

構造地質研究会誌

(第20号)

<夏の勉強会特集>

報告 -----	編 集 係
基盤岩が破壊する条件としない条件 -----	伊 藤 英 文
地震断層におけるD=F(M)式の修正 -----	大 槻 憲 四 郎
グリーンタフ造山における隆起-陥没の数値実験 -----	小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則
伊豆半島沖地震発生の構造地質学的条件 -----	鈴 木 尉 元
和泉山脈西部の和泉層群中にみられるレンズ型ブーディン構造の解析 -----	宮 田 隆 夫
シンポジウム「変形構造のディメンジョンとそれを規定する場について	
総合討論 -----	永 広 昌 之・衣 笠 善 博・平 野 昌 繁
変形構造におけるディメンジョンの認識 -----	横 田 修 一 郎
断層系のディメンジョンと地震の規模 -----	松 田 時 彦
断層のMaturityについて -----	垣 見 俊 弘
造構運動のディメンジョン問題へのアプローチ -----	大 槻 憲 四 郎
コメント -----	植 村 武・加 藤 碩 一

<冬の勉強会特集>

報告 -----	編 集 係
粉碎過程として見た造構運動のエネルギーについて -----	大 槻 憲 四 郎
2つのタイプのエッシュロン状割れ目とその成因 -----	小 出 仁
断層破砕帯の幅・変位量・破砕産物について -----	大 槻 憲 四 郎
花崗岩とハンレイ岩のクリープの2年間の実験結果 -----	伊 藤 英 文
南部北上山地気仙川花崗閃緑岩体に発達する片状構造の起源 -----	池 田 幸 夫
南部フォッサマグナにおける断層系の特徴とその形成様式について -----	角 田 史 雄
関東平野中央部における下末吉台地のブロック変形 -----	小 玉 喜 三 郎・鈴 木 尉 元・鈴 木 幹 夫・小 林 一 典
近畿北西部の活断層系(その1)・三峠断層帯調査報告 -----	長 谷 憲 治・横 田 修 一 郎・藤 田 和 夫

<特別寄稿>

高知県大橋地域の秩父累帯白亜系の変形 -----	伊 熊 俊 幸
三重県亀山市周辺の奄芸層群-奄芸層群堆積盆地の形成機構について -----	和 田 幸 雄

1 9 7 7 . 4

構造地質研究会

＜夏の勉強会特集＞

報 告

構造地質研究会恒例の夏の勉強会は、昭和51年8月25日～28日の4日間にわたり神戸市の関西学生セミナー・ハウスを中心として行われました。内容は次のとおりです。

○個人講演 8月25日～26日

1. 「基盤岩が破壊する条件としない条件」
伊藤英文（大阪府大）
2. 「地震断層における $D=F(M)$ 式の修正」大槻憲四郎（東北大）
3. 「有馬層群の層序と構造」吉田久昭（大阪市大）
4. 「隆起・陥没の構造モデル（1）」
藤田至則（東京教育大）
5. 「隆起・陥没の数値実験」
小室裕明（東京教育大）
6. 「伊豆半島とその周辺地域における過去の地殻変動と地震活動との関係」
鈴木尉元（地質調査所）
7. 「常葉背斜の形成機構について」
角田史雄（埼玉大）
8. 「和泉山脈西部の和泉層群中にみられるレンズ型ブーディン構造の解析」
宮田隆夫（神戸大）
9. 「釧路地方の島孤変動」
木村 学（北大）

○特別講演 8月26日

- 「地殻変動の長期間連続観測」
田中 豊（京都大）

編 集 係

○シンポジウム 8月26日

「変形構造のディメンジョンとそれを規定する場について」

1. 「はじめに」
横田修一郎（大阪市大）
2. 活断層系のディメンジョンと地震の規模」松田時彦（地震研）
3. 「造構運動のディメンジョン問題へのアプローチ」
大槻憲四郎（東北大）

コメント

垣見俊弘（地質調査所）・植村武（新潟大）・加藤碩一（地質調査所）

○安富地殻変動観測所の見学 8月25日

○エクスカージョン 8月27日～28日

「中央構造線」

案内者 宮田隆夫（神戸大）
寒川 旭（東北大）

「大和高原のネオテクトニクス」

案内者 横田修一郎・松岡教充（大阪市大）

以下、講演内容の一部を紹介いたします。なお、今回の編集は神戸大・大阪市大で行いましたが、編集係の都合のため、原稿をすべて集めることはできませんでした。未着の原稿は次号にまわすとともに、おわびいたします。また、前号に載せられなかった伊熊氏と和田氏の原稿を本号に掲載いたします。

基盤岩が破壊する条件としない条件

大阪府立大学 伊 藤 英 文

筆者は、固い基盤岩といえども、地質学的にみれば粘性の大きな流体であり、そのレオ

ロジー性はマックスウェル液体で第一近似できると考えている。ゆえに、そのレオロジー

方程式は

$$\dot{e}_t = \dot{p}_t / \mu + p_t / \eta \quad (1)$$

である。ここで、 e_t と p_t はせん断ひずみと応力、 $\dot{}$ は時間微分を表わす。なお、剛性率 μ と粘性係数 η の値は

$$\eta = 10^{22} \text{ poises}, \mu = 10^{11} \text{ dyn/cm}^2, \eta / \mu = 10^{11} \text{ sec} \quad (2)$$

程度と考えている。 η / μ は緩和時間と呼ばれ、一つの物質定数である。

いま、この基盤岩に定ひずみ速度 c の変形が加えられる場合を考察する。すなわち

$$\dot{e}_t = c \text{ または } e_t = ct. \quad (3)$$

(1)式は初期条件が(4)のとき(5)のようになる。

$$(p_t)_{t=0} = 0 \quad (4)$$

$$p_t = \eta c (1 - e^{-\mu/\eta \cdot t}). \quad (5)$$

(4)と(2)は、 t をパラメーターとした応力-ひずみ曲線を表わす式にほかならない。それを c のいろいろの値に対して描くと、図1のようになる。ただし、基盤岩で問題になるせん断応力は、100bar程度までと考えている。時間も t が緩和時間 $10^{11} \text{ sec} \div 3000$ 年よりはるかに小さいとき、式(5)と(3)は

$$p_t = \mu ct = \mu e_t \quad (t \ll \eta/\mu), \quad (6)$$

はるかに大きいとき、

$$p_t = \eta c = \eta \dot{e}_t \quad (t \gg \eta/\mu), \quad (7)$$

となる。(6)は弾性体の式であり、(7)はニュートン液体の式で、図の横軸に平行な直線部分

がこれを表わす。また t が η/μ のとき

$$p_t = (1 - e^{-1}) \mu e_t \quad (t = \eta/\mu) \quad (8)$$

で、図中に点線で示した直線がこれを表わす。応力-ひずみ曲線はこの直線と交わり、その左側はほぼ弾性体の領域、右側は粘性体の領域とみなされる。弾性体の領域では、応力が時間とともに増大するから、破壊が起こる可能性がある。起こるとすれば、数千年以内にかかる。数千年を越えても破壊が起こらなければ、すでに粘性体の領域に入り、破壊することなくどこまでも流れるであろう。もちろんひずみ速度 c が大きいほど早く破壊応力に達するし、 c が小さいほど破壊することなく粘性体の領域に入りやすい。ひずみ速度が重要な意味を持つことがわかる。

次に、 $t=0$ にて、すでに基盤岩内に応力 p_{t_0} が存在していた場合を考える。この場合の初期条件は(9)で解は(10)である。

$$(p_t)_{t=0} = p_{t_0} \quad (9)$$

$$p_t = \eta c - (\eta c - p_{t_0}) e^{-\mu/\eta \cdot t} \quad (10)$$

そして応力-ひずみ曲線は図2のようになる。ただし、 $p_{t_0} = 50 \text{ bar}$ として描いてある。ここでは、 $c < p_{t_0} / \eta$ のとき、 p_t は e_t とともに減少して(時間とともに応力は緩和して)、 ηc に漸近することを、指摘するにとどめよう。

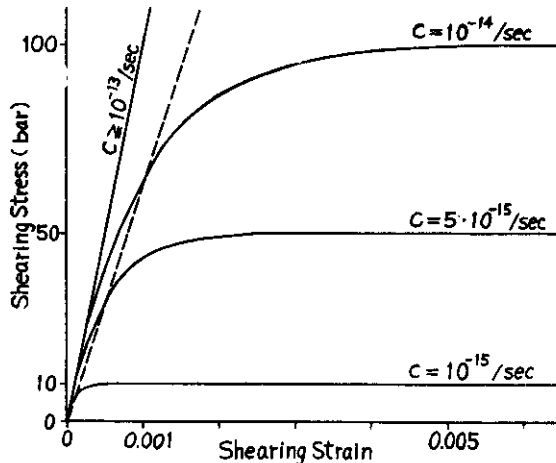


図1. いろいろな定ひずみ速度 c に対する応力-ひずみ曲線

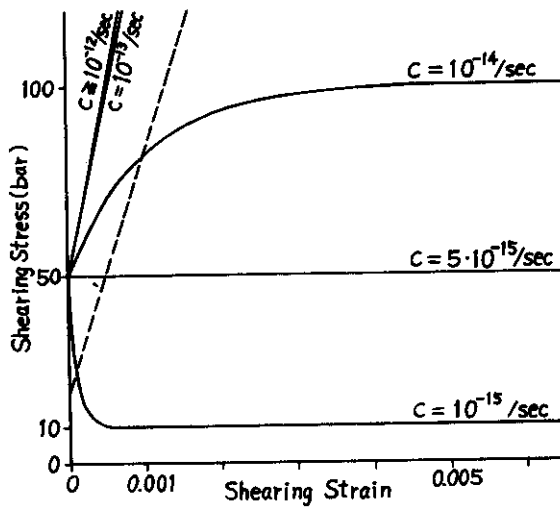


図 2. 初期応力 50 bar のときの応力—ひずみ曲線

地震断層における $D = F(M)$ 式の修正

東北大 大槻 憲四郎

地震断層の変位量 D とマグニチュード M との間には $\text{Log } D = \alpha M - \beta$ が成立することはよく知られていることである (松田, 1976)。

この問題に関する多くの論文では D の値のとり方にいくつかの混乱と不明瞭さを含んでいるようである。第 1 に、実移動・走行移動・傾斜移動・水平移動・鉛直移動などの全て、あるいはその一部を同列視して回帰曲線を描いていることである。第 2 に、上記の諸量の最大値をとったり、平均値を使用したりしていることである。第 3 に、上記の混乱に加えて、走向移動断層と傾斜移動断層を何の補正もないままに同列視して取扱っていることである。

上記の混乱を回避するために次のように統一したらどうだろうか。先づ、第 1 の問題については実移動を用いるのが最も妥当であろう。第 2 の問題については変位量を求める方

法によって最大値を求めやすい場合と平均値を求めやすい場合があるから、その旨を明記して使用する。第 3 の問題について、走向移動断層と傾斜移動断層の変位を同列視して扱いたい場合、または両者を比較したい場合には実移動の主圧力軸成分を用いるべきであろう。

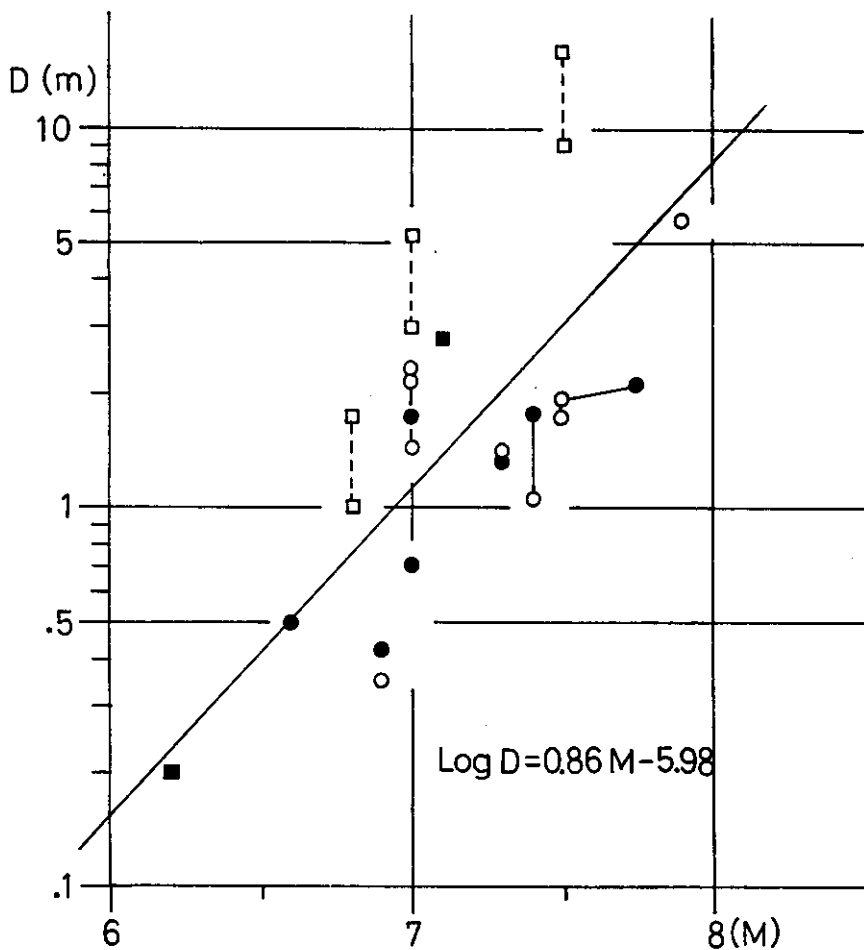
第 1 図には上記の問題を考慮して松田 (1975) の地震の際の変位とマグニチュードのリストを使用して関係式を求めなおしたものである。実移動の主圧力軸方向の成分 D とマグニチュード M との関係は $\text{Log } D = 0.86M - 5.98$ に回帰される。図の中で注目されることは、傾斜移動断層の場合は走向移動断層と比較して、同じ M の値でも変位量 D が大きいことである。資料が少ないので断定的な事は言えないが、検討を要する問題が含まれていると思われる。

〔引用文献〕

松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 第28巻,

269 — 283。

——, 1976, 活断層と地震—その地質学的研究。地質学論集, 第12号, 15—32。



D : component parallel to the maximum principal stress axis of net-slip.

○ : values of surface faulting (strike-slip fault)

● : values obtained from seismological or geodetic data. (strike-slip fault)

□ : values of surface faulting (dip-slip fault)

■ : values obtained from seismological or geodetic data. (dip-slip fault)

グリーンタフ造山における隆起—陥没の数値実験

東京教育大 小 室 裕 明
地質調査所 小 玉 喜三郎
東京教育大 藤 田 至 則

グリーンタフ造山の発生前の造山運動については、かねてより藤田至則によって詳述されてきた。それによれば、古第三紀末～新第三紀初期に、地下深部からのマグマ性の隆起運動によって地表に陥没盆地が生じ、それに火山活動が発生し、陥没盆地が埋積され、やがて全域的な沈降運動がすすんで地向斜の場が出現する、という変動としてとらえられている。このような、グリーンタフ造山発生前の隆起—陥没構造の最小限の単元としては、直径30～60kmのローカルな隆起現象と、隆起頂部における10～20kmにわたる陥没盆地の発生であると考えられる。このようなスケールのもを一単元とする陥没盆地が多元的に発生し、地向斜の沈降へと引きつがれていくのであるが、ここでは、隆起—陥没の最小単元の発生機構について、とくに陥没発生の契機に関して、数値モデル実験による検討をくわえた。

今回の実験では、地表に水平スケール30～60km、垂直スケール1kmの隆起をひきおこすような地下のマグマだまりの深度を求めることを課題とした。

方法としては、有限要素法による二次元弾塑性解析によった。第1図に、モデルの一般的な形状と、モデルを規定するすべてのパラメータを示す。境界条件として、地表は自由面、基底中央部にサインカーブ状の垂直強制変位を与え、膨張するマグマだまりの上面とする。自荷重は静水圧状態と仮定し、応力は静水圧からの偏差と考えると、実際の計算においては自荷重項は省略した。

ひずみが σ_Y/E (降伏値)をこえた領域を塑性域とする。このような部分は、回復不能な塑性ひずみ状態にあり、断層もこのような

部分に発生すると考えられる。したがって、断層を契機として発生する陥没盆地は、塑性域の内側に生ずると考えることができる。ここでは、ひとまず塑性域をそのようなものとしてとらえておく。

次元解析によれば(Shimamoto, 1974; 池田ほか, 1974; 小玉ほか, 1976)、モデルを規定する独立なパラメータは、形状を規定するものとして H/D , B/D の2つ(ただし、 L は十分大きくとることによって、結果に影響しないものとする)、物性を規定するものとして σ_Y/E , ν (poisson比), n ならびに σ_Y/C (ともに降伏後のひずみ硬化特性)の4つのみである。したがって、合計6つのパラメータによって、モデルは完全に規定されている。この6つのパラメータのおのが、地表の変形、とくに隆起域 W にいかなる影響を与えるかを検討する。

