 1964)。しかし、現在までのところそれら現象と理論を対応させた形で形式機構の具体的研究はほとんどなされていない。これは、微褶曲の場合には competent 層、incompetent 層の認別が一目瞭然であるのに対し、大規模な褶曲の場合にはそれらに相当するものを見いだすのは困難であり、そのため、たとえ卓越波長が得られたとしてもそれ以上の進展は不可能であったからであろう。そこで、卓越波長を多くの地域で求め、その地域的差異を基盤の岩石物性や造構応力場等の地域性と関係づけ、それを支配するパラメーターを見いだしていくことが必要となる。

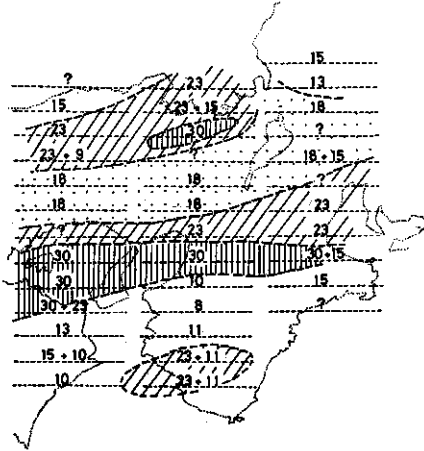
近畿において上述のような研究を行なおうとするとき、基盤の第四紀を通じての変形は現在の地形起伏として表わされているため、地形の波長分析によって基盤の大規模な褶曲の卓越波長を抽出することは可能と思われる。一般に地形に見られる起伏は、その成因によ

って造構運動による変動地形 (tectonic relief) と岩石の被侵食性の差異による組織地形 (structural relief) に分けられる。後者は一般に堆積岩地域でよく発達するが、ここで対象とする波長数 $k_m \sim$ 数10 k_m の地形起伏はいわば接峰面的なものであり、組織地形についてはほとんど消却されているとみなせるであろう。

第1図は地形の波長分析の方法を示したものである。任意の地形断面 $h(x)$ は種々の波長をもった三角関数の級数、すなわちフーリエ級数に展開することができる。したがって各々の波長に対する振幅を調べることで卓越波長を見いだすことができる。対象とした地形は近畿全域におよぶが、この地域が



第1図 地形の波長分析の方法。
任意の地形断面 $h(x)$ は種々の波長をもったフーリエ級数に展開できる。各波長に対する振幅を計算し(右下)、卓越波長 L_d を見いだすことができる。この例の場合、 $L_d = 18\text{km}$

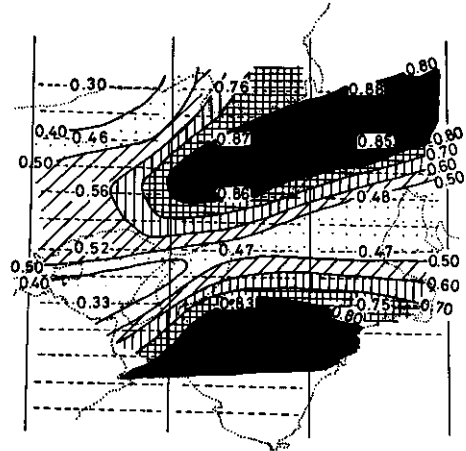


第2図 卓越波長の空間分布(単位km)。
対象とした地形断面線は点線で示されている。

第四紀を通じて東西圧縮の状態にあり、それによって南北に軸をもつ波状変形が座屈褶曲として形成されてきたという一般的な解釈を考慮し、東西の地形断面(合計37断面)をとって波長分析をおこなった。断面線の長さはすべて経度 1° (約91.3 Km)である。

