

房 総 半 島 東 海 岸 の 小 断 層

衣 笠 善 博* 垣 見 俊 弘* 平 山 次 郎*

The Minor-fault Systems on the Coastal Area of the
Eastern Boso Peninsula

By

Yoshihiro KINUGASA, Toshihiro KAKIMI & Jiro HIRAYAMA

Abstract

Minor-faults developed in the Neogene formations along a part of the eastern coastal area of the Boso peninsula, Chiba prefecture, have been studied in detail from a viewpoint of the regional tectonic developments and of the mechanisms of faulting.

The writers define "a fault-system" as a group of faults occurred under a specified time-spatial field. On the basis said above, in the area, there are at least five kinds of fault-systems whose successive relationship is exactly distinguished. They are called, for convenience, according to their rough directional nature as follows: the youngest east-west normal faults (or simply the Y-EW-system) the younger north-south normal faults (or the Y-NS-system) the reverse faults (or the R-system), the older east-west normal faults (or the O-EW-system), and the oldest north-south normal faults (or the O-NS-system).

Though the epochs of faulting of these systems are not determined exactly, all the systems excluding the oldest one, had been generated from early Pliocene to the latest Pleistocene.

Using the conjugate relations of fault-developments, the directional patterns of stress-fields under which the faults occurred are operated at every system, and then, historical changes of the stress-field are clarified. As the results, the followings are concluded on the relation of regional tectonic developments:

(1) The O-EW and the R systems, both having rough strikes of E-W and NWW-SEE, are considered to have been generated during the gentle (the O-EW) and intense (the R) elevations of the "Mineoka-Hayama uplift zone", the most prominent uplift zone of the south Kanto Tertiary basin.

(2) The Y-NS system is developed transversally across the said uplift zone. However, the system also covers the south Kanto district almost wholly. Therefore, the system should be considered to have occurred in connection with general upheaval movements of south Kanto district rather than that of the restricted "Mineoka-Hayama zone".

(3) Running from south to north the strike of the youngest faults —the Y-EW system— gradually changes from E-W to NE-SW. So, the system may have been developed along the marginal uplift zone distributed around the so-called "Kanto tectonic basin".

(4) Considering the process of faulting and folding, it is interesting that in this area, a reverse fault-system has been developed between the earlier longitudinal- and later transverse-faults. Because, in most other case, the normal-faultings including the longitudinal one are considered to have been occurred always after the folding with thrust-faulting.

(5) Each fault-system of the area has a specified mode of occurrence and "angle of shear"

* 地 質 部

both showing significant difference from those of the other systems. From these characteristics, the mechanical conditions of faulting and their historical changes of the area are reasonably explained by the correlating the field-observations to the current theories and experimental data on rock-fracturing.

1. はじめに

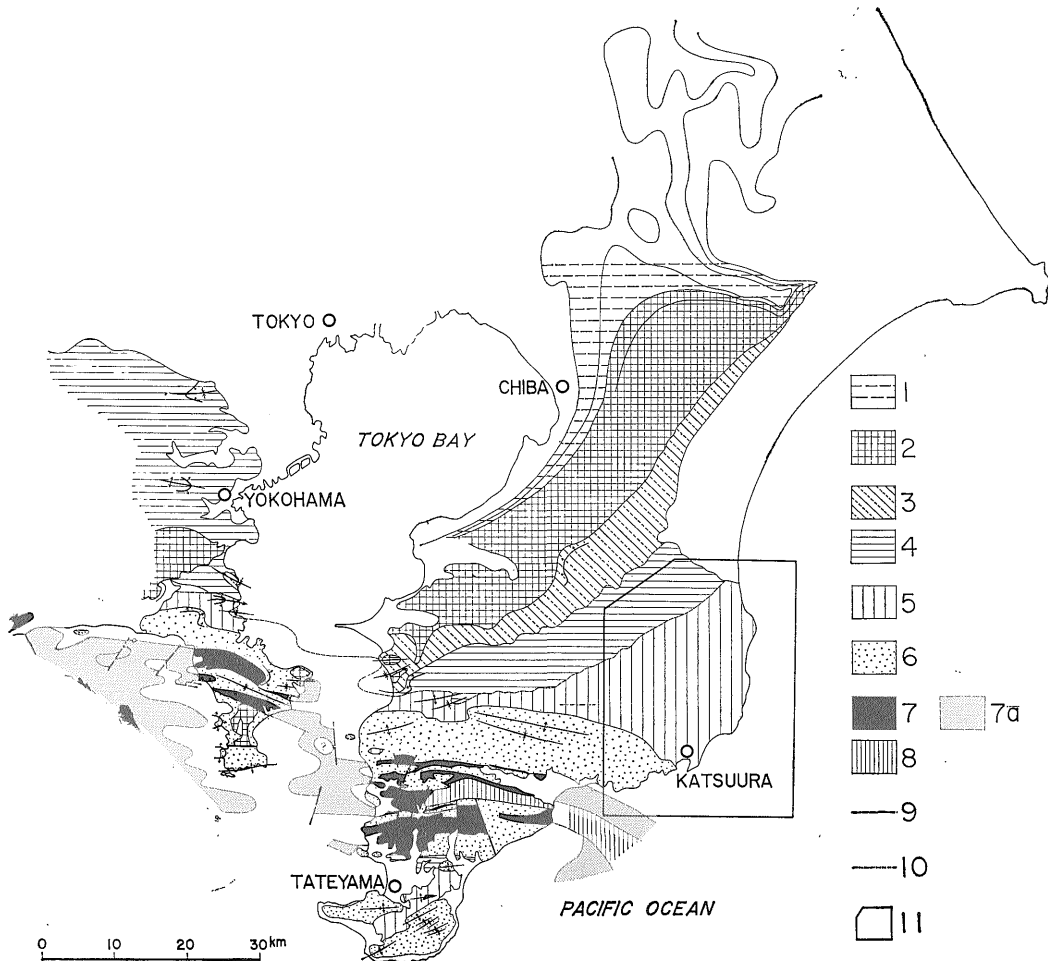
房総半島の堆積岩中に、数多くの小断層や節理が、規則的に発達していることは、よく知られている。

1966年度、筆者らのうち垣見と平山は、南関東の構造解析の一環として、房総半島の中部から南部にかけて、小断層の予察調査を行なった。その結果、房総のなかでも、勝浦市を中心とする東海岸側は、露頭の条件もよい

うえ、数系統の小断層の前後関係も識別できそうな見通しが得られた。1967年度から68年度にかけて、衣笠と垣見が、この地域の造構の応力場 (tectonic stress-field) の解析を目的として、本格的調査を行なった。

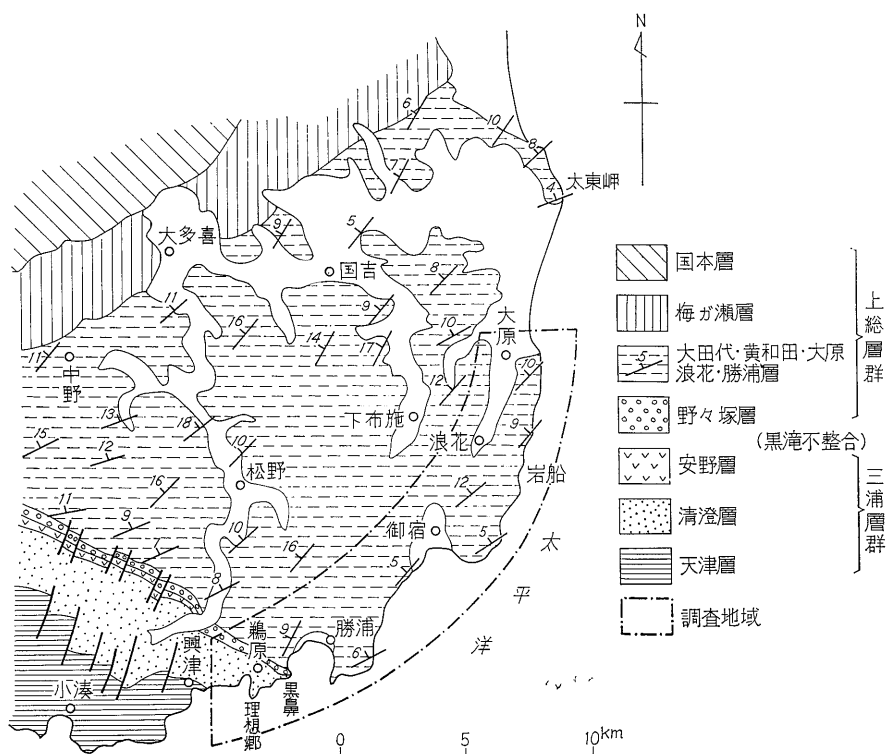
まだ、海岸地帯の調査を終わったばかりで、内陸側の調査にまでは及んでいないが、応力場の空間配置とその変遷について、一応の見通しがえられたので報告する。

この地域の断裂系 (節理と小断層を含む) については、



- 1. 下末吉層および成田層、基底等高線は成田研究グループ (1962) による
- 2. 相模層群
- 3. 上総層群上部 (房総西部で一部不整合)
- 4. 上総層群中部 (房総西部で一部不整合?) (更新統下部)
- 5. 上総層群下部
- 6. 三浦層群
- 7. 保田層群
- 7a. 海域における保田層群は木村政昭 (1968) による
- 8. 峯岡層群
- 9. 不整合
- 10. 整合
- 11. 第2図の範囲

第1図 南関東地質概略図 (三梨ほか, 1968による)



第2図 調査範囲の地質略図（主として千葉県地質図1959による。一部加筆）

すでに村井（1950, 52, 64, 65）の長年にわたる調査の報告がある。また、最近、白石ら（1967）の、航空写真を利用した断裂系解析の報告も出された。筆者らの報告においても、同じ地域の同じ小断層を扱ったのであるから、当然の事ながら、小断層の方向性から得られる、主応力の空間配置については、これらの論文とほぼ同じ結果が出された。しかしながら、前記の諸論文においては、方向性のみをその指標とし、これの統計的操作に終始しているため、断裂系の新旧関係については十分な検討がなされていない。そのため応力場の変遷については、可能性の指摘に止まり、構造発達史との関連における解釈の一部には、筆者らからみると、うなずけない所もある。

この調査の途中で、数系統ある小断層は、その方向性、センスばかりではなく、断層面の形態や剪断面角なども、各系統ごとに違っているのはもちろん、同じ系統のものでも、岩質や構造的位置によっても変化することがわかってきた。

よって、この報告の後段では、断層の産状の記載に重点をおくとともに、それらから、小断層発生時における地層の物性や、力学的条件の推定をも試みた。

この論文をまとめるにあたり、終始暖かい御理解と御援助をいただいた東北工業技術試験所長小林勇氏（元本所地質部長）に厚く御礼申し上げる。また予察調査に同行して、この地域の地質と構造についての御教示を与えられた、地質調査所燃料料部の三梨昂氏、および、野外調査とその解析に協力していただいた、同所地質部秦光男氏、東京教育大学小玉喜三郎、国井久、矢崎昇の諸氏に厚く御礼申し上げる。また、この調査は、地殻活構造グループの研究の一環として行なわれたものであり、われわれの調査結果に討論と助言を与えられた、地質調査所の同グループ（グループ長 河合正虎氏）の方々にも深謝する。さらに、この調査と前後して、1968年3月に地学団体研究会の小断層解析グループによる調査が、隣接する大多喜地域において行なわれ、その解析結果は、この論文をまとめるにあたって、大きなヒントとなった。明記してグループ（リーダー小玉喜三郎氏）の方々にも御礼申し上げる。

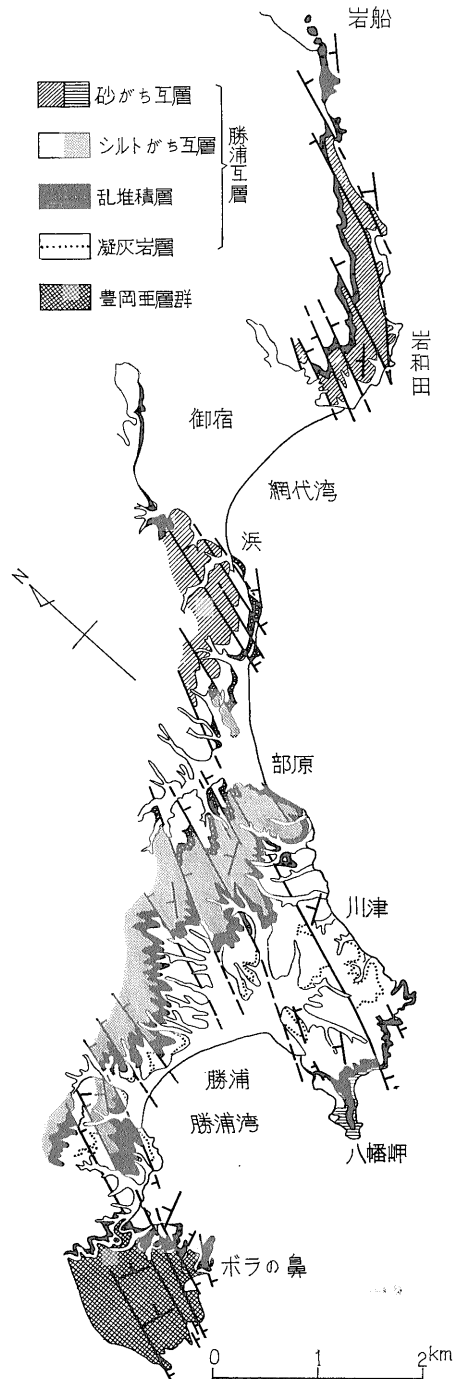
2. 地質と構造の概略

調査の範囲を第1, 2図に示す。また、この地域の地

質のごく概略を、第 2 図に示す。このうち、筆者らが今回対象とした地層は、鮮新世の上総層群^{注1)}の下部と、中新世に属する三浦層群^{注2)}の上部にすぎない。地層は砂がちか、シルトがちかの差はあるが、いずれも、砂・シルトの互層から構成され、これに、数多くの凝灰岩の薄層を挟む。堆積岩の物性に関する資料はないが、砂・シルトとも上位層ほど軟質になる傾向がある。ここで興味深いのは、砂と泥との相対的な“硬さ”のちがいが、下部層と上部層とは異なってくることである。すなわち、上部層(黄和田層・大原層・浪花層)では、シルト層は軟質ではあっても、固結し粘着力をもっているが、砂層の多くは、とくに薄層をなしていて淘汰の良いものほど、ほとんど固結していない。そのため、海食崖をなす互層にあっては、砂層が凹部をつくり、シルト層の方が凸部をなしているのが一般である。これに対し、勝浦層から、黒滝不整合を経て、三浦層群の清澄層までは、砂とシルトの“硬さ”が、ほぼひとしいか、逆に砂層の方が硬く、海食崖では、むしろ砂層の方が凸部を構成しているところが多い。砂層の中でも、淘汰の悪いものほど固結度が増し、とくに勝浦層中に多い厚い層間異常層(小池, 1955)にあっては、下位の淘汰のよい砂層よりもかえって“硬い”傾向がある。

この地域の、上総層群と三浦層群の間には、よく知られた黒滝不整合(小池, 1951; 房総研究グループ, 1953; 房総団体研究グループ, 1964など)がある。不整合の境界部では、上位層と下位層の間に斜交関係はみられないのに、少し離れたところでは、上位層の走向が、下位層にアバットしているようにみえることは、多くの人によって、いろいろに解釈されてきた(上記の諸論文および、河井, 1961; 星野, 1968)。ただし、岩石としての性質には、この不整合の上・下でそれほど大きな違いはないようである。むしろ、不整合直上部(野々塚層)の凝灰質粗粒堆積物や、その上の層間異常層の方が、少なくとも侵食に対しては強い傾向があるように思われる。

この地域の地質構造は、緩傾斜の同斜を示す。走向は、前述の黒滝不整合上・下での走向変化を反映し、不整合の下位層はNWW、その上位では、E-Wから北方(上位)に向かって次第にNE方向に変化していく。褶曲構造は、層間異常層中にみられる、非造構作用によるもののほかは、ほとんど^{注2)}ない。地質図にあらわれるような断層は、ほとんどが南北からわずかに東に振れた方向の正断層で(第 3 図, 小池, 1955参照)落差も数10m以



第 3 図 勝浦、御宿付近の地質図と NS 性断層 (小池 清, 1955原図)

注1) 三梨島他(1968)により、南関東全域に共通する層群名をとった。この地域では、上総層群および豊岡層群といわれる。以下同様
 注2) きわめてまれに、小規模な“褶曲”様の構造が清澄層中にみられることがある。

下である。この断層は、筆者らの調査した小断層系の1つと、同じ応力のもとで生じたものである(後述)。

3. 小断層の調査法と解析法

小断層の多数の系統を、その方向性だけから区別するのは、原理的に好ましくないばかりでなく、現実にも不可能でもある。たとえば、鵜原理想郷にみられる小断層を全部プロットしてみると、第4図aのようであり、これの方向性だけから、(たとえばポイント集中部などから)系統を判断するわけにはいかないであろう。また、同一断層系統の方向性が地域によって変化していく場合には、方向性だけからの系統区分は意味がなくなってしまうであろう。