実験の結果は、パラメータ H/D の変化($H/D=0.011 \sim 0.146$)は、 W には効果を及ぼさず、 H' と塑性域の広がりに影響を与えた。また、地層中の主応力の分布にも影響せず、地表の隆起中央部付近にみられる水平引張応力場の範囲も変化しない。

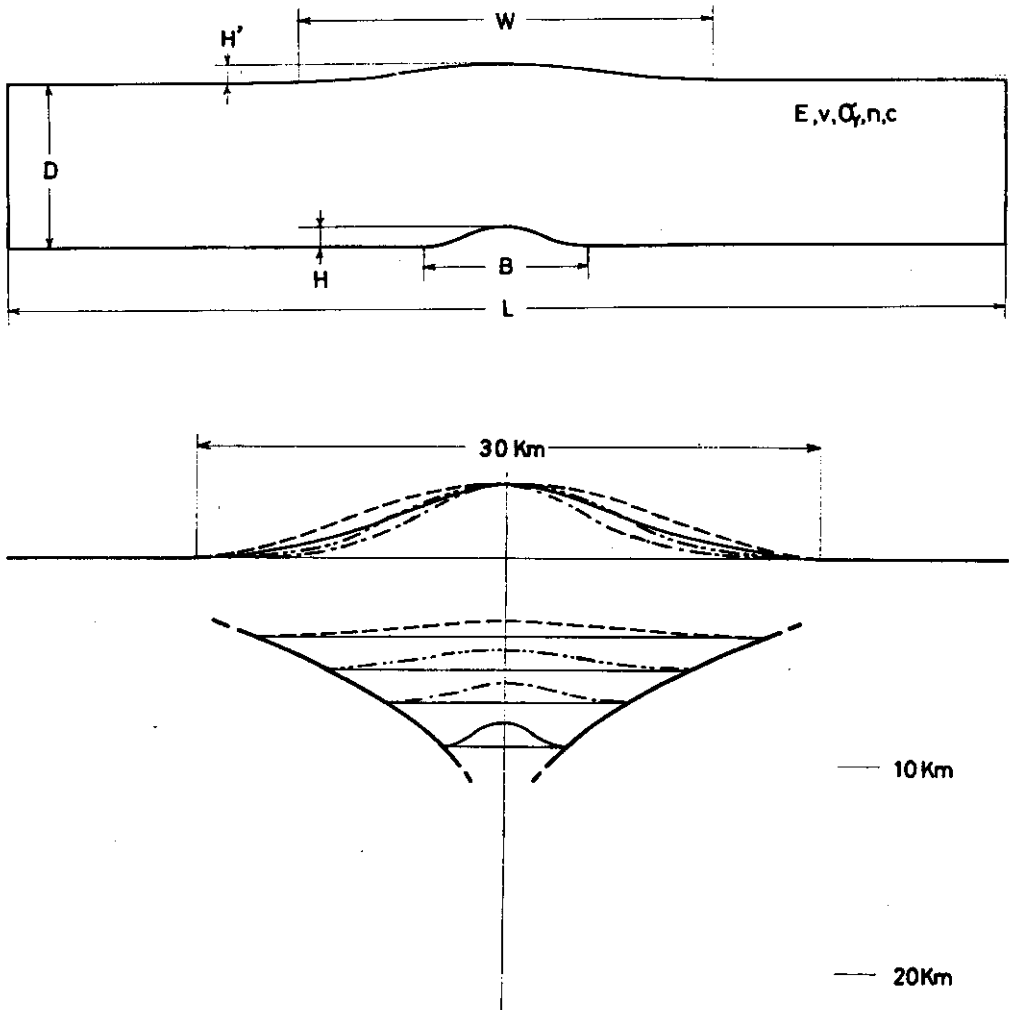
パラメータ B/D の効果については、パラメータ B と D のおのおのについて検討した。パラメータ B の変化($B/D=33:30 \sim 8:30$)は、 W には影響せず、塑性域の広がりに影響する。一方、パラメータ D は、 W に大きく影響する。すなわち、地表の隆起域 W は、マグマだまりの深度 D によって規定されており、塑性域は基底変位の曲率 H/B によって規定されている。

つぎに、4つの物性パラメータの W に対する効果について検討する。パラメータ n , σ_Y/C

は、降伏後のひずみ硬化特性を規定するものであり、 W に大きく影響するとは思われない。また、 σ_Y/E 値(降伏値)は、計算の結果では、 W に影響することはなかった。ゆえに、 W を支配する物性パラメータは、 ν であると考えられる。

以上の諸結果から、地表の隆起域 W を規定する決定的なパラメータは、マグマだまり深度 D である。地表に一定の幅の隆起をひきおこすようなマグマだまりの規模 B と深度 D の

間には、第2図にみられるような関係があり、 D はある値以上にはなりえない。すなわち、 D の下限が定まる。ここで、 W を $30\sim 60\text{ km}$ とするならば、 D の下限として、 $13\sim 26\text{ km}$ という値が得られる。つまり、グリーンタフ造山発生期にみられる、 $30\sim 60\text{ km}$ のローカルな隆起をひきおこすようなマグマだまりは、少なくとも、地下 $13\sim 26\text{ km}$ 以浅であるという結論が得られた。



伊豆半島沖地震発生の構造地質学的条件

地質調査所 鈴木 尉 元

1974年5月9日に、伊豆半島沖地震が発生した伊豆半島南端ふきんは、ドーム・ベーズン構造によって特徴づけられる(下図)。この時に活動した石廊崎断層は、ドーム・ベーズン構造の南西端を、北西-南東に切るものであったが、この付近は、中新世において溶岩の噴出の中心であり、岩脈も多数貫入する地域であった。

伊豆半島沖地震前後における水準測量の結果から判断すると、地震に際して、伊豆半島南西部はドーム状に隆起し、その中心部が地溝状に陥没した(鈴木, 1975)。この地溝の一方の端が石廊崎断層であり、他の端は下賀茂ふきんにあった。この地溝は、ほぼ前記のドームに対応している。ドーム・ベーズンは、基盤の地塊の隆起、沈降を反映して形成されたものと考えられ、伊豆半島沖地震は、いくつかの基盤地塊を、不連続的に変位させることによって起ったと考えられる。

伊豆半島沖地震の余震は、これらドーム・ベーズンに平行に北西-南東方向、深度はほぼ10kmまでに分布している。このうち比較的規模の大きなものは、ドーム・ベーズンの境界ふきんに集中するようである。この地震に際して、蛇石火山ふきんや天城火山ふきんにも余震を発生させた。蛇石ふきんは、水準測量の結果から、不連続的に変位したことが確められる。

伊豆半島沖地震はマグニチュード6.9とさ

れているが、檀原による地震の規模と地殻変動のひろがりとの関係式によると、この規模では、半径18kmほどの円形の部分が変動したことになり、ほぼ前記の余震域ほどになる。このことから、伊豆半島南部の大きな歪エネルギーが、伊豆半島沖地震下でほぼ解消されたものと考えられる。

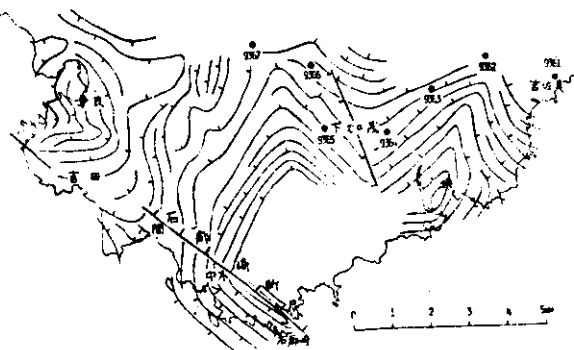
なお、伊豆半島には、1930年にマグニチュード7.0とされている北伊豆地震が発生している。この地震の余震域は、天城山ふきんから北部に拡がっていることから、伊豆半島北部の大きな歪エネルギーの解消が、北伊豆地震と考えられる

このように、伊豆半島は、天城山付近を境に北部と南部に区分され、それぞれに歪エネルギーが蓄積され、変形勾配の変化率の大きい山地の中心部ないし海岸ふきんに断層を生じさせ、破壊的地震が発生するものと考えられる。この歪エネルギーは、地形を形成する垂直変動にともなって蓄積されるのであろう(鈴木ほか, 1975)。

〔参考文献〕

鈴木尉元(1975), 日本の地震。157p., 築地書館。

——・堀井泰紀・石山克之・宇都木浩(1975), 伊豆半島の水準点変動, とくに地塊の傾動について。地調月報, v. 26, p. 219-333。



和泉山脈西部の和泉層群中にみられる レンズ型ブーディン構造の解析

神戸大 宮 田 隆 夫

和泉山脈西部の中央構造線(以下MTLと略称)に近接する領域の和泉層群(白亜紀末期)には、ブーディン構造が発達している。この和泉層群は、層序的に下部亜層群IZL2と中部亜層群IZM1~5から構成されており、主に大規模な向斜構造の南翼に位置している。和泉層群はMTLに接近すると、大規模な破碎帯(広義)を形成する。これは、さらに擾乱帯(幅500m程度)とMTLに接した破碎帯プロパー(幅100m程度)とに区別される。それらは、白亜紀後、中期中新世前、おそらく中期始新世前(65m.y.~50m.y.前)に基本的に形成されたと考えられる(市川・宮田, 1973)。ブーディン構造は、この擾乱帯における砂岩・泥岩互層中の砂岩に認められる。その分布、産状から判断すると、ブーディンの起源は当時のMTL断層運動に求められる(Miyata, 1975)。今回は、ブーディン構造の解析から、次の3点について言及した。詳しい解析はMiyata(1975)で述べたのでここでは省略する。

1. ブーディンの形態特性を表わすパラメータ。一般に、ブーディンの形態として、断面で、*rectangular*, *barrel-shaped*, *lenticular*および*rhomboidal*等の型(Ramberg, 1955; Strömberg, 1973参照)が認められる。当地域のブーディンは、一般に*lenticular*型(ないし、その分離していない*pinch-and-swell*型)であり、他の型は発達していない。このブーディンの形態を表わすのに、次の2つのパラメータを用いる。① $2l/t$ 値、すなわち、ブーディンの長さ($2l$)とその厚さ(t)との比。両者の間には、ほぼリニアな関係が認められ、その値は平均2.6~2.7である。同様の関係は、*rectangular*(Uemura, 1975)、

および*barrel-shaped*(Rondeel・Voermans, 1975)においても報告されている。② 2θ 値。いわゆるブーディンの絞り方で、褶曲の*interlimb angle*に相当するような角度をもって表わされる。当地域のレンズ型ブーディンの 2θ 値は、一般に大きく、その中央値は $115\sim 120^\circ$ である。これらのパラメータが、ブーディン形成過程の中でどのように変化していくかを、数値実験で検討した。

2. ブーディンに関するひずみ解析。これについては、すでにいくつかの報告(例えば、Voigt, 1965; Schwerdtner, 1970)がある。ここでは、Voigtに類似する面積法を用いた。結果は、2次のひずみ(λ)で表示すると、9.1を除いて、ほぼ1.1~3.0の範囲である。これは $\lambda=3.0$ の場合、ブーディン形成に伴って*competent*層が約1.7倍伸びたことを意味する。

3. MTL付近のひずみの空間的变化。各地点のブーディン構造から解析される λ の最大値に注目すると、MTLから遠ざかるにつれて、それは減少する傾向にある。すなわち、和泉層群のブーディン構造は、MTLから離れるにつれて変形が弱くなり、リズムカルな砂岩・泥岩の交互層($\lambda=1$ の状態)に変わる。このような結果は、近畿中央のMTL(原・横山, 1974)、およびSan Andreas断層(Rybicki・Kasahara, 1976)で求められたひずみの空間的变化と傾向が類似している。これらは、断層運動に関するひずみ領域の限界を示すものと理解できる。当地域のMTLに沿う $\lambda>1$ の領域が、この場合、破碎帯(広義)に当たる。さらに、擾乱帯と破碎帯プロパーとの破碎効果の違いから、両者の間には、ひずみの急激なジャンプが予想

される。すなわち、MTL破碎帯(広義)は、strain discontinuity と displacement discontinuity (Turner・weiss, 1963; Morgenstern・Tchalenko, 1967)の複合したものといえよう。これは、San Andreas 断層の運動モデル(Savage・Burford, 1970; 田中, 1976参照)と

比較すると、MTLは、断層をはさむ両ブロックの単なる剛体的な運動様式ではなく、両側の相対的変位に伴うひずみの蓄積がまず先行し、その後、変位をもつ断層に至ったと考えられる。

〔参考文献〕

省略

シンポジウム

「変形構造のディメンジョンとそれを規定する場について」

総合討論

永 広 昌 之(東北大)
衣 笠 善 博(地 調)
平 野 昌 繁(大阪市大)

1. はじめに

今回のシンポジウムでは、変形構造のディメンジョンとそれを規定する場について、3つの話題提供に3つのコメントを加え、討論の基礎とした。

まず横田氏から総論として今回のシンポジウムを持つに至った経過とそのねらいおよび従来様々な意味で用いられてきた“ディメンジョン”の分類について話があった。松田氏には活断層のディメンジョン(長さ)と地震の規模(マグニチュード)に関して多くの例をもとに話していただいた。また、小玉氏には断層の規模(落差)と構造応力場の拡りについて、とくに小断層と大断層の関係、それぞれの規模・特殊性・応力場の拡りを例として話していただいた。

3名のコメントターからは、断層密度論やディメンジョン効果などからのディメンジョン問題へのアプローチの提起(大槻氏)、地震断層の規模と地震のマグニチュードを議論する際には断層の“maturity”(いわば成熟度)の概念を導入する必要がある、即ち、オーダーやディメンジョンを時間の関数とし

て整理・認識する必要がある(垣見氏)、ディメンジョンを考える際には対象とする構造の“階層”を明確にする必要がある(植村氏)などのコメントをいただいた。

話題とコメントの内容については、本誌に掲載されているのでそれを参照していただきたい。

2. 討論の内容

討論に入る前に司会者より用語の定義について以下の提案がなされた。すなわち、ディメンジョンという用語は、1)空間的ひろがり、2)階層、3)認識の範囲もしくは精度(scope)などの様々な意味で使用されている。混乱を防ぐために、ここでは第1の場合をディメンジョン、第2の場合をオーダーと呼んで区別したほうがよい。

討論の前半では、主に、話題提供にひきつづき褶曲構造の場合やグリンタフの陥没構造の大きさなどのディメンジョンの例が出された。このなかで、植村氏が指摘した褶曲の波形の一様性とその成り立つ範囲という具体例に示されるように、1)変形構造にはその

各々に対応した一定のディメンションが存在する、2) ディメンションの存在域には連続的な部分と不連続的な部分とがある、3) この不連続で区切られたものがオーダーにあたるであろう、という事が認識された。

討論の後半では、オーダーを規定するものは何か、また、同一オーダー内でのディメンションの差異の要因は何かという問題に関心がむけられた。この中では、要因のひとつとして特性の違いがあげられるが、物性が異なってもディメンションが一定であったり、反対に、物性が同じであってもディメンションが異なる場合があること、オーダーを越えて存在する変形構造の一様性、同一オーダー内のディメンションの差異の原因として決定論的なものと同時に確率論的なものがあるのではないか、等々の点が議論された。

3. 暫定的まとめ

以上の討論でとび出したいいくつかの重要発言を、司会者の主観をまじえてとりあえずまとめると、次のようになる。

1) 幾何学的 (geometric) もしくは空間的 (spatial) な規模をディメンションとよび、何らかの規制関係 (前後関係を含む) もしくは因果関係でわけられたものをオーダーと従来よんでいる。

2) クラス (class) という言葉は、第1級の構造、というようにいずれともとれる使われかたをするが若干あいまいであり、ディメンションもしくはオーダーに関する明確な定義なしに使うのは好ましくない。

3) ディメンションにかかわりなく成り立つ一様性もしくはそれを支配する法則の追求は大切である (この段階では無次元パラメーターの導入が重要)。それがあるディメンションをこえると成り立たなくなる場合、そこでオーダーが変化したと認識すべきであろう。これがいわゆる階層性であり、中間的なものが存在しにくいことが、ディメンションの存在域の不連続につながるのではないかと。

4) オーダー、ディメンションいずれについてもその時間的変化、換言すれば、ある構造の成長度あるいは maturity, という側面を認識すべきである。これが、構造発達史の重要テーマに今後なりうるであろう。

5) 具体的な地質構造のように visible なものだけでなく、それをうみ出す原因となった invisible なもの (たとえば、応力場、歪場、速度ポテンシャル場、など) についても視野をひろげる必要がある。それがオーダーを異にする現象のあいだに存在する関係を明らかにする場合がある。

4. 感想

今回のシンポジウムを通じて“ディメンション”に関する一定かつ共通の認識を得るための出発点を確認しあったことは、今後の議論を深めるために有益であった。しかし、今回のテーマは主として討論の後半に話しあわれたことにあり、時間の都合でこの内容を十分に煮詰められなかったのは残念である。これには、用語の定義について提案したものの発言者によって異なる用語を十分に整理できず、また、討論のマトをしぼり切れなかった司会者一同の不手際が影響しており、ここに深くおわびする次第である。