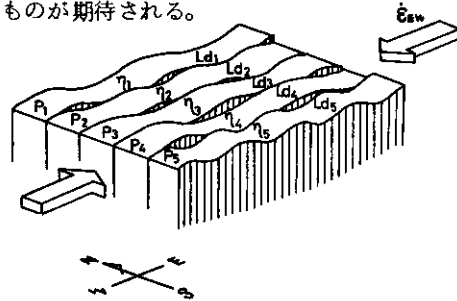
第2図はこのようにしてそれぞれの断面について得られた卓越波長である。地域によって卓越波長は異なるが、特定の波長に注目した場合、ほぼ東西(ENE~WSW)の帯状分布を示す。このパターンは言うまでもなくこの地域における基盤の一般的な帯状配列のそれと一致する。このことは卓越波長が基盤の構成岩石種とその物性等の地域的差異に影響されて形成されてきたことを暗示させる。近畿の基盤構成岩石種は物性的観点から、古生層を主体とする先第三系堆積岩類と、白亜紀及び第三紀の花崗質岩類に大別できる。前者は主に美濃-丹波帯及び外帯に、後者は主に領家帯に分布し、明瞭な帯状配列をなす。第3図はこれらの分布比率をある程度量的に表現したものである。面積一定の領域(ここでは $1/20$ 万地勢図幅の大きさを単位とする)内で、上述の2種岩石が $r:1-r$ の割合で基盤を構成しているとした場合の r 値で示してある。

第2, 3図を比較し、卓越波長と基盤の構



第3図 基盤を構成する2種の岩石の比率(r値)

成岩石種比率の関係をみると、花崗岩地域(r は小)では波長は大きく、逆に古生層等の分布域(r は大)では波長は小さい。基盤の構成岩石種比率と卓越波長の帯状分布、ならびに両者の密接な関係から、第4図に示されるような1つのモデルを導くことができる。これは東西にのびた各帯状域において、基盤の構成岩石種の比率が異なることにより、各々で基盤の平均粘性係数に差異を先ずると考えるものである。このモデルが東西に一樣な歪速度で圧縮をうけていれば、生ずる圧縮応力もまた各帯状域で異なり、したがって、座屈褶曲として生ずる卓越波長も各々異なったものが期待される。



第4図 卓越波長の帯状分布と基盤構成岩石種の分布から導かれる1つのモデル。
 n_1, n_2, \dots, n_5 は各帯状域における基盤の平均粘性係数。また P_1, P_2, \dots, P_5 及び Ld_1, Ld_2, \dots, Ld_5 はそれぞれ側方圧縮応力とそれによる卓越波長。

横圧力下のブロック化した地殻の変形について

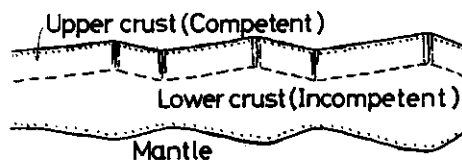
京都女子大学 伊藤 英文

西南日本内帯には共役な横ずれ断層が発達し、この地域は第四紀を通じて東西方向の圧縮の場にあったと考えられている。これらの断層と地震とは相関があり、地殻内地震の震源は15kmより浅い所に集中しており、地震断層(横ずれ)から推定される断層面は10~15kmより深く達しない。ゆえに、西南日本に発達している断層は、地殻の深部まで達してなくて、地殻の上部に限られると推定される。かくして、地殻は上部のみが断層地塊化しているといえるであろう。

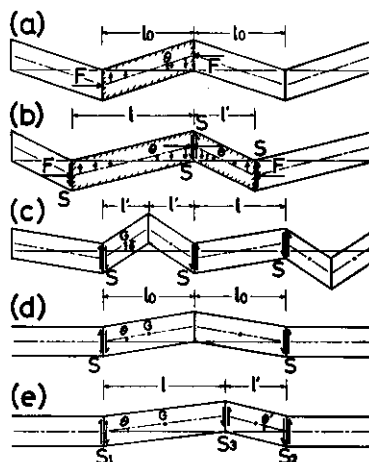
さて、近年、筆者は岩石の封圧下でのクリープ実験を行なっているが、その結果、岩石は封圧下でも大気圧下に匹敵するか、それ以上に流動すること、温度が高くなると急激に流動性が高くなることが分って来た。