1つの小断層系統とはそれと対応する単一の応力場のもとで生じた一群の小断層であると規定する。この認識のうえにたてば、

1) 同じ断層系統に属する一群の小断層は、ほぼ同時期に生じた断層群であるためにそれらは互いに「切りつ切れつ」の関係にある。

2) 岩質、あるいは岩石の物理学的性質が同じで同一の応力場、いいかえれば封圧、軸圧、歪速度等が同じ場にあつては、断層の性質——たとえば、破断性の断層であるか剪断性の断層であるか、裂力は開口しているかゆ着しているか、断層にともなう引きづりはあるかどうか、断層間物質はどのようなものであるかなど——はほぼ同一であろう。ただしこの場合、同一系統であっても落差が桁はずれに違うものは、断層の性質も異なるであろう。また同一応力場であっても、岩質、あるいは岩石の物理的性質が異なれば、当然断層の性質も異なる。さらに応力場の条件や岩質、物性が極端に異なるような、かけはなれた場所の断層を、その性質だけから系統識別することはさげなければならぬ。

3) 同一の応力場で発生した断層群は主応力軸の方向もごく近接した場所ではほぼ同一の配置をしているであろうから、断層面の走向、傾斜もバラツキはあるにしても、ある程度同じ値を示すであろう。

したがって筆者らは、系統を識別するにあたっては、次の手続を経てこれを行なっている。

1) まず断層の切り合いの関係を徹底的にしらべる。断層の発達頻度の少ないところでは、向きの変化している広い露頭(この地域では海食崖、海食台を利用することが多い)を選ぶ必要がある。

2) 同一の場所で切り合いの関係のわからないものについては、断層の性質(面の形態、断層間物質、鏡肌など)をくわしくしらべる。これにより切り合いのわかっ

ているものと断層の性質が似かよっているものはだいたい同一系統であろうという見当をつける。

3) さらにそれらを方向性と関連づけてチェックすることにより同一系統かどうかの見当をつけられる。たとえば、方向性は似ているが、面の性質が違うから同一系ではないとか、あるいは、方向性は大分ちがうが、面の性質と切り合いの関係から、同一系のバラツキとすべきである、という具合に。このようにして、せまい範囲内では、全部の切り合いの関係がわからなくても、「あるていどまでは」系統の区別ができる。

このようにして、前記、鵜原理想郷地域の系統を識別したのが、第4図bである。これでも、系統によっては断層の方向性が大きくバラツキいたり、違う系統の断層の方向性が重なり合っていることがわかるであろう。大幅なバラツキのなかには、2次剪断面(MCKINSTRY, 1953)や、きわめて小範囲の応力場の変化にもとづくものなども、あるかもしれないが、これらの区別はできなかった。また、小露頭のため切り合いの関係がつかめず、断層の性質も似かよっているものについては、所属系統の決定ができなかったものもある。第4図bにはそれも示しておいた。(この場合、a系やb系でないことは確実だが、c系かd系かの決定ができない、というほどの意味である)。

それぞれの断層系から、主応力軸の方位を求めるには、共軛断層を利用し、ステレオネット上半球を用いた。共軛断層の識別法については、平山ら(1965)によった。多数の断層面の平均方位を求める手法は、垣見ら(1966)によった。なお、主応力軸の呼称については、引っ張りをプラスとし、最大・中間・最小主応力軸を、それぞれ σ_1 、 σ_2 、 σ_3 とする注3)。

第4図bのように識別された各系の、それぞれの平均方位をとり、これから復元された主応力軸の方位を、第4図c～fに示しておく。

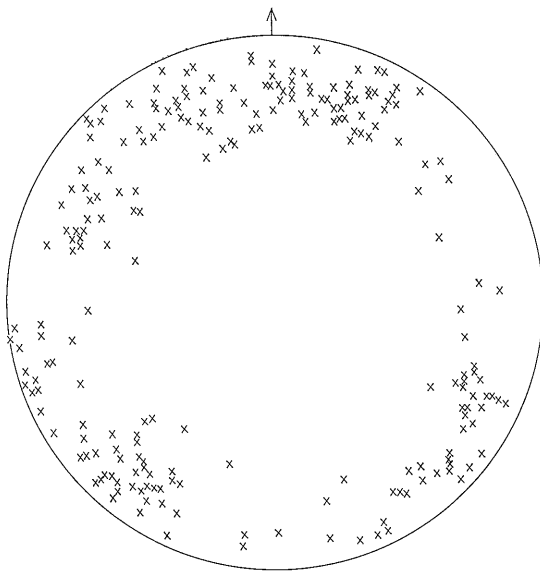
4. 断層系各説

房総東海岸には、前後関係のわかった小断層系が、少なくとも5系統以上ある。南部の興津～鵜原付近では、この系統の全部があらわれるが、勝浦から北方へ次第に古い系統の発達が悪くなり、大原付近では新しい方の2系統しか認められない。これらを、新しい方から古い方へ、次のように呼ぶことにする。

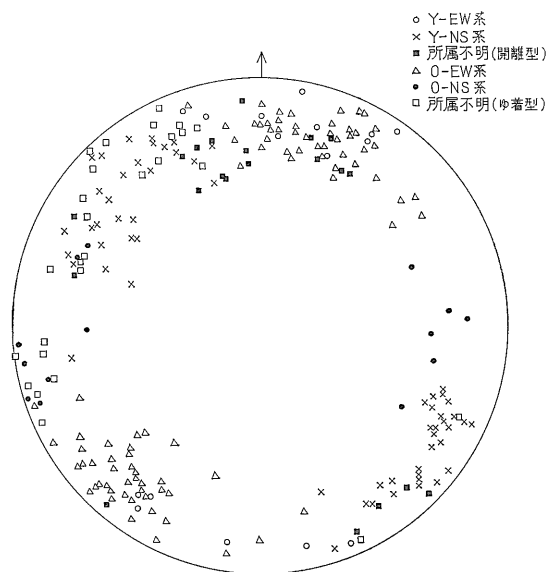
a : 新期東西性正断層系(略称Y—EW系)

b : 新期南北性 // (略称Y—NS系)

注3) 直観的理解のために、場合によって σ_3 を最大圧縮軸 σ_1 を最大引張軸とよぶことがある。

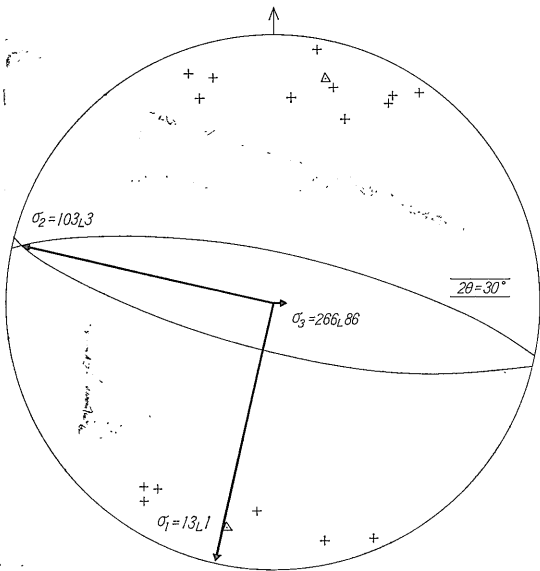


第 4 図 a 鶴原地域の小断層, 未分類 (R系を除く)

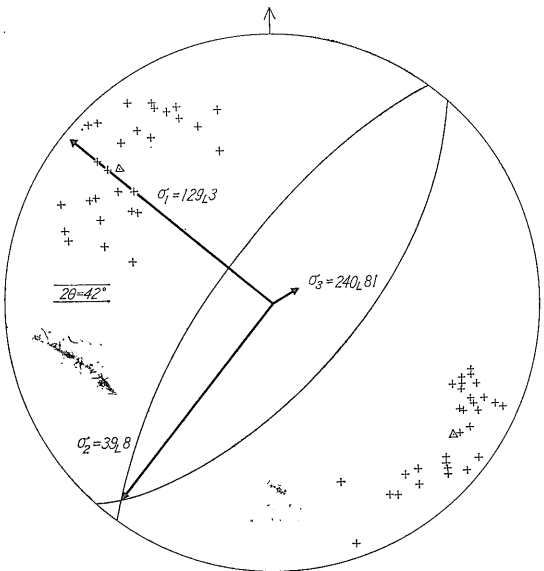


第 4 図 b a を分類したもの

- Y-EW系
- × Y-NS系
- 所属不明(開離型)
- △ O-EW系
- O-NS系
- 所属不明(ゆ着型)



第 4 図 c Y-EW系ステレオダイアグラム
+は断層面の極, Δは断層面の平均方位 (以下同じ)



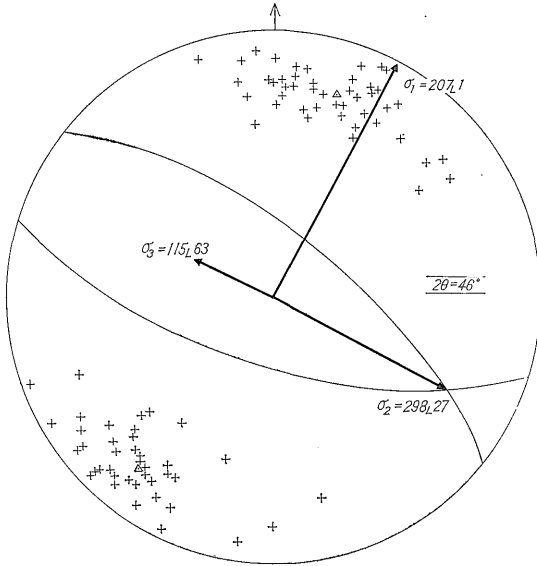
第 4 図 d Y-NS系ステレオダイアグラム

- c : 逆断層系 (略称R系)
- d : 古期東西性正断層系 (略称O-EW系)
- e : 古期南北性 // (略称O-NS系)

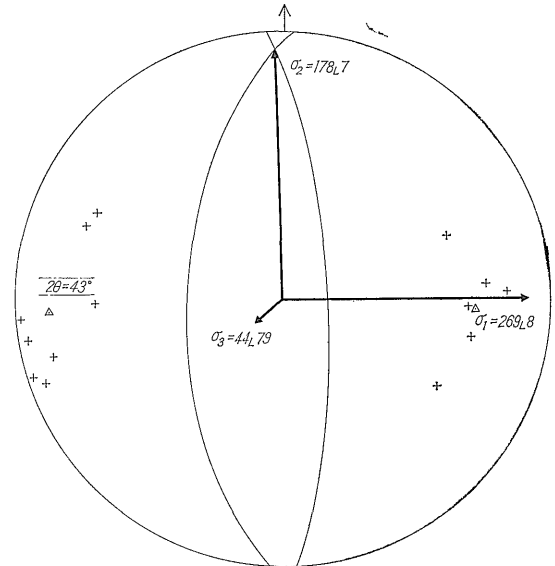
このような呼称は、あくまで便宜的につけた、^①「個有名詞」である。たとえば南北性と呼んだのは、多くの地域でこの系が比較的南北にちかい走向をもつというほどの意であって、地域によっては、むしろ東西に近いものも含んでいる。また、^②「正断層」も、大部分が normal-

separation faults (DENNIS, 1967) ではあるが、同じ系の中に急角度の reverse-separation faults も含まれていることを断っておく。

このうち、Y-EW系とO-EW系、Y-NS系とO-NS系の系統は、方向性が似ているので、面の性質の差が明瞭でない場合、識別には注意を要する。もっともわかりやすいのは、R系であって、場所による変動もすくなく、断層の性質も一定しているため、R系を切って



第4図 e O-EW系ステレオダイアグラム



第4図 f O-NS系ステレオダイアグラム

いるか、これに切られているかで、Y-EW系とO-EW系、Y-NS系とO-NS系を区別することが多い。実際に、たとえば第4図bのように多系統が同一の場所でみられるときは、まずR系の断層面を追跡して行って、これを切っているものを新期(Y)、これに切られているものを古期(O)とし、それぞれの面の性質と切り合いの関係からさらにEW性、NS性を区別した。

これら5系統の断層群の、共軛断層としての性質は、それぞれの走向が似かよっていて、中間主応力軸が水平にちかい、dip-slipタイプであるものが多い。

断層面上の条線(striation)は、あまりみられない。Y-NS系とR系は、みられる限りではdip-slipタイプの条線をもっているが、Y-EW、O-EW系のなかには、断層面の傾斜方向と高角度で交じわりstrike-slipの要素をもつと思われる緩傾斜の条線もみられた。

4.1 新期東西正断層系(Y-EW系)

前後関係:この地域で、もっとも新しい。他のすべての系を切っている。

発達状況:北部ではよく発達する。南部、とくに黒滝不整合以下の地層では、発達がよくない。また、北部でも海岸の崖ではよくみえるのに、内陸部ではあまり認められない。この原因は、まだよくわからない。一つには、断層が開口したり、破砕帯を伴うものが多いため、風化・侵食されやすく、したがって、内陸部では露頭となってあらわれにくいのかかもしれない。

落差注4):大きいものでも2~3m以下、一般には1

m以下で、断層面のみかけにくらべて落差の小さいものが多い。また、露頭の上部から下部へ、落差が減る傾向がある。

断層の性質注5):断層面はほとんど例外なく、開離している。面がジグザグ、あるいは不規則に曲っているものが多い。完全に開口していて、隙間のあるものや、異質物によって充填されているもの、または、断層面ぞいに周辺の岩石が角礫化された「破砕帯」を伴う場合があり、これは、他の断層系にはほとんどみられない、この系の特徴である。断層運動による地層の「引きずり」はまったくみられない。

方向性のバラツキは非常に大きく、同一地点でも、数10°の変動をみせることもある。他の系とくらべて、傾斜は垂直にちかく、しばしば急角度の逆断層のセンスをもつ。共軛断層としての性質はdip-slip型をなし(第5図)、剪断面角は37°で他のどの系よりも小さい。剪断面角にはバラツキによるものだけではなく、岩質によって有意の差を示すものがある(詳しくは第4章参照)。

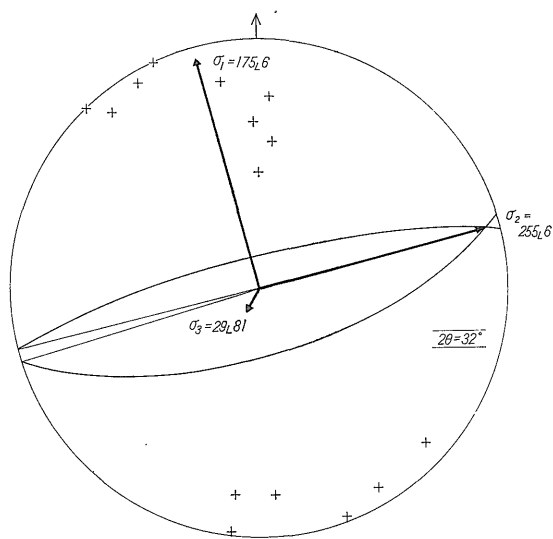
4.2 新期南北性正断層系(Y-NS系)

前後関係:Y-EW系には切られ、R系を含む他のすべての系を切る。

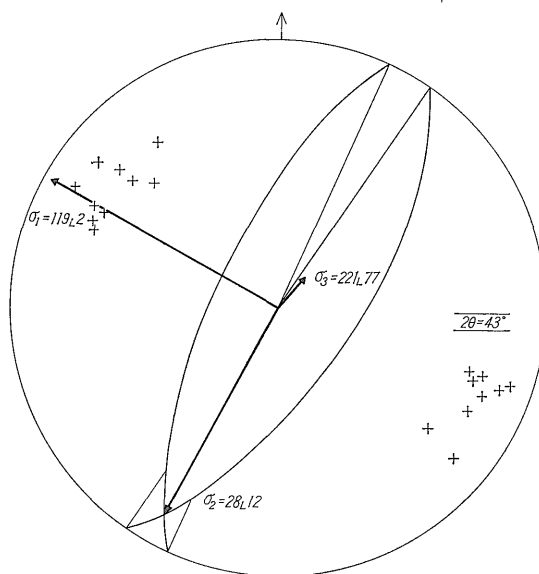
発達状況:この地域では、この系が、ほかにくらべて

注4) 以下、とくにことわらないかぎり、すべてvertical separation.