しかし、出発点としての問題はひと通り出たように思われるし、かつ、ディメンション問題は構造地質学にとって根本的な命題のひとつであって多様な問題でもある。今回のシンポジウムはこの点に関する議論の基盤を作った段階ということで評価していただくとして、今後何らかの形でこの討論を継続してゆきたいというのが司会者一同のいつわらざる感想である。

それと同時に、ここで出た問題あるいは認識を各自が具体的フィールドもしくは現象についてどのように確立してゆかが今後重要だと思われる。また、他分野ではすでにとりくまれているディメンション効果などについて議論を深めるためにも、ディメンションを異にする地質現象に関する資料の地道な集積がやはりのぞまれるのではなからうか。

変形構造におけるディメンジョンの認識

大阪市立大 横 田 修 一 郎

1. 多様な変形構造 (地質構造)

一般に断層や褶曲といった地質構造には、地質図上に表現される大規模な構造から、顕微鏡を用いてはじめて観察できる微細な岩石構造まで、極めて多岐にわたるものがある。これら多様な構造が時間的にも空間的にも同一の領域内に形成されることがあるため、造構運動の解明にあたっては、個々の構造要素のもつディメンジョン (大きさ) ならびに各構造間のディメンジョンの差異に注意を払ってすすめねばならない。特に、このことは離れた地域間で運動の性格を比較する際に重要となるが、その場合には応力場や歪場のもつディメンジョンについても検討するべきであろう。

2. 変形構造のディメンジョン

造構運動の研究をすすめるうえで、このような“ディメンジョンの認識”が重要であることはこれまで多くの研究者によって指摘されてきた。たとえば、金子 (1976) は構造地質学の対象を次のようにまず5つのグループに大別している。

- (1) 世界的規模の構造
- (2) 地質図上で把握される構造
- (3) 野外の露頭で観察できる構造
- (4) 顕微鏡下で観察できる構造
- (5) 原子および空間格子の構造

これらは、どちらかというところ“対象の大きさによって制約される研究手段の違い”を基準にして分類したものである。必要に応じて、個々のグループの中ではさらに細分することができる。断層についてはその長さや変位の大きさに着目すれば構造要素としてのディメンジョンの差異をもっと定量的に把握できるし、褶曲については波長や軸長によって同様にディメンジョンの差異を明確にすることが

できる。

3. 応力場のディメンジョン

次に個々の構造をつくりだした応力場のもつディメンジョンについて検討してみよう。

いま、例として1つの露頭に発達する小断層系から造構応力場を復元することを考えてみる。小断層系の中に共役セットをなすものを見いだすことができれば、その方位から断層形成時の造構応力場を復元することは容易である。しかし、このようにして得られた応力場がプレート・テクトニクス規模の広域応力場であると考え人はまずいまいであろう。なぜなら、すぐ近くに大断層が存在していれば、その運動に伴って2次的に小断層系が形成されることは十分ありうるからである。

第1図は概念化した大断層と小断層の位置関係 (Moody & Hill, 1965) を示したものである。これは大断層の運動に伴って局所的にまわりと異なった応力場が形成され、それによって2次の規模の小断層を生じ、ついで同様に3次、4次…と小断層を生じる場合の位置関係である。

このような考え方をすすめれば、変形構造のディメンジョンに対応して、応力場や歪場についても各々固有の空間的拡がりをもっていうことになる。そして、上記の例のように大構造は広域的な応力場に、小構造は局所的な応力場によって形成されたと考えるべきであろう。したがって、逆に構造の解析から応力場を復元しようとする場合、応力場の空間的拡がり (ディメンジョン) についてもある程度明らかにする必要がある。さらに、個々の構造の形成機構解明のために、室内実験や数値実験の結果をフィールド現象に適用することが多いが、そのとき応力場や歪場のもつディメンジョンが極めて重要なものとなる。

4. ディメンジョンとオーダー

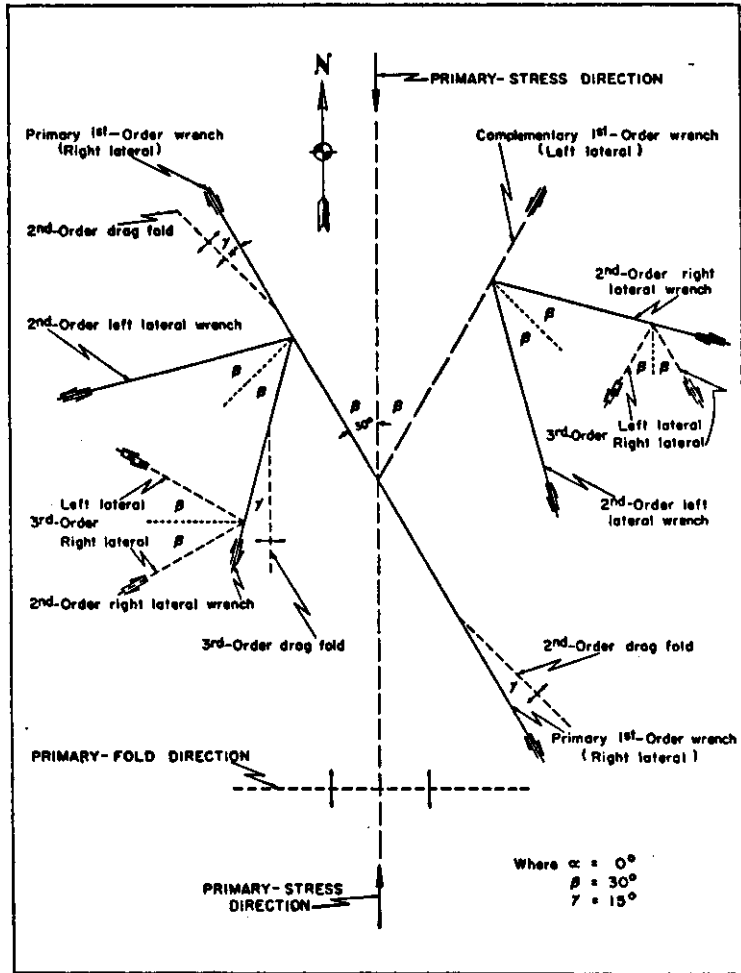
筆者は、ディメンジョンを単に空間的拡がりという意味に用いてきたが、一方、これとは別にオーダーという用語もよく用いられている。すなわち構造の階層である。

種々の構造間で形成過程の差異が明らかになってはじめてオーダーを識別することができる。したがって、前述の断層の1次、2次という区別はオーダーによる分類でもある。

理想的には、種々の変形構造を包括した造構運動を機構的にも解明するためには、やはり構造のオーダーが十分識別されていなければ

ならない。しかし、そのためには各構造間での形成過程や機構の差異がある程度明らかになっていることが前提であるから、まず、単に空間的拡がりのみによってディメンジョンを把握、識別、したりえ、各構造間の機構的關係の検討をへて、オーダーの認識へ到達すべきであろう。

プレート・テクトニクスと局所的な造構運動との関係が最近多く議論されているが、このような場合には特にディメンジョンやオーダーの認識が必要であろう。



第1図 大断層と小断層の位置関係
(Moody & Hill, 1956より)

断層系のディメンジョンと地震の規模

東大地震研 松田 時彦

1. 地震体積説と地震の大小

一般に体積 V の弾性体が歪限界 X に達するまでに内部に蓄える歪エネルギー E は、 $E = \frac{1}{2} \mu x^2 V$ である (μ はずり弾性率)。歪が x に達した時の急激なずれ破壊が地震であるから、地震体積説(坪井1967)によればその地震の規模の大小は x の大小によってではなくて歪領域の体積 V の大小によって決まる。

地震体積説における x の大小、つまり地震の大小を決めるものは、どのような地質構造であろうか。 V は地域の特徴をあらわしていると考えられる。その地域の地殻の中に歪の“しきり”があって、1つのしきりの中で、それぞれ独立に歪の蓄積と解放が行われていると考えることができる。この“しきり”の日本列島における分布密度は茂木清夫によって地殻の破砕度あるいは不均一度とよばれ、その分布図がつくられている(貝塚ほか、1976参照)。

2. 地震体積の形と断層面強度の地域性

地震の規模 M と、その時生じた地震断層の長さ L との間に経験的に $\log L = aM - b$ という比例関係が知られている(a, b は定数)。地震断層の長さ L はその地震体積 V と大略比例しているから、 L と M の比例関係は地震体積説が大略成立していることを示している。

しかし、 a, b の値は地域ごとにかなり大きな差がある(a は日本内陸で約0.6、アナトリア断層系で1.14、世界平均で1.32—松田1976参照)。 $a = 0.5$ のとき、地震エネルギーは断層長の立方 L^3 に比例する。 $a = 1.5$ ならば E は L に単純比例する。日本内陸地殻では、 $a = 0.6$ であるから地震体積の形は立方体または球に近いが、世界平均はそれよりもはるかに細長い。

このような a の値の地域性は断層をふくむ

地殻の物性のちがいをあらわしている。たとえばサンアンドレアス断層では日本内陸の諸断層の場合よりも地震の規模に比して長い地震断層があらわれる。地震に伴う応力降下量も小さく、クリープ性変位を示すこともある。このことは、この地域の断層の強度 μx が小さく、そのために V が断層線に沿って細長くなっていることを示唆している。

断層の強度の大小を地質学的知識と結びつける努力もなされている。たとえば、サンアンドレアス断層では、蛇紋岩帯の断層面は強度が小さくクリープが生じ易い。また断層面が屈曲しているところでは屈曲のためにロックされて強度が大きくなっているという示唆もある。断層面の強度は断層破砕帯の発達程度と関係があると想像することもできる。しかし、日本内陸最大の断層である中央構造線でもクリープ性変位はなく、むしろ巨大地震の発生が考えられている。

断層面強度が小さいと思われる例は日本海溝や南海トラフでおこるプレートの沈みこみ境界断層にもみられる。明治の三陸地震で代表されるように海溝に伴う巨大地震では地震時の断層速度が小さく(初期応力が小さく)、粘弾性的な断層運動が推定されている(金森1974など)。それにもかゝらず地震規模の大きないわゆる巨大地震が海溝沿い境界断層で発生するのは、地震発生をもたらした断層面が巨大であることのためと思われる。

($M \propto M_0 = \mu DS$ 、 M_0 は地震モーメント、 S は断層面の面積)。そのような巨大な断層面が関与するのは、そこに広範囲に一樣な外力が作用しているためと考えられる。プレートの境界であるから、そのような一樣な外力の存在は考え易い。

3. 地震エネルギーの分割放出型断層系

日本の内陸地震では、断層面強度が比較的大きく地震体積が比較的丸いことを前述した。内陸の断層系からの歴史地震のおこり方をみると、1つの“断層体積”（その断層系の長さであらわされる歪域の体積）にふくまれる歪エネルギーが断層系の全部分にわたって1回の地震として放出される断層系（一括放出型）と、何回かに分割されて一区間ごとに放出される断層系（分割放出型）とがある（松田1975）。北伊豆断層系（昭和5年北伊豆地震）や濃尾断層系（明治24年地震）は前者の例であり、会津断層系や福島断層系は後者の例である。

このような分割放出型の断層系が存在するという事は、1つの断層系の内部にも“しきり”があって、歪解放が空間的に区切られていることを意味している。さらに、地震エネルギーは $L^{2\sim 3}$ に比例するから、 L が分割されている分割型断層系では地震数はふえるがそのエネルギーの総和は、同じ長さの一括放出型断層系からの1回の地震のエネルギーよりも小さい。このことは、分割放出型断層系では“しきり”が存在するだけでなく、各“しきり”の内部の強さ（断層面の強さ）

も一括型断層系のそれより小さいことを意味している。

4. むすび

以上、地震のエネルギーと断層の規模との比較から、地殻の中の“しきり”の密度（あるいはブロックの大きさ）や断層面の強度に著しい地域性があることを述べた。“しきり”や断層面強度が具体的（地質学的）に何を意味するのか、地質学的方法でそれを判別する形態の特徴は何か、などは今後明らかにしてゆく必要がある。

参考文献

- 貝塚爽平・松田時彦・中村一明(1976): 日本列島の構造と地震・火山。科学, 46, 196-210。
金森博雄(1974): 新しい地震観。地球の物理, 261-282。日本物理学会。
松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 28, 269-283。
松田時彦(1976): 活断層と地震。地質学論集, 12, 15-32。
坪井忠二(1967): 新・地震の話, 岩波新書。

断層の maturity について

地質調査所 垣 見 俊 弘

断層運動も地質現象の一つである以上、発生-発達-消滅の過程をたどることは云うまでもない。したがって、断層から生ずる地震の性質も、断層の発達段階に応じて変わることが当然考えられる。ただし、このような変化は地質学的時間のなかで進行するのであるから、数万年といった“短期間”には同じような地震が「繰り返す」ことを否定するわけではない。しかし厳密に考えるとやはり地震は非可逆の過程であって、一度地震が起

ればその場所の物理的条件は、完全にはもとに戻らない〔1〕。

われわれは、ある断層の発達過程を見とどけることはできないが、広い地域のなかではそれぞれの発達段階をあらわす断層があるかもしれないとは考えられる。筆者がこのことに気付いたのは、1974年伊豆半島沖地震のときであった。

伊豆南端部の石廊崎断層は、走向WNW、地形的に明瞭な右ずれ断層で、平均変化速度

はBクラス(数10 cm/千年オーダー)である。一方、三浦半島に発達する活断層、たとえば北武断層も、走向(WNW)、ずれのセンス(右)、平均変位速度(B級)などの諸元は、石廊崎断層とまったく同様であるにもかかわらず、主断層の産状や周辺の小断層の性質はきわめて異っている。

石廊崎断層は、いわば中・小規模の断層の集合帯といってもよく、個々の断層には明白な破碎帯を持っていない。周辺には石廊崎断層と平行な右ずれ、およびこれと共役する左ずれの小断層が多数発達し、そのあるものは今回の地震時に小変位を生じた。これに対して、北武断層は巾ひろい破碎帯を伴う一つづきの主断層として追跡されるが、周辺の小断層は主断層と平行でも共役でもなく、主断層の右ずれ変位運動によって生じた2次応力場から発生したと解されるのである〔2〕。

筆者はこのような対照性は、断層運動のmaturity(成熟度)を反映しているのであろうと考えた。つまり石廊崎断層は北武断層に比べて相対的に未成熟であって、巾ひろい破碎帯を持つ主断層への発展途上にあるものと考えられる。また、もし北武断層が動く場合には、そのときに起る地震は伊豆半島沖地震とは違った性格を持つのではないかと考えられる〔3〕。

このような考え方は、筆者よりも早く、Tsuneishiらが、よりシステムティックな

形で発表している〔3〕。彼らは断層の形成過程を次の4段階に分けてた。I: 撓曲の段階、II: 小断層発生の段階、III: 小断層の発達と主断層形成の段階、IV: 主断層の変位が増大する段階。また、これら各段階に応じて地震の性格も異なるとし、IIIからIIIへの移行段階の地震の例に松代群発地震、IVに対応する地震として1966年のPark field地震を挙げている。ちなみに後者の地震はM(5.5)のわりに断層活動部分が38kmと長く、しかも本震時よりも余震時の変位の方が大きかった。筆者は、断層がさらに成熟した段階では地震を伴わないクリープ性変位が生ずるのではないかと考えている。なお、石廊崎断層はIIIの初期、北武断層はIVの初期あたりに位置するであろう。

断層のmaturityの概念を用いて、来るべき地震の規模や性格をより精しく予測することが期待される。これこそまさに、野外地質学徒が地震予知に貢献できる分野ではなからうか。

〔文 献〕

- 〔1〕檀原毅(1976)地震予知。126 p., 海洋出版。
- 〔2〕垣見俊弘(1976)新大理地鉦研報, No. 4, p. 423-429.
- 〔3〕Tsuneishi, et al. (1975), Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 50, p. 415-442.

