

53. 房総半島勝浦附近に発達する節理と断層

地震研究所 村井 勇

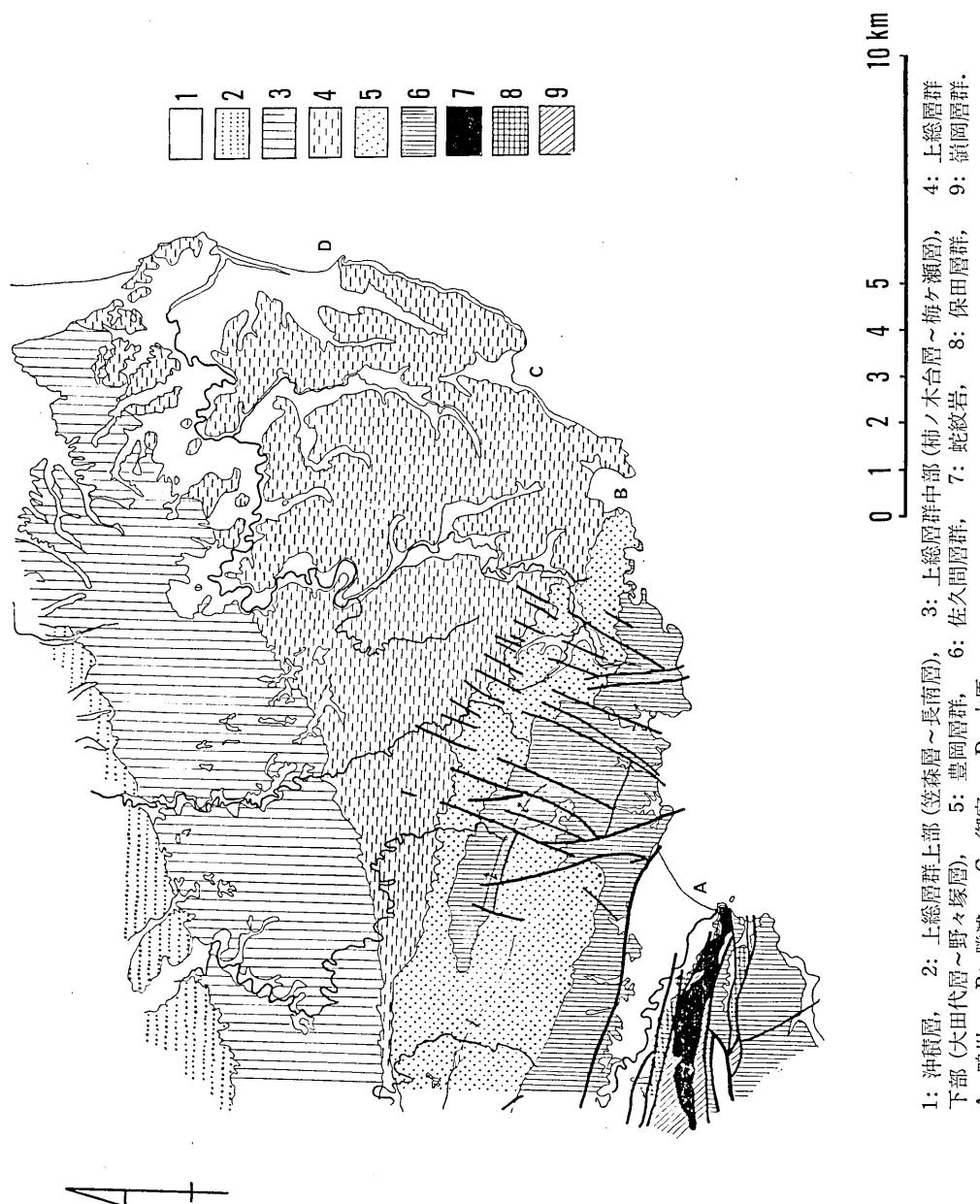
(昭和25年5月16日および昭和40年9月28日発表—昭和40年9月30日受理)

I. まえがき

地向斜性の堆積盆地に堆積した地層が、その後に造構造運動による変形作用を受けると二次的な変形構造を生じ、各種の屈曲・破断構造を示すようになる。一般の地質図上に表示される褶曲や断層はこれらの変形構造のうちの大規模な主要なものである。地質図に表わされるこれらの諸構造から当時の変形作用の大体の性格を知ることは可能である。しかし堆積岩層中に発達する二次的変形構造には、これらの大規模な変形構造のほかに微細な屈曲・破断構造があり、とくにそのなかで、節理と呼ばれる変位のないこまかに“われめ”と変位量の少ない小規模な断層は発達が密で、ごく普通に露頭面上で見ることができる。これらの微細構造の発達状態を明確に知ることは、それを形成させた変形作用の機構を知り、さらに造構造運動の本質を解く上に重要な手がかりを与えるものである。

堆積岩層中に発達する節理や小断層の発達状態を調査して、過去の造構造運動の性質を判読しようとする試みはかなり以前より行われてきており、岩石の破断変形の機構に関する理論も多い。外国では Becker, G. F. (1896) の岩石変形の理論的研究にはじまり、Bucher, W. H. (1920, 21; 1954) の研究、Wager, L. R. (1931), Parker, J. M. (1942) の節理系の調査、Cloos, E. (1955) の模型実験など、最近では Price, N. J. (1959), Robert, J. C. (1961) の節理の形成機構についての新しい理論的研究などが見られる。日本でも矢部 (1928) の研究をはじめとして、山口 (1955, 56, 57) や金子 (1960) の節理系の形成構造についての研究や、藤田・沓沢・三梨 (1965), 平山・垣見 (1965) の共軸断層の応力条件についての解析的研究がある。またべつに堆積時に起る変形構造と考えられる“面なし断層”について、生越 (1955), 井尻・藤田・陶山 (1955), 立岩・生越・伊佐・加藤 (1956), 小池 (1958) などの一連の研究がある。筆者はこの分野の研究を、はじめ静岡—蘿崎線の西側地域において行い、Sander, B. (1930) や Schmidt, W. (1932) によつて開拓された構造岩石学の分野の統計的処理方法を適用し、さらに推計学的検定法を用いて、この地域に分布する瀬戸川層群の構造解釈を行つた (村井, 1948)。その後、主として房総半島その他の地域の新第三系を対象として調査を続けて来ているが、その成果の一部は既に発表してある (村井, 1948, 1950, 1964)。今回ここに発表するものは房総半島において調査した資料の一部である。

この報文作製にあたつて、終始御助言をいただいた森本良平教授と、この研究の端緒を与えて下さった故大塚弥之助教授に深謝する。また図版の作製および原稿の清書に御協力



第1図 房総半島東部鴨川、天津、小湊、勝浦附近の地質図。

下さつた細谷与七氏と太田桂子・岡田桂子両娘に感謝したい。さらにこの研究に要した費用の一部に文部省科学研究費を当てたことを附記して謝意を表する。

II. 房総半島の地質概略

房総半島の地質は戦後多数の人々によつて詳しい調査が行われ、その全貌がほとんど明らかにされている。大塚・小池(1949)、小池(1949, 1951, 1957)、河井(1957, 1961)、金原他9名(1949)、中川(1962)らによれば、房総半島の地質概略は次の通りである(第1図参照)。房総半島には時代未詳の嶺岡層群(関東山地の小仏層に対比される)が最下位層として分布し、上位の地層との間はほとんど断層によつて接している。嶺岡層群は黒色粘板岩、凝灰岩、砂岩、頁岩互層などよりなり、房総半島中央部に東西の方向に延びて分布し、地疊状の構造をもつ。その南北には新期の地層がほぼ東西の走向をもつて順次重なつて分布する。そのなかで最も下位の地層は保田層群で、シルト岩、凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩およびそれらの互層よりなる。これより上位に向つて安房層群(佐久間層群)、豊岡層群、上総層群(関層群・秋元層群)、下総層群(成田層群)の順に重なつている。保田・安房層群は中新世中・後期、豊岡層群は鮮新世前期、上総層群下部は鮮新世後期、上総層群上部と下総層群は更新世に属すると解釈されている。嶺岡層群と保田層群は蛇紋岩、閃綠岩等の塩基性ないし超塩基性深成岩によつて貫かれている。

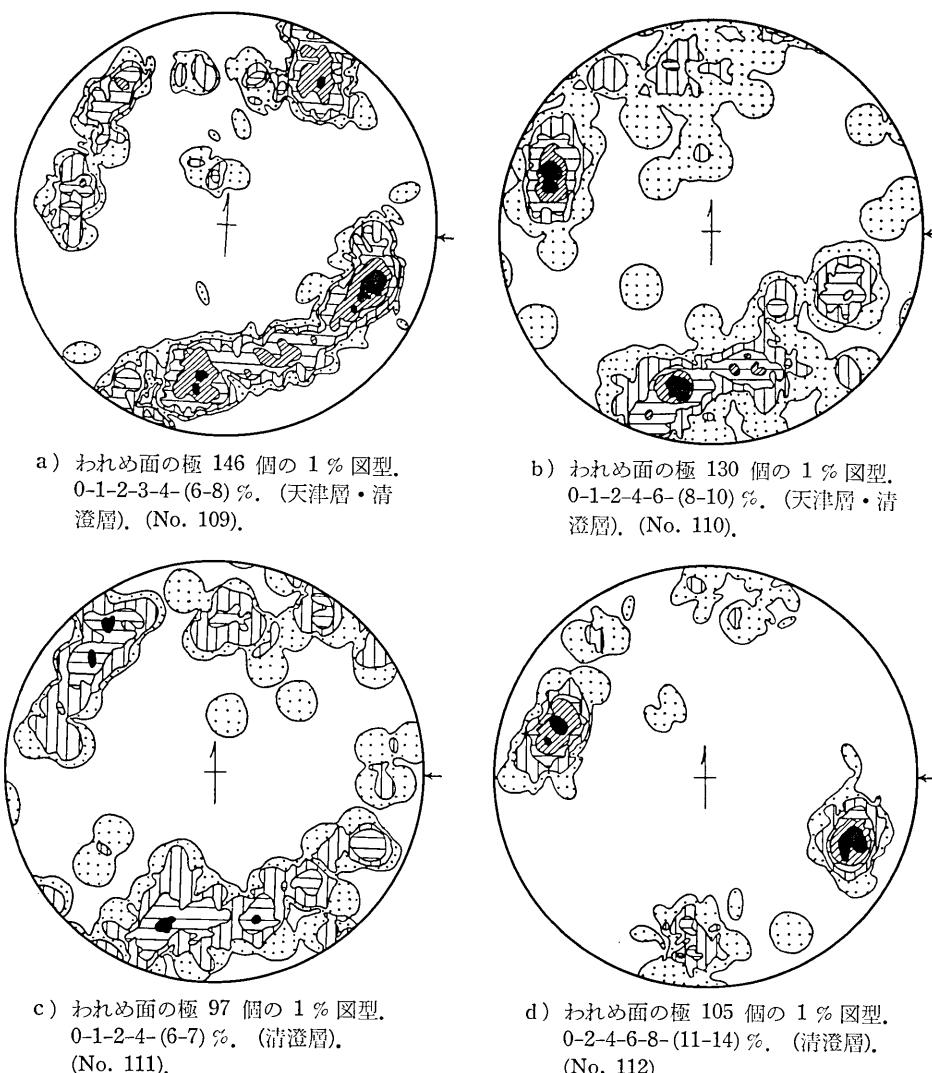
嶺岡層群の分布する房総中央部は、構造的に中核部をなし、複雑な断層および褶曲構造が発達する。この部分は隆起帶で、その南側および北側に、順次時代の若い地層が重なつて分布しているわけである。鋸南町保田より天津小湊町天津を結ぶ線より南部の中核部は構造が複雑であるが、それより北側の地域は比較的単純な構造を示し、安房・豊岡層群以上の地層がほぼ単斜構造で重なり、一部に東西方向の軸をもつた小さな褶曲構造が見られる。安房層群および豊岡層群では断層の発達が著しい。