注5) 断層の性質と剪断面角について、後章(第6、7章)において各系のをまとめて述べるので、ここでは最少限他系と区別するための目安を記載するに止める(以下各系について同じ)。



第5図 Y-EW系ステレオダイアグラム
御宿町大波月海岸



第6図 Y-NS系ステレオダイアグラム
勝浦市部原地域

もっともよく発達している。露頭の向きにもよるが、ほかの系がすべてなくて、この系(と思われる)の断層だけがみられることがしばしばである。地域内では、だいたい平均的に発達しているように思われる。ただし、(ほかの系にも同じ傾向があるが)広い一連の露頭でみると、数10~100m位の間では全然みられずに、次の数~数10mの間で多数の断層が観察されるといった、発達の“むら”または“集中性”がしばしば認められる。

落差：他の系にくらべて、一般に大きく、数mに達するものもまれでない。もちろん圧倒的に多いのは1m以下のものであるが。調査した範囲で、露頭で確認されたものの最大は20m以上ある。小池(1955)や、房総団体研究グループ(1964)の地質図に記載されている断層は、すべてこの系に属するものと思われる(第3図)。共軛する2つのセンスのうちでは、少なくとも落差の大きなものにあつては、東南落ちのセンスをもつものが西(北)落ちのものよりも圧倒的に多い。すなわち、この地域は、Y-NS系によって、全体として東(南)方へ階段状に落ちこんでいるとみられる。

断層の性質：北部の大原・浪花・勝浦層の一部では、断層は開離型で、面をハンマーで掘り出すことができる。しかし、Y-EW系とちがって、両盤側の面は接触しており、風化・侵食による二次的原因のものは除くと、開口空洞化したり、異物に充填されているものはない。

南部の勝浦層の一部や黒滝不整合以下の層においては、砂岩の中では、断層面がゆ着した“面なし断層”であり、

シルト岩の中では、面が開離しているものが多い。まれには一様に“面なし性”の場合もある。これらはいずれも風化すると開離する傾向をもつ。断面の形は、開離型も、ゆ着型も、一般にシャープで直線的なものが多い。落差の大きなものには、断層間物質を伴っているものが多いが、Y-EW系とちがいで、角礫を伴わず、両盤の物質の粉碎された細粒物のレンズ状体である。筆者らは、これを“剪断帯”と呼んでいる。断層による地層の“引きずり”は、開離型ではみとめられないが、ゆ着型では小規模なものがみられることがある。

共軛断層としての性格は、剪断面角は平均43.5°でY-EW系よりは大きく、R系よりは小さい。古期のO-EW、O-NS系とはほぼ同じか若干小さい(第6図)。セットをなす断層面の平均の走向がほぼ一致する dip-slip型であり、まれにみられる断層面上の条線の方向もこれと一致する。剪断面角は、岩質によっても変化する(第6章参照)。

4.3 逆断層系 (R系)

前後関係：O-EW系およびO-NS系を切り、Y-EW系およびY-NS系に切られる。したがって、2つのEW系およびNS系を、それぞれ新期と古期に区別する、もっとも確実な指標となる。

発達状況：調査地域内では南部ほど発達がよい。きわめてまれに、北部の大原町岩船海岸にまで存在はするが、一般的には、勝浦市部原以北では、ほとんどみられない。それ以南では、次第に出現頻度がふえ、黒滝不整合以下

では、ごく普通に認められる。

落差：大小さまざまである。観察された最大のものは、勝浦市茂浦海岸(清澄層中)で、5.3m。ここでは、これと平行して、約4.5mのものがある。落差の大きいものは南部ほど多くなる傾向がある。また、共軛断層のセンスからいうと、北上りのもの、(断層面が南傾斜しているもの)が数も多く、落差も大きい。この系によって、地層は総体としては、南から北へ向って“衝上”したと考えてもさしつかえない。

断層の性質：例外なく、断層面のゆ着した面なし断層である。断面で見ると主要部分は、1~数mmの“くろすじ”が、シャープに、かなり直線的に発達している。しかし、末端部や、主断層から派生したと思われる部分は、放射状に発散し、その部分は、傾斜が急になっている。ごくまれに、層面断層に移行しているのがみられる。断層による地層の引きずりは、北部ではほとんど認められない場合が多いが、南部では、いろいろの形のものがある。鵜原南方の明神崎では、地層の一般傾斜はほとんど水平にちかいの、R系の発達した部分だけが、厚さ10m以上にわたり、断層の走向と同じ走向で直立に近く変形している。この地域では、褶曲様の変形は、層間異状部をのぞくと、ここだけであり、R系とこのような変形は密接な関係をもって発達している。

共軛断層が、一露頭でみられる場合には、セットをなす2つの断層面の平均走向がほとんど一致する dip-slip 型である(第7図)。まれにみられる、断層面上の条線

も最大傾斜方向に発達している。剪断面角は、他の正断層系のどれよりも大きく、平均86°である。まれに90°を超えるようにみなされるものがある。

4.4 古期東西性正断層系(O—EW系)

前後関係：O—NS系を切るが、R系および他の正断層系に切られる。

発達状況：北部(黒滝不整合以上)にもみられることがあるが、その頻度はきわめて低い。いたるところで、みられるようになるのは、南部(黒滝不整合以下)においてである。たとえば、鵜原理想郷の海岸では、任意に測った断層の中では、この系の数がもっとも多い(第4図b参照)。

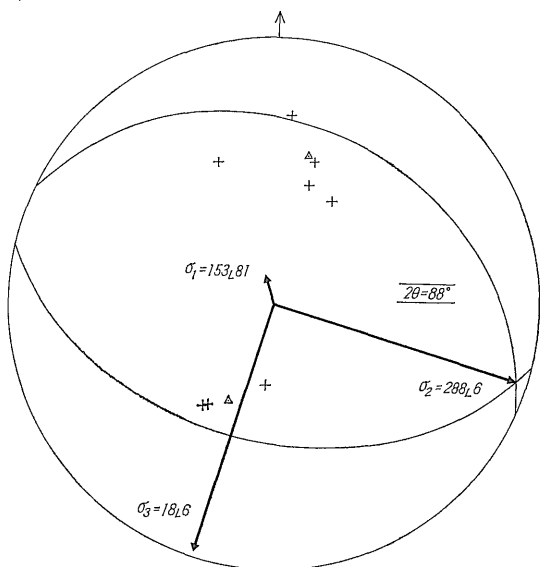
落差：大小さまざまである。あまり大きなものはすくない。観察された断層の中で落差の最大は、明神崎の南端を横切るもので、約15mである。共軛する2つのセンスのなかでは、北落ちのものの方が落差が大きい。すなわち、この系によって、調査地域の南部は、北方に階段状に落込んでいると考えてもよいであろう。

断層の性質：ほとんど例外なく、“面なし断層”である。面の形態はさまざまであるが、一般には、Y—NS系ほどシャープな直線状の断面をもたず、わずかに曲っているものが多い。Y—NS系が、引きずりをほとんどもたないのに対して、同じ場所でのO—EW系は、わずかながら引きずりをもつことが多い。また、断層にそって砂質岩・凝灰岩などが流れたような形態をもっているものや、階段状に分岐したり antithetic や synthetic に回転した副断層が主断層に近接して発達していることもある。しかしながら、Y—NS系とO—EW系とが、共に“面なし断層”である場合には、断層の性質だけでこの両者を区別することがいつもできるとは限らない。剪断面角の平均は約46.1°で、Y—NS系とほぼ同じかわずかに大きい。Y—EW系とは、方向性こそよく似ているが、その区別は容易である。Y—EW系が“面なし断層”になることがないからである。

4.5 古期南北性正断層系(O—NS系)

この断層系については、さきの4系統にくらべると、その実態がよくわかっていない。O—EW系とわかった断層に切られている、NSないしNEの走向をもつ断層、およびR系に切られているものなかで、NS走向にちかい断層をこのグループの中に含ませた。これらはすべて“面なし断層”である。断層の性質は、O—EW系のそれによく似ている(第3表参照)。

走向が、比較的Y—NS系に似ているため、切り合いの関係がわからないときには、面の性質だけでは、この系をY—NS系と区別できない場合もある。しかし、



第7図 R系ステレオダイアグラム
勝浦市興津守谷大ヶ峠

一般にY-NS系は、"面なし断層"である場合も、断面の形が直線的でシャープであり、シルト岩の中では開離する傾向があるが、この系は、シルトの中でも開離することがなく、面は不規則で曲っていることが多い。このような見方から、疑問符つきで、このグループに含ませた断層もある。

この系には、すくなくとも2つの、新旧関係をもったグループがあるらしい。

より新しい方④は、NSないし、わずかにNNW方向の走向をもつ。これに切られているもの⑤は、NEからNEEにちかき走向をもっている。後者は、これまでに識別された、この地域での最古期の断層系ということになる。この両者の切り合いの関係は、鵜原付近の2カ所で認められたにすぎないため、断定をさけておきたい。

④の系統は、しばしば共軛断層としてあらわれる。鵜原理想郷地域における④系の主応力の方位は第4図fに示したようで、Y-NS系とは、方向性が異なっている。剪断面角は、この地域では平均39.9°で、O-EW系やY-NS系とくらべて、いささか小さいように思われる。

⑤系については、共軛セットを発見できなかった。

5. 造構的応力場の変遷について

5.1 断層系の発生した時代

断層から得られる応力場を、構造発達史のなかに位置づけるためには、まず、断層の生じた確実な時代を知らなければならない。今回の調査では、断層の時代の確認は地域内では十分にできなかった。そこで、地域外の資料とも"対比"しながら、できるだけ、時代推定の幅を狭めることにする。

まず、黒滝不整合との関係をみると、Y-NS系およびY-EW系は、勝浦市黒鼻の海岸では、不整合そのものを切っていることが観察される。またR系とそれ以前のO-EW系は、不整合を直接切るものはみられなかったが、その上・下の地層の間で、方向性・面の性質および、R系にあっては発達の頻度にも急激なちがいがみとめられない。もちろん、不整合に切られている断層もみられなかった。したがって、この地域の断層系のうち、最古のO-NS系を除く4系統は、すべて黒滝不整合以後に発生したものである注6)。

注6) O-EW系は黒滝不整合以上の地層にも認められるが、発達頻度は急に衰える。この原因として、断層の発生期間が黒滝以前から以後に継続したという可能性も否定できないが、ここでは、発達の衰えの原因を、差応力の急激な減衰や黒滝層の岩質にもとめて、論を進める。

次に、上限をきめる資料としては、Y-NS系が、勝浦市北方の松野地区で、夷隅川の沖積面から比高約30mの河岸段丘堆積物と、それを覆うローム層に切られているのがみられた。いっぽう、この地域のY-NS系は、北方大多喜地域へと確実に連続していくが、そこでは、上総層群中部の国本層までを切っていることが確認されている(村井, 1952および小断層解析グループ, 1968)。よってY-NS系の発生時代は、更新世初期以降一最末期(すくなくとも立川ローム期)以前ということになる。

一方、このY-NS系とほぼ同様の断層面の性質もちNSないしNE-SW方向をもつ正断層系は、房総半島の中南部から三浦半島のほぼ全域にも、広く発達することが知られている(垣見ほか, 1966; 白石ほか, 1967; 小玉, 1968)。これらの小断層は、すべて厳密に一時に発生したとする必要はないが、同じ構造的な条件のもとに発生したと考えることはできよう。三浦半島では、この方向の小断層には、①上総層群を切り相模層群基底(長沼不整合)におおわれるものと、②相模層群から武蔵野ローム層までを切るものがある(垣見ほか, 1968)。房総東海岸におけるY-NS系は、前述のような関係(段丘礫層に切られている)から考えると、三浦における①に"対比"されるであろう。この"対比"が可能ならば、時代の幅は、この地域だけで確認されたそれより少しせばまり、更新世初期以降~中期(長沼不整合)以前ということになる。

その他の系については、時代の上限を示す直接の証拠はみつかっていない。ただY-EW系は、後述するような断層の産状から、おそらく、長沼不整合のあとで、現在のような地形ができあがってから発生したのではないかと考えられる。これを要するに、この地域の小断層のうち、O-NS系を除く4系統の、大構造の発達史との関係は、次のように推定される。

Y-EW系	(更新世末期)
~~~~~	長沼不整合(更新世中期)
Y-NS系	(更新世初~中期)
R系	(鮮新世末~更新世初期?)
O-EW系	(鮮新世中期?)
~~~~~	黒滝不整合(鮮新世初期)

5.2 南関東における構造運動の特性概観

南関東の後期新生代のとくに後半(鮮新世一現世)の造構運動のうち、第1級のものは、嶺岡・葉山隆起帯(三梨ほか, 1968; 小池, 1957の丹沢・嶺岡隆起帯にほぼ相当)の上昇運動と、関東構造盆地(Yabe 1925, および矢部・青木 1927)の沈降運動(造盆地運動)で

ある。

嶺岡・葉山隆起帯は、中新世中期以降相対的な隆起域となり、黒滝時階には一部陸化し(房総研グループ, 1964)、堆積盆地や単層の形態、その移動方向などを規制した(平山・鈴木, 1968)が、上昇運動そのものは新第三紀末まであまり著しくはなかった。褶曲や断層を伴う本格的な上昇は、むしろ第四紀に入ってからであるといわれる(三梨ほか, 1968)。

関東造盆地運動は、第四紀の初期、上総層群中部の堆積盆の形態と移動の方向を規制する(河井, 1961; NAKAGAWA, 1962)頃からはじまり、現在まで継続された、中心部の沈降と円弧状周辺部の隆起運動と解される。

しかしながら、多くの人の議論にもかかわらず、ほぼ相前後しておこった、このほぼ東西方向の線状の上昇運動と、ほぼ円形の造盆地運動との関係は、かならずしも明快ではない。この両者を密接な関係にありとしながらも、造盆地運動は、南関東の帯状構造をつくった運動(上昇運動)とは一応切り離して考えようとする人と、造盆地運動そのものを、帯状構造の沈降部のあらわれにすぎないとする人があるように思われる(石井, 1962)。

5.3 房総東海岸における、造構的応力場の変遷と地質構造の関係

さきのべた、O-EW系からY-EW系までの小断層から得られた、それぞれの造構的応力場の特性を、こんどは、地質構造との関連において、ふたたびとりあげてみよう。

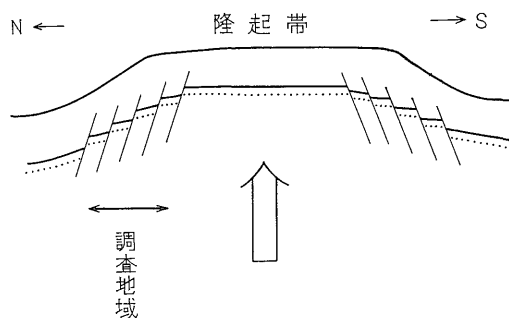
この地域は前述の嶺岡・葉山隆起帯の北翼にあたる。隆起帯の中心部は南の海中に存在すると考えられる。同じ構造的位置に属する、この地域の西方には、黒滝不整合をもまきこんで、清澄背斜その他の褶曲構造があるが、この地域は、ほとんどが 10° 内外の緩い北方への同斜構造を示すにすぎない。

5.3.1 古期東西性正断層(O-EW系)の応力場

この系に属する断層の走向は、地層の走向とほぼ平行である。この系から得られる応力場は、あきらかに、地層の上下方向の圧縮と、南北にちかい水平方向の伸張の存在を示している(第4図f参照)。問題は、この正断層系が、あきらかに逆断層系(R系)より以前に形成されたということである。筆者らの知る限り、三浦・房総地域を通じ、逆断層系より以前に、系統的な正断層が数多くみられるのは、ここだけである。三浦半島では、最古のsystematicな断層は逆断層系であった(小玉, 1968)。後述するように、また、村井(1965)も述べているように、この地域の逆断層系は、褶曲を伴う激しい隆起

と関係して生じたものであろう。したがって、少なくともO-EW系は、一般に正断層の生ずる時期とされているpost tectonic期のものとは云えない注7)。

黒滝時階以後のある期間、嶺岡・葉山隆起帯は、本格的な上昇の前に、比較的ゆるやかに上昇を続け、地殻表層部は、隆起帯の主軸と直交する方向に弯曲して相対的な引張り応力が生じた。O-EW系は、このような応力場のもとで生じた、縦走性の重力断層(longitudinal gravity fault)と考えられる。共転する2群のうち、北落ちの落差が大きいことは、O-EW系の断層運動によって、嶺岡・葉山隆起帯の北翼部にあたるこの地域が、北側へ階段状に落下していることを示す(第8図)。O-EW系の分布の範囲は、隆起帯の上昇運動が、地殻表層部に断裂を与えた範囲を示している。



第8図 O-EW系断層発生地の地質的位置(概念図)

共転断層から得られた σ_2 の方向が、隆起帯の主軸=地層の走向を含む面のなかで、西へ傾斜し、 σ_3 も西側へ"vergente"していることが多い理由は、よくわからない。もうすこし広範囲に調査してみる必要がある。

5.3.2 逆断層系(R系)

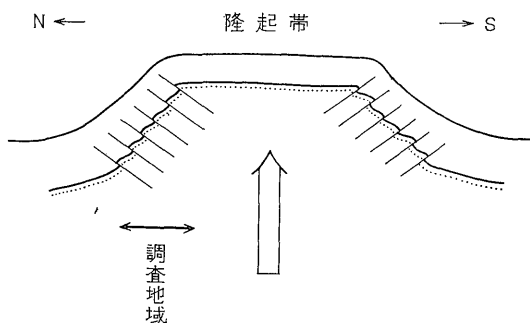
この系に属する断層の走向はところによってはかなりバラつくけれども、傾斜の緩いことを考えると、ステレオネットに極として投影された点のバラツキは、他の正断層系に較べて、むしろ少ない方である。多数を測定し平均をとれば、その走向はほぼ東西に近く隆起帯の主軸に直交し、ほぼ水平の最大圧縮応力が得られる。

