

関東平野の基盤の変形形状と被害地震

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨昂（燃料部）・小林一典（芝浦工大）・鈴木幹男（元芝浦工大）・岡重文・桂島茂（環境地質部）

1. ま え が き

関東平野はその周囲を主として古生層・中生層・古第三紀層からなる山地にとり囲まれ、その内側に新第三紀層からなる山地・丘陵、さらに中央部には第四紀層からなる台地や低地が分布するといったように、新旧の地層が同心円的な配列を示している。さらにこれら新第三紀層や第四紀層のみならず、段丘面が盆状に変形していることから、周辺の山地に対して、関東平野の中心部の沈降する運動が、新第三紀以降最近の時代まで継続していることが、古くから論じられていた（矢部・青木 1927）。

第2次大戦後、精密な地質調査と平行して、天然ガスの開発に関連した多くの試錐や弾性波探査が行なわれ、関東平野の地質構造と造盆地運動の実体が、より明確にされてきた（河井 1961、垣見・衣笠・木村 1973）。

ところが近年、一次近似的な関東造盆地運動は上へのべたようなものだとしても、もう少しこまかく見てみると、地域ごとにかなり独自の運動をしているのではないか、と思われる資料が提出されている。

貝塚（1957）は、武蔵野台地の地形の分析から、同台地が北方に傾動していることを指摘し、その運動は大宮台地にまでは及んでいないことから、両台地はそれぞれ独自のブロック運動をしていて、荒川にそって両者を境とする断層の存在を示唆した。

杉原（1970）は、下総台地西部の地形区分を行ない、その下位面が現在の地形に平行して変形していることを示した。

堀口（1974）は、地表地質調査とハンド・ボーリングによって、武蔵野ローム層の鍵層である東京浮石層の高度を求め、関東平野北西部に分布するいくつかの段丘の変位・変形を明らかにした。その結果は、段丘はそれぞれある程度独立して傾動運動をしていることを示すものであった。さらに、段丘の傾き下る地域では、古墳がすでに地表下数mにうまっているなどの現象も見られ、傾動量は、歴史時代においてもかなりの量に達することも、明らかにされている（堀口の口述による）。

筆者らは、この堀口の方法を、関東平野中央部に広く分布する段丘に適用して、新しい時期の地殻の変位・変

形を明らかにしようと試みた。ただしこの際、火山灰層のような基準標高に多少凹凸の可能性の大きいものではなく、かつての水中に堆積した粘土層のような、標高の基準としてより適当と思われるものを選んだ。

さて、このような段丘の変位・変形は、その土台である基盤岩の変位・変形の反映で、これを被覆層というシートあるいは毛布を通して観察しているようなものと考えられる。ここで基盤岩とよぶものは、関東平野にひろく分布する新第三紀・第四紀層を乗せている地層や岩石で、関東平野周辺の地質や平野内で行なわれたボーリング資料から判断すると、いわゆる古生層・中生層・花崗岩質岩石や結晶片岩などで、新第三紀・第四紀の被覆層に比較して桁違いに硬い地層や岩石である。この基盤岩の変形形状を、これまで行なわれたボーリングや地震探鉱の資料をもとに検討し、さらに有限要素法による数値実験で推定を試みた。この基盤の変形は、さらに深部の運動とも関連をもっているはずで、地震発生をともしなう断層運動との関係について、また、歴史時代の被害地震の発生状況なども比較検討した。

2. 台地の表層を構成する地層の層序と構造

これからのべる関東平野中央部に分布する各台地は、洪積台地とよばれるように、地表にちかい部分に茶褐色に風化したいわゆる関東ローム層、その下に主として砂層からなる東京層・成田層など、いわゆる洪積世の地層から構成されている。

この地域に分布する関東ローム層は、厚さ2ないし6mで、下部に武蔵野ローム層を特徴づける東京浮石層（第1図中のTP）が一般に認められる。したがって、上位から立川ローム層・武蔵野ローム層・下末吉ローム層・多摩ローム層に区分されている関東ローム層のうち、立川ローム層と武蔵野ローム層が、本地域に発達していることがわかる。これらのローム層は、風成で一般にパサパサな地層であるが、東京浮石層より下の厚さ数10cmの色が多少濃いいわゆるチョコ帯は、しばしばシルトの破片が入ってベタつき、水中堆積を思わせる。

この下に、数10cmから3m以上の厚さの粘土層が来る。典型的なものは、うぐいす色を呈する火山灰質の細粒なねばつく地層であるが、かなり砂質になる部分も

ある。高師小僧が入ったり 水草の根を思わせる毛髪状の細く黒いうねった筋の見られることが多い。本層は 常総粘土層 (中村・福田 1953) 常総層 (小島 1962) 松戸粘土 (中川 1960 1964) とよばれる地層である。しばしば凝灰質の淘汰の良くない数10cm ないし数mの細粒砂層を挟んでいる。常総粘土層は 関東地方中央部に広く分布し 淡水の珪藻化石を産することから かつて関東地方に広く広がった湖沼の堆積物と考えられる。

この常総粘土層中には 特徴的な軽石層が数枚認められる。それらは上位から 栗ヨーカン・Pm-1・親子・三色アイスと名付けられる 模式地の下末吉ローム層中の軽石層に対比されるものといわれている (杉原 1970)。それらは 第1図中にK・P・O・Sの文字で示した層準に分布している。したがって 常総粘土層は 横浜付近の下末吉ローム層に対比されることがわかる。

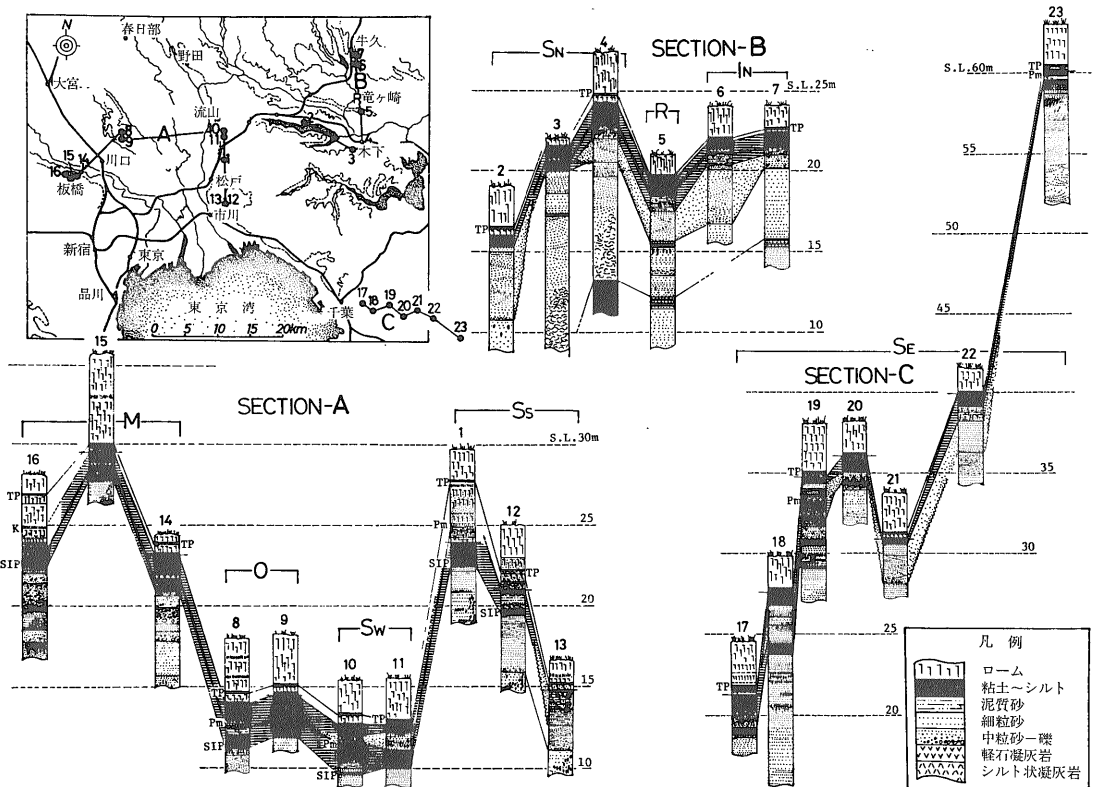
この常総粘土層は 関東平野中央部に広く分布することはさきのべたが 東方にだいに薄くなり 小見川町辺で徐々に消失し 銚子付近には分布していない。