勝浦附近では、上記の諸層群のうち安房層群中の天津層、豊岡層群の清澄層・安野層および上総層群下位の野々塚層・勝浦層・浪花層・大原層などがほぼ東西方向の走向、北側落ちのゆるい傾斜で分布している。この地域では南北方向の断層網の発達が著しく、この傾向の断層は大多喜・茂原ガス田地区まで続いている。天津層は主として泥岩質の厚層よりなり、清澄層は砂岩を主とし、安野層は凝灰質砂岩・シルト岩の互層よりなる。勝浦・浪花・大原層はシルト質部分の多い互層よりなり、野々塚層は上総層下面を限るいわゆる黒滝不整合に沿つて分布する礫岩質の地層である。

III. 調査の方法

節理や小断層のような破断構造は、普通の場合地層中に無数に発達している。その発達状態を正確に調査し記載するにあたつては、あらかじめ調査方法の基準を定めておいて、統計的方法によつて組織的に作業を進める必要がある。最も基本的な方法は、一定地区内でのすべてのわれめの発達状態を忠実に表現できるように、無作為的に測定点を連続した露頭面より抽出して、その地点におけるすべてのわれめを測定するという方法である。し

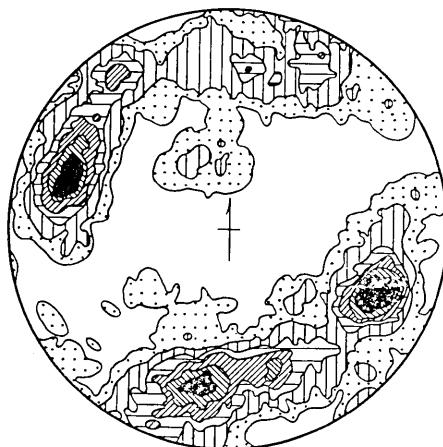
かし実際には、野外においては連続した露頭面はほとんどなく、また一定地区から測定値を完全に無作為的に抽出できるように露頭が分布していることもない。従つて実際の調査にあたつては、露出状態のなるべくよいルートをえらんで、その部分よりできるかぎり無作為的に測定点を抽出して、測定を行うという方法をとつた。測定に際しての基本的方法としては、抽出された測定点において、あらゆる種類のわれめ面の方位をそれぞれの特徴



第 2 図 勝浦市鶴原明神岬附近の海岸を小区域に分けて測定し作製した各区域ごとのわれめ図型。

を記載しながら測定するという方法をとる。しかし、この方法は実際には、それぞれの場合に応じて多少の修正を必要とする。たとえば、一定方向のわれめがきわめて規則正しくかつ顕著に発達している場合には、統計的処理を行つてわれめ図型を作製した場合その要素のみが強く表現されて、他の要素は全くかくされ、有意な集中性を示さなくなってしまう。このような場合、劣勢なわれめには、ある程度ウェイトをつけてそれがなるべく表現されるような方法をとる必要が生じことがある。また調査ルートはほとんど水平な方向に延びており、したがつて高角度に傾斜するわれめ面の方が低角度に傾斜するわれめ面よりも露頭面に表われる頻度がはるかに大きい。このため低角度に傾斜するわれめほどサンプリングの密度を高くして測定する必要がある。さらに、各種のわれめの中には発達密度にかなりの差異があり、それらのうち重要な構造的意味をもつと考えられるもので、発達密度の小さいものは、特に全数調査を必要とすることがある。調査にあたつては上記のような細かな配慮を必要とするので、測定の際に、どのような基準で測定を行つたか、測定した各われめが、どんな種類のものでどの程度の規模のものであるか、どれほどの発達密度を示しているか、そのわれめの発達している地層の岩相・構造などの点を詳しく記載しておき、得られた測定結果の整理の際の資料とする。

測定資料の整理法は、統計的方法を用いる。この方法には色々な検討が行われているが、(Pia, 1924; Pincus, 1951, 1953; Winchell, 1937) 一般に Sander, B. や Schmidt, W. の開拓した構造岩石学の分野で使用されている Schmidt 網によつてわれめの方位の集中性を表現する方法が最も適当である。(Sander, B. 1930; Schmidt, W. 1932; Fairbairn, W. H. & Chyes, F., 1949; Knopf, E. B. & Ingerson, E., 1938)。すなわち、測定したわれめ面の極の方位を球面投影（下半球を使用）により Schmidt 網上で点として表わし、その集中状態を単位面積円内に入る投影点の数を読んで等集中度曲線を描くことによって表現する。調査地域をある範囲の小区間にわけ、各区間で測定した資料をもとにして各 1 個の図型を作り、これによつてその区間におけるわれめの発達の様相を代表させ、こうして作られる多数のわれめの図型をもとにして、その地域におけるわれめ系の発達状態を詳しく検討していく。前記のとおり、測定されたわれめにはいろいろな性質の異なるものがあり、かつわれめ面のサンプリングは全くの無作為抽出でなく、むしろその個々のわれめの性

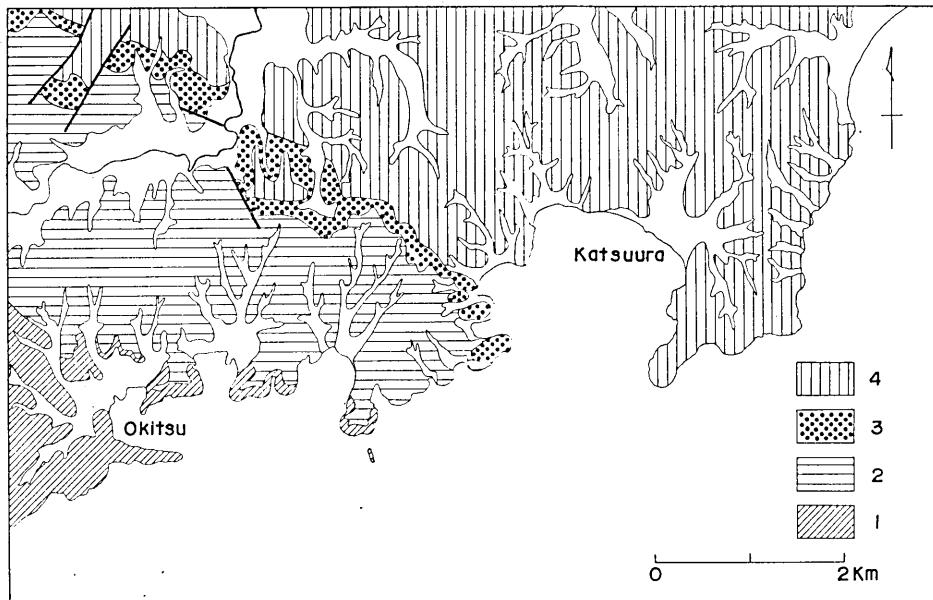


第3図 勝浦市鶴原明神岬附近海岸で測定した全資料より作製したわれめ図型。
われめ面の極 478 個の 1 % 図型。
0-0.5-1-2-3-4-(5-7.5) %. 第2図の
a), b), c), d) をまとめて作ったもの。
(No. 108).

質に応じてウェイトをつけてあり、このため、得られたわれめ図型は、そのままでは詳しい検討はできず、それをわれめの各要素に分解して解析してゆかなければならない。

1個のわれめ図型を作るには 150~250 個程度の測定値が適当であるが (Winchell, 1937), 発達密度の高いわれめについては、良好な露頭面がある場合には比較的容易に作業を行うことができる。しかし露出がきわめて悪い場合や、われめの発達密度が低くて十分な測定数が得られない場合には、測定個数が 50~100 個程度でも一応よい結果が得られる。50 個以下の測定個数しか得られない場合には、作られたわれめ図型にはかなり誤差が大きく入るが、単にわれめ系の発達状態の大体の傾向を知ろうとする場合には 30 個程度の測定から図型を作つても十分満足な結果が得られる。このような少数資料によつて図型を作る場合単位面積円を 2%, 3% とするのが適当ことが多い。

われめ系の発達状態は測定区間をきわめて狭くとると、その場所に限られた性質が強く表われることがある。また小区間ごとにわれめ系の発達状態は多少の変動を示す。しかし区間を適当にひろげて行くとその区間の一般的傾向を正しく表現することができる。第2図と第3図にその小区間ごとの変動の様相と、その全体を集合した図型を示してある。一般に測定は、ある程度の広さの区間にについて測定個所を抽出して適當数の測定を行えばよく、とくに細かな測定は特殊な目的にのみ行うだけで十分である。ただし、その区間の広さがあまりに広くなると、われめ系の地域的な変動をすべて合せて 1 つの図型に表現してしまうことになり、地区ごとの変化の状態を追うことができなくなつてしまう。どの程度