以上に基ついて、筆者は、地殻を上部地殻と下部地殻に分け、前者は流動しにくくてブロック化し、後者はそれより流動しやすいというモデルを提案する。これまでに、地殻表層部をコンピテント層とみなして、これに横圧力が作用するとき、挫屈理論によって、地表の波状変形を説明しようという多くの試みがなされたが、すべて失敗している。これに対して筆者は、まず上部地殻の破壊—共役横ずれの断裂—が起ってブロック化し、それらブロックが傾動することによって最初の側方短縮が生じると考えるのである。ただし、ブロックの傾動のみで側方短縮は説明できない。ブロックの流動変形が続いて起こるものと思われる。そして、下部地殻は上部地殻の変形に支配されて、アイソスタシーを保つように変形するであろう(第1図)。

では、上述の傾動ブロックの力学的平衡はどんなものであるのか、二次元モデルで考察することにする。上部地殻を厚さ h の板とみ



第1図 地殻のモデル



第2図 上部地殻の変形(その1)

(a)(b)ではハッチ部に作用する力を示し、(c)(d)(e)ではせん断力のみ記入した。

なし、下部地殻の密度を ρ 、上部地殻に作用する横圧縮力を F とする。

1. 上部地殻が長さ l_0 の等しいブロックから成る場合には、第2図(a)のように、2ブロックで1波長になるような変形が地表に現われる。各ブロックは横圧によるモーメントと浮力によるモーメントがつりあうときに平衡が保たれる。すなわち、

$$F l_0 \theta = \rho g \theta l_0^3 / 12 .$$

$$\therefore F = \rho g l_0^2 / 12 \text{ または } \sigma = \rho g l_0^2 / 12 h .$$

ここで、 θ はブロックの傾角であり、 σ は横圧縮応力である。

いま、 $h = 10 \text{ km}$ 、 $l_0 = 20 \text{ km}$ 、 $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$

とすれば、 $\sigma = 930 \text{ bar}$ となる。地殻応力の測定値と地震により解放される応力の推定値のデータから、筆者は、地殻内に生じている横圧縮応力は 1000 bar に達しないだろうと予想する。以下に示すように、同波長に対して σ は小さくなり得るので、波長 40 km 以内のものについて、このモデルは成り立つであろう。

2 大ブロック l と小ブロック l' が接している場合 (第2図(b)参照) には、大ブロックで、 $F l \theta = \rho g l \theta l^2 / 12$ が成立つとき、小ブロックでは、 $F l' \theta' > \rho g l' \theta'^2 / 12$ ($\because l \theta = l' \theta'$) となるから、小ブロックは回転運動を起こそうとする。ゆえに両ブロック間に、小ブロックの回転運動を阻止し、大ブロックの傾動を助けるようなせん断力 S が発生する。

いま、第2図(b)に示すように、大ブロック l と小ブロック l' とで1波長をなすような場合の平衡は次のようになる。

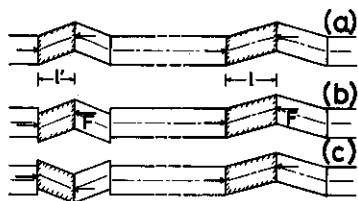
$$F = \rho g l l' / 12 \quad S = \rho g (l - l') l \theta / 12.$$

かくして、第2図の(a)と(b)で、 $2l_0 = l + l'$ の場合には、この F は1.の F より小となり、 l と l' の差が大きいほど、ますます小となる。ゆえに(b)の方が傾動しやすい形態である。

3. 第2図(c)のように、大ブロック l の間に小ブロック l' が2個はさまれる場合には、小ブロックの重心 G が δ だけ隆起または沈降することによって平衡が保たれる。横圧の下で沈降帯が生じ得る (以下の4.と5.でも沈降帯ができて得る) ことを示して注目される。

(平衡式省略)

4. 巨大ブロック間にブロック l_0 が2個はさまれる場合には、ブロック l_0 の重心は隆起または沈降して平衡を保つ、第2図(d)には隆起の場合を示した。巨大ブロックは傾動しない。



第3図 上部地殻の変形(その2)