この断層によって、地層の引きずりがしばしば生じている。また、清澄層の一部に、小規模ではあるが強い褶曲状の変形がみられ、地層が数mの幅で直立に近く曲っている。しかも、その近くに逆断層の発達がいちじるしく、その走向は褶曲した地層の走向とひとしい。したがって褶曲を伴う嶺岡・葉山隆起帯の上昇が黒滝不整合

注7) しかし、O-EW系は、黒滝不整合以後に生じたものであるから、syn-sedimentaryの断層とみることはできない。

以後に生じた事実と合わせて考えると、R系は嶺岡・葉山隆起帯の著しい上昇期に形成されたものとみるのがもっとも妥当なように思われる。すなわち、R系は syn-tectonic, または late-tectonic 期の縦走性衝上断層 (longitudinal thrust fault) である。

おそらく、R系は、隆起帯の北翼の急傾斜部に形成されたものであろう。共軛する2群のうちで、南傾斜の逆断層、すなわち南側が北側へのし上げたものが、数も多く落差も圧倒的に大きいことが、これを裏書きしている (第9図)。R系の分布範囲は、隆起帯の急傾斜翼部に発生した圧縮応力の作用した範囲をあらわしているであろう。



第9図 R系断層発生地の質的位置 (概念図)

R系と同様の時期に、やはり南北性の圧縮力によって形成されたと考えられる逆断層群は、三浦半島にも広く分布している (垣見ほか, 1966; 小玉, 1968)。しかし、これらの逆断層が、この地域のR系と同様のメカニズムで生じたかどうかは、即断できない。第1に、三浦半島のものは、ほとんど半島の全域にわたって発達しており、この地域のR系のように、隆起帯の近くに限られていない。したがって三浦半島では、半島全域をおおう、全般的な水平方向の圧縮の応力場を考える必要がある。第2には、三浦半島の逆断層系は、褶曲のおもな形成期よりも遅れて発生していることである (小玉, 1968; 三梨ほか, 1968)。このようなちがいの理由を明らかにするためには、両地域の構造発達史と断裂発達との関連性をもつと詳しく検討する必要がある。

5.3.3 新期南北性正断層系 (Y-NS系)

この系に属する断層面の方向性は、せまい地域内では、他の系と比較すればバラツキが少なく、安定している (第6図参照)。しかし、広い地域でみると、その走向はゆるやかに変化していく。これに対応して、主応力軸の方向も変化がみられる。最大引張応力軸 σ_1 の方位は、勝浦以北ではNNW方向であるが、南部ではNWからむ

しろNNWよりに近くなる (第10図)。しかし、傾斜の変化はほとんどなく、 σ_1 はほぼ水平、 σ_2 は水平にちがいがわずかに北傾斜、 σ_3 は垂直にちがいが急角度の南傾斜が一般である。

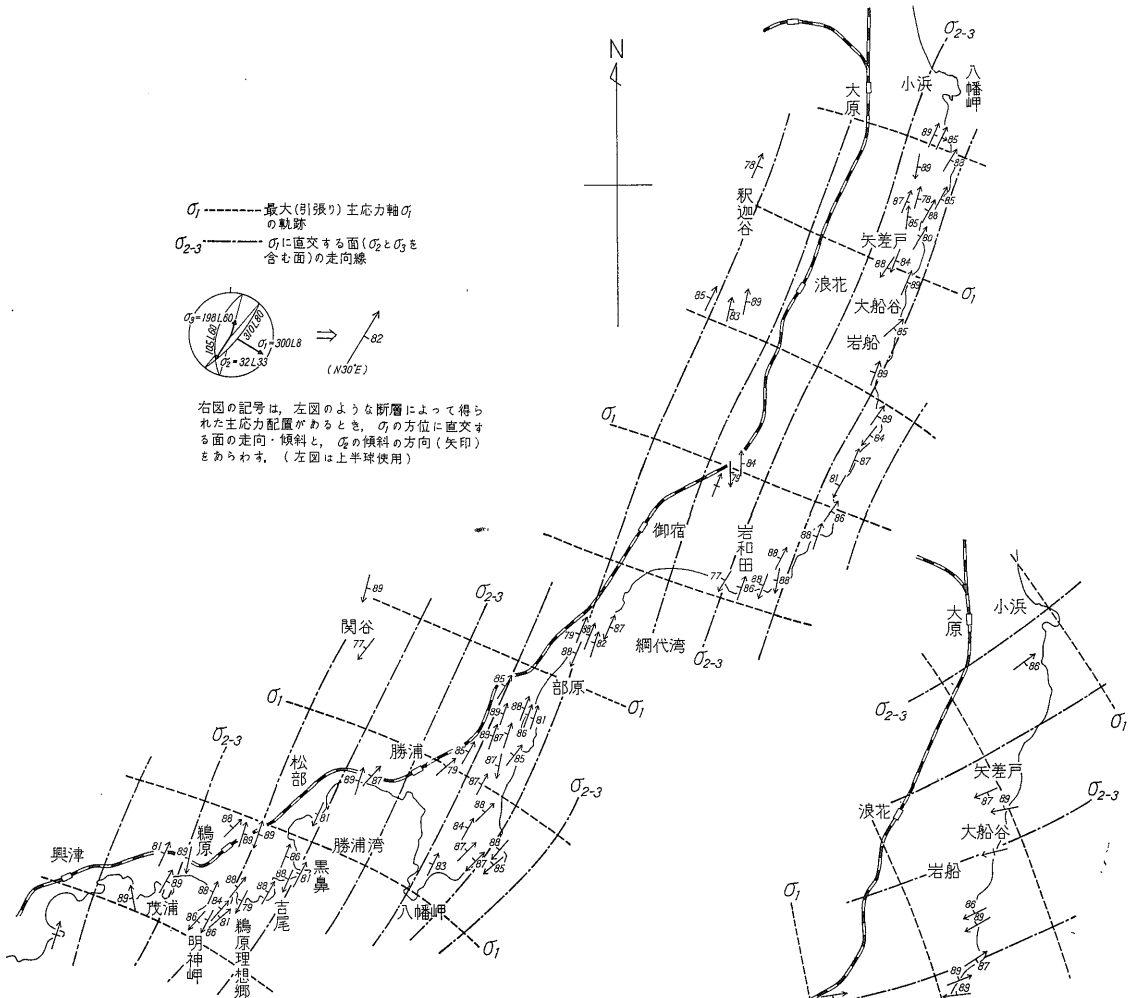
おおざっぱに云って、この断層は、嶺岡・葉山隆起帯の方向と直交する走向をもつ。これより得られる、最大引張応力軸は、隆起帯の長軸方向にほぼ平行、かつ水平である。R系およびO-EW系よりも新しいことから考えて、Y-NS系は、隆起帯の伸長方向を軸とする曲率の大きい彎曲に伴って生じた応力が、O-EWおよび、R系によって解消されたのち、さらに引続く上昇によってこれと直交する方向 (すなわち、NNW方向) のゆるい彎曲によって生じた引張り応力のもとで形成されたものであろう。すなわちY-NS系は、横断重力断層 (transverse gravity fault) と考えられる。

この系が、縦走性のO-EW系よりも新しいことは、褶曲軸部に発生する断層の一般的な順序と一致する。また、隆起帯のもっとも著しい上昇期にその翼部に生じた縦走性の衝上断層であるR系よりも新しいことは、Y-NS系のもつ横断性の断層としての特徴を失うものではない。

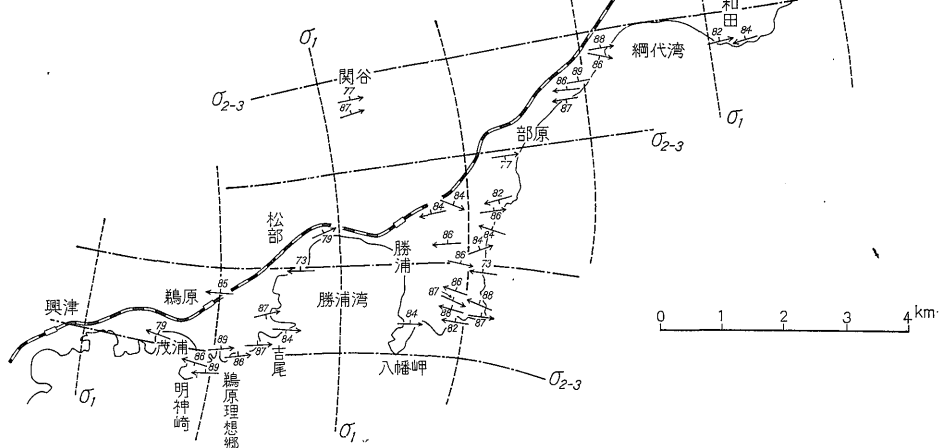
断層の走向および、対応する応力場の方位の地域的变化は、かならずしも地層の走向の変化と対応しない。すなわち、横断断層であっても、傾斜断層 (dip fault) とはいえない。

Y-NS系の特徴の1つは、その分布範囲がきわめて広く、南関東の大部分の地域に発達していることである。この地域の付近に限っても、それは南海岸から大多喜の北方にまで、約30kmにわたって発達している。したがって、この系は、単に嶺岡・葉山隆起帯の周辺にとどまらず、南関東の大部分が、帯状構造にほぼ直交する方向をゆるやかな「うねり」の軸としながら、全般的な上昇を行なったときに形成されたと考えることができる。三浦半島北部では、これに相当する系統を発生させた応力場のうち、 σ_1 の傾斜がゆるやかにうねることから、隆起の軸が、10 km ほどの間隔で存在しているらしいことがわかった (垣見ほか, 1966)。この地域から大多喜方面へかけては、 σ_1 はどこでもほぼ水平で、その傾斜に有意の差がみとめられない。しかし、共軛する2群のうち、落差は圧倒的に東落ちのものが多く、それは、地質図にあらわれたY-NS系の断層 (三梨ほか, 1961; 河井ほか, 1950) でも同様である。この地域の地層は、結果として、Y-NS系の断層によって、階段状に東側へ落込んでおり、隆起の「主軸」はもつと西側にあると考えることができる (第12図)。

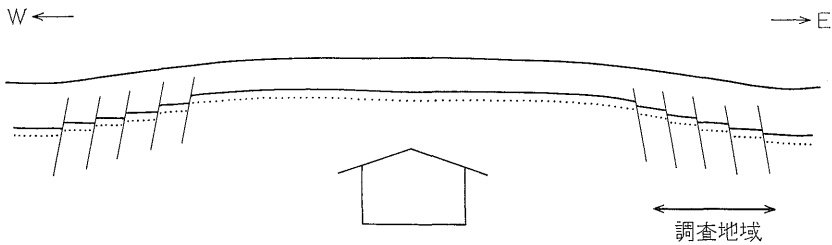
房総半島東海岸の小断層 (衣笠・垣見・平山)



第 10 図 Y-NS系応力線図



第 11 図 Y-EW系主応力線図 凡例は第10図と同じ



第12図 Y-NS系断層発生の地質的位置 (概念図)

共転セットから得られる主応力軸のうち、統計的にみて、 σ_2 軸が北方へ傾むき、 σ_3 軸は垂直から北方へ「vergente」しているのが注目される(第6図参照)。小断層解析グループ(1968)の大多喜付近における調査結果でも、これと同じ傾向が認められた。これが本来の主応力軸の傾きをあらわすのか、断層発生後の傾動をあらわすのか、まだわかっていない。

5.3.4 新期東西性正断層系 (Y-EW系)

この系から得られる主応力軸は、ほぼ南北で水平方向を中心に変動する最大引張軸 σ_1 、ほぼ垂直の最大圧縮軸 σ_3 、およびこれと直交する、ほぼ水平の σ_2 から成る。あとで詳しく述べるが、この系は、破断 (extension fracture) の性格を多分にもった断層である。 σ_1 の絶対値が事実上引張応力であるような、ごく地表近くで発生した断層の可能性がある(平山ほか, 1965; 村井, 1965)。

この系の平面的な分布には2つの特徴がある。1はこの系の発達、地質構造とは一応無関係に、海岸近くのせまい地帯に限られているようにみえることである。第2には断層の走向が、南から北方へむかって、ほぼE-W性から、次第にNE-SW方向へ変化していくことである。これに従って、 σ_1 の方向は、現在の海岸線と直交にちかく、みかけ上放射状に変化している(第11図)。これらの方向性もまた、地質構造とは必ずしも一致しているとはいえない。

以上のようなY-EW系の断層分布は、O-EW系からR系をへてY-NS系に至る断層のように、嶺岡・葉山帯を中心とする南関東の帯状構造の発達に結びつけて説明するわけにはいかない。

今のところは可能性の域をでないが、筆者らは、この、Y-EW系の発生を、「関東構造盆地の周辺部の上昇運動」と結びつけて考えてみたい。すなわち、Y-EW系は、関東構造盆地の周辺部が著しく上昇した時に、地表部の弯曲によって生じた引張応力によって、隆起帯の伸長方向に沿って発生した、一種の縦走断層と考える。

その根拠は、Y-EW系の分布が海岸付近に限られて

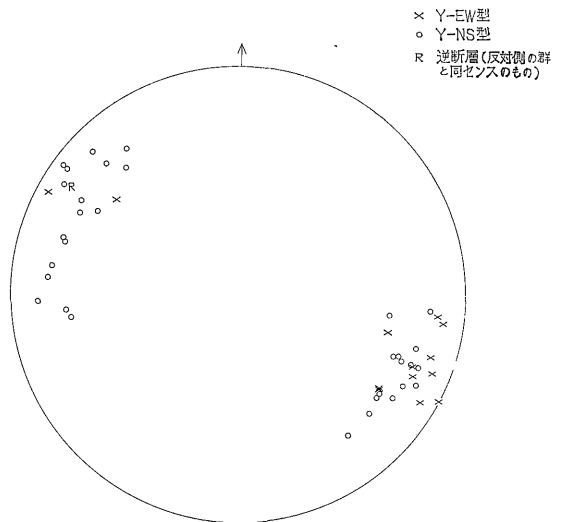
いることと、断層の走向が、円弧状に変化することにはかならない。

これを「作業仮説」としていくつかの問題点をのべると、

- a. 関東構造盆地の周辺部における隆起の、すくなくとも最盛期は、更新世中期以降にある。それは、嶺岡・葉山帯の上昇期よりもおくれてはじまった。
- b. 房総半島南部では、関東構造盆地周辺の隆起部の位置は、嶺岡・葉山帯とほぼ一致している。

さらに、Y-EW系に相当する断層は、房総南部から三浦半島にかけては、嶺岡・葉山隆起帯の周辺で、東西にちかい走向をもってあらわれる可能性がある。また、この地域より北方では、NE方向からNSへと次第に走向を変化していく可能性がある。

ここで、興味があるのは、調査地域の北方、太東岬の断層系である。ここでは、すべての断層がだいたいNN-EないしNE方向に配列して方向性だけから系統を識別することはできない。断層の性質からみると、明らかにY-EW系の特徴をもつものと、Y-NS系の特徴



第13図 大東岬付近の小断層, 説明は本文参照

をもつものが混在している (第13図)。もし、このような断層の性質が実際にそれぞれの系統をあらわしているならば、太東岬においては、Y-EW系は、Y-NS系と方向がまったく一致し、平均NNEの走向をもっていることになる。これは、さきの「作業仮説」を補強する根拠となり得るであろう。残念ながら、太東岬においては、切り合いの関係が、まだはっきりせず、今後さらにくわしい観察を必要としている。

6. 小断層の剪断面角とその変化

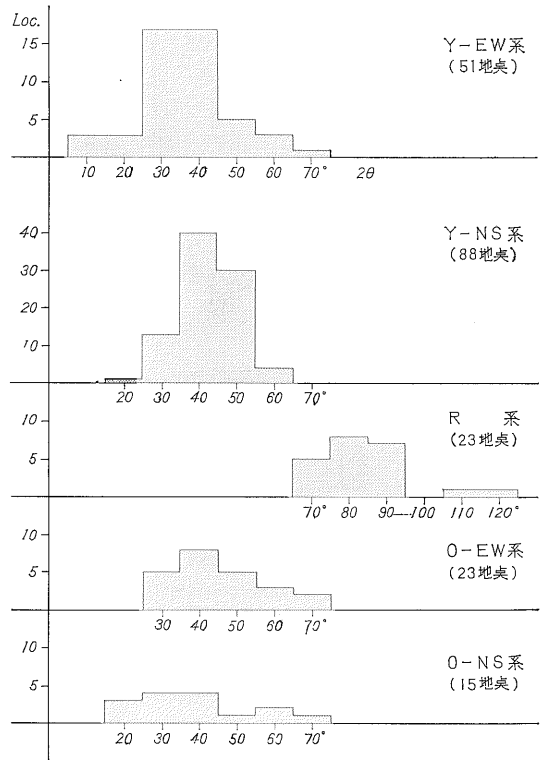
共軛断層の2面間の交角のうち、岩石の短縮が行なわれた側の角度を剪断面角 (angle of shear) という。2θ であらわし、原則として鋭角である。2θ は、岩質と応力条件によって変化することが、実験によつてたしかめられており、岩石の破壊理論を完成させるために重要な役割をなしている。