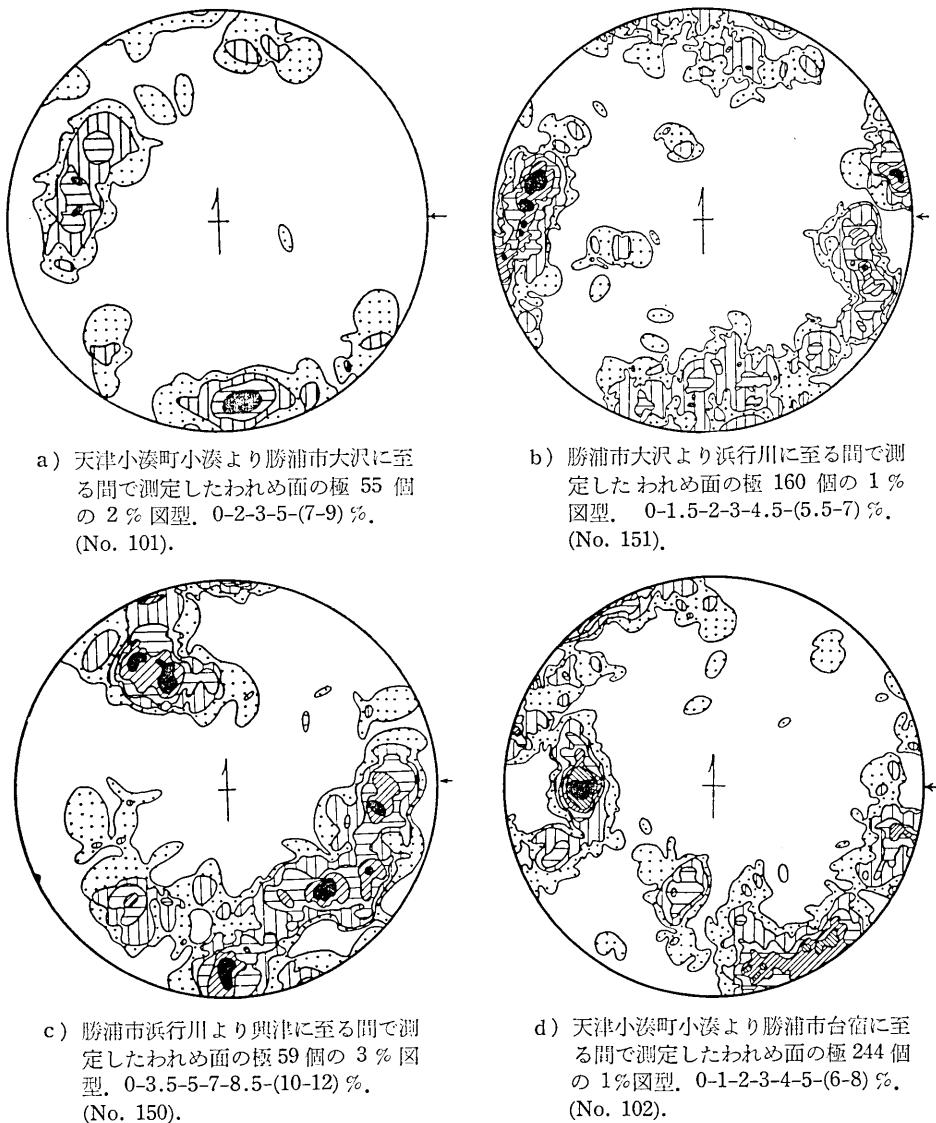
1: 天津層, 2: 清澄層・安野層, 3: 野々塚層, 4: 勝浦層.
第4図 勝浦, 興津附近の地質概略図。

の広さを調査の単位にするかは、その地域の構造の複雑さに応じて決めてゆかなければならない。

IV. 勝浦附近に発達するわれめ系の一般的特徴

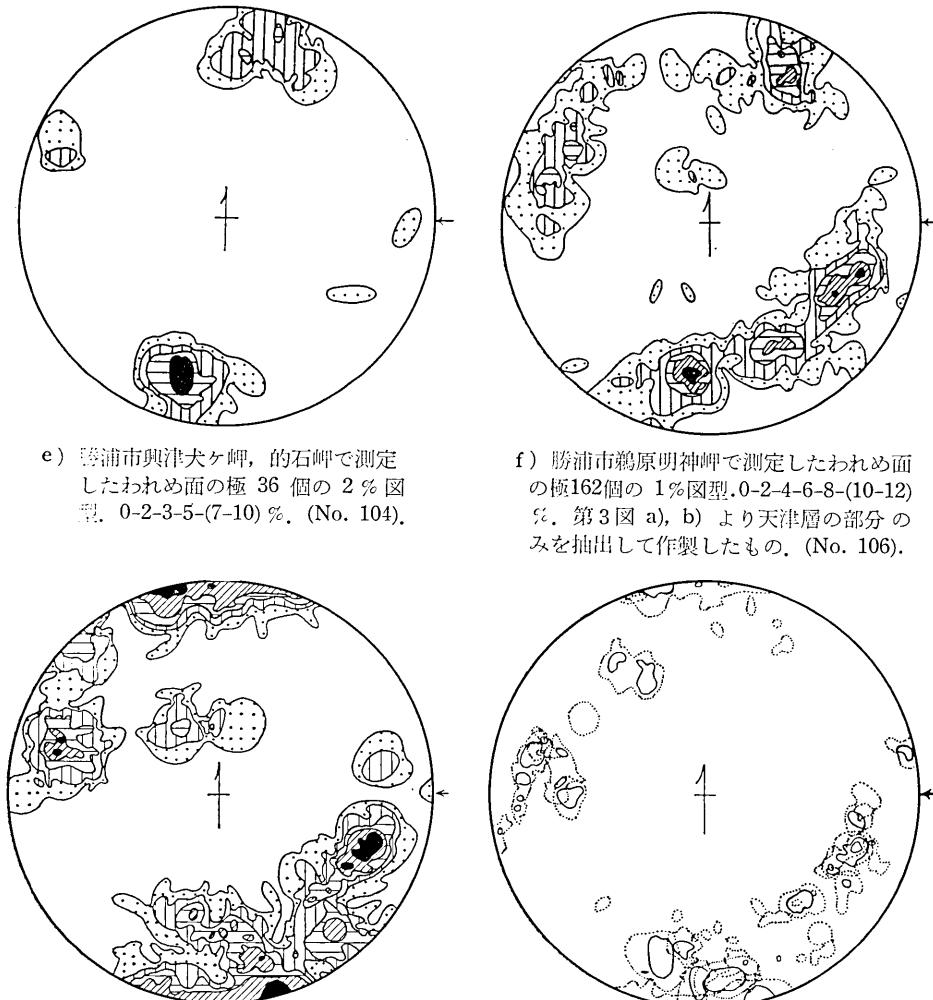
天津層

この地域の天津層はシルト質の厚層よりなり、節理および小断層が顕著に発達してい



第 5 図 天津層中に発達するわれめ系。

る。大規模な断層も見られ、特に天津小湊町天津より小湊にかけての地域はかなり複雑な断層構造が発達する。小湊より勝浦市興津・鶴原に至る間に分布する天津層は、比較的擾乱が少なく、われめ系も地区ごとの変動は少ない。第5図に各地区的天津層中に発達するわれめ系の図型を示す。われめ系は、小湊附近において多少の変動が認められるほかは、きわめて均質な発達を示し、われめ系図型の集中模様は相互に非常によく類似している。

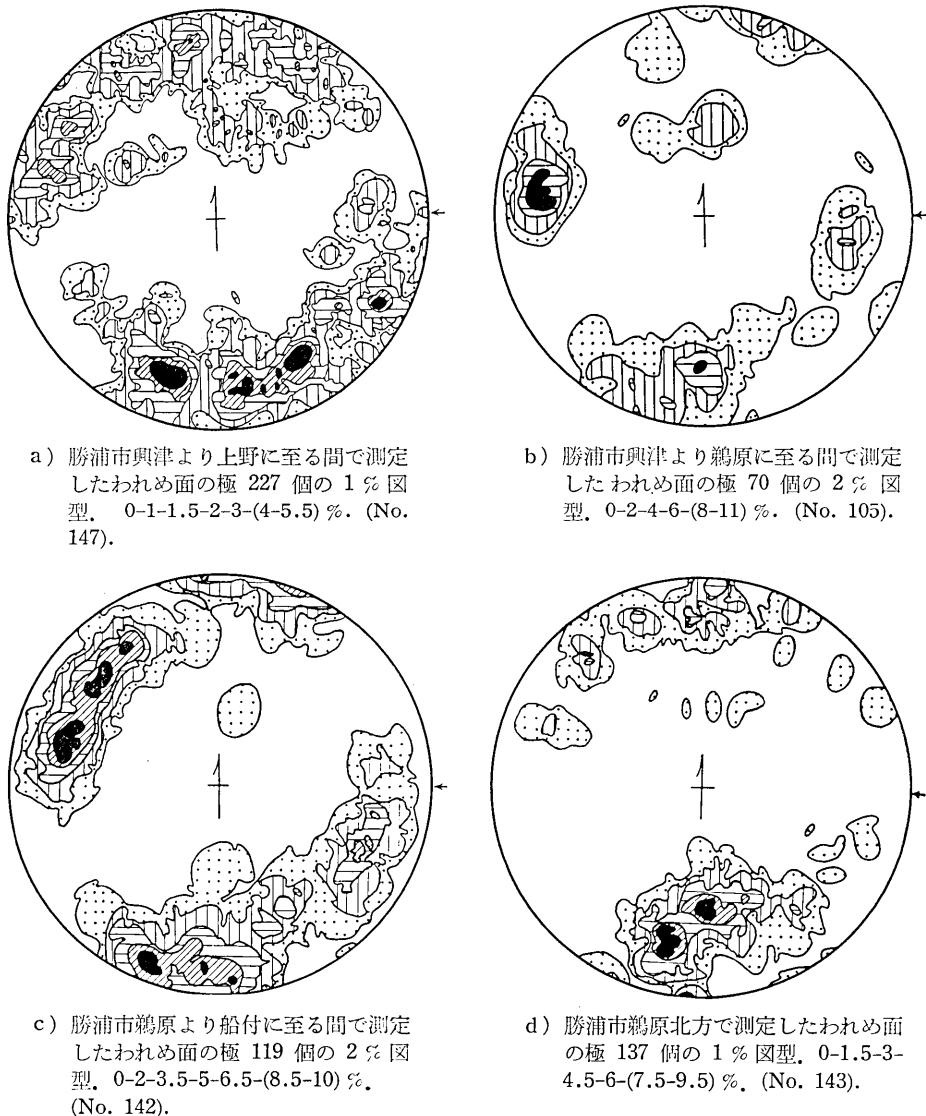


第5図 天津層中に発達するわれめ系.

われめ系はいくつかの要素の組合せによつて構成されているが、その詳細については後で述べる。

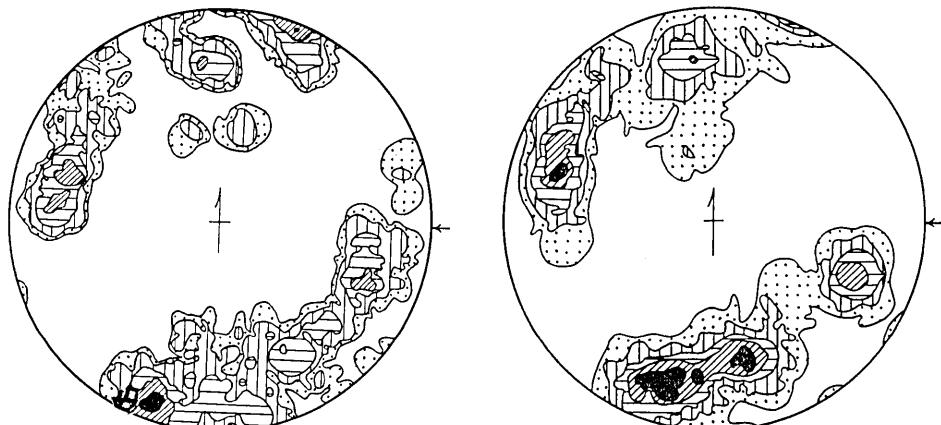
清澄層・安野層

清澄層は砂質の地層を主とし、シルト質の層をはさんでいる。安野層は凝灰質砂岩・シルト岩の互層よりなる。これらのシルト質の層中には細かい節理が顕著に発達し、砂層と



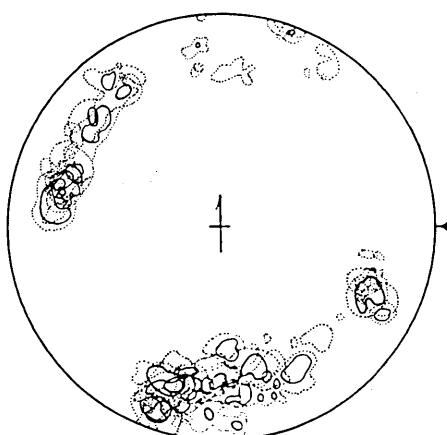
第 6 図 清澄層・安野層中に発達するわれめ系。

シルト層を切つて長く続く節理の発達も著しい。小断層の発達もよい。われめの発達密度は天津層とほとんど同程度である。たとえば、天津層中の節理の1要素の発達密度は1m中に5~15本程度、平均7.5本程度であり、これに対して清澄層・安野層では、1m当たり5~20本程度、平均7.5本程度と大差はない。ただし清澄層中の厚い砂岩中のシルトの薄層やシルト礫中では特に微細な節理の密な発達が認められる。第6図に興津・鶴原附近の各地区の清澄層・安野層中に発達するわれめ系の図型を示す。われめ系の発達はきわ



e) 勝浦市鶴原より吉尾に至る間で測定したわれめ面の極163個の1%図型。0-1-2-3-5-(7-9)%。(No. 113).

f) 勝浦市鶴原理想境明神岬で測定したわれめ面の極113個の2%図型。0-2-4-6-9-(12-15)%. 第3図a), b)より清澄層の部分のみを抽出して作製したもの。(No. 107).