これら各地に分布する粘土層は その岩相がそれぞれ

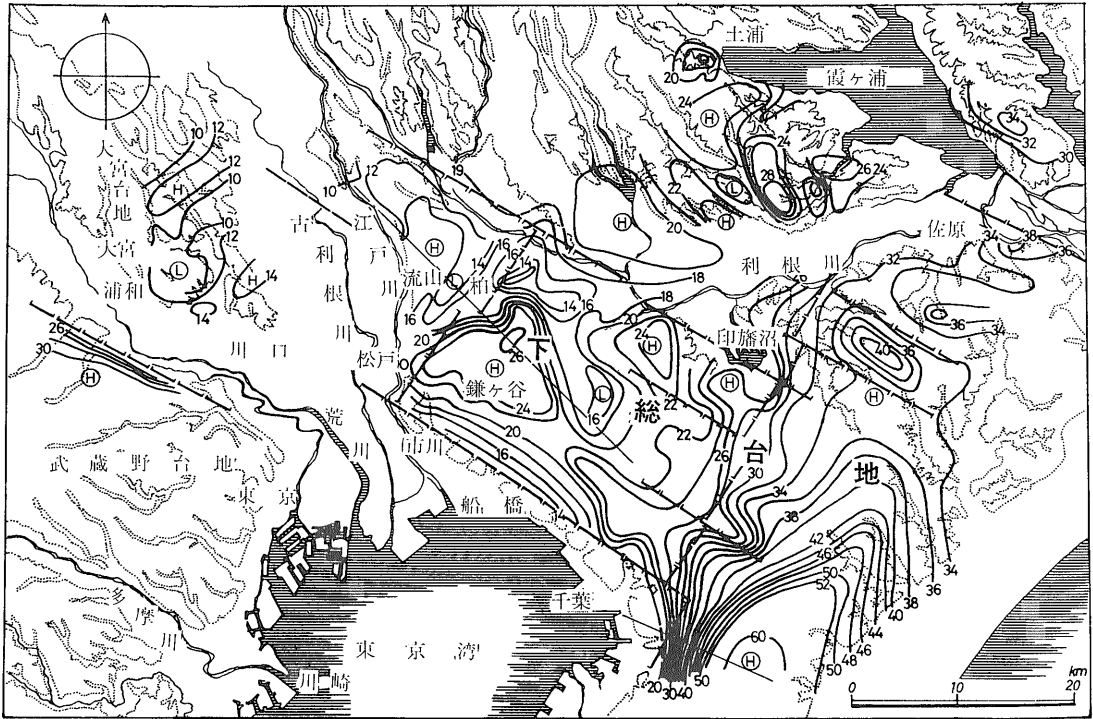
似ていることから かつての湖沼底のほぼ相似た環境下に堆積したものと考えられる。

ところが現在の分布高度は 海拔10m未満から60m以上に及んでいる(第2図)。この高度差のなかには 当然常総粘土層堆積時の高低差も入っているはずであるが 大部分は 同層堆積後の地殻変動によるものと考えられる。それは 粘土層の岩相やそれに含まれる化石相にそのような大きな深度のちがいを示す事実が認められないこと さらに 野田から松戸をへて市川にいたる地域に見られるように 予想されるかつての傾斜とは逆に 河川の下流から上流に向けて傾いている事実から推定されるからである。

このことは 常総粘土層を地殻変動のインディケーターとして用いることができることを示している。この常総粘土層の上面の高さの分布を示したのが 第2図である。第1図は 現在の高度分布にしたがって各地の柱状図をならべたものであるが 常総粘土層の高度が現在の地表面の高度にほぼ平行していることが読みとれるであろう。このことは 現在の地形を形成する運動が 常総粘土層堆積後におこなわれたことを示している。さらに第2図から 関東平野中央部に分布する武



第1図 関東平野中央部の各地における表層の柱状図 (小玉喜三郎・桂島 茂・岡 重文・鈴木耐元・三梨 昂・鈴木幹男・小林一典による) 各柱状図は標高にしたがって配列してある。TPは東京浮石層 Kは栗ヨーカン PはPm-1 Oは親子 SIPは三色アイスの各軽石層。



第2図 常総粘土層の高度分布(小玉喜三郎・桂島 茂・岡 重文・鈴木尉元・三梨 昂・鈴木幹男・小林一典による) 単位はm.

蔵野・大宮・下総などの各台地がそれぞれ独自の変動単元を構成していることがわかるであろう。たとえば武蔵野台地と大宮台地とはその間を流れる荒川に平行した西北西—東南東の撓曲帯に境されている。下総台地北部と大宮台地との関係は前者が北西—南東の一般走向をもつものに対して後者は北東—南西の一般走向をもつといったように両者は構造的に連続しない。

下総台地の内部は北北東—南南西ないし北東—南西と西北西—東南東ないし北西—南東方向の傾斜帯によってさらにいくつかの構造単元に区分される。野田から流山をへて松戸にいたる地域は北西—南東にのびる隆起単元を形成しているが松戸付近から北東方にのびる撓曲帯によって鎌ヶ谷を中心とする隆起単元と境されている。この隆起単元は船橋市北東方の小野田を中心とする沈降単元を間に挟んで印旛沼西側の隆起単元と相対している。下総台地東部は千葉市付近から北北東方向に走る撓曲帯を境に一つの北北東—南南西にのびる隆起単元を形成している。なおこの単位の中にたとえば佐原市南方の西北西—東南東にのびる沈降単元に見られるようなより小さな単元が識別される。

このように関東平野中央部は北北東—南南西ないし北東—南西と西北西—東南東ないし北西—南東の急

傾斜帯によっていくつかの比較的角ばった構造単元から構成されていることがわかる。これら各構造単元は中央部が比較的たいらであるのに対して周辺部は急傾斜を示すものが多い。

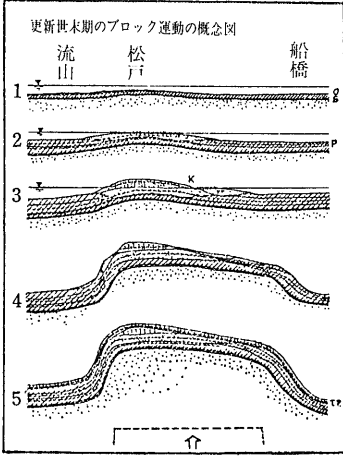
このような構造的な特徴は関東平野中央部の先新第三系基盤岩が断層によって地塊化していてこの基盤の隆起・沈降運動を反映して形成されたことを示していると考えられる(第3図)。