ここでは、これまでのにのべてきた、房総東海岸における数系統の小断層の剪断面角を比較することによって、各系の発生した時の岩質と応力条件の推定を試みる。

6.1 剪断面角の系統別変化

2θ は、筆者らの経験によつても、バラツキの多い量であり (垣見ほか, 1966) また、後述するように、岩質による変化を示すので、なるべく同じ岩質のところで、多数の共軛断層から得られたものを、統計的にくらべる必要がある。

第14図は、調査した全域から得られた2θ を、系統別にまとめて、その分布をあらわしたものである注8)。第1表には、各系の平均値が示されている。これで見ると、2θ の系統別の平均値の差は、R系を除き同じ系統のなかでの2θ のバラツキの幅よりも小さいことがわかる。いいかえれば、1つの小露頭のなかでみられるある系統の2θ の値を、ただちに、同じ露頭の中での別系の2θ と比較することはかならずしもできない。しかしその場合でも、やや広い露頭で非常に数多く測った断層の平均値から求めた2θ の値は、系統間の比較に耐えるであろう。第4図c~fは鵜原理想郷地域にあらわれている断層面を、1系統について10~数10本測定し (第4図b)、その平均方位から得られた、5系統の共軛断層とその2θ を示したものである。ここにみられる2θ の値は、第1表と同じ傾向を示しており、系統間のちがいは、有意とみることができる。



第14図 系統別剪断面角分布図

第1表 剪断面角 ①全地域の平均と ②鵜原理想郷の、各系ごとの値

	全地域	鵜原理想郷
Y-EW系	37.0°	30°
Y-NS系	43.5°	42°
R系	86.0°	85°
O-EW系	46.1°	46°
O-NS系	39.9°	43°

①は、露頭ごとに求めた剪断面角を全部集めて平均した。

②は、多くの露頭で測定した多数の断層の平均方位から剪断面角を求めた。

以上の資料から、この地域の、逆断層系を除く3つの正断層系の間では、時代が新しいものほど剪断面角が小さくなっていることがわかる注9)。逆断層系の2θ は、

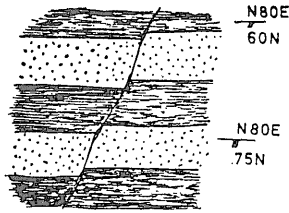
注8) R系、O-EW系、O-NS系は測定数が少ないので、頻度分布には意味がないがバラツキの幅を知る事が出来る。

注9) 最も古いO-NS系の2θ は、O-EW系よりも小さくなっているのが鵜原地域の資料から読みとれる。筆者らはこの数値も、他の系と同様有意のものとみているが、O-NS系の広域的な実態がよくわからないので、2θ についてもこれ以上論じない。

正断層系のそれらのいずれよりも、とびはなれて大きい。これらの意味については第8章で論ずる。

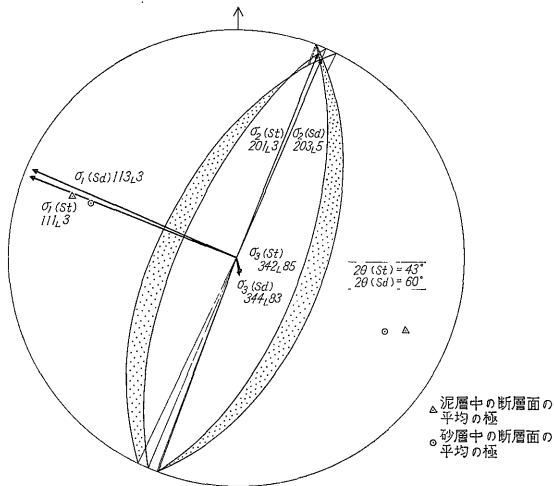
6.2 岩質による剪断面角の変化

剪断面角 2θ は、同じ応力条件のもとでは、岩質によって変化する。そのため、互層の中では、岩質ごとに 2θ が変化し、断層はジグザグに曲ることがある。このような現象は、実験的にもたしかめられている (たとえばルッキーほか, 1962)。野外でみられる砂岩・泥岩互層にあっては、 2θ は砂岩 < 泥岩であることが多い (たとえば、木村ほか, 1966) (第15図)。



第15図 砂岩、頁岩互層の中の断層の傾斜のちがい (木村ほか, 1966による) 本文参照

房総東海岸の、大原層、浪花層の砂シルト互層にあって、Y-EW系と、Y-NS系の剪断面角は、砂岩と泥岩とで、あきらかに有意のちがいを示し、断層は互層の境界部で曲っている場合が多い。しかし、 2θ の大きさは、一般に知られているのと反対に、砂 > シルトであって、しかもその差は、かなり大きい (第16図, 第2表, plate 1-1 など)。Y-EW系とY-NS系の平均の 2θ のちがいよりも、Y-EW系のなかでの、砂とシルトの間の 2θ のちがいの方が、むしろ大きいといえるであろう (第1表と第2表を比較せよ)。



第16図 砂泥互層における断層の傾斜のちがい 御宿町大波月海岸 (Y-NS系の例)

第2表 砂泥互層における剪断面角の違い

Y-NS系			
Loc.	$2\theta_1$ sand	$2\theta_2$ silt	$2\theta_1 - 2\theta_2$
大原旧街道	49	32	+17
岩船南部(1)	46	34	+12
〃 (2)	42	35	+7
御宿小浦	58	46	+12
御宿二股(1)	60	43	+17
〃 (2)	56	44	+12
〃 (3)	54	43	+11
〃 (4)	60	43	+17
吉尾(1)	59	57	+2
〃 (2)	62	55	+7
鶺原	62	58	+4
平均	55	45	+11

Y-EW系			
Loc.	$2\theta_1$ sand	$2\theta_2$ silt	$2\theta_1 - 2\theta_2$
大原旧街道	32	14	+18
大船谷	50	19	+31
平均	41	17	+24

O-EW系			
Loc.	$2\theta_1$ sand	$2\theta_2$ silt	$2\theta_1 - 2\theta_2$
吉尾	46	30	+16
鶺原(1)	57	51	+6
〃 (2)	50	56	-6
平均	51	46	+5

このことは、この地域の互層においては、Y-EW系およびY-NS系の断層が発生した当時、砂層の方がより ductile であり、シルト層の方が相対的に brittle であったことをあらわしているのであろう。

ここで注目されるのは、大原～御宿間の海岸の互層 (大原層～浪花層) にあっては、シルト岩は、軟質ではあるが、粘着性をもっていて、"岩石" として取扱えるが、砂の方はほとんど未凝固にちかいことである。

ところが、これより勝浦層上部の互層から、砂・シル

ト間の 2θ のちがいはあまりめだたなくなり、勝浦層下部の層間異常の砂層から下位、野々塚層および黒滝不整合以下の互層では、ほとんどなくなってしまう。同時に、砂と泥の岩質は、どちらも“硬く”なるが、“硬さ”のちがいもあまりなくなるように思われる。勝浦層下部以下では、砂層の方が風化に対する抵抗力が強く、露頭面ではむしろ凸部を形成する。この傾向は、層間異常層やスコリア層のような淘汰のわるい層にいちじるしい。ここでは、砂層とシルト層は、変形—破壊に対する応答の仕方がほぼ等しかった—— ductility がほぼ等しかった——と考えてよいであろう。

2θ から、断層発生の応力条件を判断する場合、互層のなかの 2θ のちがいを利用すれば、単一の層の 2θ の値だけから判断するよりも、はるかに容易である。未凝固にちがい砂よりもシルト層の 2θ の方が小さいような互層にあっては、封圧(この場合 overburden pressure で、 σ_3)の絶対値がきわめて小さく、軸圧(この場合 σ_1)は、シルト層においては事実上引張である可能性がきわめてつよい。また、砂層の方がシルト層よりも先に破壊し、変位はシルト層の砂層と同時に進行したと考えられる。これらの理由については、別稿にゆずる。

7. 断層の性質

それぞれの系の断層の形態的特徴については、その概略を第4章でのべた。ここでは、ひとまず系統にこだわらず、断層の形態一般についてのべ、次にあらためて、それぞれの系の形態的特徴と、断層発生の条件について考察する。

7.1 面が開いているか、閉じているか

筆者らは、断層調査のとき、断層の性質については、まず、開離型(open)であるか、ゆ着型(closed)であるかに着目、分類する。ゆ着型の断層を、筆者らは、“面なし断層”と呼んでいる。“面なし断層”のオリジナルな定義は、形態にもとづくもので、「面が失われているか、または少なくとも失われる傾向にある断層」となっている(井尻ほか、1955)。筆者らは、これにこだわらず、断層の両盤の間の物質が周囲の岩石と同程度に固結したものを、藤田ほか(1965)にしたがって“面なし断層”と呼んでいる。“面なし断層”も、すくなくともその大部分は、地質構造に支配されて生じた“断層”であることに変わりはない(藤田ほか、1965)。面がゆ着しているか否かは、断層の発生条件を考えるうえにきわめて重要であるが、ほかの種々の形態的特徴と区別すべき、特別な性質とは考えられない。

開離型の断層は、“断层面そのものを掘り出せる断層”

というほどの意である。これを、筆者らは、さらに開口型(parted)と接触型(touched)に分けている。

開口型とは、断層の両側の盤が、断層面に直交する方向に離れているもの、すなわち、破断(extension fracture, fissure)の性格をもち、かつ両側の盤に平行な変位もある断裂をさす。開口した部分は空洞化していることも、異物によって充填されていることもある。この型の断層は、調査地域内では、もっとも新しいY-EW系のごく一部にかぎられる。断層の部分が、風化・侵食によって二次的に空洞化したものは、もちろんこの中に含まれない。

接触型とは、断層面は掘りだせる(開離型)が、面に直交する方向の変位はなく両側の盤は直接ふれ合っているか、または断層運動の際にできた破砕物をへだてて接しているものをいう。もっとも普通の意味の断層である。

ゆ着型と開離型の中間のタイプのものもある。この地域では、砂層のなかではゆ着型、シルト層の中、および両層の接している所では開離型であるものが多い。また、一見開離型だが、よくみると、そのそばに“面なし断層”特有の黒いすじがあったりして、判定にくるしむ場合がある。“面なし断層”が風化によって“開いた”場合には、原則として、ゆ着型に入れるべきであろう。しかし、中間型を設けることには実践的な意義もある。というのは、ある系の断層には、“面なしが開いた”ものが多いのに、別な系は、風化しても“開く”傾向が全然ないといった、おそらく本質的な違いを反映した区別もできるからである。

結局、この地域の断層は、まず次のように区別される。

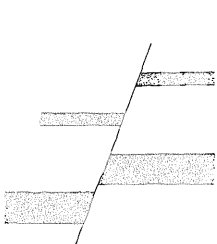
- | | |
|--------------|---------------------------------|
| 開離型(open) | { ①開口型(parted)
②接触型(touched) |
| ③中間型 | |
| ④ゆ着型(closed) | { 一部開離、一部ゆ着
⑤ゆ着型があとで開く |

7.2 その他の形態的特徴

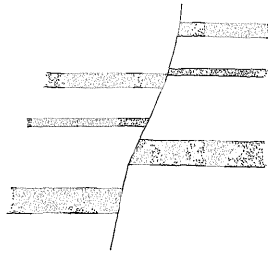
多くは垂直断面、一部は水平断面でみたときの断層の形態を記載する。これらは、すべて、この地域で観察されたものばかりである。とくに断っていない限り、開離型にもゆ着型のものにもあらわれている。

a) 単一の断層の断面の形態

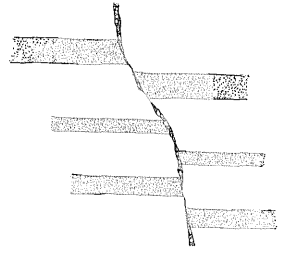
- ⑥直線型(第17図—a)
- ⑥曲線型(第17図—b)
- ⑦ジグザグ型(第17図—c) ⑥と⑦は岩質のちがいに応じて曲る場合と岩質に無関係に曲っている場合がある。⑦は開離型に多い。



a 直線型



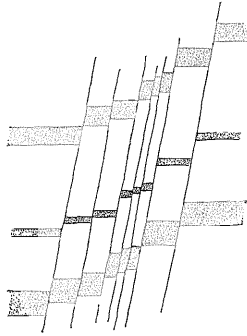
b 曲線型



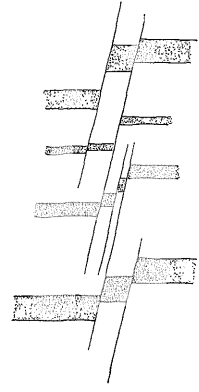
c シグザグ型



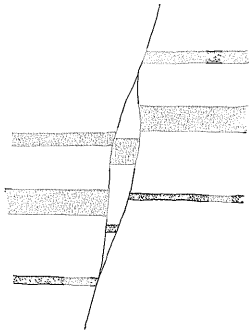
d 不規則型



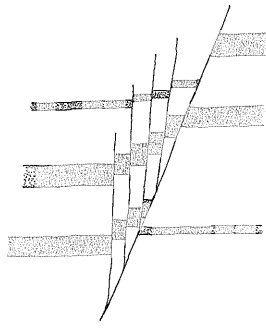
e 平行



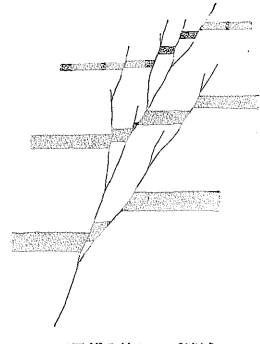
f 雁行



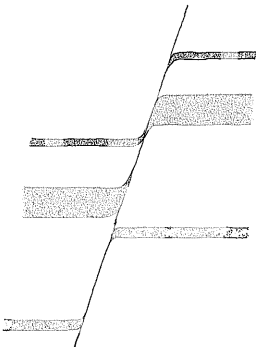
g レンズ状分岐



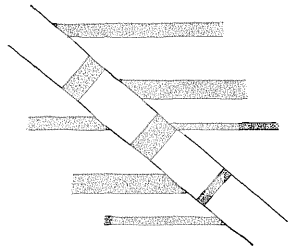
h 階段状分岐



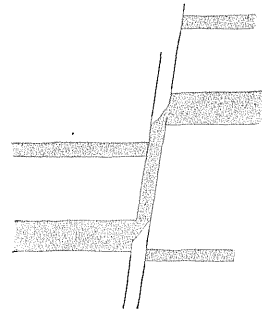
i 馬尾状分岐および消滅



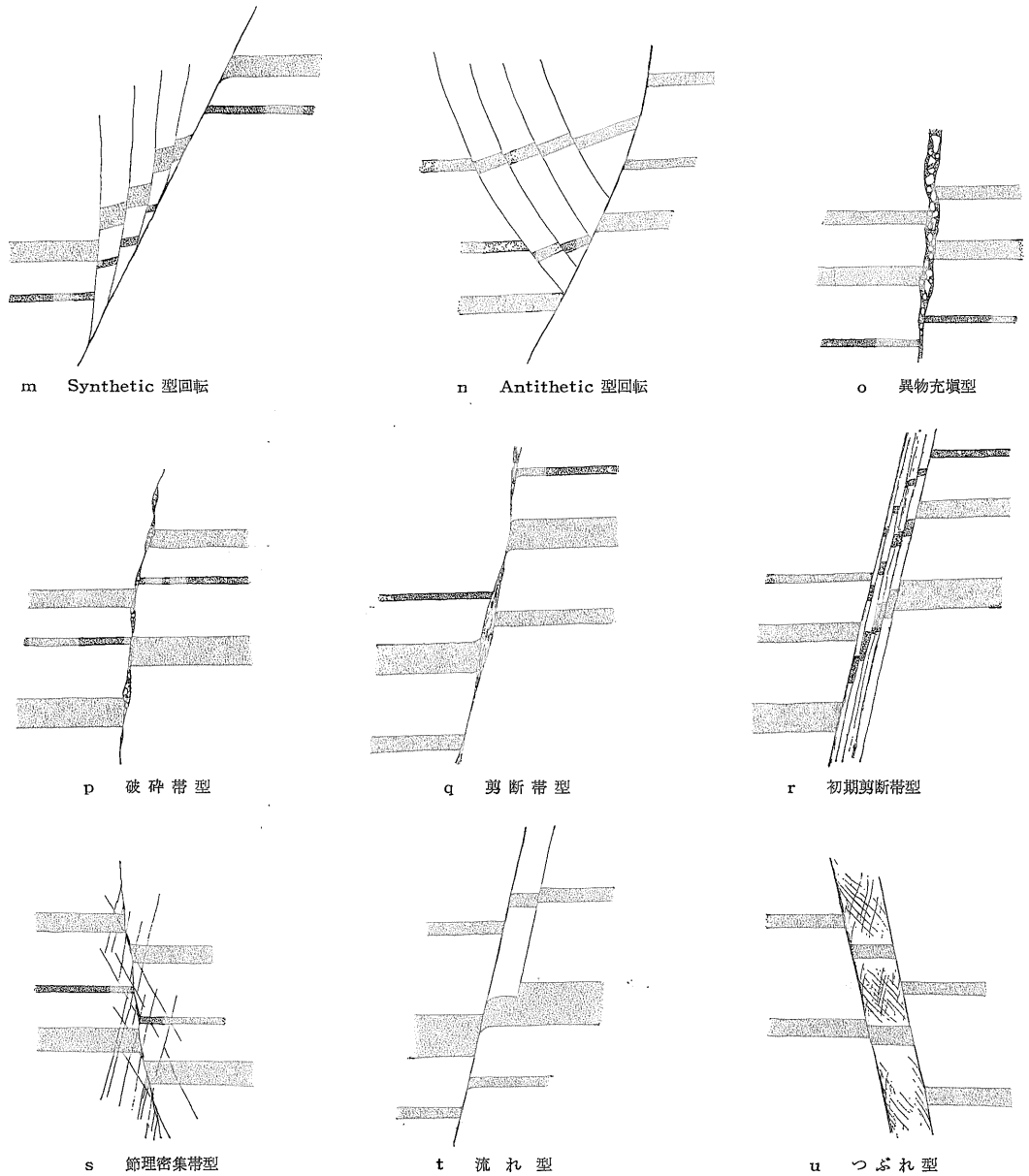
j 引きづり(褶曲)型



k 撓曲型



l 碎屑岩脈型



第 17 図

⑧不規則型 (第17図-d) ゆ着型に多い。『面なし断層』のすじ状物質がこまかにうねったり分岐しているものを指す。

b) 平行または準平行な断層群の特徴

⑨平行 (第17図-e)