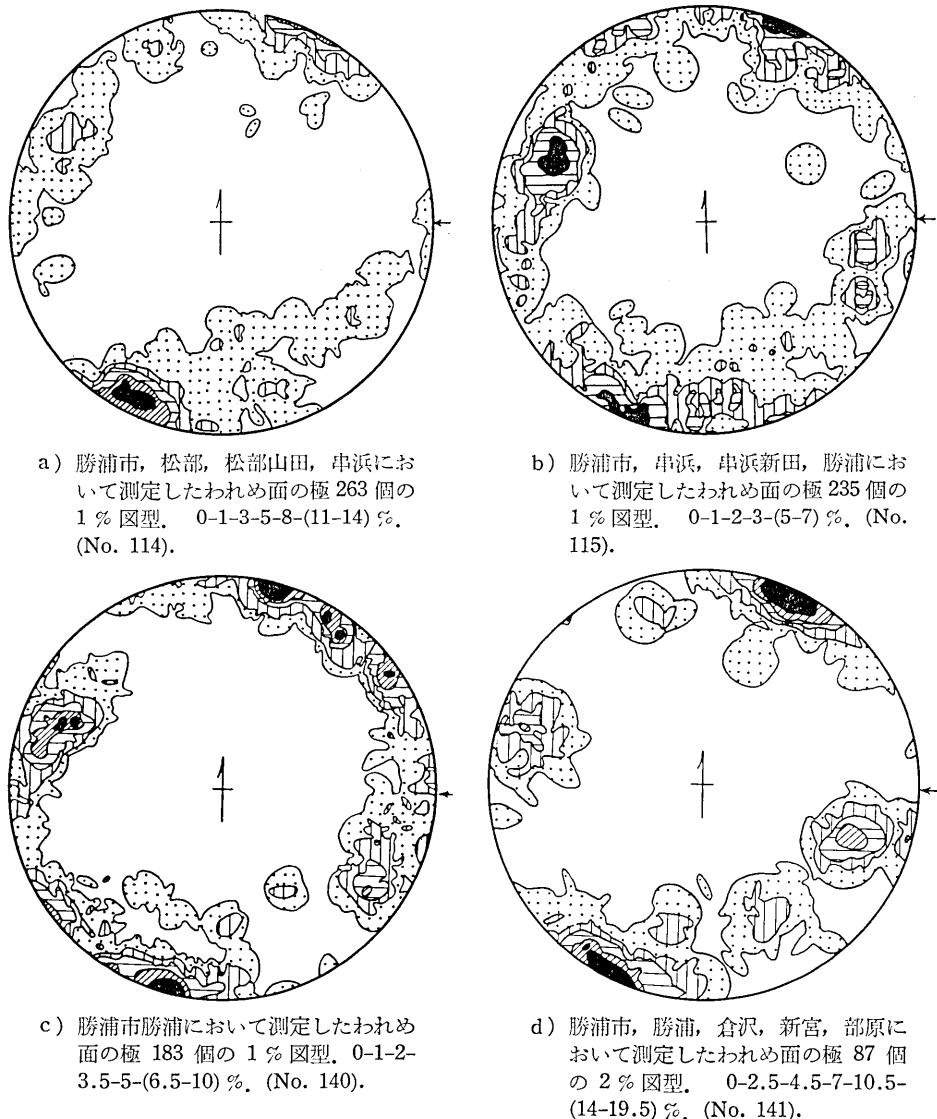
g) 極大区の複合図型。

第6図 清澄層・安野層中に発達するわれめ系。

めて均質で、われめ図型はいずれも共通の集中模様を示しており、かつ第5図の天津層のわれめ系の図型とも共通である。天津層と同様にわれめ系はいくつかの要素の組合せによつて構成されている。