造構運動のディメンジョン問題へのアプローチ

東北大学 大 槻 憲四郎

造構運動のディメンジョン(波長)はその周期、振幅とともに、造構運動を特徴づける三大因子を構成する。以下にDimension問題へのアプローチのしかたを思いつくまに列挙する。

1. 破壊現象における媒体の寸法効果

一般に岩石の強度と物体の大きさとの間には $S=S_0 L^\beta$ の関係が成立つことが知られている(実験的には DAVIDENKOV, SHEVANDIN and WITTMAN, 1947; EVANS and POMEROY, 1958; MOGLI 1962 など)。MOGLI(1962) は大理石とコンクリートの実験で $\beta \approx 0.1$ を得ている(S の単位は kg/cm^2 , L は cm)。この式は破壊の確率論からも導びかれ、Weibullの核の強度 x の確率密度関数 $f(x) = \alpha m x^{m-1} \exp(-\alpha x^m)$ から、物体の強度を並数 S_m で代表させれば

$$S_m = \frac{1}{(n\alpha)^{1/m}} (1 - \frac{1}{m})^{1/m} \text{ が得ら$$

れる。核の数 n は物体の体積に比例するから、上式は $S_m = K_1 V^{-1/m}$, L を物体の代表的な長さとするれば $S_m = K_2 L^{-3/m}$ となる。 m は Weibull の均一性係数。このような関係を地殻全体にあてはめて考えると、 $S_m \approx 100 \text{kg}/\text{cm}^2$ として L が 100km 前後となる。

上述の議論は割目の相互不干渉を仮定しているので、より正確なモデルが必要とされる。

2. 破壊の確立論的過程+決定論的過程

割目核の強度をたとえば正規分布型乱数で与え、それに外力を加える。割目先端の応力集中を外力と割目の長さの関数として与え、割目先端の強度を越えたとき割目を成長させる。成長する長さは一様乱数で与える。割目の成長に伴う周辺の応力低下の大きさと範囲を割目の成長量と割目の長さの関数として与える。このような操作をくりかえせばやがて大きな断層が等間隔に近い状態で配列し、そ

の間を小さな割目がうずめるようになる(大槻, 1975)。このようなモデルは大塚道男氏の「機械的モデル」と共通点が多いが面白い分野であると思われる。

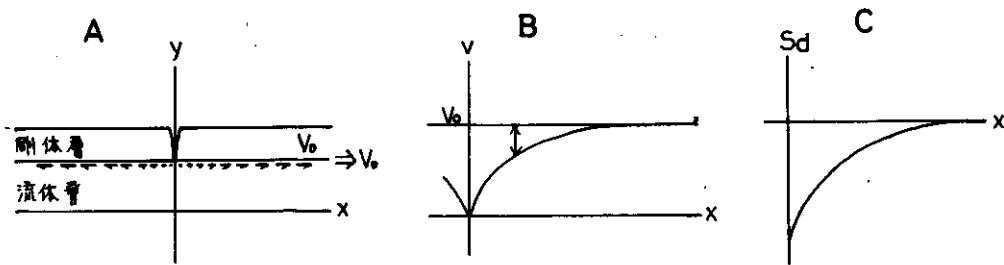
昨年の構造研夏の学校で筆者は「断層体積」という言葉を使用した。まだ正確な定義が思い浮かばないが一応次のように考える。「現象論的には同程度の規模の断層相互の間隔の2倍の幅と断層の長さよりやや大きな長さをもった範囲として認識され、成因論的にはその断層上で発生した全ての地震の地震体積の和集合である」

3. 層状物体におけるDimension問題の例

図Aのように、流動的性質の強い物体の上の剛体的な物体が層状に重っており、それに張力が加わる状態を考える。最初に断裂が発生したところを $x=0$ とする。断裂は剛体層にのみ発生し、全ての x について v_0 で変位する。ところが流動層には断裂が発生せず $x=0$ では $v=0$, $x \rightarrow \alpha$ で $v \rightarrow v_0$ となることが予想される。剛体層と流動層の変位速度の既略は図Bに示した。図からわかるように2つの層の変位速度差は $v_0 - v(x)$ となる。従って、流体層中には y の方向の速度勾配が生じ、剛体層面には drag force が作用する。この力は速度勾配に比例するから、その大きさは図Cのようになる。剛体底面に働くせん断応力の x に関する積分 $F_D = \int_0^x S_D dx$ が x 点において剛体層底面に発生する力である。この値が剛体層の引張強度に等しくなったところで第2の断裂が発生する。圧縮の場合は全くこれと逆の形をとる。

[引用文献]

MOGLI, K., 1962 The influence of the dimensions of specimens on the fracture strength of rocks, Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 40, 175-185.



コメント「ディメンジョンと階層について」

新潟大学 植村 武

たったひとつだけ提言します。それは、ディメンジョンの議論をするには、まず階層の識別をしておく必要があるということです。ここでいう「階層」は構造階層 (Strukturstockwerk) のことではなく、「自然の階層性」などという時の階層で、「次元」といっても良いと思います。

次にディメンジョンという言葉は単に大きさということ以外に「一時的・二次的」などのように成因的な従属関係を表わす意味にも用いられますから、議論の混乱を防ぐために空間的な大きさの意味に限定しておくことにします。

さて、変形構造のディメンジョンにはさまざまなものがあるが、昔から「小構造は大構造を反映する」などといわれることもあります。これは成り立つ場合もあれば成り立たぬ場合もあります。そこで同じ階層 (次元) のものでさえあればディメンジョンは違っても同じ法則性の支配領域ですし、逆に次元が違ってもディメンジョンが同じでも異なる法則性に支配される、ということになるわけです。

例えば、相似律の要請を満足しているスケールモデル実験を考えてみましょうか。甚だしくディメンジョンの異なる構造が同一の法則の支配下で形成されてゆきます。褶曲の力学

を例にとってみましょう。小規模な層内褶曲は内部座屈でできることが多いのですが、半波長が1~2kmもある褶曲になると基盤の昇降運動による横曲げ型の成因が多いようで、これなどは階層の違いがディメンジョンの違いにある程度反映している例かもしれません。垣見さんや小玉さんは南関東で大断層と小断層では性質が違うのではないかという指摘をされましたが、これも同じような例かと思えます。しかし、はじめにいいましたように、一般には階層とディメンジョンは必ずしも平行関係にはない、ということをお頭にしておく必要があります。

結局、ではいかにして階層を識別するのかということ重要なわけで、これができたならば各階層別に、つまり同一の支配法則ごとにディメンジョンを議論することができるようになります。この場合、構造体の大きさと応力とが直ちに結びつくのではなく、ディメンジョンは、ある有限の拡がりを持った一様な性質の応力場と、ある有限の拡がりを持った一様な性質の地質体とのかね合いで規定されるという点が大事な事です。

最後に垣見さんが触れられた構造の「進化」の問題があります。この議論は同一の階層についてまずその歴史性を見ることから始める必要がありますが、階層というものは相互に

他の階層に転化し得るものですから、小断層が「進化」して性格の異なる大断層にならないとは云えませんし、南関東の例はむしろその可能性を暗示しているのではないのでしょうか。このことを含めて、「進化系列」を設定し、その系列ごとに「進化階程」を見てゆくならば、例えば地向斜～造山帯系列に特有の構造とその「進化」、といったものが浮き彫りさ

れることでしょう。

もうひとつディメンションに関係した問題に、時代性と地域性のことがあります。地質学の問題のゆきつく先には常にこの問題があるのですが、たとえ同じ階層の変形構造であっても、時と所を異にして同一のディメンションを持ち得るとは考えられないでしょう。

コメント「褶曲におけるディメンションの一例」

地質調査所 加藤 碩一

第一段階として、ディメンションを地質構造の大きさとして扱えると、褶曲の場合、軸長や波長の大きさによって区分することが考えられる(加藤1970, 角田1971, 鈴木1974など)。

ここでは、北部フォッサマグナに分布する中新世の別所層・青木層中の小褶曲を例としてあげる。

第1図(A)は、波長の頻度を示したもので、200～500mの間で74%をしめ、単純平均値は334mで、大褶曲の波長は、その6～18倍となるから、大まかにいえば、オーダーが一桁違うことになる。(B)は、軸長の頻度で、200～500mの間で77%をしめる。

両者の関係を対数表示したのが第2図である。一般に、軸長は、波長の10倍以下であるが、小褶曲の発達場所によって区分される(○, ×, △は松本～長野線以西, △, ○, □は

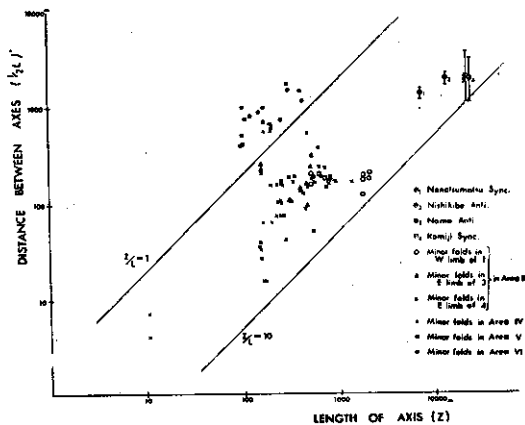
以東)。さらに、それは、褶曲構成層の岩質の差にも影響されている(前者は、泥岩が卓越し、後者は砂岩・礫岩が卓越する)。

大まかにいえば、波長の増加につれて、軸長も増大するが、厳密に1対1の対応がつくわけではない。これは、軸長の決定が、褶曲層の初期条件に左右されるためかも知れない。

第1図



第2図



< 冬の勉強会特集 >

報 告

恒例の冬の勉強会は、昭和51年12月19日～21日の3日間にわたり、東京都八王子市の大学セミナーハウスをかりて行なわれました。

主な内容は次の通りです。

- 個人講演 12月19・20日
1. 「二つのタイプのエシェロン状割れ目とその成因」
小出仁（地質調査所）
 2. 「粉碎過程として見た造構運動のエネルギーについて」
大槻憲四郎（東北大）
 3. 「断層の破砕帯の幅と変位量・破砕産物について」
大槻憲四郎（東北大）
 4. 「花崗岩とはんれ岩のクリープの2年間の実験結果」
伊藤英文（大阪府大）
 5. 「中・深発地震面のタイプと数値モデル実験」
鈴木尉元・小玉喜三郎（地質調査所）・村田広司（早稲田大）
 6. 「南部北上山地、気仙川花崗閃緑岩体の

編 集 係

片状構造について」

池田幸夫（広島大・福山高）

7. 「南部フォッサ・マグナにおける断層系の特徴とその形成様式について」
角田史雄（埼玉大）
8. 「近畿北西部の活断層系（その1） — 三峠断層概査報告」
長谷憲治・横田修一郎・藤田和夫（大阪市大）
9. 「関東平野中央部における下末吉台地のブロック変形」
小玉喜三郎・鈴木尉元・三梨昂（地質調査所）・小林一典・鈴木幹雄（芝工大）

○特別講演 12月20日

「地球の内部構造と相転移」

川田薫（東京大・物理研究所）

○巡検 12月21日

「三浦半島南部」

案内者 小玉喜三郎（地質調査所）

以下、講演内部の一部を紹介いたします。

粉碎過程として見た造構運動のエネルギーについて

地殻を回りが断層によって囲れたブロックの集合体であると見なし、それを造構応力の粉碎産物であるとして粉碎エネルギーを求める。計算の対象としてフォッサマグナ以西、中央構造線以北の中部・近畿地方の第四紀地殻変動を選んだ。活断層分布図としては松田・岡田・藤田編「日本の活断層分布図」（1976）を用い、筆者の主観によって該当する地域を106個のブロックに分割した。

東北大地質 大 槻 憲 四 郎

1) ブロックの体積・粒径の認識

地表面に於けるブロックの面積 S を求め、 $\sqrt{S} < 16\text{km}$ のとき $S^{3/2}$ をブロックの体積、 S をブロックの径とし、 $S \geq 16\text{km}$ のときには $S \times 16\text{km}$ をブロックの体積、 $(S \times 16)^{1/3}$ を径とした。

このようにして粒径と体積を定義したときブロック群は特徴ある粒径分布を示し、それは粉碎産物の粒径分布式である Gaudin — Schumann の式 $y = (x/K)^{\alpha}$ に近似され、

$\alpha=2.67$ $K=30.4$ となる。ここで x は粒径 (単位 km)、 y は粒径 x より小さい粒子群の全粒子群の体積に占る割合をあらわす。

II) 粉砕エネルギーの計算方法

粉砕過程においては dE をエネルギーの微小変化、 dx を粒径の微小変化、 x ははじめの粒径とすると

$$dE_1 = -c/x^n \cdot dx \dots\dots ① \text{ (Lewis の式)}$$

が成立つ。ここで c 、 n は粉砕原料、粉砕方法によって定まる定数である。

従って、 x_0 から x_1 に粉砕するに要するエネルギーは次のようになる。

$$E_1 = \int_{x_0}^{x_1} -c/x^n \cdot dx \dots\dots ②$$

今、粒度分布が $y=f(x)$ であらわされるとき (ただし、試料の全体積を体積の単位とする)

$$E_2 = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} \int_{x_0}^x (-c/x^n \cdot dx) \cdot f(x) dx \dots\dots ③$$

となり、 $f(x)$ が上の Gaudin - Schumann の式の場合、

$$E_2 = A \cdot K^{1-n} - B \dots\dots ④$$

ここで $A = c^\alpha / (n-1) (\alpha-n+1)$ 、 $B = cx_0^{1-n} / (n-1)$ で、 x_0 は粉砕前の粒径をあらわす。

ところで、 K と α の値は I) の項で求めているが、 k と n は未知である。これを地震現象から求めてみる。

マグニチュード M と地震体積 V との間には

$$\log V = (1.06 \pm 0.10)M - (2.78 \pm 0.74) \dots\dots ⑤$$

の関係式がある (V の単位は km^3)。

また、地震の波動エネルギー E_s と M との間には

$$\log E_s = 11.8 + 1.5M \dots\dots ⑥$$

の式が知られている (E_s の単位はエルグ)。

⑤と⑥から

$$V = 10^{3.84} \times E_s^{0.71} \dots\dots ⑦$$

が導びかれる (V の単位 cm^3)。

他方、地震の全エネルギー E と V との間には

$$E = \frac{1}{2} \cdot \mu \epsilon^2 V \dots\dots ⑧ \text{ (単位 cgs)}$$

が成立すると考える。

地殻の場合、剛性率 $\mu \div 5 \sim 10 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$ 歪 $\epsilon \div 1 \sim 2 \times 10^{-4}$ であるから、この値を用いて⑦を⑧に代入すると次式が求まる。

$$E = 10^{7.84} \times E_s^{0.71} \dots\dots ⑨$$

更に、地震断層の長さ L (km) と M との間には次式が成立つ。

$$M = (0.76 \pm 0.08) \log L + (6.07 \pm 0.13) \dots\dots ⑩$$

⑥と⑩式から次式が求まる。

$$E_s = 10^{21} \times L^{1.14} \dots\dots ⑪$$

⑪を⑨に代入して次式を得る。

$$E = 10^{22.75} \times L^{0.81}$$

地震によって放出されるエネルギーは $M \geq 7$ のものによって大部分まかなわれているので

I) での取扱い方を考慮して「 $M \geq 7$ の地震がおり、長さ $L \geq 16 \text{ km}$ の地震断層が発生することは、長さ L の断層によって、直径 L 、高さ 16 km の円柱が2分されたことと等価である」と考える。断層生成前後の物体の代表寸法を x_0 、 x_1 とすると

$$x_0 = \{ \pi (L/2)^2 \times 16 \}^{1/3} = \{ 4\pi L^2 \}^{1/3}$$

$$x_1 = \{ \pi (L/2)^2 \times 16/2 \}^{1/3} = (2\pi L^2)^{1/3} \dots\dots ⑫$$

となり、②より

$$E_1 = \int_{x_0}^{x_1} -c/x^n \cdot dx = -c/1-n \cdot [x_1^{-n+1} - x_0^{-n+1}]$$

これに⑫を代入して

$$= \frac{c}{n-1} \{ (2\pi)^{-n+1/3} - (4\pi)^{-n+1/3} \} \cdot L^{2(1-n)/3}$$

⑭ ⑫を単位体積当りのエネルギーに直すと、

$$E_1 = 4.5 \times 10^{21} \times L^{-1.19} \text{ となる。}$$

これと⑭との間の係数・べき乗の比較によって $n=2.8$ 、 $c=7.1 \times 10^{22} \text{ (erg)}$ となる。これでエネルギーを求めるに必要な全ての定数が定まった。⑭にこれらの定数を代入し、ここで扱った系の全体積 450000 km^3 をかければ全エネルギー $E_{\text{total}} = 1.2 \times 10^{26} \text{ (erg)}$ となる。

ところで、ここで扱った地域で過去千年間に発生した地震の波動エネルギー $E_s = 6 \times 10^{23} \text{ erg/10}^8 \text{ 年}$ であり、⑭式から地震によって消費された全エネルギー $E \div 10^{25} \text{ erg/10}^8 \text{ 年}$ となる。従って、単純に考えれば約1万年でI) で求めた粒度分布は完成されてしまうことになり、期待した100万年のオーダーより2ケタも小さい。この矛盾は断層面が自由表面ではないことによるのであろうか？ もしそうだとすると上に議論した粉砕過程が100回程度くりかえしていると考えべきなのだろうか？ それなら個々の活断層の累積変位量はその活断層の長さに見合ったマグニチュードを持つ地震の際の変位量の約100倍に等しくなっていると予想すべきなのだろうか。

2つのタイプのエシュロン状割れ目とその成因

地質調査所 小 出 仁

エシュロン状割れ目には2つのタイプがある (Koide, 1971, 永広・大槻・北村, 1974)。水谷・金折 (1976) はエシュロン状割れ目を杉型とミ型に分けたが、方向の違いのみで、力学的性質は同じなので、杉型とミ型は区別しない。ここで問題にするのは、引張り割れ目のエシュロン状配列の相違である。この2つのタイプのエシュロン状割れ目は、生成過程も力学的性質も互いに異なっている。