⑩雁行 (第17図-f) 一本の断層が途中で消え別なところから、これとほぼ平行の断層が発生している場合。

⑪レンズ状分岐 (第17図-g)

⑫階段状分岐 (第17図-h)

⑬馬尾状分岐および消滅 (第17図-i)

c) 断層による地層の引きずり、または回転

⑭ clean cut 型 (第17図-a) 引きずりも回転もみられないもの。

⑮引きずり (褶曲) 型 (第17図-j)

⑯撓曲型 (第17図-k)

第3表 各系の断層の型態的特徴

		Y-EW系	Y-NS系	R系	O-EW系	O-NS系
断層面の開閉	開離型	①開口型 ++				
		②接触型 +++	+++			
		③中間型	++(下)		+	
		④ゆ着型		+++	+++	+++
単一断層の断面	⑤直線型		+++	++	++	+
	⑥曲線型	++	+	+	++	++
	⑦ジグザグ型	++				
	⑧不規則型			+	++	+++
断層群の断面	⑨平行型	+	++	++	++	+
	⑩雁行型	+	++	+	++	+
	⑪レンズ状分岐		++		+	
	⑫階段状分岐		++	++	++	++
	⑬馬尾状分岐			+	+	++
引きずりと回転	⑭引きずり・回転なし	+++	+++	++	+	+
	⑮引きずり型		+(下)	++	+++	+++
	⑯撓曲型			+	+	+
	⑰碎屑岩脈型		+	+	++	+
	⑱ Synthetic 型				++	++
	⑲ Antithetic 型		+(下)		+	
断層物質など	⑳異物充填型	+				
	㉑破碎帯型	+++				
	㉒剪断帯型		+++	++	++	
	㉓初期剪断帯型	+	++		++	
	㉔節理密集帯	+++	+(上)			
層変厚化	㉕“流れ”型		+(下)	+	+	++
	㉖“つぶれ”型		+(上)			

+++ 多い(主要な形態), ++ 普通, + 少ない,まれ, (上) 上部に多い, (下) 下部に多い

⑰碎屑岩脈型(第17図-1) 剪断帯との区別がむずかしいが剪断帯のように粉碎されずに、物質が2つの断層の間に“流れこんだ”ようにみえるもの。

⑱synthetic 型回転(第17図-m)

⑲antithetic 型回転(第17図-n) ⑱⑲は、主断層の近傍に多数の副断層がある場合にみられることがある。いずれも多少の引きずりと共存している。

d) “断層間物質”および断層付近の節理

⑳異物充填型(第17図-o) 開口型の断層に限られる。上位の土砂や側壁の崩壊物によって2次的に充填された断層。

㉑破碎帯型(第17図-p) 断層運動によって側壁が破碎されて角礫化した物質を伴うもの。不規則な形をしていることが多い。

㉒剪断帯型(第17図-q) 断層運動によって側壁の粉碎された物質を伴うもの。細粒物質(ときに断層粘土)からなり、一般にレンズ状。ゆ着型にあっては、細かい物質の“すじ状”をなした集合帯からなり、“流状帯”といった方がよいようなものがある。

㉓初期剪断帯型(第17図-r) 2本の断層の間が微細な小断層や節理によって分割され、一見剪断帯にみえるが、もとの(層状の)構造は残されているもの。

㉔節理密集帯(第17図-s) 断層の近くだけに節理が密集しているもの、節理は、準平行に発達するものと、雁行状に発達して、断層運動によって2次的に生じた偶力の作用を表わしているものがある。密集帯が風化すると、破碎帯と見誤ることがある。

e) 断層の両盤における、層厚の変化

㊤ “流れ”型(第17図-t) おもに砂層のところで厚さが変化していることが多い。

㊦ “つぶれ”型(第17図-u) おもにシルト層のなかで厚層の変化した部分に、細かい割れ目が入り、“つぶれた”感じを与えている。

このような、さまざまの特徴がどの系統にみられるかを、第3表に示す。

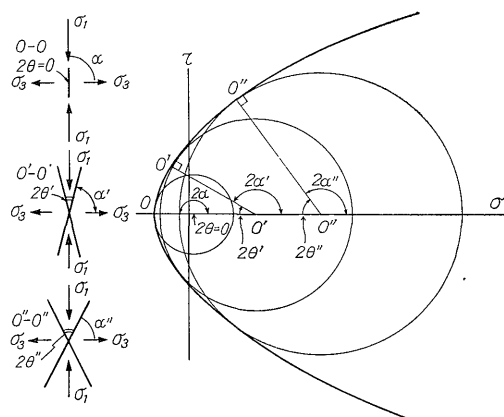
8. 小断層発生の力学的条件と地質条件

8.1 破壊様式および剪断面角と応力条件

岩石の破壊様式と応力条件との関係は、PATTERSON(1958)が美しい写真と共に発表して以来、実験的にはかなり明らかになってきた。一般に、固結のすすんだ、均一な岩石については、

①引張りや、常圧下の圧縮では、不規則な面で破断するが、②わずかの封圧下の圧縮で、断面のシャープな1本の剪断破壊に移る。③封圧の増加⑩と共に断層面の数がふえ、共軛セットをつくる断層があらわれ、その剪断面角は次第に大きくなる。④さらに封圧を増すと、剪断面の幅が広がり、破壊したあとでも粘着力の失われない“ductile fault”(DONATH & FAILL, 1963)を形成する(一種の shear zone とみることができよう)。⑤最後には、最大強度(ultimate strength)がはっきりしないまま、変形がいくらでも増加する。この段階では断層はできない。(PATTERSON, 1958; HANDIN & HARGER, 1957; 星野, 1966などによる)。①から⑥までの間に、破壊に至るまでの変形量は増大する。すなわち、封圧の増加とともに、ductilityは増大する。与えられた封圧下での、変形量および破壊様式は、岩石によって異なる。ある封圧下で変形量が小さく、破壊様式が上述の段階の低次なものほど、その岩石はbrittleであり、その逆ほど ductile であるといわれる。③にみられるように、 2θ は封圧の増加と共に大きくなり、また一定封圧下で ductile な岩石ほど大きい。

現在、岩石の 2θ と、応力条件との関係は、Coulomb-Navierの理論を発展させた解釈が、野外の観察および実験事実と比較的よく合うとされている。岩石の破壊実験から画かれたモール円図の包絡線は、その岩石の fracture line (HUBBERT, 1951)と呼ばれ、その法線と σ 軸とのなす角(鋭角)が 2θ と対応すると考えられている(MUEHLBERGER, 1961)(第18図)。fracture lineが直線でない限り、その法線の傾斜、すなわち 2θ に対応する値は、封圧の増加とともに増加する。



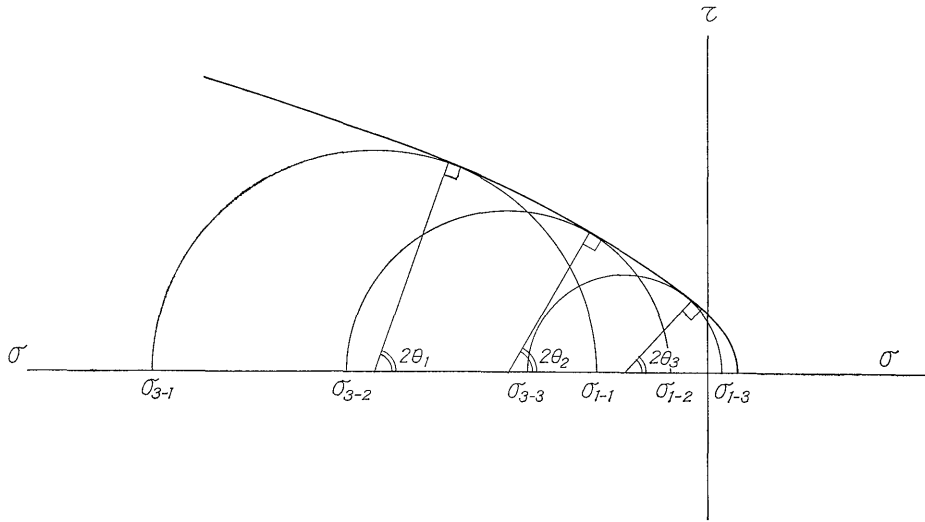
第18図 モールの包らく線と剪断面角(2θ)の関係 (MUEHLBERGER, 1961を改変) MUEHLBERGERは圧縮を正、最大圧縮方向を σ_1 としていることに注意(その他は本文参照)

房総東海岸の断層系(O-NS系を除く)のうち、剪断面角 2θ をみると、R系の逆断層がとび抜けて大きく、正断層系はO-EW, Y-NS, Y-EWと時代の順に小さくなっている(第1表参照)。 2θ からは、R系がもっとも ductile な条件のもとで発生し、正断層系は、古いものほど ductility が大きい条件下で生じたといえよう。

断層の性質と、実験による岩石の破壊様式については、野外と室内における、寸法・均一性・歪速度などに大きな差があって、そのまま比較することはできない。しかし、この地域で観察された断層の性質と、 2θ から推定された、岩石の ductility との間には、一定の対応関係がみとめられ、上述の実験による低次から高次への破壊様式とも、あるていどの類推がつくように思われる。すくなくとも正断層同志を比較するかぎりでは、 2θ の小さいものほど低次の、大きいものほど高次の変形→破壊様式に似ている。たとえば、 2θ の小さなY-EW系は、破断にちかい断層の特徴をもっている。また正断層系でもっとも大きい 2θ をもつO-EW系は、破壊に至るまでの変形がもっとも大きいといえよう。ただ、R系とO-EW系とを比較すると、前者の方が 2θ ははるかに大きいが、断層の性質からだけでは、どちらがより ductile であるかはきめかねる。R系には引きずりのないものもかなり多いが、一方のO-EW系では、むしろ引きずりのある方が普通である(第3表参照)。

しかし、R系には(この地域では局部的であるにせよ)あきらかに強い褶曲を伴っているが、O-EW系には、断層の近傍の引きずりしか認められないことからすれば、やはり、 2θ の大きなR系の方が、より ductile な状態

注10) 封圧, および軸圧に限つては圧縮をプラスとして「増加」「減少」を論ずる。この場合 $|\sigma_1| < |\sigma_3|$ 。



第19図 正断層系の発生条件(主応力と剪断面角概念図)説明は本文参照

で生じたとみてよいのかもしれない。

なお、「面なし断層」については、破壊実験で観察された記録はないが、この地域での野外観察における「面なし断層」の属性によれば、あきらかに、ductile な状態で生じた断層と考えられる。筆者らは、これを、「軟かい」岩石中に生じた、一種の「ductile fault」と考えている。岩石の ductile な状態は、封圧とともに、岩石物性の変化にも左右されるから、「面なし断層」を発生させる条件は、堆積後まもない、大量に水を含んだ未凝固の場合と、地下深部に埋没されて封圧の増した場合の、2つの条件下で生じうるであろう(小松直幹氏の談話による)。

8.2 正断層系発生の応力条件

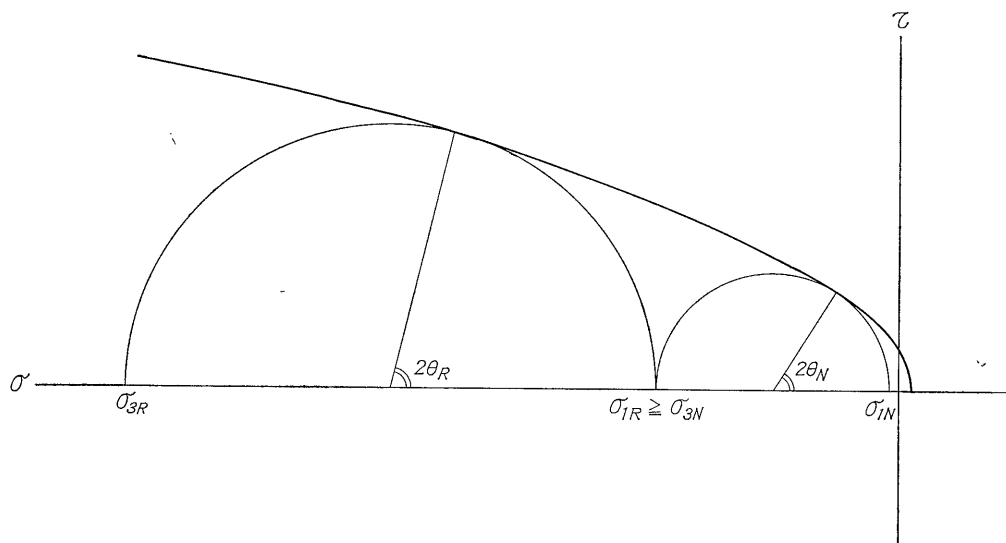
Y-EW系、Y-NS系およびO-EW系の3つの正断層系の発生した条件を考える。剪断面角と断層の性質から、この地域では、時代の古い系ほど ductile な、新しい系ほど brittle な状態で発生していることは、すでにのべた。このように、古い系から新しい系へと移るにつれて、岩石の ductility が減少することは、岩石物性の変化と、応力場、とくに封圧の変化の両面から解釈することができよう(温度、その他の条件は無視する)。

物性の面から、この地域でさしずめ考えられるのは圧密による脱水と固結度の進行による ductility の減少であるが、これのO-EW系からY-EW系までの各段階での状態を示す資料はない。しかし、一番古いO-EW系でも、黒滝不整合よりはるか後に発生したものであるから、O-EW系の発生当時、すでに固結度は相当に進

行していたと考えてよいであろう。

いまかりに、O-EW系発生時からY-EW系発生時までの間に、この地域での地層自体の物性は、それほど変化しなかったとしよう。そうすると、ここに示された ductility の低下は、この章の冒頭でのべた、封圧の低下によって説明される。封圧 (confining pressure) とは、物質の三軸圧縮試験から導かれた言葉であるから、封圧や軸圧の地質学的な意味は考えにくい。さて、(今のところ架空のものであるが) この地域の地層について、その fracture line を画くとすれば、それは、第19図のような、放物線にちかき形になるであろう(岩村茂男氏が、三浦半島南部の岩石で実験した資料から類推した)。この fracture line に直交し、かつO-EW、Y-NS、Y-EW系のそれぞれの剪断面角 2θ に相当する傾斜をもつ線と、 σ 軸との交点を中心とし、fracture line に接するモール円をえがくと、それぞれの系の発生したときの σ_3 と σ_1 が得られることになる。それは、第19図のようになることが予想される。(第19図では、O-EW系に対応するものを σ_{1-1} 、 σ_{3-1} 、 $2\theta_1$ 、Y-NS系を σ_{1-2} 、 σ_{3-2} 、 $2\theta_2$ 、Y-EW系を σ_{1-3} 、 σ_{3-3} 、 $2\theta_3$ とあらわした)。すなわち、 σ_1 も σ_3 も、その絶対値は、時代の新しくなるほど(圧縮からみて)減っている。

ところで、 σ_3 すなわち圧縮の最大方向は、3系統ともだいたい垂直であるから $|\sigma_3|$ の減少は overburden pressure の減少に対応すると考えることもできるであろう。一方、 σ_1 は、平面図における方向性は異なるが、いずれもほぼ水平である。断層発生時にはそのときの