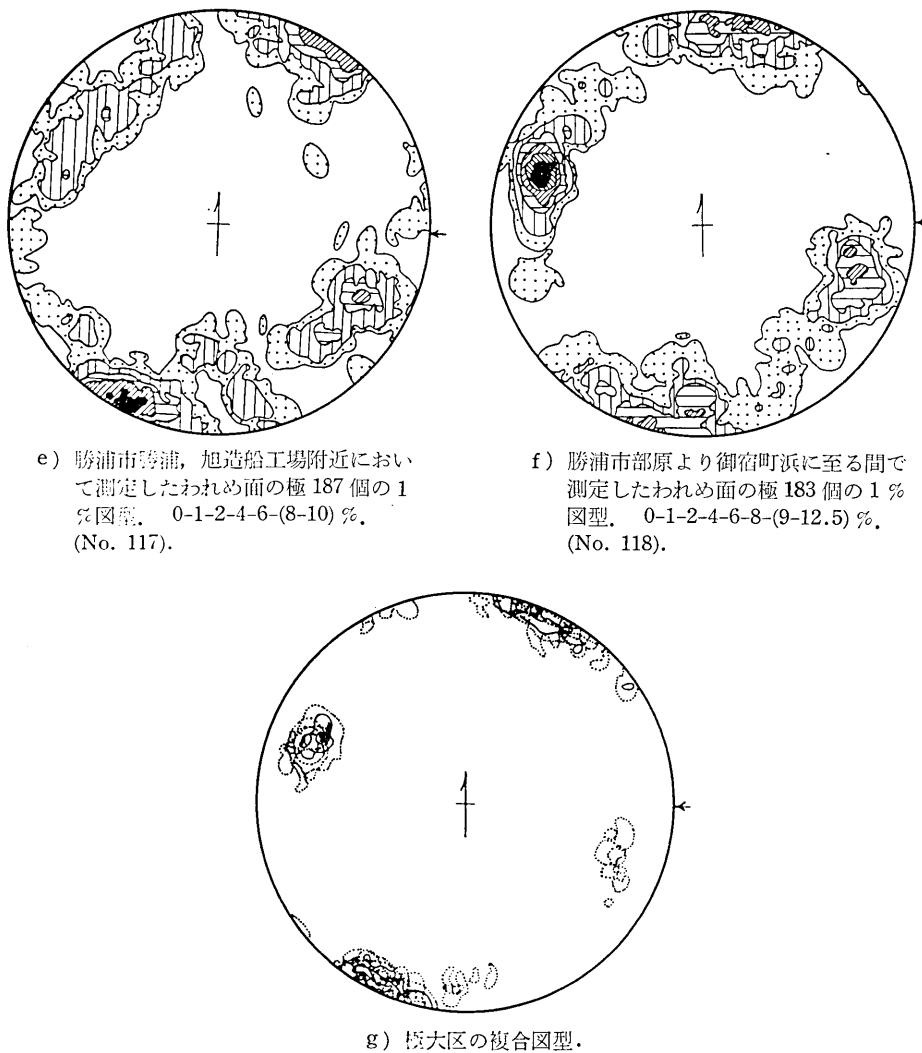
野々塚層・勝浦層・浪花層・大原層

上総層群の最下部層を構成する野々塚層は凝灰質砂岩・礫岩よりなる特異な性状の地層



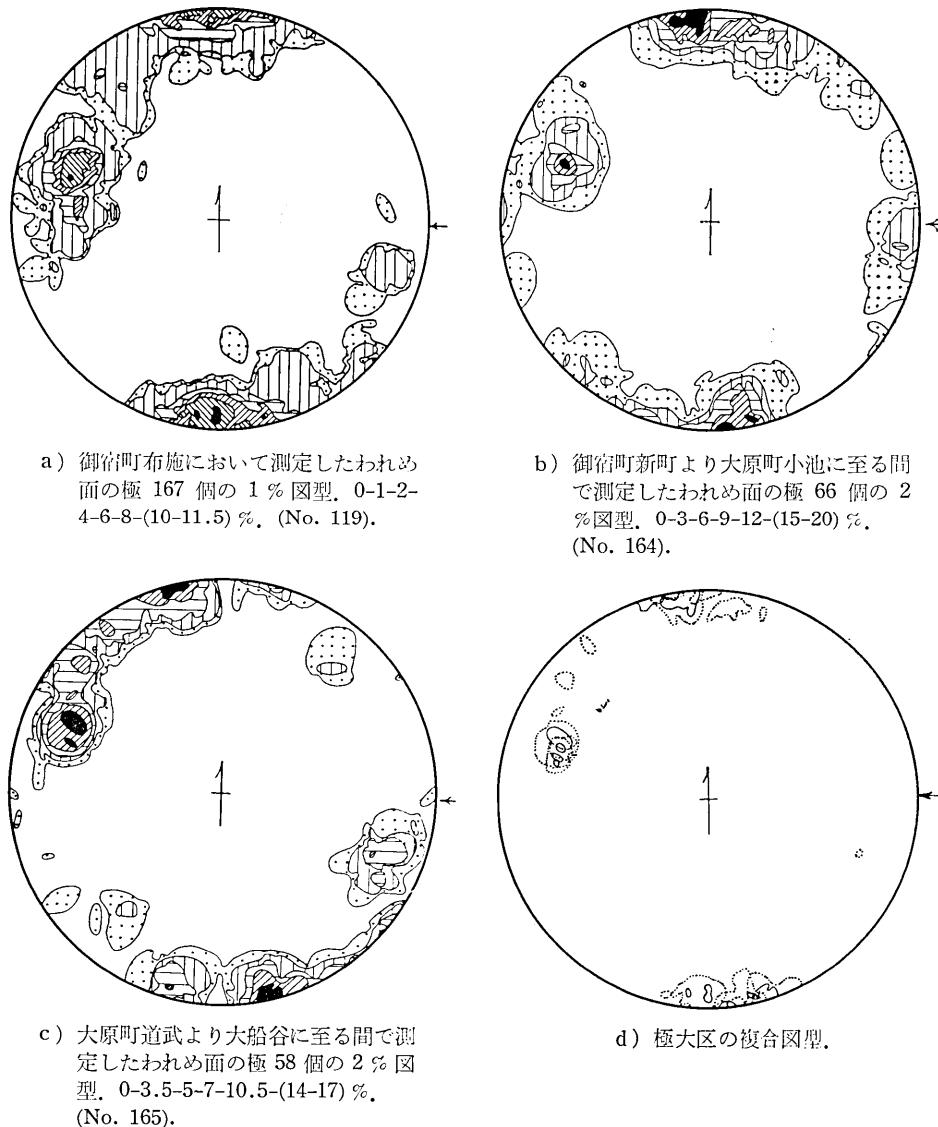
第7図 勝浦層中に発達するわれめ系。

で、われめの発達は少ない。勝浦層・浪花層・大原層は凝灰質シルト岩・砂岩互層と砂岩・シルト岩互層よりなり、海底地にりによつて生じた乱堆積構造を豊富に含む（小池、1955）。勝浦層最下部には含礫砂岩層が発達する。これらの地層には共通したわれめ系の発達が認められ、その特徴は天津層・清澄層・安野層中のわれめ系とも全く共通している。われめの発達密度は多少低くなつてゐる。たとえば、勝浦層では節理の1要素の1mあたりの発達密度は5~10本程度、平均5本程度である。小断層は野々塚層・勝浦層ではかなり認められるが、清澄層・安野層よりは数が少くない。浪花層・大原層ではその数は非



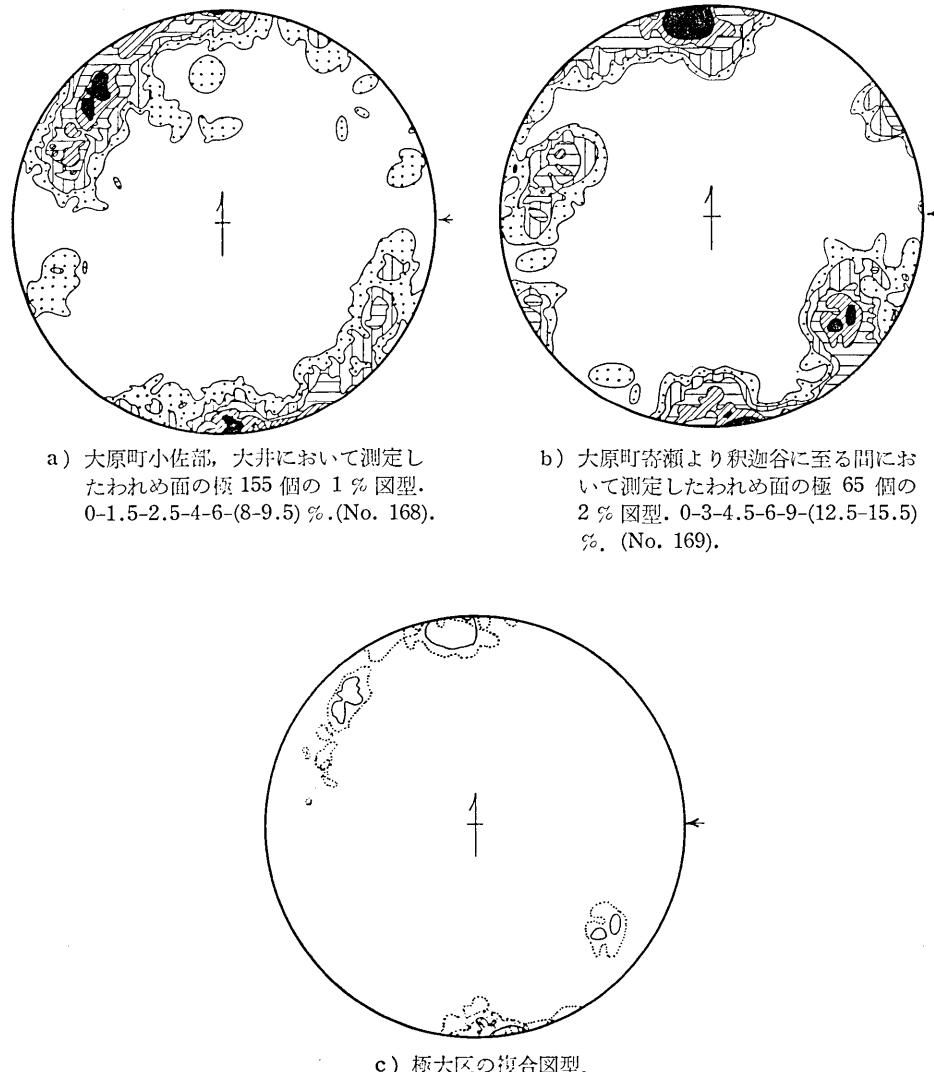
第7図 勝浦層中に発達するわれめ系

常に少くなくなつてしまう。これらのわれめ系は乱堆積構造の形状とは無関係にそれを切つて発達し、明らかに地層の堆積時よりはるか後に形成されたものである(第 10 図参照)。第 7 図に勝浦および御宿附近の勝浦層のわれめ系の各図型を示す。また第 8 図および第 9 図にそれぞれ御宿、浪花附近の浪花層および大原附近の大原層のわれめ系の各図型を示す。前記の天津層の図型および清澄層・安野層の図型と比較して見れば全くその共通性は明瞭

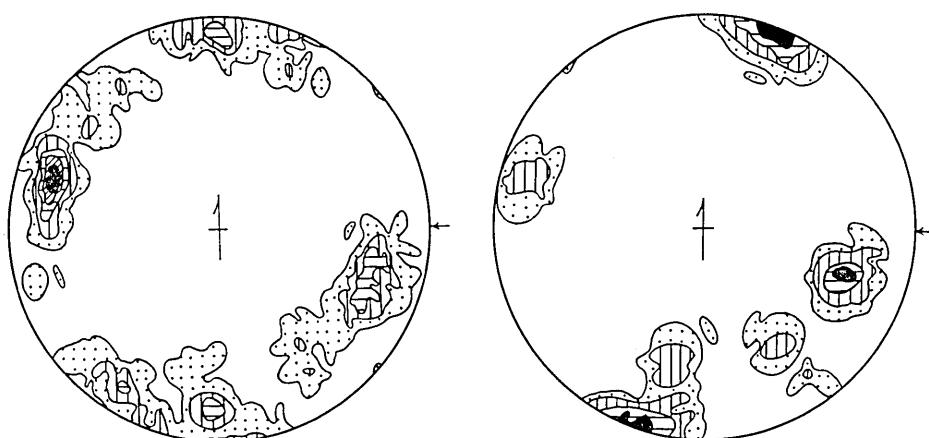


第 8 図 浪花層中に発達するわれめ系。

であるが、細部を検討すると多少の差異のあることが知れる。いずれのわれめ系もやはりいくつかの要素の組み合せによって構成されている。これらの点については後述する。



第 9 図 大原層中に発達するわれめ系。



a) 勝浦市部原より御宿町浜に至る間で測定した乱堆積構造を切つて発達するわれめ面の極 124 個の 1 % 図型。0-2-4-6-9-(12-15) %. (No. 121).

b) 勝浦市新宮より部原に至る間で測定した乱堆積構造を切つて発達するわれめ面の極 41 個の 2 % 図型。0-2-3-5-(7-9) %. (No. 122).

第 10 図 勝浦層中の乱堆積構造の部分に発達するわれめ系の図型。

V. われめ系の構成要素

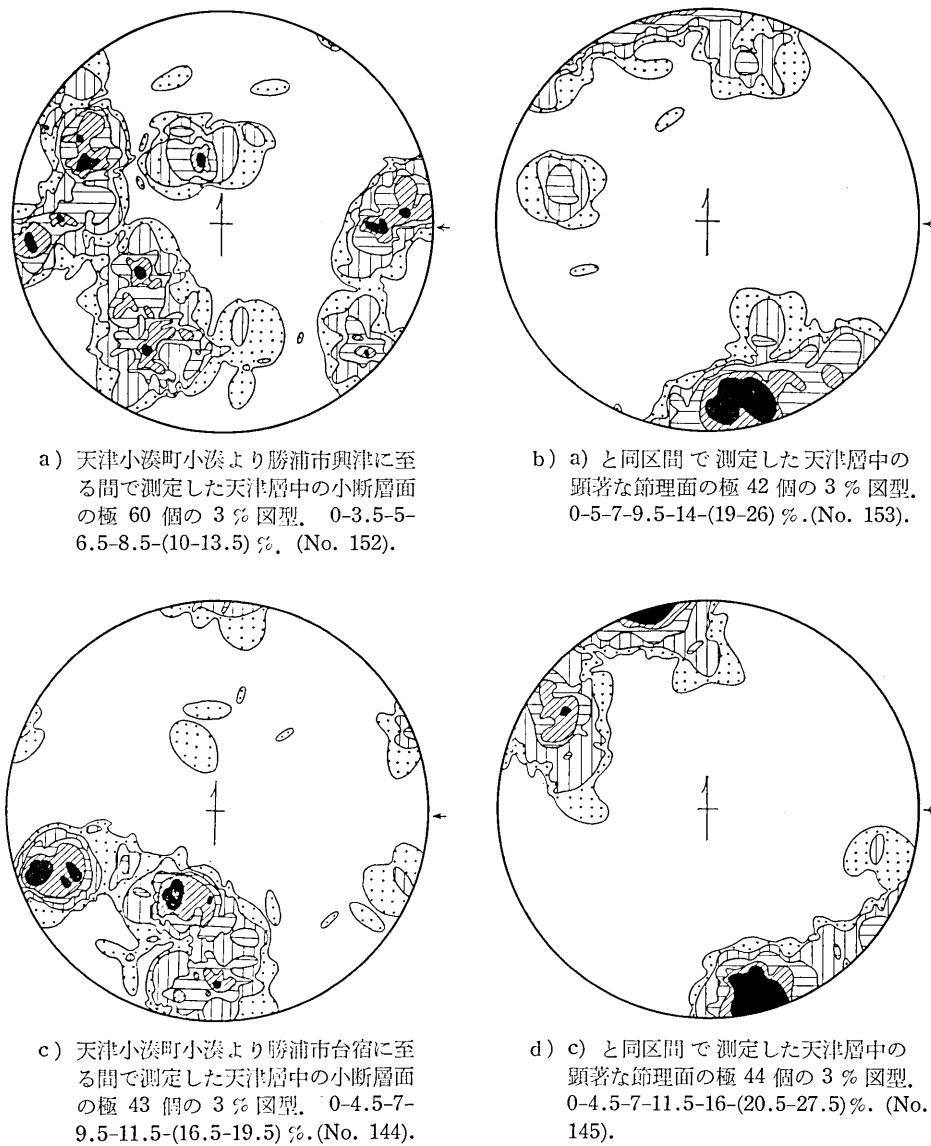
前述のように、天津層から大原層に至るまでの各層中に発達するわれめ系は全く共通の性質を示し、小湊から大原にいたる間の地域において、われめ系の発達状態の地域的変化も殆んど認められない。われめ系はいくつかの要素の組み合せによつて構成されており、それぞれの地層について各要素の発達状態に多少の差異が見られる。