3. 基盤の形状に関する資料

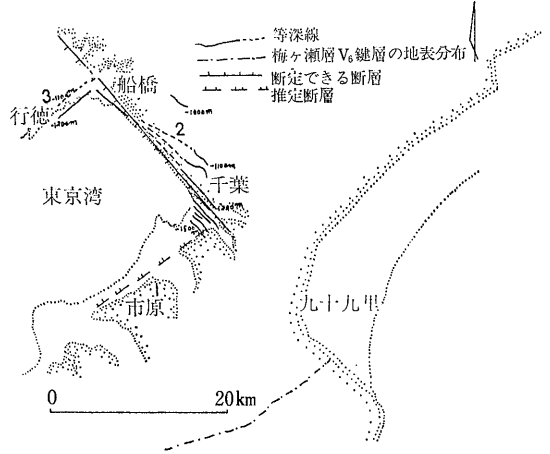
つぎにボーリングや地震探鉱資料によってこの基盤の形状を具体的にさぐってみることにしよう。

楡井ら(1977)による東京湾北東岸の地下地質の調査結果によると上総層群梅ヶ瀬層相当層の等深線は東京湾をとり囲むような形をとる(第4図)。たとえば船橋から千葉にいたる地域では北西—南東の走向をもち南西に傾斜するのに対し船橋から行徳にいたる地域では北東—南西の走向で南東に傾斜する。千葉から市原にいたる地域では北東—南西の走向で北西への傾斜が推定される。これらの地域のうちとくに船橋から千葉にいたる段丘崖にそった地域では等値線が密になっている。

さて船橋付近に掘られた坑井の何本かは先新第三



第3図
更新世末期のブロック変動の概念図。



第4図
東京湾北東部の基盤の等深線と推定断層の分布図 (楡井久ら 1977による)

系の基盤岩にまで達して、基盤に落差約300mの断層が推定され、東京湾側が落ちている。この船橋から千葉方面に向って等値線がさらに密になることから、千葉付近では落差はさらに大きくなるであろうという。

さて、昨年(1977)の11月7日午前3時4分59.494秒「第4回夢の島爆破」が行われた。その際樋口ら(1977)は夢の島から北東方約30km間に6ヶ所測点を設置し観測を行なった。その結果によると、船橋市夏見町から浜町へいたる約3kmの間に北東側の基盤が上昇するような構造的な不連続が推定されるということである。また、南西側の浦安町見と船橋市浜町とは reduced travel time が等しく、基盤深度がほぼ等しいという結果もえられた。

この結果は楡井ら(1977)の結果とも調和的で、東京湾周辺が基盤断層によって境され、東京湾側が沈降していることを示すものと考えられる。

多少古い資料になるが、1950年代に、関東平野で天然ガスを探鉱する目的でボーリングや地震探鉱がさかに行なわれた。それらの結果は、石井(1962)によってまとめられている。

これらのうち、関東平野中央部のこれまで論じてきた地域に関連する地震探鉱測線に、飯能から矢田部にいたる関東平野中央部を横断する屈折法による測線がある(第5図)。この結果によると、荒川付近と春日部付近に、屈折法による断面に不連続が認められる。これら

2ヶ所は、さきに段丘面の変形を議論した際に、それぞれ変形勾配の大きい撓曲状に変形している所と、変形パターンが両側で異なる所にあたり、基盤断層を想定した位置にほぼ相当している。なお、春日部付近の基盤断層は、ほぼ江戸川にそって南下するものと考えられるが、江戸川に沿う沖積地域での地震探鉱結果によると、北西—南東と北東—南西方向の断層が雁行状に配列して、全体として南北の方向性をもっている、といったものようである。

この春日部付近には、基盤に到達した坑井が何本か知られている。野田では993m、松伏で1,600m、春日部では2,568m、岩槻で2,897mでそれぞれ基盤に到達している(垣見・衣笠・木村 1972)。すなわち、東方から西方に向って、基盤深度がかなり急に深くなっていくことがわかる。

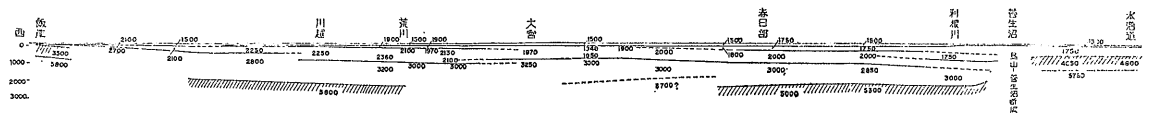
いずれにしても、これらの資料から、さきのべた段丘面の変形形状は、基盤ブロックの隆起・沈降運動によって形成されたものと考えてよいように思われる。

4. 数値実験による基盤の変形形状と歪量の推定

4.1 実験目的と実験条件

本実験の目的は、現在の常総粘土層の高度分布がどのような基盤の運動によって形成されたかを推定し、地表付近の歪状態を考察することである。

モデルとしては、常総粘土層等高線図(第2図)にお



第5図 飯能から矢田部にいたる屈折法による地震探鉱結果(石井基裕 1962による)

いて等高線のこんだ所を切る 鎌ヶ谷市付近から北西方向に向う断面 AA' と 千葉市付近から東北方向に向う断面 BB' を選んだ。

(第6-a図)における A・B・D・Lは地表面の変形を規定する基盤の変形形状と被覆層を表わすパラメータである。Lは断面長で 断面設定時に定まる数であり AA' 断面では 40km とした。Dは基盤深度で垣見・衣笠・木村(1972)より 1.5~3.0km の範囲にとった。Bは基盤の変位長で粘土層の平坦な頂部の幅から AA' 断面では 20km とした。Aは基盤変形の肩幅を表わすが ここでは 1.0~3.0km の範囲で実験を行ないこの結果と粘土層の変形形状とを比較することによって推定した。σ_r ν は被覆層の降伏応力およびポアソン比で それぞれ一軸圧縮試験から求められる。

実験においては 解析手法として有限要素法を採用したため AA'断面を三角形のメッシュで分割した(第6-b図)。また モデル自体の剛体運動をさけるために 解析に影響がない範囲で拘束条件を与えた。

4.2 弾塑性体の解析手法

地殻変形を巨視的にみた場合 その一部に発生する断層群は相対的には微小破壊とみなされ 全体として弾塑性変形をすると解釈できる。

第7図は岩石の応力-ひずみ曲線を示したものである。図から 一定応力(σ_r)以下では 弾性的に変形し線形性を示すが 一定応力(σ_r)以上の場合 非線形性を示し 塑性変形に移行する。図の点Qは降伏点あるいは弾性限界とよばれ Qにおける応力と歪(σ_r ε_r)はそ

れぞれ降伏応力・降伏ひずみとよばれる。

弾性変形過程では 回復可能な弾性ひずみε^eのみが生じ 応力-歪の関係を示す構成方程式は次式で与えられる。

$$\{\sigma\}=[D^e]\{\varepsilon^e\} \text{ または } \{d\sigma\}=[D^e]\{d\varepsilon^e\} \quad (1)$$

ここに {σ} {ε} はそれぞれ応力テンソルおよび歪テンソルの成分からなる列ベクトルで {dσ} {dε} はそれぞれこれに対応する応力増分及び弾性歪増分の成分ベクトルである。[D^e] は弾性体の応力-ひずみマトリックスである。