第20図 O—EW系とR系の主応力と剪断面角（概念図）説明は本文参照

overburden pressure にもとづく水平方向の圧力を減少させる方向（引張り方向）に、何らかの応力が加わったにちがいない。したがって、これら3系統の正断層は、いずれも地層自体の重さによって発生した重力断層と考えることができる（HUBBERT, 1951 が示した正断層の発生条件とほぼ同じ）。

これら一連の応力条件の変遷は、地質学的には、O—EW系からY—EW系までに、この地域が一貫して隆起の傾向にあったことで説明ができよう。まず垂直方向の応力 $|\sigma_v|$ の減少は、隆起とともに削剝が進行して、この地域の地層が次第に地下深部から浅部に移行して来たことを物語っている。それと同時に、地殻表層部の相対的な伸長がおこり $|\sigma_1|$ はさらに減少した。Y—EW系に至っては、地殻のごく表層部で、 σ_1 が実際上引張りであるような所で発生したのであろう。この推定は、Y—EW系の、①断層の性質が“破断”的である、②剪断面角がいちじるしく小さい、③砂層の方がシルト層より、剪断面角が大きい、などの事実にもとづくものである。

構造発達史の資料からみても、この地域が、O—EW系の発生以来、一貫して隆起の傾向にあったという推定は、妥当であろう（第5章参照）。

8.3 逆断層系発生の応力条件

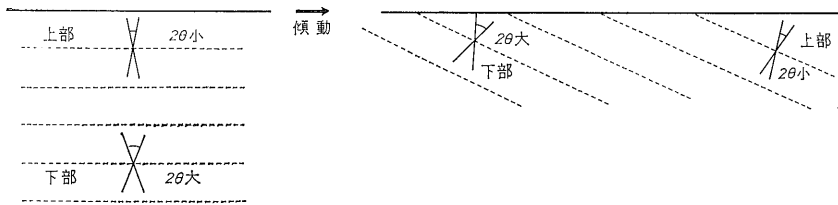
この地域で、逆断層R系が、2つの正断層系O—EW系とY—NS系との中間で発生していることは注目に値する（その理由は第5章でのべた）。

問題は、R系が、O—EW系とくらべて桁はずれに大きな剪断面角 2θ をもっており、したがって断層発生時

の岩石の ductility も大きいと考えねばならないことである。O—EW系より新しくできたR系の時代に、地層の物性そのものがより ductile に変化したとは考えられないから、ductility の増加は、封圧の増加と結合させて考える必要がある。R系の場合、垂直の主応力が σ_1 であるから、これを overburden pressure に対応するものとする。O—EW系の発生以来、この地域が隆起傾向にあったとすれば、R系発生時においては、その $|\sigma_1|$ はO—EW系の $|\sigma_v|$ よりも大きくなるとは考えられない。いまかりに、（R系の 2θ がいちじるしく大きいことを考慮して）R系の $|\sigma_1|$ をその最大限にみつとり、O—EW系の $|\sigma_v|$ 、すなわち、O—EW系発生時の overburden pressure にひとしいとすれば、R系の $|\sigma_v|$ すなわち最大圧縮応力の値は、第20図のように与えられる。この図の fracture line は架空のものだが、それにしても、垂直方向の overburden pressure をいちじるしく上まわる値をもった、水平方向の tectonic stress を考える必要がある。

正断層系の変遷および南関東の構造発達史から推定されるような、この地域の全般的な隆起傾向のなかで、R系の時期にだけ、水平方向のいちじるしい圧縮応力が発生したことの地質学的な意味については、いろいろ解釈できるが、今のところ、決定的な要因を導くところまではいっていない。

なお、剪断面角の層準による変化を、各系について求めてみると、現在はほぼ同じレベル（海拔0～100 m）にみられるそれぞれの系が、発生した当時も一定のレベルにあったかどうか——すなわち、断層発生後に傾動が



第21図 剪断面角の層厚によるちがひ (模式図 傾動の角度はいちじるしく誇張されている)

あったか否か——を判断する手がかりが得られるであろう注11) (第21図)。この点に関しては、もっとも新期のY-EW系は地層の最上部と最下部での 2θ の有意の差はまったくみとめられない。したがって、この系が発生してから、地層がさらに傾いたとはまったく考えられない。Y-NS系については、上位層の 2θ よりも、下位層のそれが、わずかに大きくなっているようにみえるが、一方では岩質による 2θ の変化(第6章参照)も考慮しなければならないので、この系発生後の傾動をあらわしているのかどうか、もう少し検討を要する。R系およびO-EW系については、上位層に発達していないので、比較することができなかった。

9. まとめと今後の問題点

房総東海岸の小断層について、これまでの調査と解析の結果を要約する。

1) この地域には、前後関係の識別された4系統の正断層および1系統の逆断層が、発達する。その順序は、古い方からO-NS(正)、O-EW(正)、R(逆)、Y-NS(正)、およびY-EW(正)である。それぞれの系の共軛セットから、その系を発生させた応力場の方向が明らかにされた。

2) O-EW系とR系とは、「嶺崗・葉山隆起帯」の上昇運動と関連して発生したと考えられる。

3) Y-NS系は、上記の隆起帯を一応胴切りにする方向に発生している。しかし、この系は南関東全域に普遍的に発達しており、単に「嶺崗・葉山隆起帯」だけではなく、もっと広域的な上昇運動と関連づけて考えるべきである。

4) Y-EW系については、未だ想像の域を出ないが、関東構造盆地をとりまく周辺隆起部の発達と関係があるように思われる。

5) 地質構造の発達に関連して、とくに興味ぶかいの

は、longitudinalなO-EW系とtransverseなY-NS系の両正断層の間に、R系逆断層が発達していることで、これは、地質構造の発達のプロセスとメカニズムを考えるうえで、新しく、かつ重要な手がかりを与えるものであろう。

6) O-EW系からY-EW系までの4つの断層には、それぞれ特有な断層の形態的特徴が観察され、また、互に有意の差を示す剪断面角が算定された。これらの属性から、断裂の発生に関する現在の理論および実験に基づく知識を利用して、それぞれの系の発生した応力条件と地質条件を、一応統一的に説明することができた。

7) Y-EW系およびY-NS系の剪断面角は、「通例」に反し、砂層中で大きく、シルト層中ではかえって小さくなる事実がみとめられる。この事から、これらの系が発生した時のそれぞれの岩石の物性が想定される。

一方、この調査から生じた未解決の問題は多いが、その中からとくに、解決の見込があるものをえらび、それを解決することの意義について指摘しておくことにする。

1) 地域的には、Y-EW系の方向性の変化を追跡すること。これによって、今のところ想像の域をでない、関東構造盆地周縁部との関係がはっきりするだろう。

2) 応力場としては、Y-NS系とO-EW系にみられる、 σ_1 および σ_2 の傾むきの原因を追求すること。少なくともこれが地層そのものの異方性にもとづくものか、あるいは別な原因で主応力軸がはじめて傾むいてきたかを明らかにする必要がある。

3) この地域の岩石について、その変形一破壊特性を三軸試験によって求めること。これによって、各系の応力条件を定量的に推定することが可能になるだろう。

4) 構造地質学的には、O-EWとY-NSの2つの正断層の間にR系の存在する理由は一応推定できたが、R系の応力条件が、どのような原因で生じたかは、モデル実験(相似モデルであれ、数値モデルであれ)によって解析してみる必要がある。

5) この地域でもっとも古い、O-NS系については、今度の調査では実態がよく把握できなかった。この系が、どのような応力条件で生じたかを明らかにすることによ

注11) 断層発生後の傾動がきわめて大きい場合には、主応力軸そのものが傾いてしまうから、 2θ によらずとも傾動の有無が判定される。しかし、わずかな傾動が広域的に発生した場合、主応力軸のパラッキの方が大きければ、その傾きだけから傾動を判断することはできないだろう。

り、O-EW系以後とは別な意味注12)での、断層の形成条件が得られる可能性がある。

文 献

房総団体研究グループ(1964)：黒滝不整合における削剝量とその意義，地質学雑誌，vol. 70, no. 821, p. 88—99

房総研究グループ(1953)：黒滝問題について，地球科学，no. 15, p. 1—9

DENNIS, J. G. (editor) (1967) : International Tectonic Dictionary, English Terminology, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* Memoir 7, Oklahoma, U. S. A

DONATH, F. A. & FAILL, R. T. (1963) : Ductile faulting in experimentally deformed rocks (abstract), *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 44, no. 1, p. 103—104.

藤田至則・沓沢新・三梨昂(1965)：堆積盆地の境界部に発達する断層の研究(I)，地球科学，no. 76, p. 1—14

HANDIN, J. & HARGER, R. V. (1957) : Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure : tests at room temperature on dry samples, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 41, no. 1, p. 1—50.

平山次郎・垣見俊弘(1965)：地層中の応力場の解析法とその実例について，地球科学，no. 78, p. 23—31

平山次郎・鈴木尉元(1968)：単層の解析—その実際と堆積学的意義について，地球科学，vol. 22, no. 2, p. 43—62

星野一男(1966)：岩石変形の基礎理論と地質構造要素，地質学雑誌，vol. 72, no. 3, p. 105—116

星野通平(1968)：海成鮮新統の堆積について，地質学雑誌，vol. 74, no. 7, p. 363—370

HUBBERT, M. K. (1951) : Mechanical basis for certain familiar geologic structures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 62, no. 4, p. 355—372.

石井基裕(1962)：関東平野の基盤，石油技術協会誌，vol. 27, no. 6, p. 615—640

井尻正二・藤田至則・陶山国男(1955)：『面なし断層』，地球科学，no. 24, p. 12—19

垣見俊弘・平山次郎・影山邦夫(1966)：小断層解析から求めた三浦半島北部の造構の応力場，地質学雑誌，vol. 72, no. 10, p. 469—489

河井興三 他 3名(1950)：千葉県大多喜町付近の天然ガス，石油技術協会誌，vol. 22, no. 6, p. 190—197

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，石油技術協会誌，vol. 26, no. 5, p. 212—266

木村敏雄・佐藤 正・徳山 明(1966)：小地質構造，鉱山地質，vol. 16, no. 78, p. 192—203

小玉喜三郎(1968)：城ヶ島における小断層解析，地質学雑誌，vol. 74, no. 5, p. 265—278

小池 清(1951)：いわゆる黒滝不整合について，地質学雑誌，vol. 57, no. 667, p. 143—156

小池 清(1955)：いわゆる層間異常の地史的意義について，地質学雑誌，vol. 61, no. 723, p. 566—582

小池 清(1957)：南関東の地質構造発達史(遺稿)，地球科学，no. 34, p. 1—16

McKINSTRY, H. E. (1953) : Shears of the second-order, *Am. Jour. Sci.*, vol. 251, no. 6, p. 401—414

三梨 昂 他 6名(1961)：富津・大多喜(日本油田・ガス田図4)，地質調査所

三梨 昂 他 5名(1968)：三浦・房総半島の地質構造と堆積構造，日本地質学会第75年年会地質見学会案内書，p. 43

MUEHLBERGER, W. R. (1961) : Conjugate joint sets of small dihedral angle, *Jour. Geol.*, vol. 69, no. 2, p. 211—219.

村井 勇(1950)：房総半島新第三紀層に発達するfracture systemに就いて，地質学雑誌，vol. 56, no. 656, p. 284(演旨)

村井 勇(1952)：茂原及び大多喜町付近に於ける天然ガス鉱床と地質構造との関係について，石油技術協会誌，vol. 17, no. 1, p. 38—49

村井 勇(1964)：房総半島豊岡層群中に発達するわれ目系，地質学雑誌，vol. 70, no. 826, p. 397(演旨)

村井 勇(1965)：房総半島勝浦付近に発達する節理と断層，震研彙報，vol. 43, p. 829—869

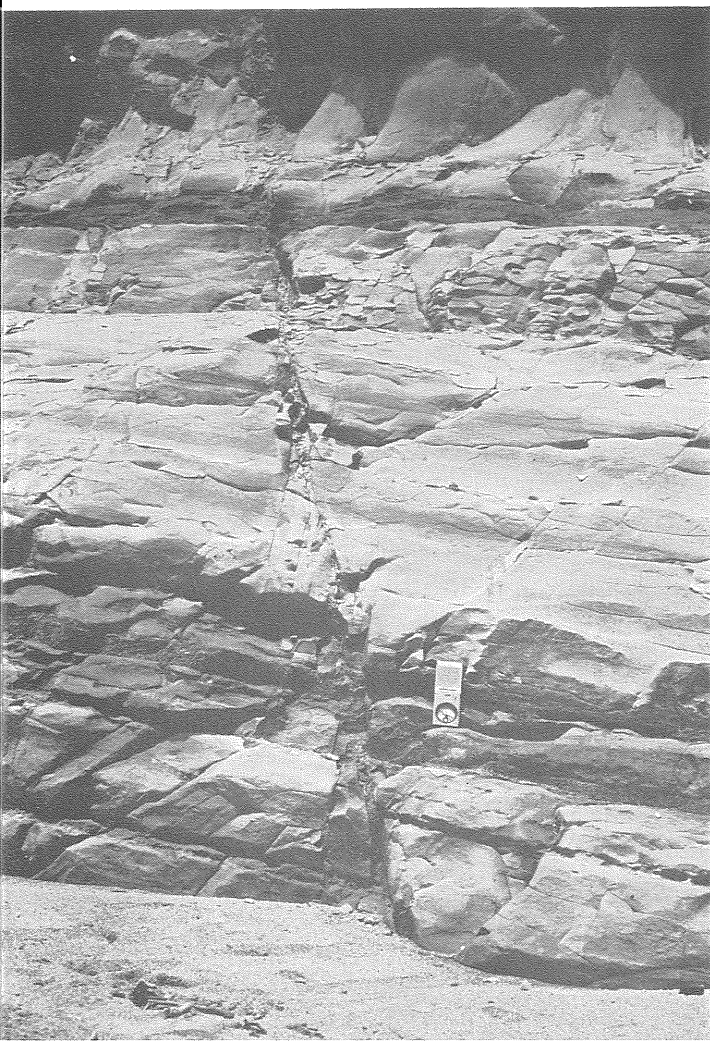
NAKAGAWA, H. (1962) : Structural growth of the Kanto tectonic basin, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd. Ser. (Geol.) Special, vol. 5, no. 5, p. 373—393

PATTERSON, M. S. (1958) : Experimental deformation and faulting in Wombeyan Marble, *Geol.*

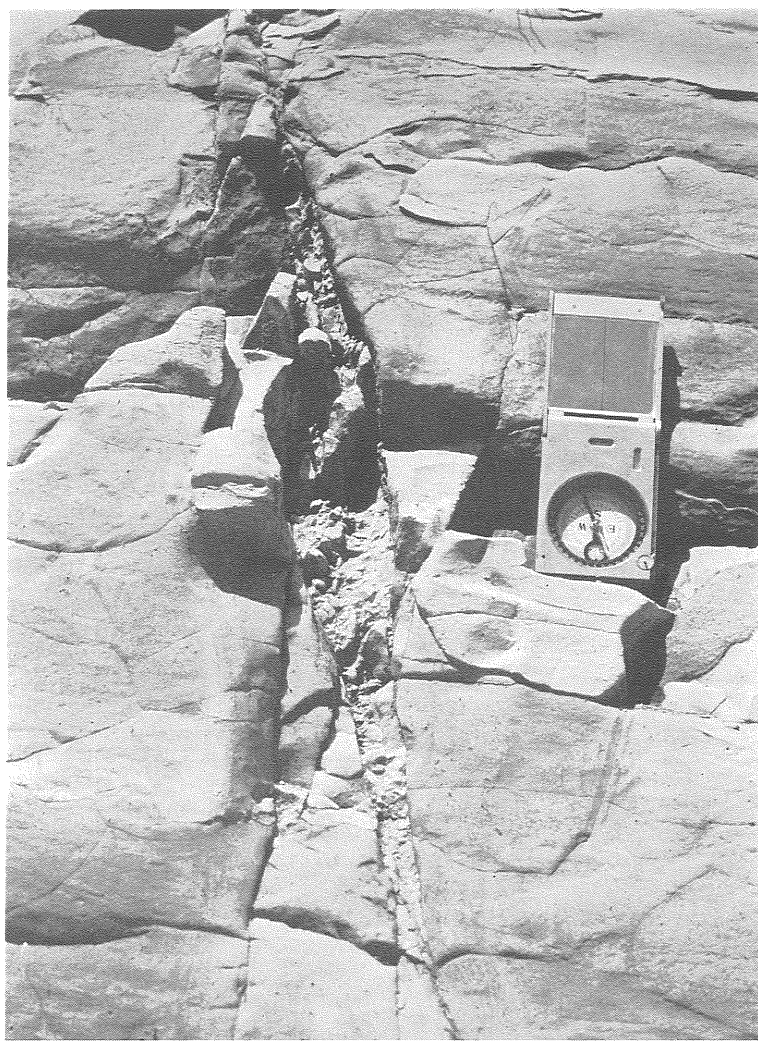
注12) O-EW系以後の正断層系は、一連の隆起にともなう重力断層と解されるが、それ以前の断層については、必ずしも隆起運動によつて発生したとはかぎらないだろう。