この地域に発達するわれめには、大別してわれめ面にそつて変位の認められない節理と変位の認められる断層がある。このほか、開口したわれめや薄葉状の細かな壁開なども見られるが、これらは数も少なく、この地域においては構造的な重要性も少ないと考えられるので一応除外しておく。地層の堆積時に形成されたと解釈される“面なし断層”についても論じないことにする。

節理系

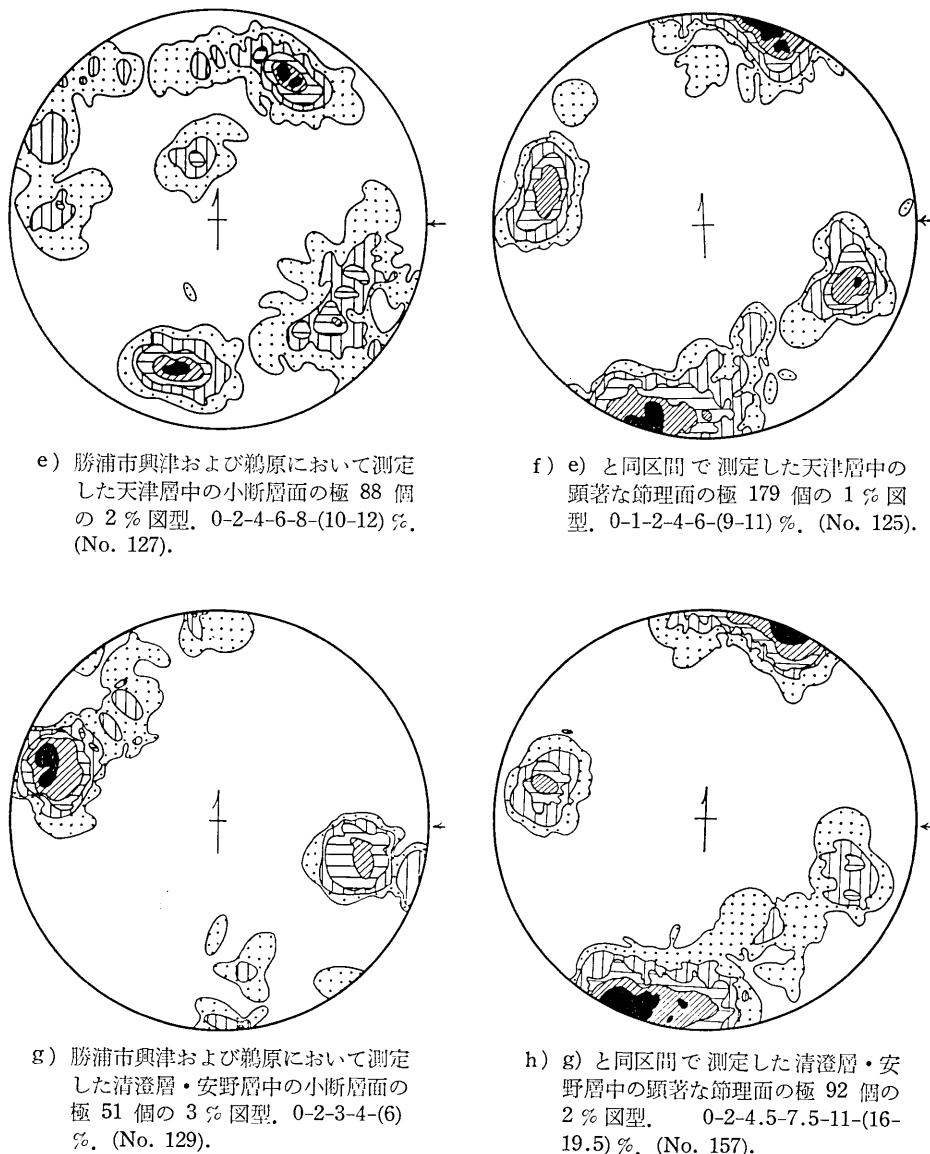
節理はきわめて規則的な顕著な発達を示している。節理にはENE-WSW～WNW-ESE の方向に走向をもち直立するものと、NEN-SWS と NE-SW の走向をもち、高角度に傾斜する共軸なもの 2 組の 3 要素がある。これらの節理系の方位は地層の方位と密接な関係があり、前者の節理の走向はほぼ地層の走向と一致し、後者の 2 組の節理の走向はほぼ直交する。前者はふつう “tension joint” と呼ばれているもので、これに対して後者は “shear joint” に相当すると考えられる。この節理系の 3 要素は、それを形成させた応力条件が異なることは明らかであるが、応力分布の主応力軸の方位は一致しており、ただその形成時期において各主応力の相対的大さに変化があつたと解釈される。各要素の発達状態は地層ごとに、および地区ごとに多少の差異を見せており(第 11 図参照)。

天津層では、いずれの図型においても tension joint および shear joint とも顕著な発達を示すが（第11図 b, d, f）、清澄層・安野層では、場所によつて一方の発達が悪い場合がある（第11図 h, j, l）。勝浦層・浪花層・大原層では、tension joint の方が発達が著しく、shear joint も交角がややせまくなつてくる傾向が認められる（第11図 n, p）。



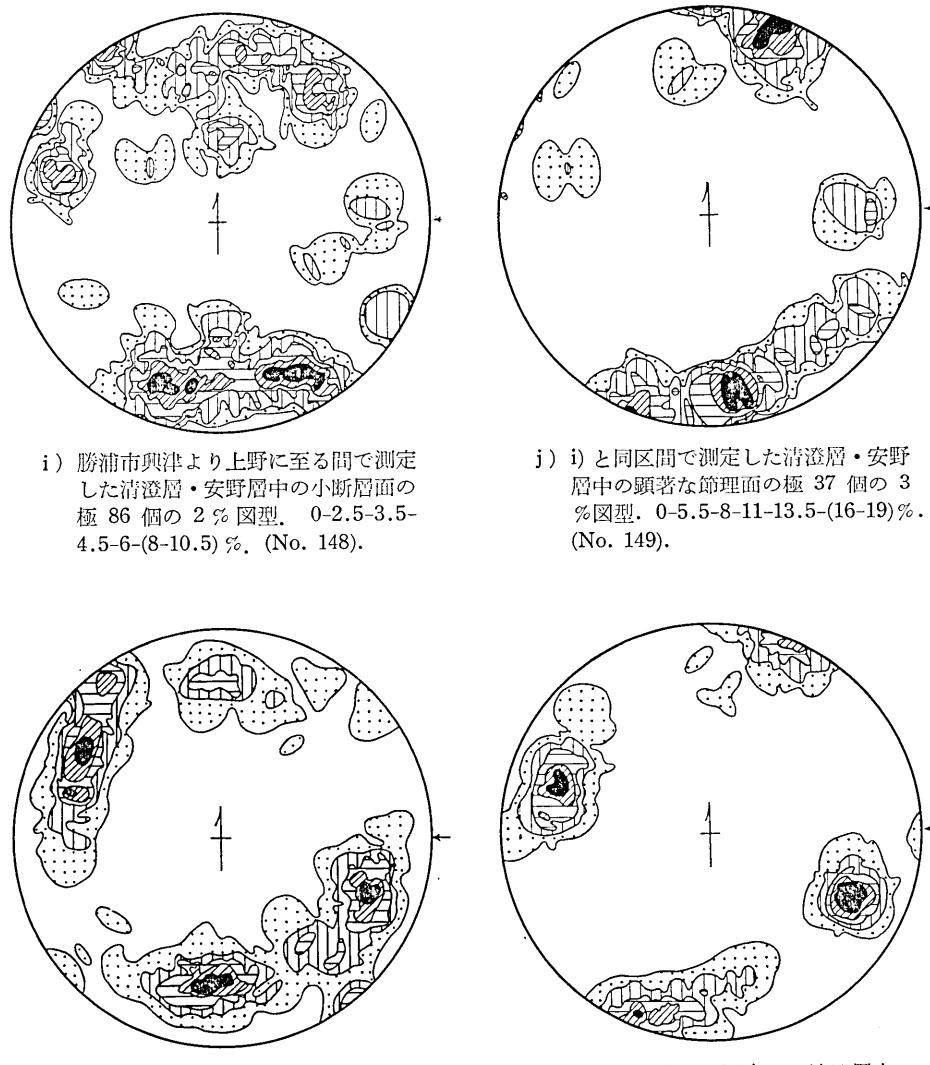
第11図 小断層と顕著な節理の部分図型。

r, t). tension joint の走向の方向は地層の走向にほぼ一致し、勝浦より御宿・大原に向うにつれて WNW-ESE より E-W ないし ENE-WSW へとしだいに変化している。shear joint は、これにたいしてほとんど方位に変化が見られない。この shear joint は NEN-SWS の走向をもつ 1 対のものが主要素であるが、ほかに NE-SW の走向をもつ 1