塑性変形においては 弾性ひずみ{ε^e}に加えて永久残留ひずみが生じ ひずみ硬化曲線は次式で与えられる。

$$\sigma=c(\alpha+\varepsilon^p)^n$$

c α nは一軸変形試験で求められる定数であり σ ε^p は それぞれ軸相当応力および軸塑性ひずみである。本解析では被覆層を完全弾塑性体であるものとし

$$\sigma=\sigma_r$$

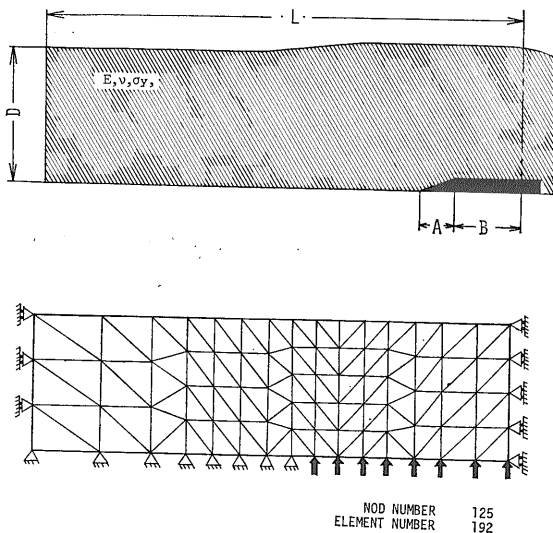
とする。

構成方程式は次式で与えられる。

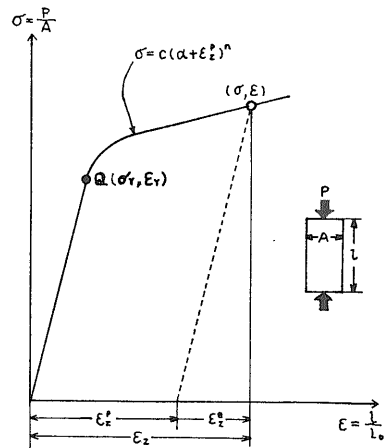
$$\{d\sigma\}=[D^p]\{d\varepsilon\} \quad (2)$$

ここに {dε}={dε^e}+{dε^p}

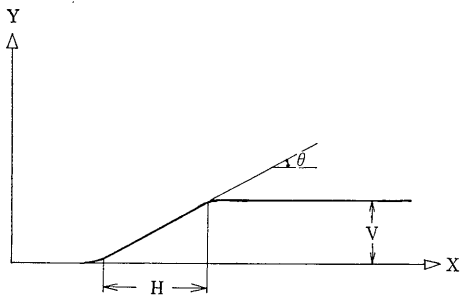
本解析においては 平面ひずみ問題として解析を進め



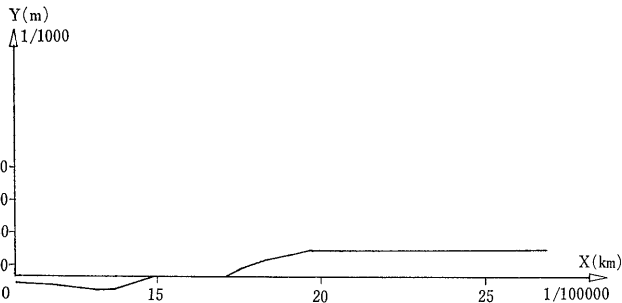
第6図 断面を構成するパラメータと三角形メッシュによる断面の分割



第7図 弾塑性体の応力ひずみ曲線



第8図 地表部の断面変形を構成する要素 H : 最大傾斜区域幅 (km)
 θ : 最大傾斜勾配 ($100 \times \frac{Y}{X}$ 無次元) V : 地表垂直変形量



第9図 断面 AA' の常総粘土高度分布

るとともに 変形の全過程を何段階かに分割し そのつど降伏条件を導入することによって (1)式 (2)式の適用限界を定める。

$[D^e]$ $[D^p]$ (1)式 (2)式の適用限界の定め方 およびプログラムに関しては 小玉ら (1976) を参照されたい。

なお 本実験では 外力を変位で与えており この場合に計算される相当ひずみはヤング率 E に無関係であるから E を $1 \text{ (kg/km}^2\text{)}$ としている。また ひずみは各変形段階の前後を比較する対数ひずみをとっている。

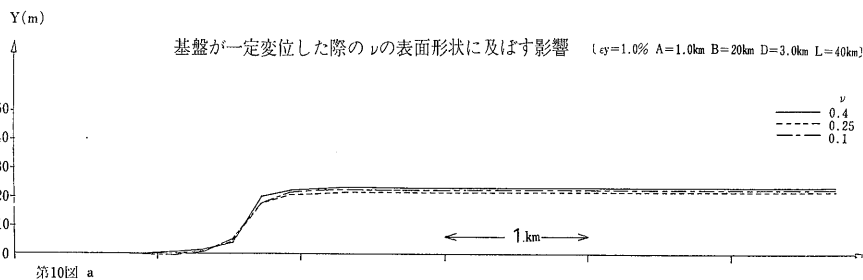
4.3 実験手法

表面形状への各パラメータの効果としては 物性効果 $[\epsilon_r \nu]$ による] 層厚効果 $[D]$ による] 基盤の肩幅効果 $[A]$ による] が考えられ 次の手順でこれらの効果を解析

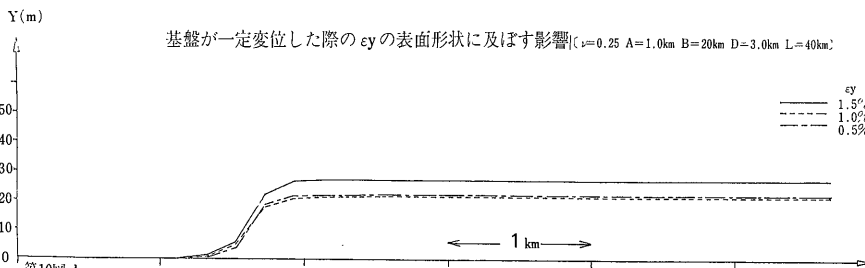
し、最終的に 現粘土面に相当するモデルを決定する。

- i) モデル長 L 基盤の変位長 B を固定する。
- ii) 注目するパラメータ X 以外のパラメータはすべて固定し X に関しては $x_1, x_2, x_3, \dots (x_1 < x_2 < x_3)$ など適当にとりそれぞれについて表面形状を計算する。
- iii) ii) からえられた3つの表面形状から パラメータ X の効果を考察するとともに それぞれを現粘土面形状と比較することにより X の値を限定していく。
- iv) 以上の操作を X 以外のすべてのパラメータに対しても同様にくり返す。
- v) i) ~iv) で現粘土面がえられない場合は すでにわかっている他のパラメータの効果を考慮し実験を行なう。

なお iii) において 実験結果の表面形状と現粘土面形状を比較するためには 第8図および下に示すような3つの形状構成要素に注目した。



第10図 a



第10図 b

第10図 基盤が一定変位した際のポアソン比 および降伏応力が表面形状におよぼす影響

V^α : 地表の垂直変形量

H_β^α : 最大傾斜区域幅

θ_β^α : 最大傾斜勾配($100 \times \frac{Y}{X}$)