- Soc. Am. Bull.*, vol. 69, no. 4, p. 465—475.
- ルチッキー, И. B., ベリツキー, И. A., グロミン, И. B. (1962): (大草重康抄録), 岩石の層状モデルの変形実験, 地球科学, no. 72, p. 38
- 白石辰己・星野一男・老田紘一 (1967): 構造解析を目的とした航空写真の利用について ——房総半島中部地域を例として——, 佐々保雄教授記念論集, p. 701—718
- 小断層解析グループ (1968): 房総半島大多喜町付近の小断層の解析, 地球科学 (執筆中)
- YABE, H. (1925): The great Kwanto earthquake of September 1, 1923, geologically considered (The 2nd preliminary report), *Saito Hon Kai Rep.* no. 2, p. 33—44
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927): 関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代, 地理学評論, vol. 3, no. 2, p. 79—87

1 Y-EW系断面，破砕帯と節理をとまなう。

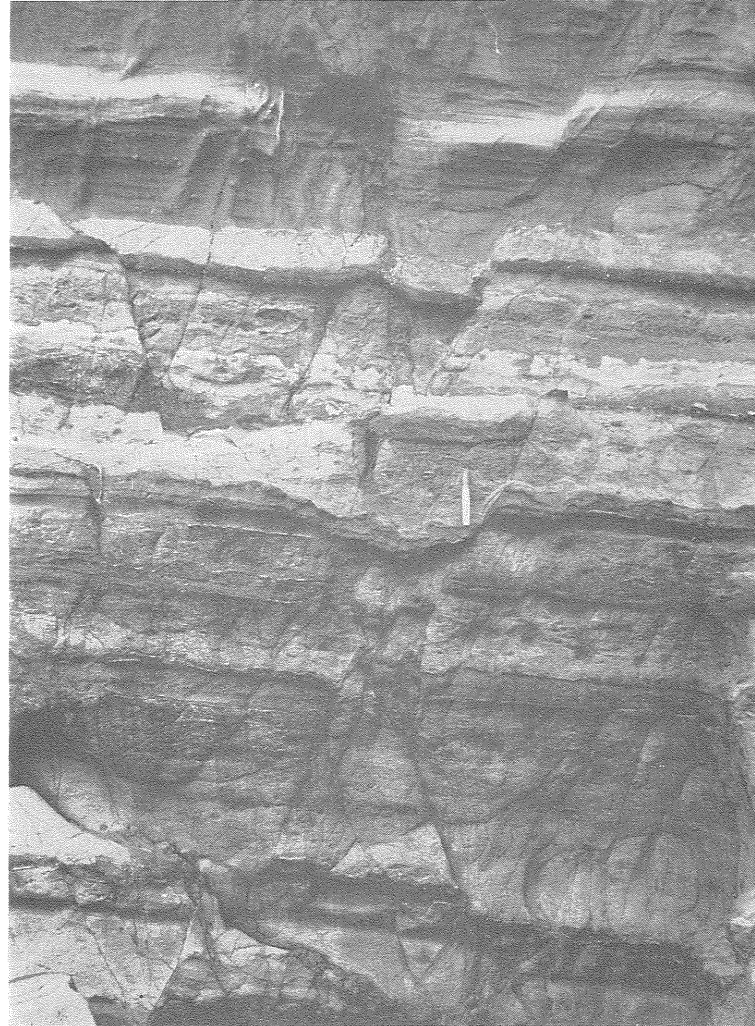


2 Plate 1-1の破砕帯の近接撮影。

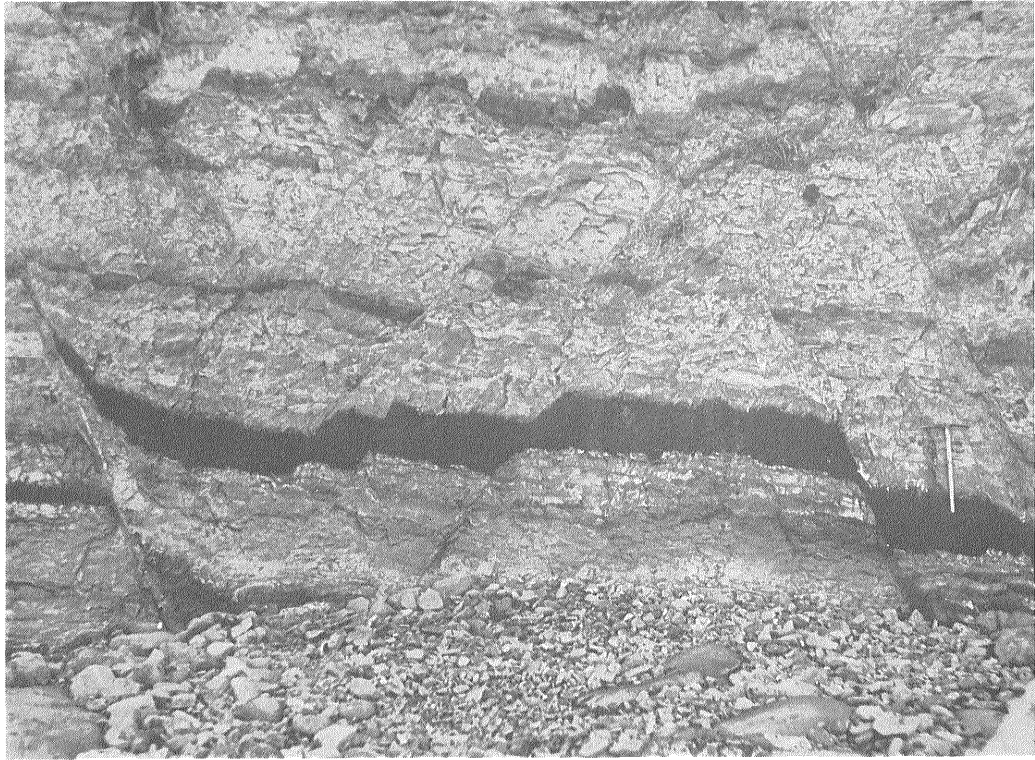




1 Y-EW系断層。落差は小さく、節理が密集している。

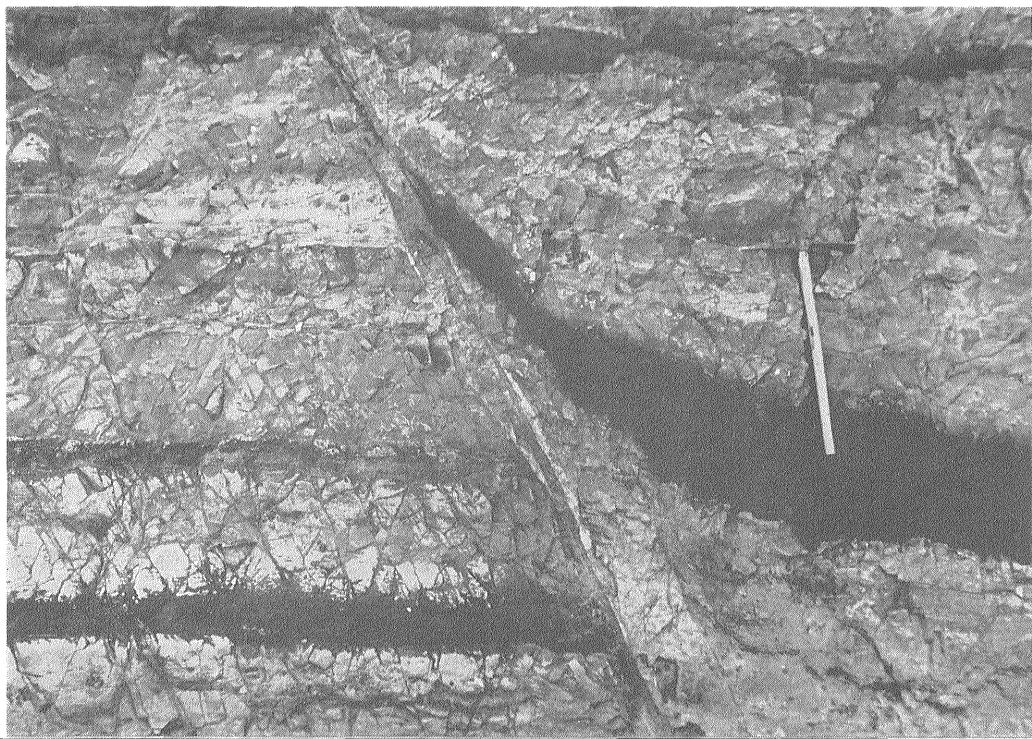


2 O-EW系断層。Y-EWと方向はほぼ同じであるが断層面の性質の差はいちぢるしい。



1 Y-NS系断層. 直線的で, Y-EWに比して剪断面角は大である。

2 Plate 3-1の剪断帯の近接撮影, 断層面にそつた引きずりがみられる。



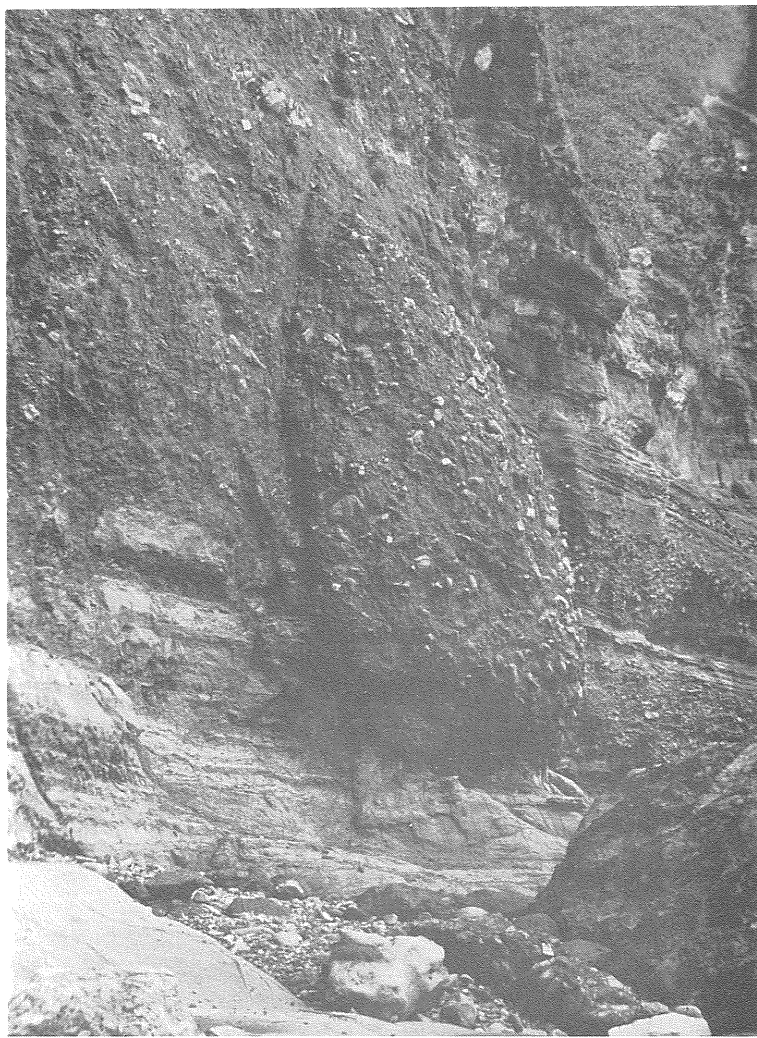


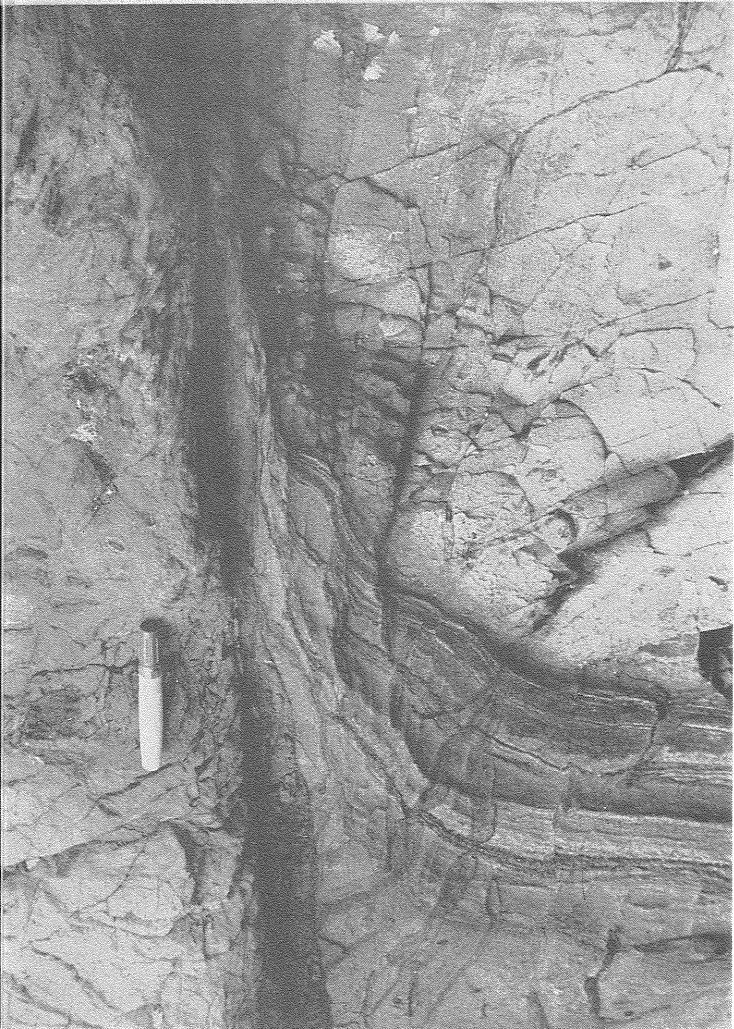
1 Y-NS系断層. 直線的で落差は比較的大きい。平行な断層群をなす。

1 Y-NS 系断層。黒滝不整合を切る。断層はゆるやかな曲線を描いている。



2 Plate 5-1と同様。黒滝不整合を切るY-NS系断層。





1 Y-NS系断層. 引きずりをともなう。(水平断面にちかい)

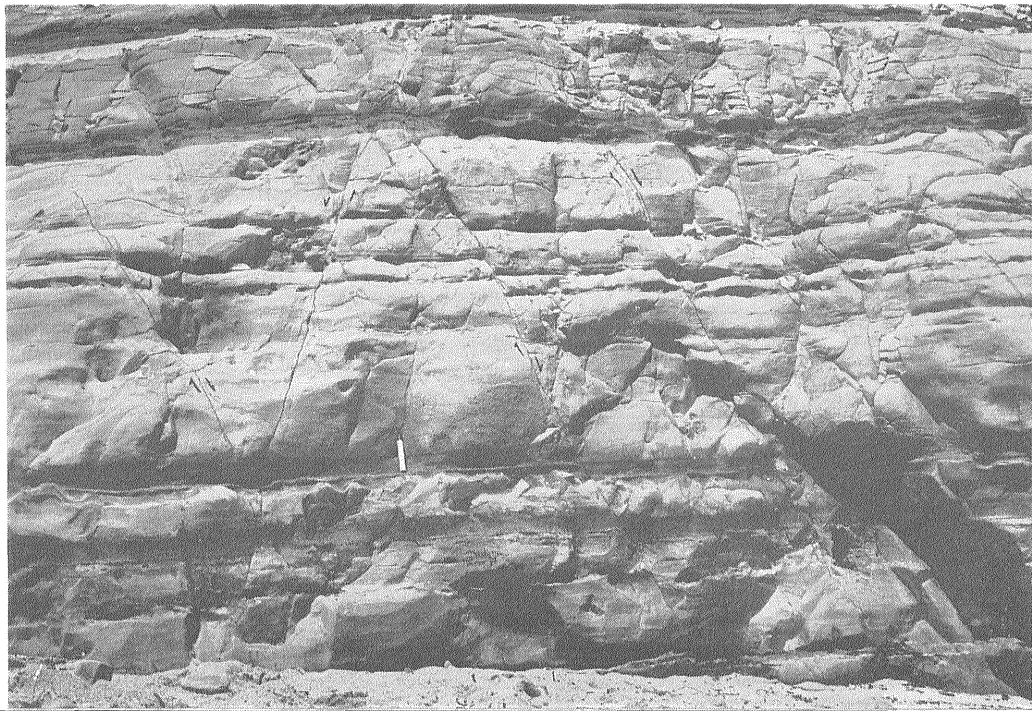


2 Y-NS系断層. シルトの中では急傾斜であるが、砂層中はゆるい傾斜を示す。



1 Y-EW系断層. 断層面は開口しており, 異物によつて充填されている。

2 Y-NS系断層. 直線的な共やく小断層群。





1 R系断層、明瞭な引きずりをともなっている。