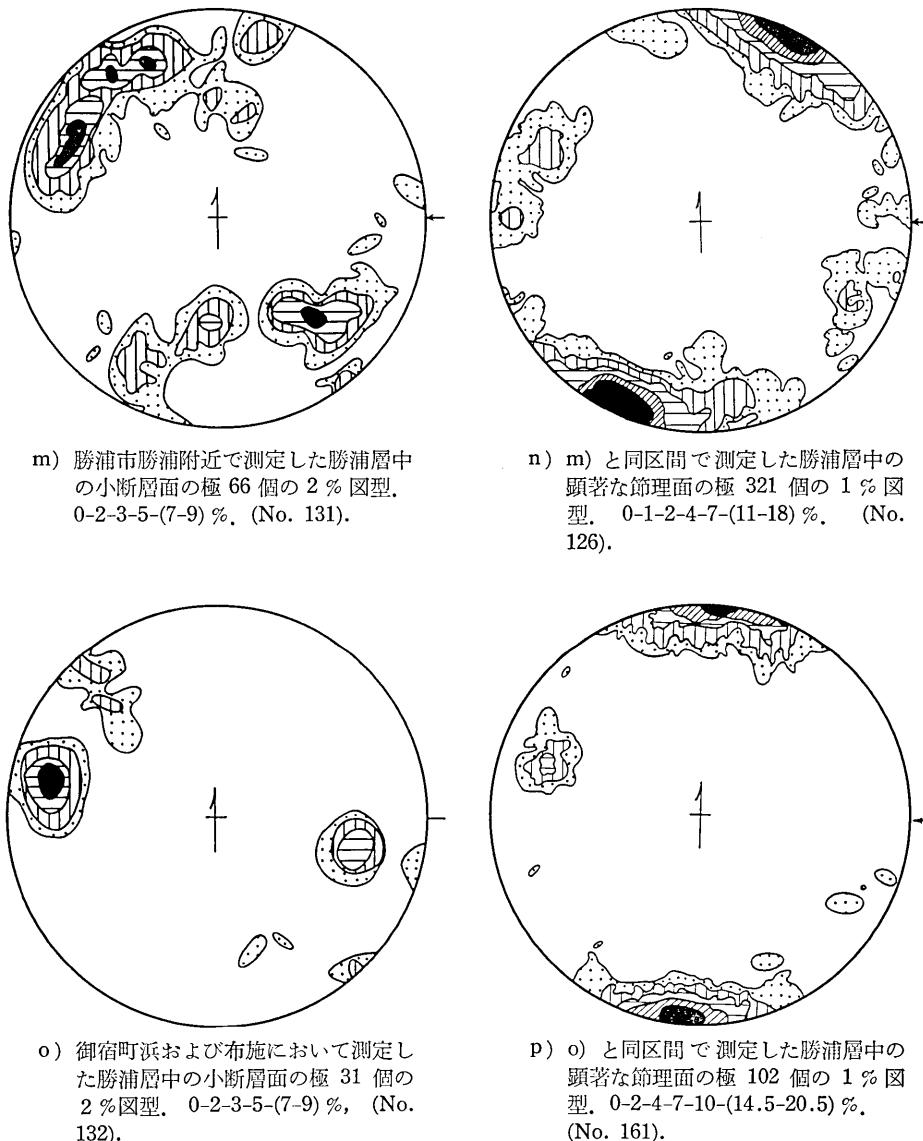


第 11 図 小断層と頭著な節理の部分図型。

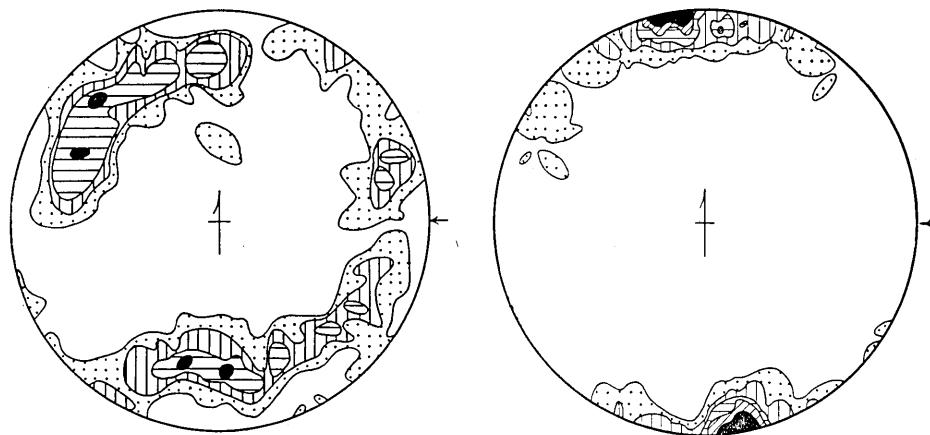
対の別の要素のがあり、地区によつては、この要素の方が強く現われる場合もある。



第 11 図 小断層と顕著な節理の部分図型。

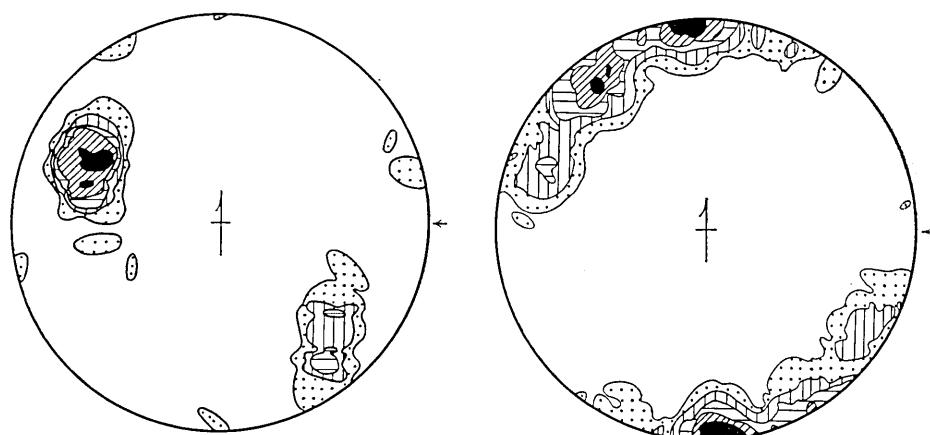


第 11 図 小断層と顕著な節理の部分図型。



q) 御宿町布施および大原町浪花において測定した浪花層中の小断層面の極 32 個の 3 % 図型。0-6-9.5-12.5-19-(25-28) %. (No. 167).

r) g) と同区で測定した浪花層中の顯著な節理面の極 40 個の 2 % 図型。0-5-10-15-20-(25-32.5) %. (No. 166).



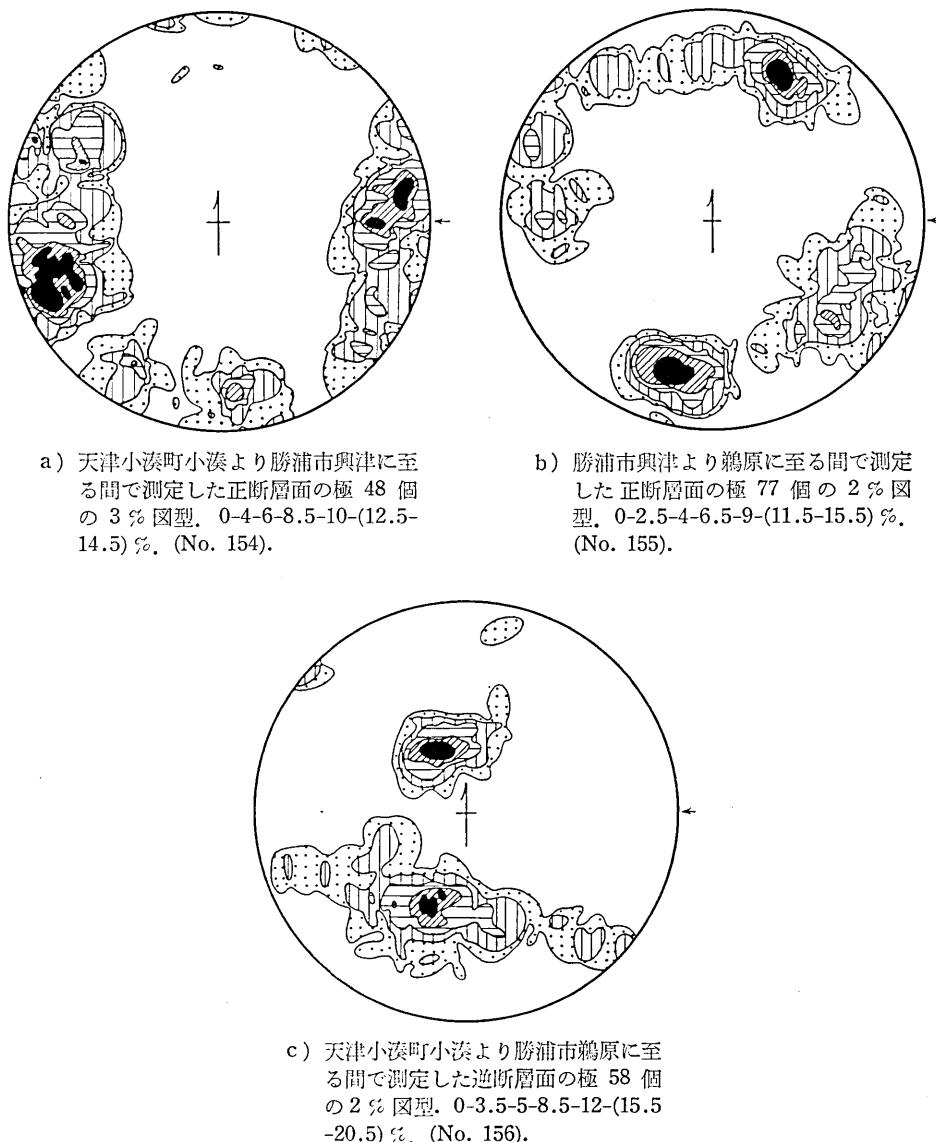
s) 大原町において測定した大原層中の小断層面の極 23 個の 3 % 図型。0-9-13-17-22-(30.5-35) %. (No. 171).

t) s) と同区間で測定した大原層中の顯著な節理面の極 85 個の 2 % 図型。0-2.5-4.5-8-13-(17.5-23.5) %. (No. 170).

第 11 図 小断層と顯著な節理の部分図型。

断層系

小断層の発達もきわめて規則的で、上記の節理系の発達状態と密接な関係をもつてゐる。天津層は最も断層の発達が著しい(第12図)。興津~小湊間の地区から得られた天津層の断層系の図型は、興津~鶴原間の地区の図型と多少の差異を示し、小湊より西側の地

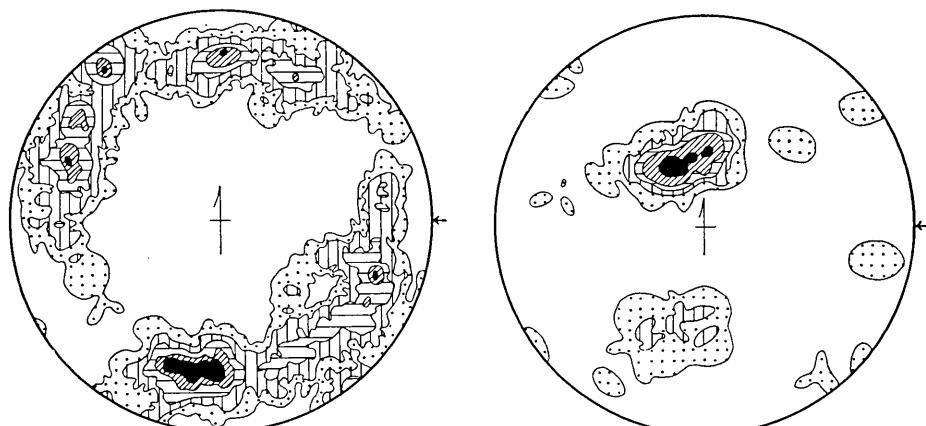


第12図 天津層中の正断層系と逆断層系。

域に発達する NWN-SES の走向をもつ断層に相当する要素を示している。この断層は 1 対をなす共軸な正断層で、興津～鶴原間に分布する天津層中では消滅する。興津～小渕間では、この要素のほかに NEN-SWS の走向をもち高角度に傾斜する 1 対の共軸な正断層と、ほぼ E-W の走向をもち低角度に傾斜する 1 対の共軸な逆断層の発達が顕著である。興津～小渕間の断層系の発達状態は、中央地域の天津層の断層系と共通する特徴と、東海岸の鶴原～興津間の地域の断層系の特徴との両方を兼ねそなえていると解釈される（第 11 図 a, c）。