上添字 α は注目するパラメータの値 下添字 β は H θ が基盤の強制変形量 β の時のものであることを示す。

実験は最初に AA' 断面について行ない つぎに BB' 断面について行なう。

4.4 実験結果

第9図は断面 AA' の現粘土面形状であり $V=10(\text{m})$ $H=2.5(\text{km})$ $\theta=0.32$ である。

被覆層の物性効果 降伏ひずみ (ϵ_r)・基盤の肩幅 (A) 被覆層の厚さ (D) をそれぞれ $\epsilon_r=1.0\%$ $A=1.0\text{km}$ $D=3.0\text{km}$ に固定し 被覆層のポアソン比を $\nu_1=0.4$ $\nu_2=0.25$ $\nu_3=0.1$ のように変化させると 第10—a 図に示すように

$$10 < V^{\nu_1} < V^{\nu_2} < V^{\nu_3}$$

$$2.5 > H_{\beta_1}^{\nu_1} > H_{\beta_2}^{\nu_2} > H_{\beta_3}^{\nu_3} = 1.0$$

$$\theta_{\beta}^{\nu_1} = \theta_{\beta}^{\nu_2} = \theta_{\beta}^{\nu_3} \quad \text{となる。}$$

つぎに被覆層のポアソン比・基盤の肩幅・被覆層の厚さをそれぞれ $\nu=0.25$ $A=1.0\text{km}$ $D=3.0\text{km}$ に固定し 降伏ひずみを $\epsilon_{r1}=0.5\%$ $\epsilon_{r2}=1.0\%$ $\epsilon_{r3}=1.5\%$

のように変化させると 第10—b 図に示すように

$$10 < V^{\epsilon_{r1}} < V^{\epsilon_{r2}} < V^{\epsilon_{r3}}$$

$$2.5 < H_{\beta_1}^{\epsilon_{r1}} < H_{\beta_2}^{\epsilon_{r2}} < H_{\beta_3}^{\epsilon_{r3}} = 1.0$$

$$\theta_{\beta}^{\epsilon_{r1}} = \theta_{\beta}^{\epsilon_{r2}} = \theta_{\beta}^{\epsilon_{r3}} \quad \text{となる。}$$

以上の結果から 被覆層のポアソン比と降伏ひずみが増加するにともない 変形量 V は一般に増加するが 最大傾斜区域幅 H と最大傾斜勾配 θ には影響を与えない。また 地表の変形量が 10m の段階で 初期塑性化に達するためには $\nu=0.25\%$ $A=1.0\text{km}$ $D=3.0\text{km}$ の場合 降伏ひずみ ϵ_r は 0.25% 以下でなければならない。この値は物性試験の結果からは考えられないので 現在の変形は弾性変形段階であると考えられる。

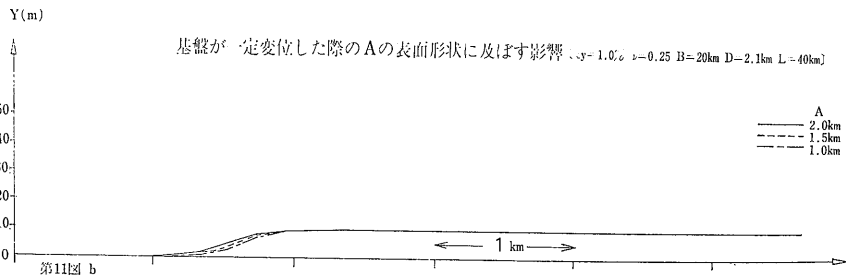
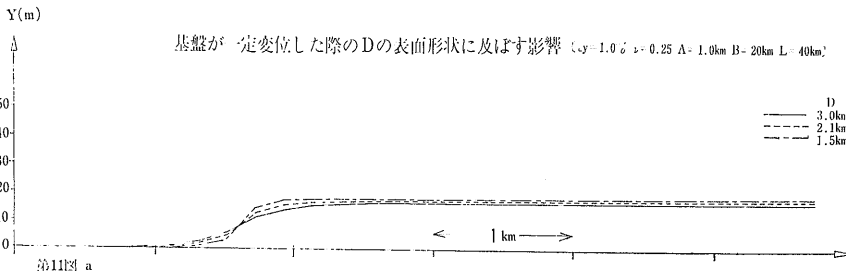
被覆層の層厚効果 被覆層の降伏ひずみ・ポアソン比・基盤の肩幅をそれぞれ $\epsilon_r=1.0\%$ $\nu=0.25$ $A=1.0\text{km}$ に固定し 被覆層の厚さを $D_1=1.0\text{km}$ $D_2=2.1\text{km}$ $D_3=3.0\text{km}$ のように変化させると 第11—a の図に示すように

$$2.5 > H_{\beta_1}^{D_1} = H_{\beta_2}^{D_2} = H_{\beta_3}^{D_3} = 1.0$$

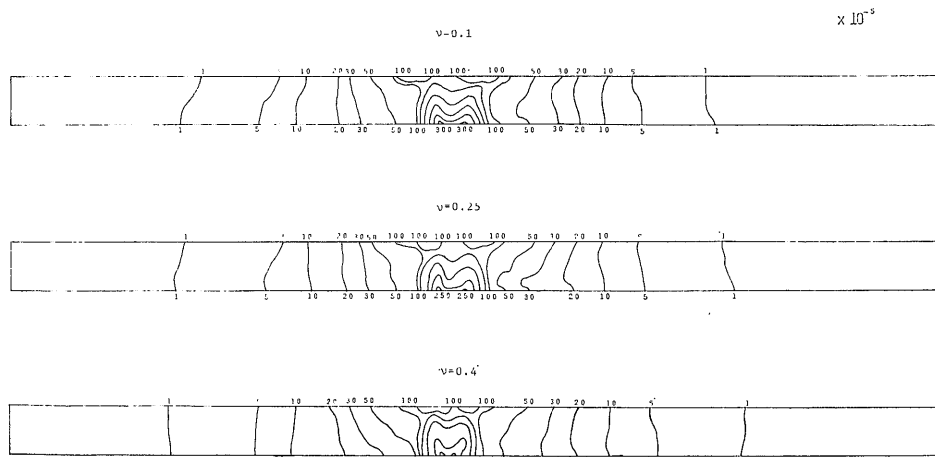
$$\theta_{10}^{D_1} = 0.61 > \theta_{10}^{D_2} = 0.46 > \theta_{10}^{D_3} = 0.32$$

となる。 θ_{10} は $\beta=10\text{m}$ の弾性域における最大傾斜勾配である。

以上の結果から 被覆層の層厚 D が増加するにつれ



第11図
基盤が一定変位した際の被覆層の層厚 および基盤の肩幅が表面形状におよぼす影響



第12図
断面 AA' について現
粘土面形状を得たモデル
ル内部の歪状態

ある程度塑性化が進んでいけば 変形量 V は増加し 最大傾斜勾配 θ は一定基盤変位が生じた場合 逆に減少し 最大傾斜区域幅 H には影響がないことがわかる。被覆層の厚さ D が 3.0km の時 最大傾斜勾配 θ は現粘土面のそれに一致するが 最大傾斜区域幅は小さい。このことから A は 1.0km よりも大きく D は 2.0~3.0 km の間であることが予想される。

基盤の肩幅効果 被覆層の降伏ひずみ・ポアソン比・層厚をそれぞれ $\epsilon_r = 1.0\%$ $\nu = 0.25$ $D = 2.1\text{km}$ に固定し 基盤の肩幅を $A_1 = 1.0\text{km}$ $A_2 = 1.5\text{km}$ $A_3 = 2.0\text{km}$ のように変化させると第11—b図に示すように

$$H_{10}^{A_1} = 1.0 < H_{10}^{A_2} = 1.5 < H_{10}^{A_3} = 2.0$$

$$\theta_{10}^{A_1} = 0.45 > \theta_{10}^{A_2} = 0.37 > \theta_{10}^{A_3} = 0.34$$