平衡は次のようになる。

$$F = \rho g l_0^2 / 3 \quad S = \rho g l_0^2 \theta / 2$$

5. 巨大ブロック間に第2図(e)のように、ブロック l と $l' (< l)$ がある場合にも、ブロック l と l' の重心は隆起または沈降して平衡を保ち、

$$F = \rho g l l' / 3$$

となる。ブロック間のせん断力は図のようになるが式は省略する。

6. 大小いろいろなブロックがアットランダムに接している場合には、どんなにして平衡を保つであろうか。第8図の簡単な例で考察しよう。図で傾動していないブロックは巨大ブロックとする。図(a)で $F = \rho g l^2 / 3$ が成立しているとすれば、ブロック $l (< l)$ では、 $F > \rho g l'^2 / 3$ となり、それは回転運動を起こそうとするであろう。そのとき、その下の下部地殻はそれを阻止すべく、ブロックを下方へ引張るであろうから、図(b)のようになって平衡を保つことになる。つまり、ブロック l' は、横圧によりブロックを傾動さすモーメントを小さくするように移動してつりあうのである。また、図(c)でもよいのである。これらは横圧下で垂直に変位する断層が生じたようにみえるであろう。高角の逆断層といったらよいであろう。では一般に、大小のブロックがアットランダムに接している場合でも、小ブロックは、横圧によって生じるモーメントを小さくするように、高角の逆断層を作って変位すると思われる。

最後に、西南日本に以上のモデルを拡張して行なった考察を一例示すことにする。東西圧縮により、上部地殻は、NE-SW系とNW-SE系の横ずれ断層によって、四角なタイルを敷いたようにブロック化する。次に各ブロックはNE-SWかNW-SEのいずれかの方向を軸として傾動しようとするであろう。いま、NE-SW方向を軸として、どれか一つのブロックが移動すると、他のものも、これにならうものが増える。したがって、NE-SW方向に隆起・沈降の軸が並び、NE-SW系の断層は横ずれが明瞭でなくなる。このことは事実合うように思える。

丹 沢 山 地 の 結 晶 片 岩 の 成 因 *

東京教育大学 杉 山 明

丹沢山地はグリーントフ地域に属するが、いろいろな点でグリーントフ地域としては特異な地域である。その特殊性の1つとして結晶片岩類の存在がある。

最近、著者を含めた丹沢団体研究グループの調査により、丹沢山地の北部地域や南部の結晶片岩地域の層序、構造が明らかにされたので、その他の地域に関する従来の研究と合わせて丹沢山地全域の総合地質図を作成し、それに基づいて結晶片岩類の成因を考察した。

まず第1に、結晶片岩類と上位の塊状緑色岩類とは整合漸移であり、結晶片岩類は明らかにグリーントフ造山運動の過程で生成されたものである。そして、この結晶片岩類の基本構造は層理面に平行な片理であり、一般に重複変形は示さない。

結晶片岩類の生成時期に関しては、それが石英閃緑岩体中に捕獲岩として取り込まれていること、最大沈降期に噴出した玄武岩類の地下進入相である粗粒玄武岩石床に片理の発達したものが見られること等から、丹沢グリーントフ堆積盆地の沈降がかなり進行した時期以後、石英閃緑岩進入以前と考えられる。

この間で再結晶鉱物が定方向に配列する地質学的要因として考えられるのは、上位層の荷重、結晶片岩類も参加している大規模な逆転構造の形成にともなうせん断作用、石英閃緑岩の進入にともなう下方からの圧力である。

結晶片岩地域には、層面片理の生成に伴なって発達したと思われるブーディン構造が時々見られることから、上記の要因のうちのせん断作用は考えにくい。

一方、各期の等層厚線図を作成し、結晶片

岩類生成時の上位層の全層厚を算出してみると、約6000 m以下の部分には結晶片岩類が存在しないことが知られる。したがって、上位層の荷重が一定以上存在することが、層面片理生成の必要条件であると考えられる。

しかしながら、上位層の層厚が6000 m以上あると予想される部分でも、結晶片岩化している地域と塊状岩のままである地域があり、両地域の間で層面片理は漸次消滅している。