岩石破壊実験・モデル実験・破壊理論から、岩石中の割れ目の発達には、ほぼ有効圧の大きさ (岩圧と間隙流体圧との差) と岩質によって決まることがわかる (小出・星野・井波, 1974)。引張り応力下 (あるいは間隙圧 > 岩圧) では、割れ目の不安定成長によって、長大な引張り割れ目を生じうる。その例はスコットランドの放射状岩脈等である。圧縮応力下でも、有効圧が小さければ、引張り割れ目も相当な長さに伸びるが、有効圧が大きければ引張り割れ目はわずかしか伸びない。圧縮応力下で、個々の割れ目の伸長が止まると、別の場所からも割れ目が発生し、それらの割れ目が干渉しあって、割れ目の集中した剪断帯を作る。個々の割れ目は剪断帯中でエシュロン状に配列する。有効圧が小さければ、構成する引張り割れ目が比較的長いので、エシュロン状引張り割れ目が巨視的にも見られる。しかし、有効圧が大きいと、引張り割れ目が小さいため、巨視的には見られなくなる。しかし、小さな剪断帯が多数発生し、それらがエシュロン状に配列するため、エシュロン状剪断割れ目を生じる。有効圧が小さい場合でも、割れ目が広域的に発生すると、エシュロン状引張り割れ目を含む剪断帯が多数発生し、その剪断帯がエシュロン状に配列する。この場合、剪断帯内ではエシュロン状引張り割れ目が見られるが、広域的にはエシュロン状剪断

割れ目 (剪断帯) である。しかし、通常は、エシュロン状引張り割れ目は、有効圧が小さくぜい性的な破壊で生じやすく、エシュロン状剪断割れ目は有効圧が比較的大きく、やや延性 (遷移性) 的な破壊の際に生じやすい。

剪断割れ目は最大圧縮方向に斜行しているため、割れ目面にかかった圧縮力がすべりによって割れ目端付近に集中する。エシュロン状剪断割れ目の場合、個々の剪断割れ目の間の岩盤にきわめて高い圧縮応力の集中が起きる。岩石は圧縮には強いので、エシュロン状剪断割れ目のギャップは破壊されにくく、非常に高い圧縮応力が蓄積されてから、始めて破壊する。このような性質から、エシュロン状に配列した断層 (剪断割れ目) は、大きな地震を発生する危険があることがわかる。実際に多くの地震断層でエシュロン状剪断割れ目が観察され、ギャップは圧縮のために隆起したり、逆断層を生じている。他方、火山・地熱・熱水性鉱床地帯では、間隙圧が大きいので、エシュロン状引張り割れ目が多く、小地震発生は活発だが、大きな地震は発生しない。大きな地震はその周辺やや有効圧の大きな地域に発生する。断層の幾何学的形態は地震予知や資源開発のために重要である。

〔引用文献〕

- 永広昌之・大槻憲四郎・北村信 (1974) 地質学雑誌, 85巻, 555-558頁。
Koide, H. (1971) 鉱山地質特別号3号, 107-115頁。
小出仁・星野一男・井波和夫 (1974) 地調月報, 25巻, 89-103頁。

断層破碎帯の幅・変位置・破碎産物について

東北大地質 大 槻 憲 四 郎

題名に示された問題を考えるとき①断層に沿う破碎作用とは一種の開放系粉碎過程である、②粉碎産物の量とその粒径分布が示す粉碎エネルギーは変位置の関数となっているはずである、そして③当然のことながら破碎帯の幅と変位置との間には必ず正の相関が存在するはずであると予想する。

〔I〕断層破碎帯の幅と変位置との相関

i) 実験の場合(三軸圧縮試験, 試料: 石灰質ノジュール, 封圧: 800kg/cm², 常温)

$$\text{Log } D(\text{mm}) = 1.09 \text{Log } W(\text{mm}) + 0.67 \dots \textcircled{1}$$

が成立つ。Dは変位(0.8 ≤ D(mm) ≤ 7), Wは破碎帯の幅。

ii) 自然の“面なし断層”の場合(宮城県松島付近の第三系に発達)

$$\text{Log } D(\text{cm}) = 1.04 \text{Log } W(\text{cm}) + 1.88 \dots \textcircled{2}$$

が成立つ。(1 cm < D < 10 m)

iii) 大規模横ずれ断層の場合(日本, アメリカ, ニュージーランドなどの活断層)

$$\text{Log } D(\text{Km}) = 1.17 \text{log } W(\text{Km}) + 1.95 \dots \textcircled{3}$$

が成立つ。(300 m ≤ D ≤ 500 Km)

以上の①~③式は岩質, 変位の規模が全く異なるにもかかわらず, 全く相似の相関式であること, 常識に反して log W の係数はきわめて1に近いこと, 右辺第2項は岩質?によって大きく変化すること等を注意すべきであろう。

〔II〕破碎帯の幅とエネルギーとの相関

上記の三軸圧縮試験によって, 一定量歪ませるに要した全エネルギー E と破碎帯の幅との間には

$$\text{Log } E(\text{erg}) = 0.98 \text{log } W(\text{mm}) + 9.5 \dots \textcircled{4}$$

が成立する。ここでも log W の係数は1に近い。

〔III〕変位とエネルギーの相関

①と④から

$$\text{log } E = 0.9 \text{log } D + 8.9 \dots \textcircled{5}$$

が導かれる(単位 erg mm)。

この式はエネルギーは変位にほぼ比例するということであり, 常識的であるが, 断層は変位が大きくなればなるほど滑り易くなるという直観的俗説をやや支持する傾向にある。

〔IV〕粉碎産物の粒径分布

双葉破碎帯と棚倉破碎帯の断層粘度・角礫約10サンプルの粒度分布はいずれも類似の分布様式をもち, Gibrat 分布と Rosin-Rammer 分布の中間型を示す。この分布曲線を

$$y = a_1 \log x + b_1 \quad x_1 \leq x \leq x_2 \dots \textcircled{6}$$

$$y = a_2 \log x + b_2 \quad x_2 < x \leq x_3 \dots \textcircled{7}$$

の2式で近似すると dy/dx = a/x だから, 単位体積当りの粉碎エネルギー E は

$$E = \int_{x_1}^{x_2} \int_{x_0}^x (-c \frac{1}{x^n} dx) \cdot \frac{a_1}{x} dx +$$

$$\int_{x_2}^{x_3} \int_{x_0}^x (-c \frac{1}{x^n} dx) \frac{a_2}{x} dx$$

$$= \frac{c}{n-1} \left\{ \frac{1}{1-n} \left[a_1 (x_2^{1-n} x_1^{1-n}) + a_2 \right. \right.$$

$$\left. \left. (x_3^{1-n} x_2^{1-n}) \right] - x_0^{1-n} \left[a_1 (\log x_2 - \right. \right.$$

$$\left. \log x_1) + a_2 (\log x_3 - \log x_2) \right\} \dots \textcircled{8}$$

となる。

棚倉破碎帯の1つの試料を例にとると, a₁=0.15, b₁=0.55, a₂=0.35, b₂=0.76, x₁=0.002, x₂=0.1, x₃=5, x₀=70(単位mm), nはBondの法則に従うものと仮定して1.5とする。cはかなり小さく見積って10⁸ erg/mm³とすると, E=1.5×10¹⁰(erg/cm³)となる。ところで棚倉破碎帯の幅が最小であるところは2km余りである。破碎帯の幅全てにわたって上の計算に用いたと同じ粒径分布を示すものとする, 1cm×1cm×2kmの体積に約3×10¹⁵ ergのエネルギーが消費されたことになる。

ところで, 平均的造構応力の大きさを100 kg/cm²程度とすると, 供給された粉碎エネルギーはこれに変位置 D を乗じたものに近似できる。従って D=3×10¹⁵ erg/100 kg ÷ 300 km となる。この値は③式から求められる D の大きさにほぼ等しいことに注目すべきである。

花崗岩とハンレイ岩のクリープの2年間の実験結果

大阪府立大学 伊藤 英文

本誌第17号(1975)掲載の「岩石の微小変形量を光の干渉を利用して検出する方法とそれによるクリープの測定例」において、すでに、測定法を述べた。本報告はそれにつづくものである。

実験に供されている試片は、花崗岩試片3本、ハンレイ岩試片3本の計6本で、それらの試片の寸法と載荷条件(図1)等が、表1に示される。花崗岩試料は香川県庵治村産の細粒花崗岩、ハンレイ岩試料はスウェーデン産の細粒ハンレイ岩である。両者とも顕微鏡で見る限り造岩鉱物は全く変質を受けておらず、極めて新鮮である。

実験は、宇治市の関西電力喜撰山地下発電所の横坑内に設けられた京都大学理学部地質学鉱物学教室の岩石クリープ実験室で行なわれている。ここは坑口から700m奥に入った処にあり、年間、温度は18℃、湿度はほぼ100%で、天然の恒温恒湿室である。

図2に約2年間の実験結果を示す。縦軸は標線間隔m部(図1)の中央点の変形量で、Na-D光の波長単位で目盛っている。

花崗岩試片の変形量の時間変化は、3試片とも、ほぼ一致していて、共通の平均曲線を図中の点線のように描くことができる。すなわち、一次クリープにつづいて二次クリープが現われているようである。しかし、やや詳細にみると、変形量は定常的に増加するとは限らず、逆に一時的に減少することがある。測定精度は、前報で示したように五分の一波長以下であるので、この減少を誤差として見過ごすことはできない。

次に、ハンレイ岩は、3試片とも、まことにばらばらで、 λ_{15} と λ_{16} の変化には平行性があり、 λ_{16} も180日以降はその範囲に入るとみなされる。しかも3試片ともに、長期にわたって変形量が減少する。これまた、ク

リーブのあともどり現象がみられる。もはや、クリープのあともどり現象は実際にあるとしなければならぬようである。そのメカニズムは何であるのか、今後検討すべき問題として提起しておく。

上記の変形量の変化の平行性であるが、そこに二次クリープが潜んでいると考えたい。われわれの興味は二次クリープ(定常流れ)にある。現段階では、ハンレイ岩試片の二次クリープは判定できないが、少なくとも、ハンレイ岩は花崗岩に比べて流れにくいことは間違いなくいえる。

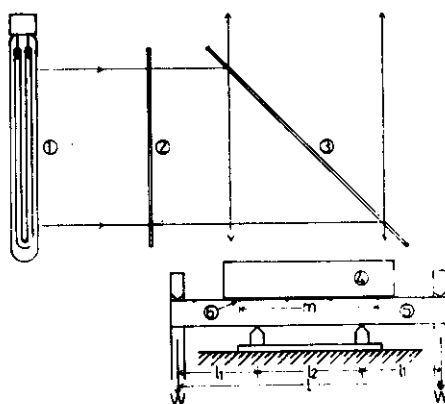


図1. 実験方法を示す図 1:ナトリウム灯, 2:スリガラス, 3:反射透視ガラス板, 4:オブチカルフラット, 5:試片, 6:試片面上に刻まれた標線

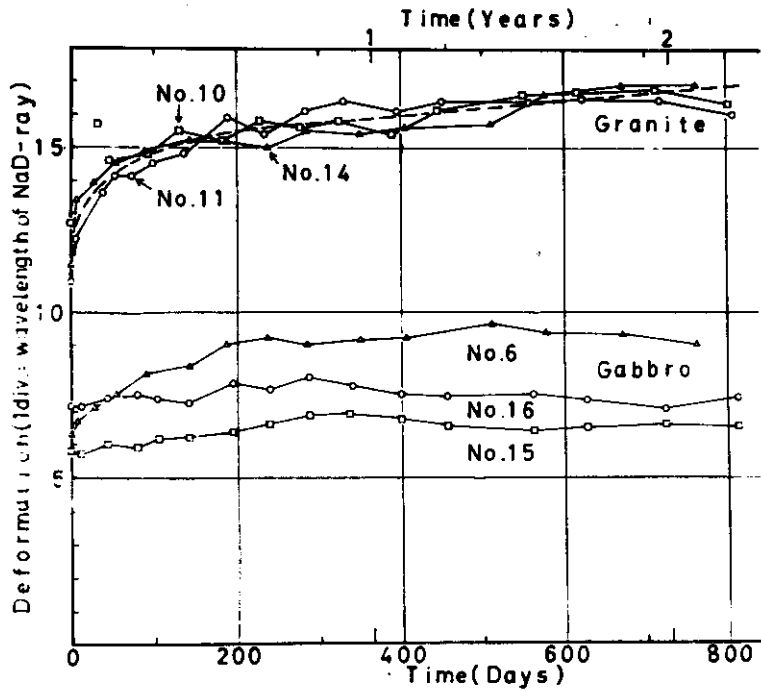


図2. 2年間の実験結果 No.10の最初の2点とその後の点とは、最初の第2点の測定後、
 載荷の調整がなされたので、同一視できない(伊藤英文・笹嶋貞雄(京都大学)原図)

表1. 試片の寸法と載荷条件等

	花コウ岩試片			ハンレイ岩試片		
	No. 10	No. 11	No. 14	No. 6	No. 15	No. 16
試片の長さ (ℓ) cm	21.01	21.02	21.00	15.86	15.86	15.86
幅 (b) cm	2.497	2.494	2.488	1.985	1.989	1.990
厚さ (h) cm	1.978	1.978	1.978	1.474	1.474	1.476
質量 g	273.9	273.7	272.7	142.1	142.5	142.8
密度 g/cm ³	2.64	2.64	2.64	3.06	3.06	3.07
標線間隔 (m) cm	10.46	10.52	10.55	10.84	10.79	10.82
荷重錘の刃稜間隔 (ℓ) cm	19.99	20.09	19.99	14.91	14.88	14.95
試片支持刃稜間隔 (ℓ ₀) cm	8.033	8.023	7.981	6.005	6.046	5.996
荷重錘1個の重量 (W) kg	5.25	5.25	5.27	3.29	3.33	3.32
最大曲げ応力 kg/cm ²	19.3	19.5	19.5	20.4	20.4	20.6
クリープ実験開始日時	1974年 9月2日 14時40分	1974年 8月27日 10時25分	1974年 10月12日 10時10分	1974年 10月12日 15時30分	1974年 8月22日 13時55分	1974年 8月22日 15時15分

南部北上山地気仙川花崗閃緑岩体に 発達する片状構造の起源

広大附属福山高校 池田幸夫

1. はじめに

南部北上山地陸前高田市から、住田町世田米にかけて気仙川花崗閃緑岩体とよばれる、深成岩体が細長く分布している(第1図)。片田ら(1971)によれば、北上山地には白亜紀に貫入した花崗閃緑岩体が、帯状にいくつか分布しているが、本岩体はその一つである。

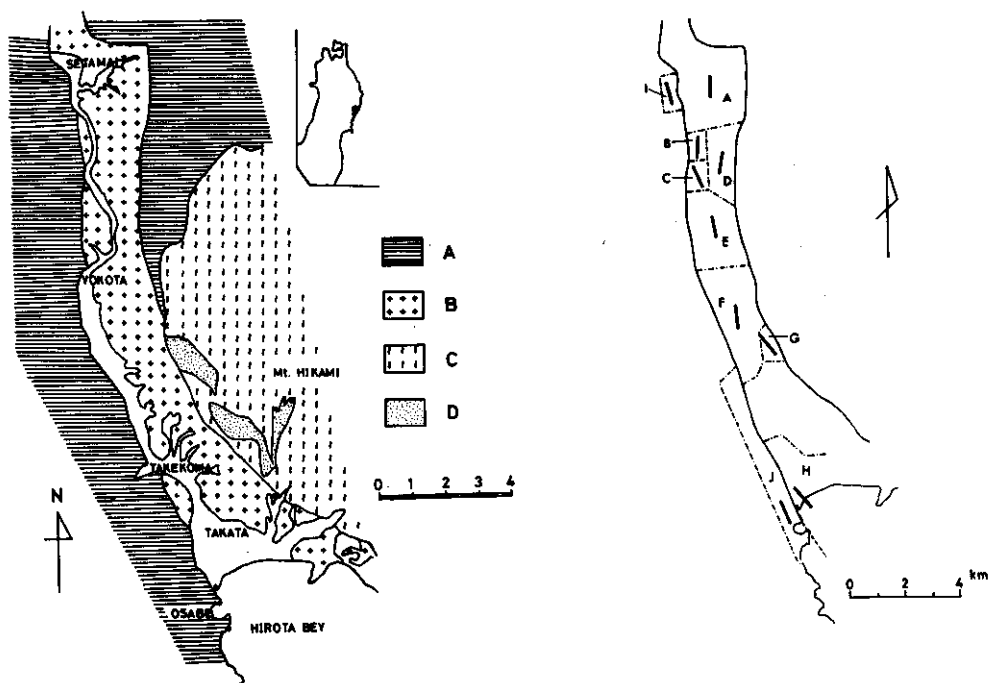
気仙川岩体は、NNW~SSE方向に細長く分布し、その内部には伸長方向にほぼ平行な片状構造がよく発達している。この片状構造は黒雲母や角閃石、およびシュリーレンの平行配列で示される面構造である。従来、これは流理構造とみなされ(神戸・島津, 1961