となる。

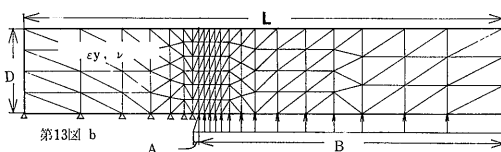
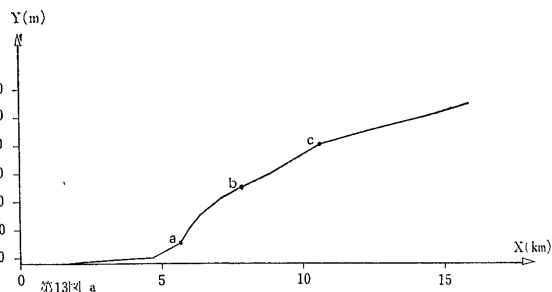
以上の結果から 基盤の肩幅 A が増加するにつれ 変形量 V は増加するが 最大傾斜勾配 θ は逆に減少する。また最大傾斜区域幅 H は 基盤の肩幅 A の値に対応することがわかった。そして 基盤の肩幅・被覆層の厚さを $A = 2.0\text{km}$ $D = 2.1\text{km}$ にし 基盤に強制変位10m を与えた時の表面形状が 現粘土面形状にほぼ一致することが明らかになった。第12図は現粘土面形状をえたモデルに対して ポアソン比を 0.1・0.25・0.4にとった時の歪分布を表わしたものである。

ポアソン比が大きくなるにつれて セン断区域において歪が集中する傾向があるが 全体的にみればポアソン比の影響はほとんどない。また基盤の肩付近で $2.5 \times 10^{-3} \sim 3 \times 10^{-3}$ の歪を生じ 地表面付近ではセン断区域の両翼付近に 1.0×10^{-3} の歪が生じている。これは現

地では柏市付近に対応している。変形が定期的に行なわれ 粘土層堆積時より約10万年たっているものとするれば 1年に 1×10^{-8} の歪が生じ 1km 当り0.01mm の変動が生じて来たことになる。

次に BB' 断面の解析を行なう。第13—a 図は断面 BB' の現粘土断面図である。図で表面形状の連続性に注意するならば a~b点 b~c点 c点以東に分けられることから a点を境界にしたブロックと c点を境界にしたブロックが相対的な独立した昇降運動を行なったものと推定できる。さらに b~c点区間は c点を境界とするブロックの昇降運動によってずり上ったものと推定できる。ここでは a~b点区間の表面形状を与える基盤の形状を推定することにする。

各パラメータの効果は AA' 断面でのべてあるから ここでは結果についてのみのべることにする。第13—



第13図 断面 BB' の常総粘土高度分布と三角形のメッシュによる断面 BB' の分割図

b図は BB' 断面をモデル化したものであり 被覆層の降伏ひずみ・ポアソン比・層厚・基盤の変位長およびモデル長を それぞれ $\epsilon_r=1.0\%$ $\nu=0.25$ $D=3.0\text{km}$ $B=20\text{km}$ $L=17\text{km}$ に固定した。第14-a図は 基盤の肩幅Aを100m・400mと置いて解析した結果である。この図より現 BB' 断面の変形段階は塑性域にたっていることがわかる。変形量が30mのとき a~b点区間の形状は両者とも現粘土面形状にはほぼ一致しているが a点以西では基盤の肩幅Aが小さい程変形量が小さいことから 少なくともAは100m以下であると推定できる。第14-b図は基盤の肩幅Aを100mにした時の BB' 断面のひずみ分布であり その分布状態は AA' 断面と同じ様な特徴を示す。すなわち地表面付近のセン断区域両翼に約 3.0×10^{-3} のひずみが生じ 基盤の付近で最大 8×10^{-2} のひずみが生じる。

第14-c図はその時の塑性域を示した図であり 黒い部分が塑性化した領域である。

4.5 ま と め

断面 AA' は 現在はまだ弾性変形段階であり 現粘土面は 非常にゆるやかな基盤の昇降運動 (2,000m に対して10m) が生じたことによって形成されている。

一方 断面 BB' は基盤の肩付近で塑性域が生じており 基盤の変形形状もシャープ (100mに対して30m) であることがわかる。また 断層をとまうような 非常にシャープ (基盤の肩幅Aが非常に小さい) な基盤ブロックの相対的昇降運動によって現地表面が形成されるためには 実験結果の被覆層の層厚効果から推定して さらに深部で昇降運動が生じなければならない。

5. 深部断裂の方向性

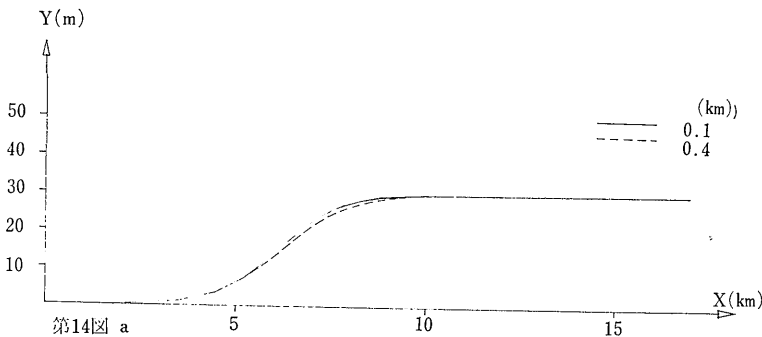
地震の規模がある程度大きく 地震波の初動 すなわちP波の押し引きが多く観測所で読みとれるような地震では P波初動の分布から 震源での断層運動の性質について知ることができる。

多くの観測所でとられたP波初動を 震源に仮想された球面に投影すると 球の中心で直交する二つの面によって 初動を押し引きの領域に分けることができる。これら二つの面は節面とよばれるが 地震を発生させた断層は この面のどちらかにそうものと考えられている。事実 地表に断層を生じた地震では P波初動の節面の一方と断層面の方向とが一致することが知られている。ただし このような地表に断層を生ずるような特別な場合をのぞいては P波初動の分布から

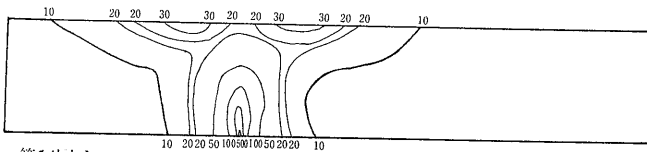
では 二つの節面のうちどちらの面にそって断層運動が行なわれたかを決定することができない。

ところが 関東地方における多くの地震は 二つの節面の走向の一致するものが非常に多い。この種の節面をもつ断層には正断層と逆断層があるが いずれも断層運動は傾斜ずり成分のみで走向ずり成分をもたない。この傾斜ずり断層の走向を示したのが第16図で 正断層は白ぬきで 逆断層は黒でその方向を示した。地震は 深いものは100km前後に及んでいるが 大部分40ないし80kmで発生したものである。