この違いをひき起した要因として、石英閃緑岩の選入にとまなう下方からの圧力も考えられるが、両地域でそれが著しく異なると考える積極的な証拠はない。

そこで次に、丹沢山地に産する変成鉱物の分布から、丹沢山地には大規模な石英閃緑岩が選入しているので、それにとまなう変成作用と、地層の埋没にとまなう続成的な変成作用とを識別するのは困難であるが、変成分帯と地質構造、選入岩類との関係からみて、ぶどう石・パンペリー石相以上の変成相は埋没効果とは別の、深成作用に関連したものとみられる。上位層の層厚に差がないのに拘らず、結晶片岩化した地域としない地域を生じたのは、この深成作用に関連した温度分布が両地域でいくらかの異なつたためであろう。このことは、アクチの閃石アイソグラッドや普通角閃石アイソグラッドが結晶片岩地域で急に石英閃緑岩体から速さかっていることに示されている。この若干の温度差が、上位層が一定以上ある地域の地層に、逆転構造形成の初期に流動を生ぜしめ、そこに層面片理が形成されたのであろう。地層の流動を示すものとして、最下部層に見られるピロープレッチャ

* 「夏の学校」における講演後の考察により、当時とやゝ異なつた結論をもつに至つたので、本論の内容は講演内容と一致していないことをお断りする。

一の変形や結晶凝灰岩中の輝石結晶の回転・変形がある。

丹沢山地の結晶片岩は、先に述べたように重複変形を受けておらず、最も初原的構造を示している。したがって、その成因を明らか

にすることは結晶片岩の発生条件を明らかにすることであり、他の造山帯の結晶片岩の生成条件を考察する上で参考となるであろう。

(参考文献省略)

【 御在所山衝上線について 】

高知県大柄地域の秩父累帯中・古生界の構造

大阪市立大学 伊 熊 俊 幸

西南日本外帯の秩父累帯は、ほぼ東西方向に細長く分布しており、さらにその層相・構造上の特徴から北・中・南の3帯に分けられている。⁽¹⁾今回報告する表題の地域では、北帯には古生層(白木谷層群)、下部白亜系(後記)が分布し、中帯には下部白亜系(荻野層)上部白亜系(永瀬層、楮佐古層)が、南帯には鳥巢層群、大柄層群が分布している。⁽⁶⁾なお、北・中帯の境界は楮佐古川構造線(一般には黒瀬川構造帯)、および中・南帯の境界は吹越構造線で示されている。今回とりあげた、従来より御在所山衝上線(あるいは大屋敷衝上線)と言われている断層は、北帯を占める中・古生層の境界に位置する。

前述したように調査地域の古生層は、白木谷層群⁽²⁾(中下部ペルム系および上部石炭系?)と呼ばれ、その層序は本地域では下位より1)チャート-緑色岩層(一部に石灰岩層を挟む)、2)砂岩層、3)チャート優勢層(緑色岩層を含む)である。下部白亜系は従来よりの詳細な層序学的研究⁽³⁾⁽⁴⁾⁽⁵⁾により下位より領石層群(K₁)、柚ノ木層(K₂)、日比原層(K₃)、に3分されており、日比原層は上部層と下部層に分けられている。⁽⁶⁾筆者らは岩相の組み合わせによって領石層群-日比原層下部層までを一括し competent layer unit (礫岩、砂岩層卓越、一部に砂岩・泥岩互層を含む)とみなし、日比原層上部層をそれ以下の地層に対して incompetent layer unit (砂岩

・泥岩層卓越)とみなし構造問題を扱っている。⁽⁷⁾これらの下部白亜系は東西性の軸をもつ一向斜構造をなしている。

今回報告する御在所山衝上線については、従来までは単に中・古生界の間のスラストと考えられており、本地域より東方および西方延長におけるこの断層の実態、その構造地質学的意義については、ほとんど検討されていない。そこでまずこの断層およびそれを切るとされていたNNW性の胴切り断層の実態を把握するために5000分の1のマッピングから始め、断層の延長方向の追跡を行なった。その結果この断層は、一般走向がNE-SWで、傾斜は北へ低角度(30°前後)から高角度(80°くらい)のものまで変化するスラストであること、および従来想定されていたNNWの断層は認められないことが判明した(Fig1)。断層面の性質については、低角度を示す部分では、破碎帯がほとんど断層粘土よりなり、その規模は数m程度であり、高角度を示す部分では破碎帯に断層角礫岩を伴っており、規模は一般により大きい(10m~50mオーダー)。破碎帯を充填しているマトリックスはいずれの場合もほとんど固化している。さらにこの断層の西方延長にあたる新改地区では、中・古生界の関係は斜交不整合であり(天狗岳不整合)、この地域の予察的な調査で、御在所山衝上線はこの不整合より北の古生層の中を通ることが判明した。以上述べてきた御在所