; 湊他, 1971), その巨視的解析に基づいてマグマ貫入時の流動方向や貫入時期が論じられてきた(加納, 1954, 55)。

しかしながら、これらの研究では気仙川岩体の片状構造が何を意味しているのかという基礎的な研究は、必ずしも十分でないように思われる。この小論では、本岩体の片状構造は周辺の新生層に発達しているスレート劈開と同じ変形構造であることを、野外観察に基づいて論じてみたい。

2. 片状構造の成因

気仙川岩体中の片状構造は、主に黒雲母や角閃石が平行配列したものである。気仙川岩



体に接する片状ホルンフェルス中のスレート劈開も黒雲母等の板状鉱物が平行配列した面であり、鉱物粒の大きさこそ異なるけれども、鉱物の平行配列という点では両者は全く同じものである。

第2図は、片状構造の岩体内変化を示したものである。A~Hの小領域は気仙川岩体の片状構造、IとJは隣接する古生層のスレート劈開の平均的の走向が示されている。この図から、①片状構造の岩体内変化は系統的であり、ほぼ岩体の伸びと平行であること、②隣接する古生層中のスレート劈開ともほぼ調和的であることが指摘できる。

巨視的解析からは、スレート劈開と片状構造が完全に平行であるとは言えない(例えば第2図のHとJを比較)が、気仙川岩体と古生層の接触部を観察すると、両者の平行性は肉眼的にきわめて明瞭である。例えば、第3図はこれを典型的に示すスケッチである。ここでは脈状の花崗閃緑岩体が薄衣礫岩に貫入しているが、その片状構造は貫入面に平行であると言うよりも、むしろスレート劈開と完全に平行である。この事実は片状構造が、いわゆる流理ではなく、スレート劈開と同一起源をもつ変形構造であることを示すものであろう。

紙面の都合でこの小論では論及できないが、スレート劈開は最大圧縮ひずみの主軸に垂直であることが解っている。もし片状構造がスレート劈開と同一起源の構造であるならば、片状構造もまた最大圧縮軸に垂直でなければならぬ。長部付近の海岸の露頭から、私達はこれを証明することができる。

第4図は、薄衣式礫岩に貫入した気仙川岩体の貫入面が、礫岩中のスレート劈開を軸面にもって褶曲している露頭のスケッチである。スレート劈開の褶曲内配列は、いわゆる扇状配列であり、坐屈褶曲を受けたインコンピテント層中のひずみ特性(Hara et al., 1968; Shimamoto & Hara, 1975参照)に調和的である。ここでは示していないが、褶

曲したアブライト細脈中の構成鉱物(石英、長石、黒雲母)は、明らかに褶曲軸面の内側に扇の要をもった扇状配列を呈しており、これも坐屈褶曲の特性に調和的である。これらの観察により、花崗閃緑岩脈やアブライト細脈の褶曲は、側圧(東西圧縮)によって発生した坐屈褶曲であることが導かれる。気仙川岩体にかなり普遍的に発達している片状構造は、まさにそのような側圧を反映した変形構造であろう。

3. 議 論

片状構造が側圧型の変形構造であるという上述の結論に従えば、気仙川岩体に関するいくつかの問題に合理的な解釈を与えることができる。その一つは、気仙川岩体の細長い形態を変形作用の反映とみなせることである。第2図に示されているように、片状構造の走向は岩体の伸びとほぼ一致している。片状構造の走向は地表面における伸びひずみの方向を示すから、それが岩体の伸びに平行であるならば、岩体全体が東西方向の側圧によって伸長したと考えてよいであろう。北上山地には、本岩体と同類の白亜紀花崗閃緑岩体が帯状に分布しているが、その中には南北方向に細長い形状を呈するものが少くない(片田他, 1971)。それらが本岩体と同一の起源をもつか否かについては、今後詳細に検討する必要がある。

今一つの問題は、気仙川岩体の貫入した場の問題である。私は以下に述べる理由により「本岩体のマグマは貫入後、冷却固結の過程でつねに東西方向の圧縮作用を受け、変形が進行するとともに晶出した板状鉱物は回転して、最大圧縮軸にすい直に配列し、片状構造をつくった」と考えている。

この仮説の根拠の一つは、Means & Paterson(1966)やTullis(1976)の実験から与えられる。彼らは、板状鉱物が非静水圧下で晶出するとき、その展面が最大圧縮軸に垂直になる傾向があることを示した。

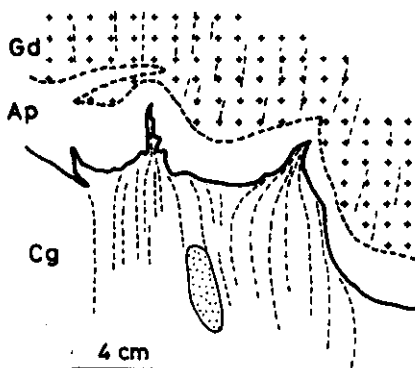
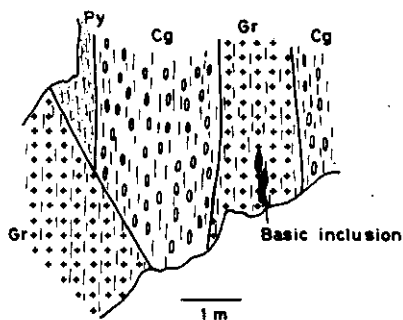
気仙川岩体の片状構造やホルンフェルス化した古生層のスレート劈開が、主に黒雲母の平行配列で示されることから、それらの面に垂直に作用する圧縮ひずみの場で結晶化が起こったと考えるべきであろう。つまり、熱変成作用やマグマの結晶化作用が、変形作用と同時に起ったと考えられる。これらの構成鉱物に顕著な結晶内変形がないことも、この同時性を暗示するものであろう。

また、薄衣式礫岩のひずみ量分布を調べてみると、強い熱変成作用を受けている気仙川岩体の近傍で、礫が著しく扁平になっているという事実がある。深成岩体の周辺にしばしばみられる片状ホルンフェルスの成因として、よくマグマの「貫入圧」が考えられるが、本地域の場合はむしろ昇温による「岩石強度の低下」と解釈した方がよいように思われる。従って、この事実はスレート劈開をつくるような

広域的な変形作用と、気仙川岩体の変形が同時であるという仮説に反するものではない。

次にスレート劈開をつくった造構作用の時期が問題になる。上述の議論により、スレート劈開の少なくともその主要形成時期が、気仙川岩体の貫入固結の時期に一致していることが明らかになった。気仙川岩体の貫入固結の時期は、地質学的にも放射性年代学的にも白亜紀前期と考えられている(石井他, 1953; 河野・植田, 1965)。従って、スレート劈開の主要形成時期もこの時期に一致すると考えなければならない。これは、この小論における結論の一つであるが、白亜紀以前にスレート劈開や小褶曲をつくる様な変形作用が全くなかったことを、意味するものではない。古生層の重複変形に関する研究は今後に残された最も重要な課題の一つであろう

文献省略



南部フォッサ・マグナにおける断層系の特徴とその形成様式について

埼玉大 角田 史 雄

1. 第1級の断層と第2級の断層

南部フォッサ・マグナ西部の富士川流域では、さまざまな規模と方向とセンスをもった断層が発達する(Tsunoda, F., 1973; 富士川団体研究グループ, 1976; 角田史雄・富士川団体研究グループ, 1976)しかし、

断層線の長さを基準にすれば、断層線の長さが3~4Km以上の断層とそれ以下の断層とは、断層の特徴が異なる。すなわち、前者は、数本の互いに平行な断層の集合した一種の断層体であり、かつ、地質区や堆積盆の境界に相当する場合が多い。これに対して、後者は

1本か2本の断層であり、また、それらはそれぞれの堆積盆(富士川団体研究グループ、1976)ごとにその方向やセンスが異なる。本論では、前者を第1級の断層とし、後者を第2級の断層とする。

2. 第1級の断層が形成する断層系の特徴

本地域には、断層線の方向から、3つの系統の第1級の断層群がある。すなわち、①ENE-WSW方向の断層(ex.富士見山衝上断層、雨河内断層など)、②NW-SE方向の断層(ex.音下衝上、徳間衝上など)、③N-S方向の断層(ex.糸魚川-静岡構造線、櫛形山断層など)の3系統の断層である。これらの断層はいずれも高角の逆断層あるいはヒンジ断層である。これらの断層のうち、ENE-WSW方向のそれは、本地域の南部にいくに従い、その方向をNE-SW方向、さらにNEN-SWS方向へと変化させる。また、NW-SE方向のそれも、南の方ほど、E-W方向に近い方向をとるようになる。そして、これらの断層の相互関係は地域毎に若干変化し、東部ではENE-WSW方向のそれが卓越し、中央部では上記の3系統の断層が互いに切りつ切られつて共役の断層などもある。同様に本地域の南部では、NW-SE方向の断層とN-S方向のそれとが卓越する。以上の関係を簡単に図示すれば第1図のようになる。

3. 第2級の断層が形成する断層系の特徴

数多く発達する第2級の断層のうち、少くとも部層を切るような規模以上のものに注目して、それらの断層の方向とセンスと密度などの特徴をまとめればつぎのようになる。すなわち、東部では、ENE-SWS方向のものが卓越するが、断層密度は小さい。中央部ではNE-SW方向の断層とNW-SE方向のそれとが卓越し、密度がもっとも大きい。南部では、NEN-SWS方向のものがもっとも卓越するが、断層密度は本地域でもっとも小さい。これらのことから、第2級の断層が形成する断層系は、大きくみれば、第1級のそれに規制されている。

4. 第1級の断層と堆積構造、褶曲構造、不整合との関係

前述のように、第1級の断層の断層線の位置は、部層や果層の層相・層厚が急激に変化する境界線のそれとほぼ一致しており、かつ、2つの顕著な向斜構造の間にある狭くて鋭角の軸部をもつ背斜の軸とも大体一致する。このような傾向は本地域全域で一般的にみられるが、富士川以東の地域ではENE-WSW方向でとくに顕著にあらわれ、富士川以西の地域ではNW-SE方向で著しい。また、本地域南部ではN-S方向でよくみられる。さらに、本地域に発達する3系統の第1級の断層はすべてN-S方向の部分不整合線をきっている。

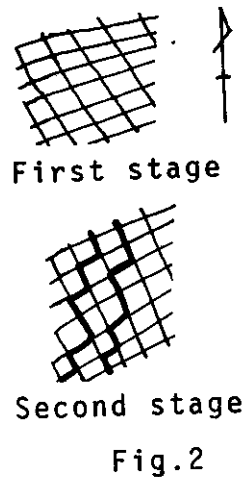
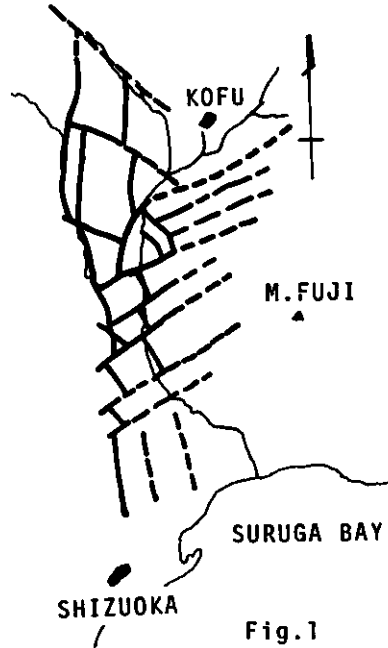
5. 討 論

(a) 断層系の形成過程について

上述したことから、断層系の形成過程は下記のような順序になると思われる。①第1級の断層の断層線、部層や果層が急激に変化する境界線、第1級の背斜の背斜軸などの位置がほとんど一致していることから、新第三系の堆積および褶曲などの運動は基盤に形成された断層系の垂直的な差動運動に支配されていた。このとき、第2級の断層のある所でも層相・層厚の変化が認められるので、第1級の断層のある所ほど著しくはないにしても、上述のような基盤の差動運動があったものと思われる(角田史雄・富士川団体研究グループ、1976)。②部分不整合の発達がもっとも早いのは本地域の東部であることと、同地域では第1級の断層が同不整合線をほとんどきっていないことなどから、本地域でもっとも早く断層系(ENE-WSW方向)が完成したのは本地域東部のそれであったと思われる。その後、NW-SE方向、N-S方向の第1級の断層の成長と第2級の断層が形成されて、現在の断層系の原形が形づくられた。この時期は手打沢(あるいは曙)不整合の形成期(船川階)であろう。③この後、本地域の全域的な隆起があり(船川階後半以後)、この

隆起によって、NW-SE方向とN-S~NNE-SSW方向の断層がとくに大きく差動した。

(b) 糸魚川-静岡構造線の形成について
 糸魚川-静岡構造線(以下糸静線)の原型が形成されたのは新第三紀以前であり(湊正雄・井尻正二, 1958; 大森昌衛, 1960), また, 今日のフォッサ・マグナの構造の本質を決定したものは新第三紀初期におけるグリーンタフ変動によるその陥没構造である(藤田至則・角田史雄・小坂共栄, 1968)という指摘がなされている一方で, 糸静線は左横ずれの構造線であるという意見がある(川井直人, 1961; 小松直幹, 1967)。筆者は, 上述したように, グリーンタフ層の層相や地質構造が基盤の断層系(おそらく, 新第三紀初期のもの)につよく規制され, かつ, 今日の断層系もそれが顕在化したものと考えられることから, 本論で述べたことは前者の指摘を追証するものと考え。このことは, 松田時彦(1961), Tsunoda, F. (1973)らが指摘しているようなNW-SE方向とNNE-SSW方向の断層の組合せこそ, 現在の糸静線の実体であることからわかる。したがって, もっとも最近の糸静線のうごきは, 第2図に示したようにあたかも基盤の目のように発達したNW-SE方向の断層系とNNE-SSW方向の断層系との組合せ断層系があったところに, N-S方向の基盤の上昇が加わっているものであり, そのためにN-S方向の断層線や地形が強調されたと考えられる。



関東平野中央部における下末吉台地のブロック変形

地調 小玉喜三郎・鈴木尉元
 芝浦工大 鈴木幹夫・小林一典

関東平野部には, 東京湾北部付近を中心として下末吉期の中堆積層が広く分布する。筆者らは, この下末吉層の最上位に発達する同一層準の粘土層の分布や岩相と海拔高度を測

定し, 図1, 図2のような結果を得た。この地層は, その上位, 下位の地層中に挟在する火山灰鍵層の年代から約10万年前には水平に形成されたものと考えられる。従って, 図で

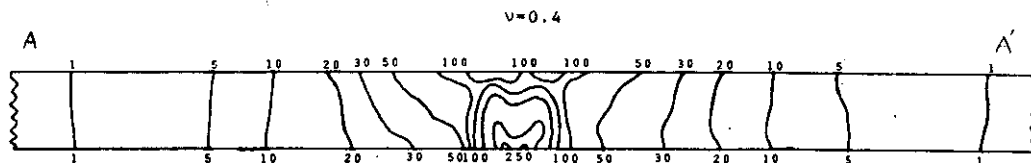
示した現在の標高差は、その後の相対的な垂直変形を示している。

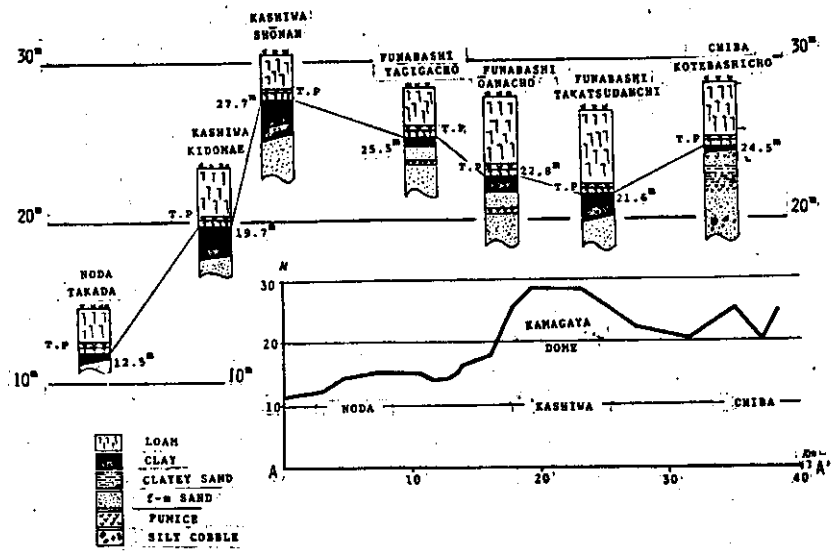
図のように変形は、現在の上総・下総・武蔵野・大宮・常陸などの各台地ごとに別々の高度をもつ単元を示す。それらの単元は、中央がほぼ平坦で周辺を急撓曲帯で囲まれている。このことから、現在の平頂な台地も、下末吉期以後の基盤の差別的ブロック変形で形成されたと結論される。