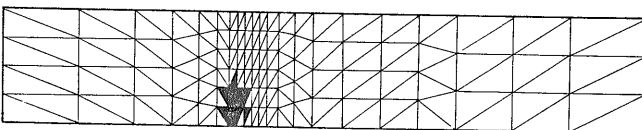
この図から 深部の断層運動がき



第14図 a



第14図 b



第14図 c

第14図-a
断面 BB' において基盤の肩幅Aを0.1 0.4(km)とした時の表面形状

第14図-b
断面 BB' について現粘土面形状をえたモデル内部の歪状態

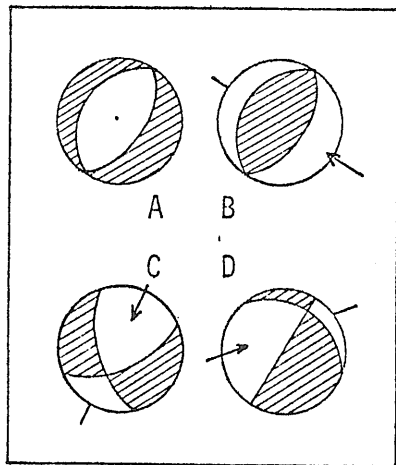
第14図-c
断面 BB' について現粘土面形状をえたモデル内の塑性域を示す図

わめて規則的に 一定の方向性をもって行なわれていることが読みとれるであろう。すなわち 茨城県南部から南西部にかけておこる地震では ほとんど北北東—南南西ないし北東—南西の方向をとっている。一方 房総半島から東京湾周辺に起る地震では 南部で南北 中部で北北東—南南西ないし南北 北部で北西—南東 西部で北北東—南南西といった方向を取り 東京湾をとり囲むような断層運動の傾向が明瞭に認められる。なお図には 一方の節面が急で他方の面がゆるい初動分布を示すものについて 前者の節面の方向を図示した。それは この面の方向が傾斜斜り断層の方向とほぼ平行することから これが深部の断層面と考えられるからである。

第3章で 東京湾にそった形で基盤に断裂のあることを論じたが 数10km 深部の断層運動の方向がそれに平行していることがわかる。このことは 東京湾の根がきわめて深いこと また東京湾に面する周辺地域の隆起運動が 非常に深い部分にまで及ぶ過程の反映であることを示していると考えられる。

6. 被害地震の発生するところ

関東地方の地殻変動の基本的な様式が 前章までのべてきたような基盤の地塊的な運動によるものだとすると 歪が広域に集中し 大きな断層の発生する可能性のある地域は 変形の進行している大きな地塊の周辺ということになるであろう。関東地方には 古い時代から多くの被害地震が記録されているが 上にのべたような関係を確かめるために より正確に震央位置が求められていると考えられる1868年(明治元年)以降の地震の発生場については検討してみることにしてしよう。

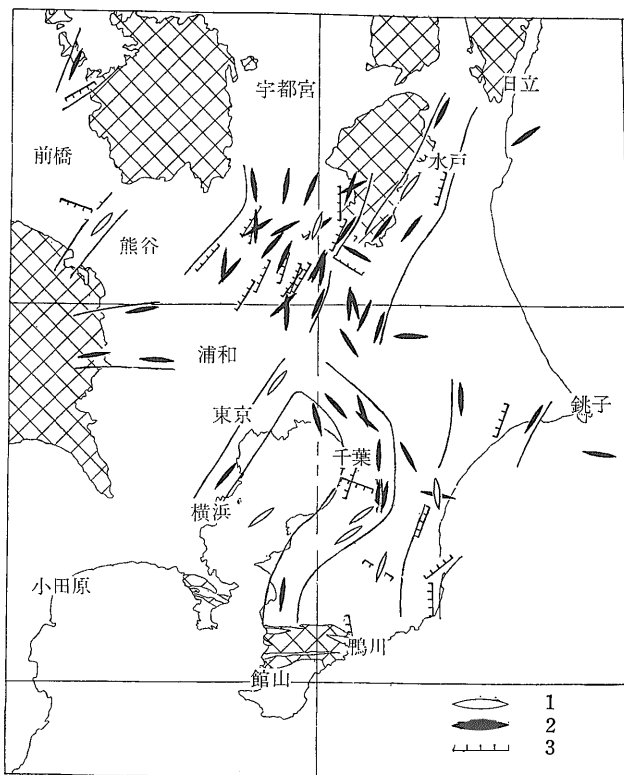


第15図 P波初動の方向を 震源を中心にした球面上に投影したときの押し引き分布の型。斜線部分は押し波 白い部分は引き波を射出 矢印は主圧力軸の方向 なお図

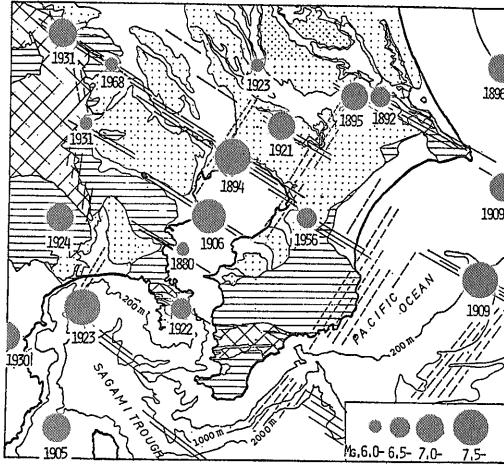
宮村(1971)は 関東地方におこった被害地震を その発生地域によってつぎのように区分した。それらは

- (1) 相模湾から房総沖へ南東にのびる本州外側地震帯にそう大地震
- (2) 東京直下の地震
- (3) 茨城県南西部の地震
- (4) 川崎・横浜・横須賀にかけた東京湾西岸ぞいの地震
- (5) 埼玉県西部方面の地震
- (6) 丹沢山地の地震
- (7) 小田原・北伊豆方面の地震
- (8) 利根川下流域の地震
- (9) 千葉県中部の地震
- (10) 鹿島灘・九十九里沖の地震
- (11) 日光方面の地震

である。このうち 関東平野に発生した地震としては 1894年の東京直下の地震(M7.5) 1921年(M7.1)と 1923年(M6.3)の茨城県南西部の地震 1892年(M6.7)と 1895年(M7.3)の利根川下流域の地震 1931年(M7.0)と1968年(M6.1)の埼玉県西部の地震などがある(第17図)。これらはいずれも さきに指摘した地塊の境界付近 ないしはその延長線上の地塊の境界と予想される位置に発生しているように見える。第2章でのべ



第16図P波の初動分布から求められた断層面の走向分布。(鈴木ほか 1977) 1は正断層(第15図のA型) 2は逆断層(第15図のB型) 3は第15図のD型の節面のうち急な節面で 羽根は相対的に下る方向を示す。



第17図 関東地方とその周辺地域に1868年（明治元年）以降に発生した被害地震の分布図。数字は発生年 平行直線は基盤に想定される断層線の方向を示す。

たように 関東平野中央部の下総台地は一つの地塊単元をなしているが その周辺に被害地震の発生する傾向は明瞭であるように思われる。

海域の地震としては 東京湾西岸ぞいに1880年 (M5.9) 1906年 (M7.7) 1922年 (M6.9) 相模湾から房総沖にかけては 1923年の関東地震 (M7.9) 1953年の房総沖地震 (M7.5) など 鹿島灘から九十九里沖にかけては 1896年 (M7.3) 1909年 (M7.2 M7.7) などが知られている。これらはいずれも 地塊の境界を暗示する海域の地形勾配の大きくなる付近に位置しているように思われる。

なお これらの地震はそれぞれ独立して活動するのではなく お互いに密接な関連をもって活動することが IMAMURA (1937) によって指摘されている。すなわち 関東地方に発生する地震は 1894年に東京直下に起こったような局地的破壊地震と1923年の関東地震のような広域的破壊地震に区分され 活動期には まず局地的破壊地震があちこちで発生し 広域的破壊地震の発生によってその活動を閉じることを明らかにした。このような地震活動様式を 局地的破壊地震は個々の地塊の活動によって起るのに対して 広域的破壊地震は関東地方全体の地塊をゆり動かすような運動によって起るのだ と今村は考えた。事実 関東地震に際しての地殻変動は 関東地方のきわめて広い地域に及ぶものであった。