山衝上線の性格の地域的変化を統一的に説明するモデルとしては、basement block faulting⁽⁸⁾⁽⁹⁾の考え方をとるのが適当である(Fig 1.2.参照)。Fig 2の断面図では、御在所山衝上線の両側の中・古生界の関係を種々の削剝レベルで見ていることになる。大栃地域から西方にかけて、スラストの傾斜が低角度から高角度へと変化し、さらに西方の新改地区では、この断層が古生層の中を通ることになる。つまり、東から西に向いスラスト面の次第に深いレベルを現地表でみているとして統一的に説明できる。すなわち大栃地域では、この断層はsuperficial over-thrust⁽¹²⁾とみなすことができる。御在所山衝上線の西方延長については、現在調査を継続しており、新改地区における休場層群(上部ペルム系)の分布地帯および、領石北西部で報告されている蛇紋岩帯の延長との関係を追索中である。以上述べてきたbasement block faultingの考

え方は、秩父累帯における次の2知見と密接な関連をもっていると考えられる。すなわち〔1〕高知県西部の鳥形山地域において、三滝火成岩類中に発達する断裂系の検討および白亜系と考えられるブロック状の岩体が三滝火成岩類中に取りこまれている事実から、白亜紀以降の黒瀬川構造帯における基盤のブロック運動が三滝火成岩類の“再動”の要因であると考えられること⁽¹⁰⁾。〔2〕愛媛県野村地域において白亜紀後の黒瀬川構造帯の運動様式が一種のbasement controlled deformationで規定されるという指摘がなされている事⁽¹¹⁾である。これらを考え合わせると、本地域において白亜紀後の運動様式は、基盤の垂直的運動による効果が支配的であるように考えられる。

さらに白亜系堆積盆地の構造発達史(特に白亜紀後の堆積盆地の変形様式)に関しての知見を得るために、白亜系中の褶曲構造解析

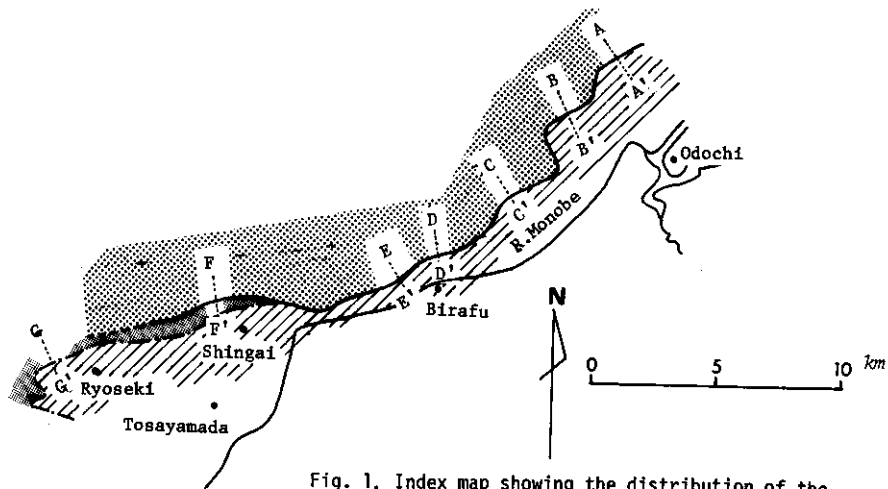







Fig. 1. Index map showing the distribution of the Gozaishoyama thrust and the location of the profiles (A-A' ~ G-G') indicated in Fig.2