第3図は、第2図中の断面AA'にそって粘土層の変形高度曲線に合うように、基盤に様々な変形を与えたときの地層中の歪分布をモデルで求めたものである。この断面で知られているのは2kmの基盤においては、巾2km、高

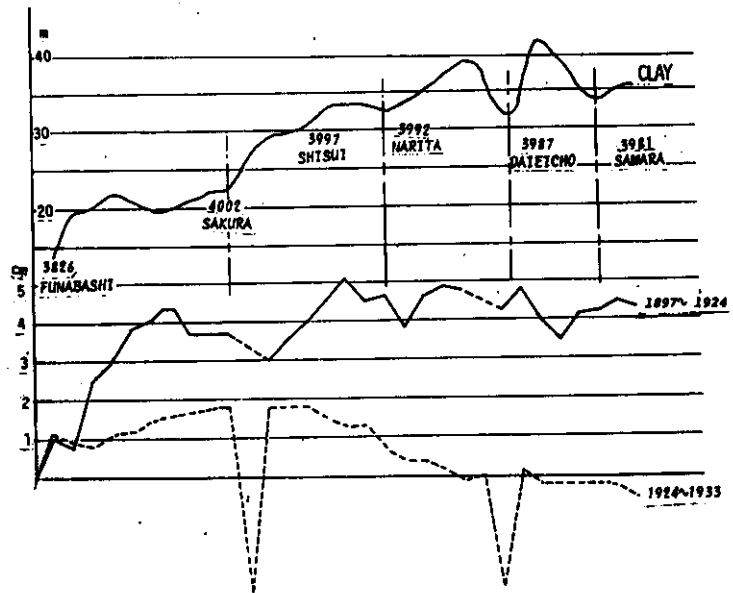
層差10mの撓曲変形が地表ふきんの変形曲線に最もよく一致する。これから断面内の歪を求めると、地表ふきんでも 1.0×10^{-3} 、地下では 3×10^{-3} を示す。これは10万年間の累積歪とみなせるから、1年平均では 10^{-8} 、1万年で 10^{-4} オーダとなる。

なお、基盤撓曲の中は約2kmに及ぶゆるやかなものであるが、これらはいくつかの断層で構成されていると解釈される。たとえば図4は、船橋-成田-佐原ルートの一等水準点変動曲線と粘度層の分布という時間単元の異なる変形を対比したものだが、両者の単元がよく一致することがよみとれる。





茶総粘土の高度分布と一等水準点の変動量との比較



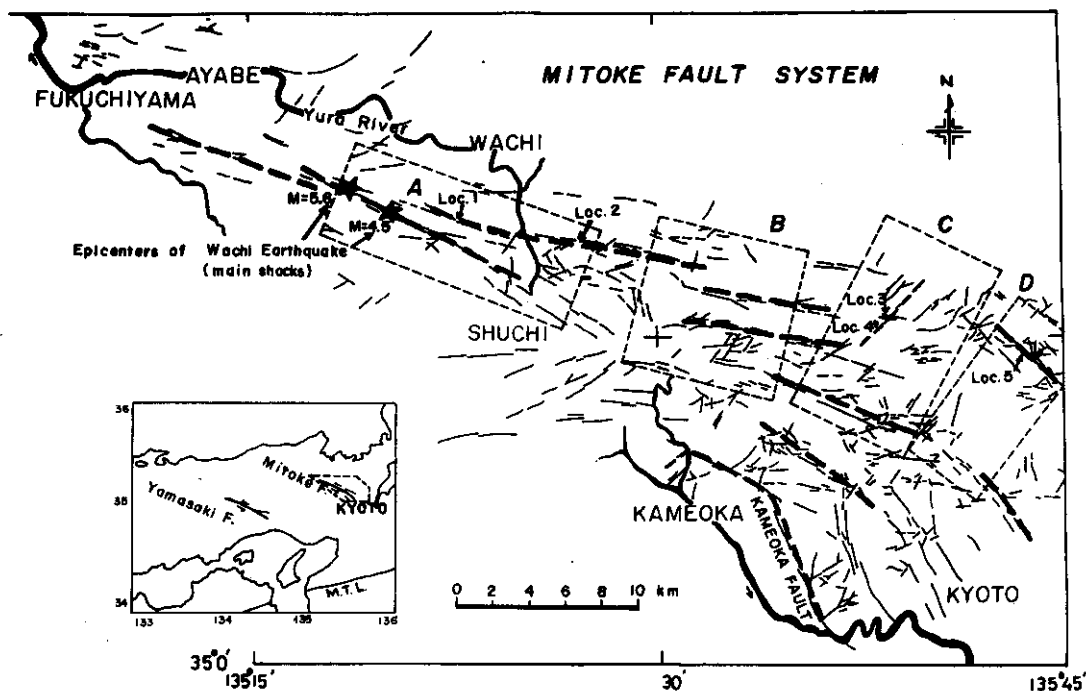
近畿北西部の活断層系（その1） 三峠断層概査報告

大阪市立大 長谷憲治・横田修一郎
藤田和夫

近畿では第四紀に活動してきた断層がこれまで数多く知られており、断層運動に関する種々の研究がなされているが、その多くは近畿中部（瀬戸内区）の断層を対象としたものである。一方、近畿北部におけるこの種の研究は前者地域のそれに比べ著しく立ち遅れている。これは、後者の地域では丹波帯の古生層が広範囲を占め、第四系の分布が断片的でしかないため、その活動時期や変位分布を地質学的に確定しえないことが最大の原因と思われる。

三峠断層は京都府福知山市から京都市北区に到る延長40kmにおよぶNW-SE系の断層であり、HUZITA(1969)によって名づけられたものである。

1968年から1969年にかけて京都府和知町周辺において群発性の和知地震が発生したが、本断層の発見はこの地震の発生と相前後してなされたものであった。そして、和知地震の震央分布と三峠断層系が密接な位置関係にあることが、WATANABE & KUROISO (1969)によって指摘されている。



第1図 三峠断層系のリニアメント分布、
細実線はリニアメント、破線はリニアメント集中部でほぼ断層線に一致する。

本断層は山崎断層とともに、地形的に明瞭な左横ずれを示すとされているが、このことは東西圧縮の広域造構応力場を裏付ける重要な根拠にもなっている。しかし HUZITA (1969) 以降、詳細な調査は全くなされていなかった。

今回、筆者らは本断層の断層系としてのパターンを正確に把握、さらに活動時期や変位などを明らかにするため、現地調査を行った。延長40kmにも達する地域であるので、むしろ概査というべきものではあったが、数多くの断層露頭とともに活動時期に関するいくつかの地質学的事実がみいだされたので報告する。

現地調査にさきだって、1/2万の空中写真を用いてリニアメントの判読作業を行った。リニアメントの分布は第1図に示されている。NW-SE ($N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W$) 方位のものが圧倒的に多いが、NE-SW方位のものも若干認められる。連続性の良好なものは比較的少ないが、いくつかの幅の狭い帯状域をつくって分布するようである。

調査地域を便宜的にA、B、C、Dの4地域に分け(第1図参照)、各々についての地形的、地質の特徴を以下に述べる。

(A地域)

リニアメントが最も明瞭な地域であり、地形的に小河川の左横ずれオフセットが認められる。古生層中に見られる断層露頭の多くは、幅数10mにおよぶ断層破碎帯と幅1~2mの黒色断層粘土を伴っている。本地域での主断層は2本あり、互い約1km南北に離れて並行している。個々の露頭における断層面の走向、傾斜にはかなりのばらつきがあるが、全体としてみた場合、 $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ の走向でほぼ垂直なものである。

Loc. 1では本断層が未固結の礫層を切っていることが確認された。この礫層は由良川水系の第四紀河川堆積物と思われるが、正確な時代は明らかでない。断層を境として北側が相対的に上昇するセンスにあり、断層面方位は

$N80^{\circ}W\ 70^{\circ}N$ である。断層粘土は幅2~3cmのものであるが、古生層中には角礫化した部分が数mにわたって拡がっている。本断層堆積以降の垂直変位は少なくとも3m以上と考えられるが、横ずれ変位を裏づける地質学的事実は現時点では得られていない。なお、同様に礫層を切る断層露頭はLoc. 2においても確認されている。

(B地域)

本地域ではリニアメントがそれほど明瞭ではないが、いくつかの断層露頭を確認することができた。全体としての断層の走向はA地域のそれよりもやや東西方向に近くなる傾向にある。

(C地域)

本地域ではNW-SE方向以外にNE-SW方向のリニアメントが明瞭である。同方向の断層もいくつか確認されたが、そのうち、Loc. 3、4では明らかに段丘礫層を切っている。とくに、Loc. 3では断層面方位は $N40^{\circ}E\ 85^{\circ}N$ を示し、約2mの垂直変位(北側が相対的に上昇)が認められた。古生層中の断層粘度は黒色で幅2~3mにおよぶものである。この古生層中の断層土度部分も上記の礫層によって不整合に覆われているが、礫層を変位させているのはその一部分である。このことは、古生層中の幅の広い断層粘土の大部分は本断層堆積前にすでに形成されていたものであり、後にその一部が再活動して段丘礫層を変位させたことを示している。

(D地域)

本地域では、三峠断層はいくつかの断層に分岐し、またその走向は南北に近くなってくる。最も北側を走る断層については地形的に明瞭な左横ずれが認められる(Loc. 5)。

三峠断層は、これまで地形的明瞭さのみから活断層であるとされてきたが、今回の調査によって地質的にも第四系を変位させる活断層であることが確められた。また、本断層は1本の断層ではなく、雁行状に走る断層群によって1つの断層系を形づくっていることも

明らかとなった。雁行配列のパターンは全体としては“ミ”型をなしているが、このこと

は全体としてもこの地域が左横ずれ傾向にあることを示している。

高知県大枋地域の秩父累帯白亜系の変形*

大阪市立大学 伊 熊 俊 幸

1. はじめに

西南日本外帯の秩父累帯北・中帯に分布する白亜系については、E. NAUMANN(1890)がMesozoische Muldeを提唱して以来、多くの研究者によって「中生界盆地」と呼ばれてきた。高知県物部川流域に発達するいわゆる“物部川白亜系盆地”については、これまで主として層序学的研究がなされてきた(例えばKOBAYASHI et al., 1945, MATSUMOTO, 1953, 甲藤・須鎗, 1956など)。本地域の白亜系は、下部白亜系〔下位より領石層(K₁), 柚ノ木層(K₂), 日比原層(K₃)〕, 上部白亜系〔永瀬層(K₄), 楯佐古層(K₅)〕に分けられている。これらの白亜系は明瞭な積成サイクルを示し(部分的に側方に岩相が移化することはある), 整合的に積成している。積算層厚は約3100mである。今回は白亜紀以降の秩父累帯中・北帯の変形史を明らかにする目的で以下の点に着目して、白亜系の変形過程について考察した。(1)白亜系の褶曲の幾何学的形態。(2)白亜系中の断裂系のパターン。(3)白亜系と基盤との境界の構造線の実態およびその構造地質学的意義。

2. 褶曲構造の形態的特徴

従来まで本地域の白亜系は北翼部が逆転した複向斜構造と考えられてきた(小林1950, 甲藤・須鎗, 1956)。白亜系の大向斜構造はNE-SWトレンドをもつ。この構造は従来より物部向斜(小林, 1950)と呼ばれているものに相当する。複向斜構造の中軸部付近およびそれより南側に分布する日比原層上部層, その上位

* 1975年12月 構造研「冬の学校」で発表したもの一部補足加筆した。

の永瀬層, 楯佐古層には褶曲波長のオーダーの小さい褶曲構造(半波長200~500m程度)が認められる(Fig.1参照)。大向斜構造の特徴は物部第1向斜の中軸部よりも北側の領石層, 柚ノ木層, 日比原層が逆転している(一般に北傾斜60°)。中軸付近では複向斜構造をなし(物部第1背斜, 物部第2向斜, 物部第2背斜, 永瀬向斜), 南翼部は吹越構造線によって切られており, 日比原層上部層が北傾斜平均45°で一部露出しているにすぎない。すなわち白亜系の褶曲構造は北翼部が逆転し, 南翼部が不完全な(扇形褶曲)に近い形態を呈している。次に複向斜構造の解析結果について述べる。褶曲は大部分泥岩層部あるいは泥岩優勢の細互層部に発達する。それらの褶曲構造について, 褶曲軸面, 褶曲軸方位の計測および解析を行なった。その結果, (i)褶曲軸面の傾斜は高角度ないし垂直に近い。(ii)褶曲軸はゆるくNE又はSWにブランチする(大部分20°以内)。さらに以下の要素について解析した。① t₂-plot (RAMSAY, 1967) ② Curvature (角田, 1973) ③ Interlimb angle, Tightness (FLEUTY, 1964, RICKARD, 1971) ④ Dip-isogon (RAMSAY, 1967) この結果, 褶曲の幾何学的特徴としては, 一般に曲率は小さく, dip-isogonは大部分1Cのパターンを示す。

3. 断層系

本地域に発達する断層としては(1)北帯を占める中・古生界の境界に位置する御在所山衝上線(藤田旭, 1943), (2)中・南帯の境界に位置し, 白亜系の現在の分布の南限を画する断層である吹越構造線(甲藤・須鎗, 1956),

(3)白亜系中を通る楮佐古川構造線(甲藤・須鎗, 1956)である。これらの断層について以下に述べる。(I)御在所山衝上線:この断層についての形態的特徴, 構造地質学的意義については既に述べた(本会誌 46 18 参照)。さらにこの断層は東方(影地域)にも延長されることが判明した。この断層は比較的浅部で低角度, 深部で高角度になる逆断層である。(II)吹越構造線:吹越構造線の断層面の一般走向はNE-SWで急斜し, 低角度を示す部分は認められない。本地域における基本形態は白亜系に対して南側の基盤(鳥巢層群, 三宝山層群)が上昇している高角逆断層であると考えられる。(III)楮佐古川構造線:楮佐古川構造線は従来までは, 北・中帯を分ける断層であるとされていた(甲藤・須鎗, 1956, 甲藤, 1957)。今回の野外調査の結果を総合すると, この断層は本地域の東部(楮佐古川)では日比原層と楮佐古層との境界を通る。中央部~西部(久保川-日比原川間)では北帯の日比原層中を通る。断層面の一般走向はNE-SWを示し, 北又は南に高角度(60°~70°)で傾斜する。御在所山衝上線, 吹越構造線ともに破砕帯の規模は一般に数m~50mオーダーであるが, 楮佐古川構造線の破砕規模はより小さい(1~10mオーダー)。断層面はいずれの場合も固結~半固結化している。

4 断裂系

白亜系中に発達する断裂系(節理系, 小断層系)について計測, 解析した結果について述べる。

(a)節理系:対象としたのは, 領石層, 柚ノ木層, 日比原層下部層, 楮佐古層の側方へよく連続している厚さ数10mの塊状な砂岩中の節理である。その結果, 節理系は3つのグループに分けられる。これらは前述の褶曲構造との関連において, 分類することができる。すなわち, 褶曲構造の方向(N40°E-S40°W)に発達するものを longitudinal joint とし, それにほぼ直交する方向に近いものを cross

joint, さらにNS系, EW系に近いものを oblique joint とした。そこで oblique joint をそれぞれ共役セットとみなして HARRISON and MOENCH(1961)の方法に基づいて解析した結果, 最大圧縮主応力軸(σ_1)がほぼN40°~50°Wに配置する応力場が考えられる。

(b)小断層系:ここで扱う小断層は日比原層上部層~楮佐古層に発達するもので, 明らかに共役セットと認められるものである。断層面における地層の転移量は数cm~20cmくらいで, 一般に細互層および泥岩層中に発達する。断層面はほとんどの場合開口していない。また断層面の交角(2 θ)が変化している様子は認められない。2 θ の平均値は約55°である。これらの共役断層から解析された応力場は前述の節理系から求められたものとほぼ一致する。

5. 褶曲構造と断層系の相互関係

白亜系の褶曲構造と白亜系の北限, 南限の構造線との関係について述べる。白亜系は本地域では全体として北翼が逆転した褶曲構造を示しているが, 本地域の東に接する笹川地域では1向斜構造をなしており, 北翼部が逆転しておらず, 全体として“開いた褶曲”の形態を呈している。また西方延長にあたる領石地域の野外調査の結果以下の点が指摘できる。(i)古生界と白亜系との関係は, 斜交不整合であり(天狗岳不整合, 八京地域の不整合), 白亜系基底部はほとんど破砕を受けておらず, 両者の関係は初生的不整合の形態を保っているとみなすことができる。(ii)さらに古生界の構造の配列と白亜系の構造が調和的である(古生界中の向斜構造がそのまま白亜系に反映されており, 白亜系は basin structure をなしている)。以上述べたことから, まず白亜系堆積盆地の側方圧縮により白亜系が変形を受け, 褶曲構造が形成された。節理, 小断層で示される断裂系はこの褶曲期に形成されたものとする。次に白亜系基盤ブロックが