この今村の見解は 関東平野の地塊構造が具体的に明らかにされて来た今日 改めて検討するべき課題と考える。筆者らは 関東地方の個々の地塊構造単元の根は浅いものに対して それらを含む関東平野全体の地塊の根はより深いものと予想している。このような構造が

今村の指摘したような地震活動様式となってあらわれるのだと考えるが これを具体的に明らかにするのは今後の課題である。

7. まとめと今後の課題

関東平野の中央部の洪積台地には 下末吉期の湖沼に堆積した厚さ数mの常総粘土層が広く分布している。それらは 堆積時には水面下にあり あまり凹凸はなかったと思われるが 現在では標高が10m以下から60m以上にまで及んでいる。この高さのちがいは 主として常総粘土層堆積後の地殻変動によるもので その高さを正確に測量することにより 関東平野中央部の地殻の変形様式を明らかにすることができる と考えられる。

このような測量の結果 武蔵野・大宮・下総などの各台地は それぞれ独自の地殻変動を行なっていること それらの中にさらに隆起・沈降単元を識別することができることがあきらかになった。これらの隆起・沈降単元は その境界が直線的であること 各単元の中心部は変形勾配が比較的小さく周辺部で大きくなることから 先新第三系基盤岩の地塊の隆起・沈降運動を反映して形成されたものと考えられる。

なお 常総粘土層の高度は 各分布地域の地表面の高度に平行することから 常総粘土層堆積後 現在の地形を形成する運動の行なわれたことがわかる。

さて 関東平野の中央部に掘られた坑井資料や地震探鉱の結果は いずれも地表調査結果から予想される地域に 基盤の不連続が想定されている。

この基盤の変形形状を 有限要素法によって検討した結果は 測量された被覆層の変形形状を与えるためには 基盤ブロックの肩幅のかなり広い変形を必要とするものであることが あきらかになった。

関東地方の数10kmの深さに発生した地震について そのP波初動の分布から 震源での断層運動の方向を解析すると 東京湾周辺ではその外縁に平行して走る傾向がある。このことは 基盤断裂のあるものの根がきわめて深いことを示していると考えられる。

なお この100年間ほどの被害地震は 関東平野の大きな地塊の境界ふきんに発生している。

以上 関東平野の主として中央部でえられた資料を中心に 基盤の変形形状やそれと地震発生との関係を議論してきた。しかし 基盤の形状が具体的に明らかにされているのは 東京湾岸に沿った一部の地域だけである。今後 ブロック単元ごとに 地震・重力探査やボーリングなどによって その形状を明らかにする必要があるであろう。当然 地表の変形形状が未だ明らか

にされていない房総半島や三浦半島など関東南部については 地表調査によってそれを明らかにする必要がある。

これら基盤ブロックの単元は 地震資料の解析からかなり深い根をもっていると予想されるが さらに相模湾にそった地域 利根川下流域や房総半島から鹿島灘沖におこった地震について解析し 深部構造を明らかにする必要があろう。

被害地震が 大きな基盤地塊の周辺におこることはさきのべたが 関東地方には規模の小さい地震があちこちに多く発生する。これらの地震の発生条件や それと被害地震との関係も将来の課題であろう。

参 考 文 献

- 樋口茂生・笠原敬司・伊藤公介・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一・原 雄・古野邦雄・鈴木宏芳・塚原弘昭・松村正三・山本英二・楡井 久(1977)：千葉県葛南地域の速度構造 日本地質学会第84年学術大会講演要旨 279
- 堀口万吉(1974)：関東平野西部の地形面区分と段丘面の変動 119—127 関東地方の地震と地殻変動(垣見・鈴木編) ラティス
- 石井基裕(1962)：関東平野の基盤 石油技協誌 27 615—640
- 貝塚爽平(1957)：武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義 第四紀研究 1 22—30
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭(1972)：後期新生代地質構造図「東京」50万分の1 地質調査所
- 関東ローム研究グループ(1956)：関東ローム——その起源と性状 378 築地書館
- 河井興三(1961)：南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究 石油技協誌 26 212—266
- 小玉喜三郎・本多進・藤田仁・新田潔・鈴木尉元(1976)：基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験 地調月報 27 2—4
- 小島伸夫(1962)：印旛沼南方から大網白里町に至る地域の成田層群の堆積と地史について成田層群の研究 第5報 地質雑 68 676—686
- 宮村撰三(1971)：東京に被害をあたえる地震について 22—40 東京の地震を考える クリエイト社
- 中川久夫(1960)：地蔵堂層および敷層 地質雑 66 305—310
- 中川久夫(1964)：東京湾沿岸地域の地形発達史 海洋地質 3 1—10
- 中村一夫・福田 理(1953)：常総台地の地形及び地質(演旨) 地質雑 59 319
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一(1977)：東京湾の形成に関する考察と地盤沈下 日本地質学会第84年学術大会講演要旨 278
- 杉原重夫(1970)：下総台地西部における地形の発達 地理評 43 703—718
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・田村 穰・石橋裕・片野篤史(1977)：関東地方の地震の発震機構と地質構造ならびに造構運動との関係 地調月報(投稿中)
- 宇佐見竜夫(1970)：日本被害地震総覧 327 東大出版会
- 矢部長克・青木廉二郎(1927)：関東構造盆地周辺山地に沿へる段丘の地質時代 地理評 3 79—87
- IMAMURA, A. (1937)：Theoretical and applied seismology. Maruzen, Tokyo.

新刊紹介

新地学教育講座 7

地球の歴史

地球の歴史について叙述した本は数多くあるが その中で本書は類書にみられない特色をもったユニークな本である。本書においては 無機的な地球そのものの歴史と生物の歴史が二本の大きな柱となっており これらはそれぞれ独立に叙述されている。

第一の柱である無機的な地球の歴史を叙述した章では類書と異って 地殻の運動についての種々の学説を その生い立ちを含めて詳しく紹介することに重点をおいている。従来出版されている地球の歴史について書いた本では 地質学的な事件を時の流れに沿って ある統一的な見方で叙述しているものがほとんどであるので そのような既成概念で本書のページを繰ると 読者は多少とまどいを感じるかもしれない。しかしいくつもの地殻運動論が唱えられている現在の状況を考えるならある統一した見解で地史を叙述するという方式をとらない本書のような本の存在価値は大きく また地学教育の面ではたす役

割も大きいといえるだろう。

本書のもう一つの大きな柱は生物の歴史で ここでは学名の羅列でなく 過去の生物の姿を生きた状態で紹介することに努力が払われている。そしてまたその一方では 進化論が具体的にかつわかりやすくとりあげられている。

以上の二つの章が本書の根幹をなすが その前後に創成期の地球と氷河時代に関する二章がつけ加えられている。そのうち氷河時代の章では 第四紀の氷河に重点をおいて叙述しているが それのみにとどまらず 過去に大きく遡って ゴンドワナ氷河のことや はては先カンブリア時代の氷河のことにまで触れている。このように氷河の問題を歴史的に大きくとりあげている点もまた類書にない特色の一つとなっている。

監修 山下 昇
執筆 秋山雅彦 清水大吉郎 徳岡隆夫 中村耕二 成瀬 洋
堀田 進
編集 地学団体研究会
A 5判 176頁 1,600円
発行 東海大学出版会
〒160 東京都新宿区新宿 3—27—4
東海ビル ☎(03) 356—1541
振替 東京 0—46614 (笹田政克)