-  Gozaishoyama thrust
-  unconformity
-  Cretaceous of the northern subbelt
-  Upper Paleozoic below the Cretaceous
-  Upper Paleozoic north of the Gozaishoyama thrust

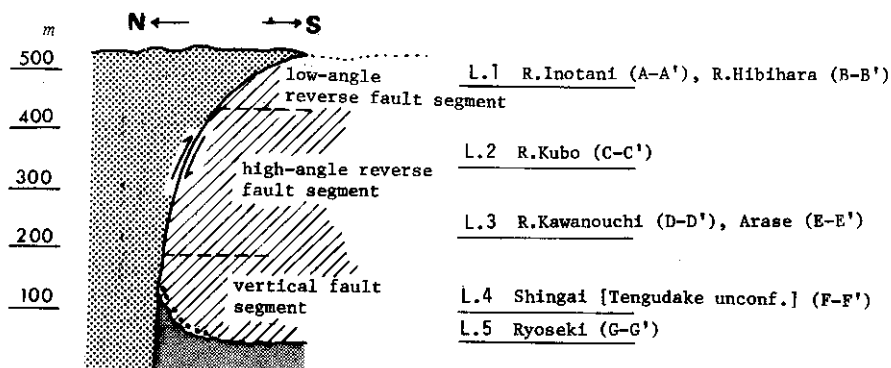


Fig. 2. Synthesized profile of the Gozaishoyama thrust

を続行中であり、御在所山衝上線および 佐古川構造線、吹越構造線の形成と白亜系の褶曲のメカニズムとの関係を明らかにしていかなければならない。

今回の報告は当日伊熊、波田、松浦の連名で発表したものを伊熊の文責のもとにまとめたものであることを記しておく。

参 考 文 献

- (1) 石井健一ら(1955):地質学会関西支部報 26
- (2) SUYARI, K. (1961): Jour. Gakugei Tokushima Univ., Nat. Sci. XI
- (3) 藤田旭(1948):地質雑 50 26 599
- (4) KOBAYASHI, T. et. al., (1945): Jap. Jour. Geol. & Geogr. XX 26 1
- (5) MATSUMOTO, T. (Edit.)(1953): Jap. Soc. Prom. Sci.
- (6) 甲藤次郎・須鎗和己(1956):高知大学学術研報 5 26 23
- (7) 波田重熙・伊熊俊幸・吉田耕作(1975):第 82 回地質学会講演要旨
- (8) HOWARD, H. (1966): G. S. A. Bull. 77
- (9) PRUCHA, J. et. al., (1965): A. A. P. G. 49
- (10) 波田重熙(1972):高地大学学術研報 21 26 4
- (11) HADA, S. (1974): Jour. Geosci., Osaka City Univ., 17
- (12) SUGGATE, R. (1963): Trans. Roy. Soc. New Zealand 2 26 7

投 稿 要 領

- (1) 指定された行数を守ってください。1行でも多いと困りますし、あまり少なくて余白ができて困ります。刷り上がり1ページは、標題・氏名を除いて図なしで本文20字詰74行2ページで156行(以下1ページ増すごとに82行増)です。図が入る場合は、その分だけ本文を減らしてください。縦5cmの図で11~12行つづれます。縮尺を考えて、ご自分で計算してください。
- (2) 原稿は楷書で(英語は活字体で)きれいに書いてください。欄外追加や削除は割りつけが大変ですので、なるべくご遠慮ください。
- (3) 当用漢字・新かなづかいをお願いします。もちろん、誤字脱字は困ります。脱字はタイプの場合、活版のように順送りできず、打ち直さなければならないので特にご注意ください。
- (4) 数字は1マス1字、英語は3マス4字の見当です。ただし、mm cm Km °C %などは1字分です。
- (5) 図表は制図用黒インクできれいに書いてください。ゼロックスはなるべくさけてください。写真はコントラストの強いものが良く出ます。
- (6) 図表類は、縮尺を○○cm×○○cmと指定し、原稿に入れる場所を明示してください。キャプションは、写植で入れますので、別紙か、欄外の図から離れたところに書いてください。

1975年12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 新潟市五十嵐二の町8050
新潟大学理学部地質学鉱物学教室
構造地質研究会