上昇する時期があり、この時期に御在所山衝上線、吹越構造線が形成された。この断層運動に際して白亜系の変形がより強められたものと考えられる。

6. 白亜系の変形過程

本地域の白亜系の変形史について次の3段階が考えられる。

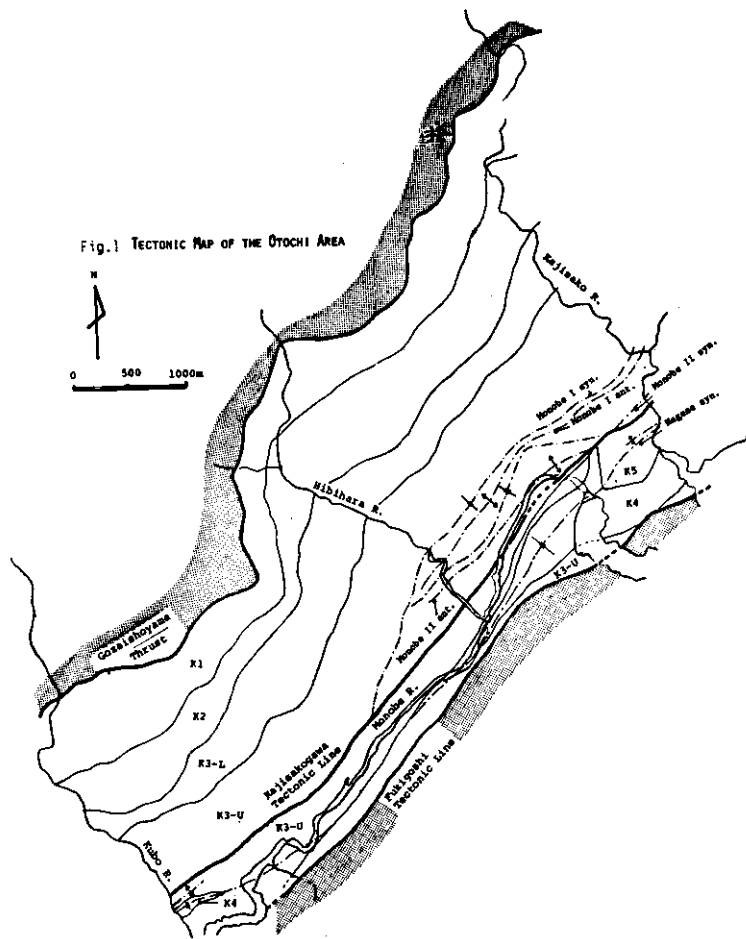
(I) Initial stage : 向斜構造の初生的形態の段階。

(II) Folding stage : 堆積盆地が側方圧縮を受けた時期で、白亜系の基本的な褶曲構造はこの時期に形成されたものと考えられる(この段階の構造形態は領石地域、笹川地域で認められる)。さらに褶曲形成に伴って断

裂系が形成された。その応力場は σ_1 がNW—SE方向に配置するものである。

(III) Thrust faulting stage : 広域的な基盤のblock faultingで表現される時期で、白亜系と基盤との境界をなす御在所山衝上線、吹越構造線の形成がこの時期にあたる。このblock faultingによって白亜系の大構造の形態がさらに修飾を受けた(白亜系の大向斜構造の北翼部が逆転し、褶曲軸面が北に傾く)。この時期には既に生成されていた断裂系のパターンを再配列を伴うことが考えられる。これは構造線形成の効果が、断裂系解析から得られた σ_1 軸跡の傾斜変化にあらわれているとみなされる。

[参考文献 — 省略]



あけ
三重県亀山市周辺の奄芸層群
一奄芸層群堆積盆地の形成機構について一

大阪市立大学 和田 幸雄

○はじめに 奄芸層群は、伊勢湾の西岸に分布する鮮新-洪積世の地層である。本層群堆積盆地は、西縁部を南北に走る一志断層によって画され、北側は古生層と不整合に接している。本層群の構造は、南側ほど下位層が分布し、北側に向かって地層が収斂している。(1) 筆者が、奄芸層群下部層にあたる南部地域の基底層からT₄火山灰層層準付近まで調査した結果、本層群堆積盆地の形成機構に関する興味ある事実が見いだされたので、これについて報告する。なお、本調査地域は、層相と鑑層火山灰層により、下位から南畑礫層、西行谷礫層、楠原夾炭層、亀山層に区分される。

○基底層について 今回の調査で、角礫～亜角礫からなる角礫型基底礫層の南畑礫層が、今まで基底礫層といわれていた円礫からなる西行谷礫層の下位に整合関係で分布していることが確かめられた(図1)。また、この南畑礫層と同層準と考えられる粘土層の存在も確認された。南畑礫層は、基盤に対してアバットしているが、本礫層と同層準の粘土層は基盤上の凹地を埋めて堆積している。一方円礫層の西行谷礫層は、野登山南山麓では基盤上にオーバーラップしている。南畑礫層は、緩傾斜であるにもかかわらず直線状に分布し、不整合線上位の円礫層のそれとくらべると直線的である。本礫層の礫種は、上位の円礫層が石英斑岩、砂岩を多く含んでくるのとは異なり、ホルンフェルスが圧倒的に多く、ついで花崗岩類が多い。この様に、本礫層の礫は、ほとんど付近の基盤から由来したと考えられる礫からなっている。また、本礫層のマトリックスは粘土質であり、亜炭、泥炭、蛙目粘土をはさみ、礫の淘汰は悪く、礫形は、角～亜角礫からなっている。以上の点からして、南畑礫層は、山麓扇状地に堆積した礫層

と考えられる。

○層厚変化について 本調査地域内には、地層の対比に有効な火山灰層が、楠原夾炭層、亀山層間に少なくとも4層準に見られる。それらのうち、楠原夾炭層内の最下位のT₁火山灰層は、本調査域全体にわたり分布する。調査域の盆地縁辺部の構造は、盆地側へ60～90度と急傾斜していることから、T₁層を基準面にとって楠原夾炭層の基底(この基底面を、同一時間面と見れるかという疑問は残る)との間の層厚変化を比較することができた。これによると、層厚の変化する地域は次の三地域に分けられる。南部地域では、ほとんど層厚は一定しているが、中央部地域では北へ行くほど層厚が減少していく。北部地域では、急傾斜帯を越えた地域で最大になっている(図2)。この様な地域の境界には、南と中央部地域では、高野尾背斜の延長部が位置し、中央部と北部地域では、南畑付近を南北に走る南畑断層が南へ行くにしたがい、南西に向きを変えた急傾斜帯へ移行している延長部に位置する。層相に関しても、一般に層厚が減少してくる中央部地域の北部では砂礫層が卓越しているが、層厚が最も厚くなる北部地域においては、シルト、泥層が卓越してくる。

○本地域の地質構造について(図3) 本地域内の主な褶曲として、一志断層と平行して発達する南北性の褶曲と、これらと褶曲軸が斜交し、北西-南東軸をもつ高野尾背斜がある。南北性褶曲は、その形態や空間分布から一志断層の成長と密接な関係があることがわかる。一方、高野尾背斜には、これと平行する断層が少なくとも地表において、基盤側には見られない。本背斜の形態は、北東翼が10度前後で北東へ傾き、南西翼が20度前後で南西へ傾くという非対称構造である。また、

これに平行する褶曲は、南西側に向斜構造が見られるだけで、何組も平行して発達するということはない。背斜頂部の形態についても南北性褶曲の場合は、それが平坦であるのにくらべ、高野尾背斜の場合は、それが突出している。さらに本背斜を構成している地層はシルト、泥炭層が主であり、これといったコンピーテント層は見当たらない。以上の点から、本背斜の形成機構については、背斜深部における断裂の発生とそれを境にした基盤の傾動によって高野尾背斜が形成されたと考えた方がより合理的であろう。なお、高野尾背斜は、その延長部で南北性向斜の褶曲軸を南と北へそれぞれ傾かせていることが、火山灰層の分布から確認できた。

次に、南畑の西側を南北に走る高角逆断層の南畑断層は、南側ほど断層面の傾斜が低角になり、撓曲帯へと移行している。本断層の西側の基盤が南へ10度前後傾動していることから、南畑断層は北側ほど断層の深部形態を示し、南側では、断層そのものは地下にかくれ、その浅部形態が撓曲構造となっているのであろう。

○層厚変化と基盤の断裂との関係について
以上の様に、層厚変化の転換する地域の境界に存在する高野尾背斜や撓曲は、それらの深部に基盤の断裂を伴っている。したがって、堆積作用の進行とともに、これらの断裂を境とした基盤ブロックが差別的運動を行なったために、上記の層厚変化が生じたのであろう。(2)とくに、撓曲帯下にかくれている南畑断層の発生時期は、西行谷礫層にも、そこを境として多少なりとも層厚変化が見られることから、西行谷礫層堆積時にまでさかのぼれるのであろう。









○まとめと今後の課題 角礫型基底礫層の南畑礫層の分布や層相などから、本堆積盆地形成時には、南北方向に基盤の急傾斜地形の存在が推定される。この想定される急傾斜地形の方向(直線状の不整合線)と南畑断層の方向とが同じであること、不整合線付近にその

断層が位置し、層厚変化から、この断層の発生時期が盆地形成の早期にまでさかのぼれること、断層の垂直変位量が少なくとも600m以上はあること、したがって、この断層は過去にいく度も活動したであろうということなどを考え合わせると、本堆積盆地は、断裂によって形成され、想定される南北方向の急傾斜地形が、その時の断層地形の一部であったのではないかと推論される。

最後に、本堆積盆地の形成機構についての今後の課題としては、基盤内の断裂系の解析層厚変化の同一時間面の認定をもっと精密にすることなどが考えられる。

参考文献

- (1) 竹原平一(1961)伊勢湾西岸の奄芸層群層序 槇山次郎記念論集 p. 45-50
 - (2) Badgley, P. C. (1965) Structural and Tectonic Principles. P. 166-185.
 - (3) 藤田至則(1976) 新世代末期の地殻変動と火山活動—不整合解析法・地球科学, 30-2, p. 102-105
- (なお、本研究は、筆者が東京教育大の修論としてまとめたものの一部です。本研究を進めるにあたり、東京教育大学、藤田至則助教授には、テーマの選定から修論をまとめるまで終始、御指導をいただきました。名城大学、桑原徹助教授には、現地での討論や有益な助言をいただきました。以上の方々に、深く感謝の意を表します。

-  ALLVIUM
-  TERRACE DEPOSITS
-  KANEYAMA FORMATION
-  KUSUHARA FORMATION
-  SAIGYODANI GRAVEL FORMATION
-  MINAMIMATA GRAVEL FORMATION (GRAVELS)
-  " " " (CLAY)
-  RYOKE COMPLEX

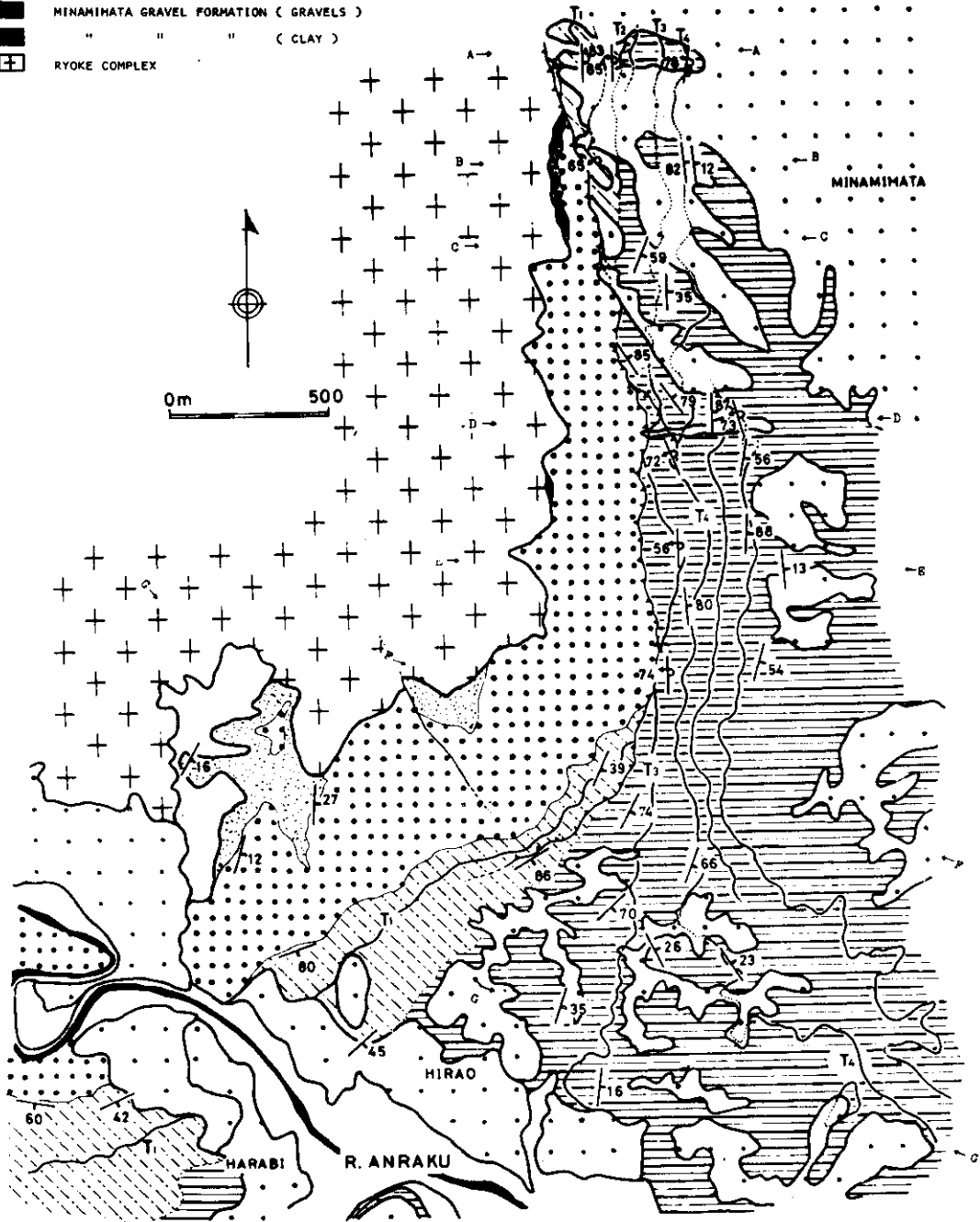


Fig.1 Geological map

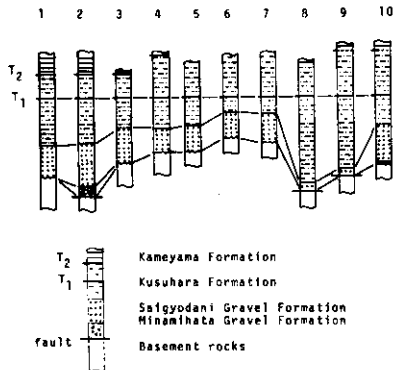


Fig. 2 Columnar sections and these localities are shown in Fig. 3.
 1, 2; southern parts.
 3-7; central parts.
 8-10; northern parts.

- RYOKE COMPLEX
- MIOCENE
- AGE GROUP, TERRACE DEPOSITS & ALLUVIUM
- REVERSE FAULT
- NORMAL FAULT
- FLEXURE
- MINAMIHATA FAULT
- AXIAL TRACE OF FOLD TRENDING NORTH AND SOUTH
- ICHISHI FAULT
- AXIAL TRACE OF TAKANO-O ANTICLINE

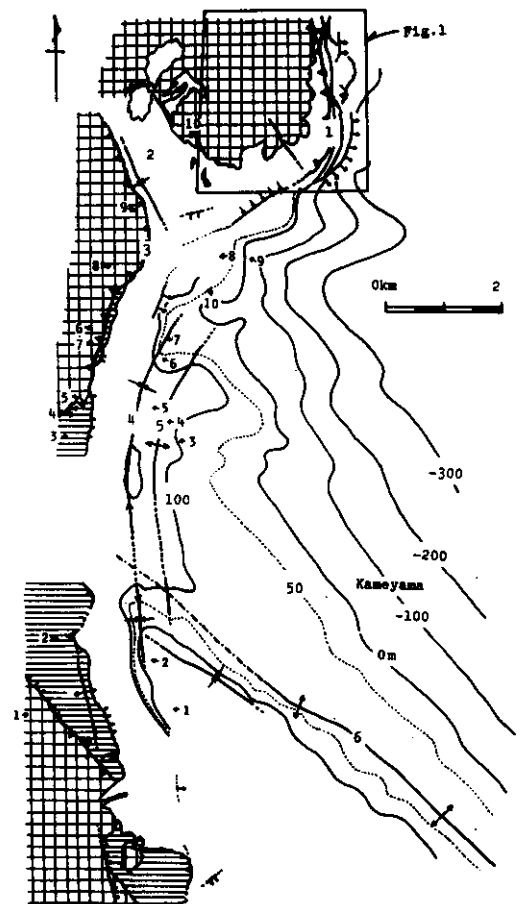


Fig. 3 Structural contour map of T₂ volcanic ash layer

1977年4月1日発行

編集発行 構造地質研究会