興津～鶴原地区の天津層の断層系の図型は、同地区の清澄層・安野層の断層系の図型と全く共通した集中模様を示す（第 11 図 e）。天津層および清澄層・安野層とも、WNW-ESE の走向をもち高角度に傾斜する 1 対の正断層、NEN-SWS と NE-SW の走向をもち高角度に傾斜する対をなす 2 組の正断層群、およびほぼ E-W の走向をもち低角度に傾斜する 1 対の逆断層の 4 要素の発達が認められる（第 11 図 g, i, k；第 13 図）。これらの要素のうち第 1 のものは節理系のうちの tension joint と成因的に関係があり、第 2, 第 3 のものは shear joint と同一の構造的意味をもつものと考えられる。断層系の第 4 の要素の低角逆断層は、これに対応する節理系の発達が認められない。節理系の場合と同様に、断層系の各要素を形成させた応力条件はそれぞれ異なっているが、主応力の相対的大きさがそれぞれの形成時期に変化したもので、主応力軸の方向はほとんど一定していたと解釈される。

勝浦層・浪花層・大原層にも小断層の発達が認められるが、その発達密度は天津層、清澄層・安野層よりはるかに低くなっている。NNNE-SSW と NE-SW の走向をもつ対をな

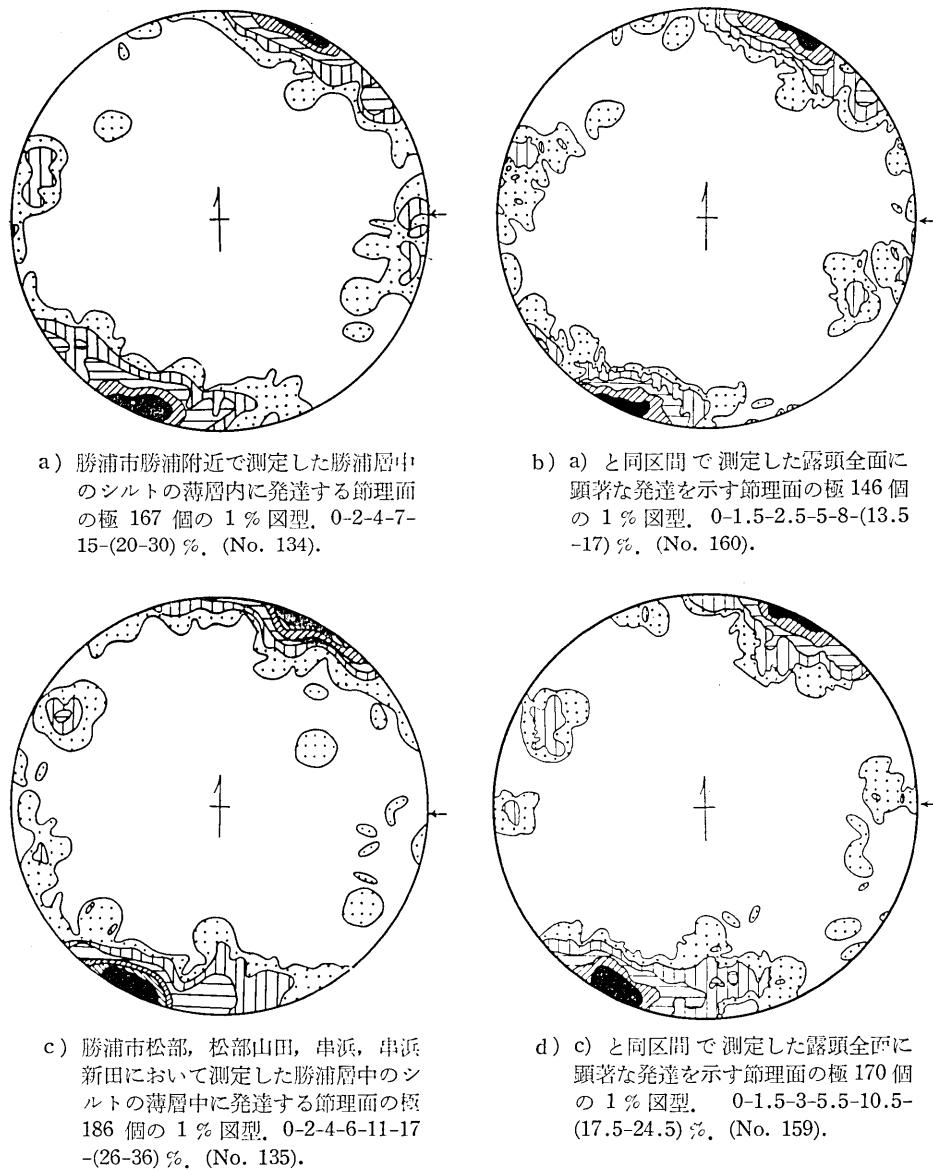


a) 勝浦市興津、鶴原、上野において測定した正断層面の極 288 個の 1% 図型。0-0.5-1.5-2.5-4-(5-6) %.
(No. 138).

b) 勝浦市興津、鶴原、上野において測定した逆断層面の極 49 個 2 % の図型。0-4-8-12-16-(22.5-30) %.
(No. 139).

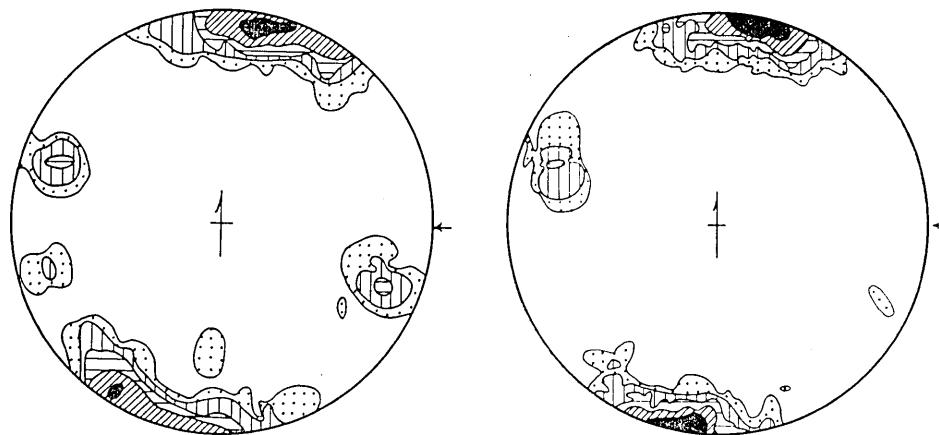
第 13 図 清澄層・安野層中の正断層系と逆断層系。

す共軸な正断層の発達は依然として頗著であるが、WNW-ESE の走向をもつ 1 対の共軸な正断層に相当するものはきわめて数が少くなり、E-W の走向をもつ逆断層は姿を消してしまう。第 1 の要素は、NNNE-SSW の走向をもつ 1 対の正断層が主体をなし、NE-SW の走向をもつ 1 対の正断層は発達が弱く隨伴的に現われる。このような断層系の性質は大



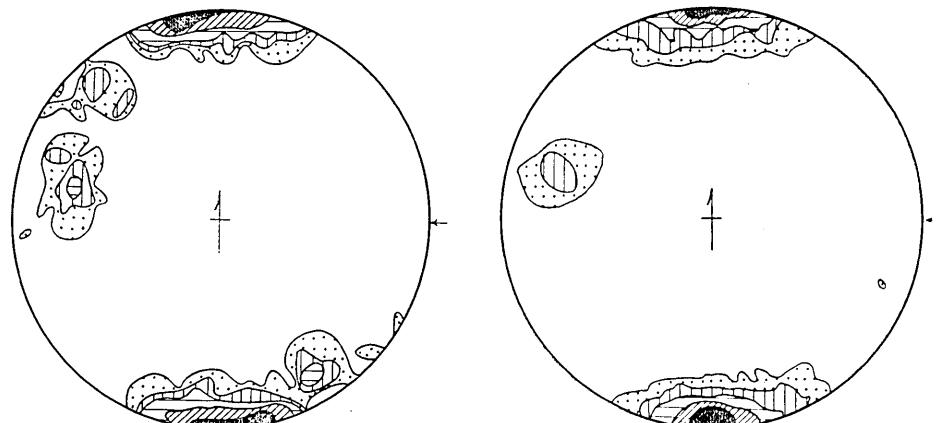
第 14 図 シルトの薄層内に発達する節理系と頗著な節理系との関係。

原層より上位の地層にまで続いているものと考えられ、茂原・大多喜附近のガス田地域の精密調査によつて作製された地質図の断層の発達状態とも完全に一致している（金原他9名，1949；河井他3名，1952）。



e) 勝浦市部原より御宿町浜に至る間で測定した勝浦層中のシルトの薄層内に発達する節理面の極 67 個の 2 % 図型. 0-2-3-5-8-(12-15) %. (No. 136).

f) e) と同区間で測定した露頭全面に顯著な発達を示す節理面の極 46 個の 2 % 図型. 0-4.5-6.5-11-15-(24-28) %. (No. 162).



g) 御宿町新田より大原町浪花に至る間において測定した浪花層中のシルトの薄層内に発達する節理面の極 45 個の 2 % 図型. 0-2-3-4-6-(8-10) %. (No. 137).

h) g) と同区間で測定した露頭全面に顯著な発達を示す節理面の極 56 個の 2 % 図型. 0-3.5-7-12.5-21.5-(30.5-39.5) %. (No. 163).

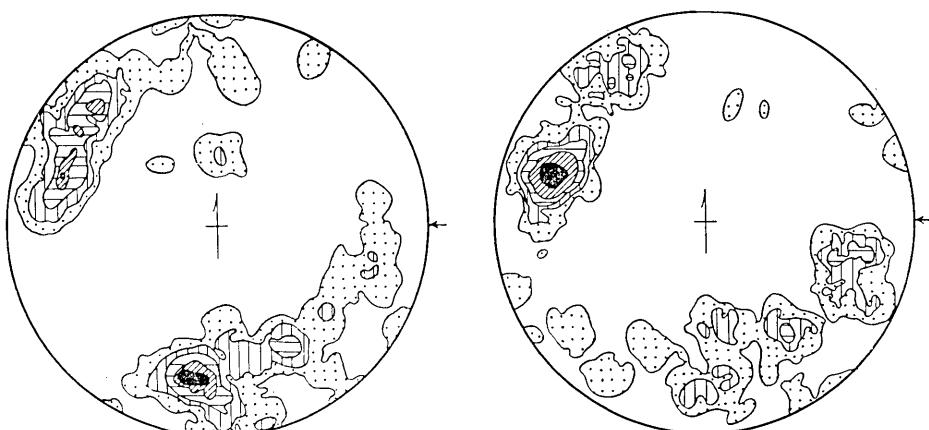
第 14 図 シルトの薄層内に発達する節理系と顯著な節理系との関係.

われめ系の他の要素

われめ面にそう変位の認められない節理の中には、その面が広い範囲に続くものもあれば、薄い単層の中だけに発達するものもある。まわりの堆積岩の岩質の相異によつて、われめの発達状態はかなり異なる。一般に砂質の地層内ではわれめの発達密度は低く、われめ面の方位の乱れも大きい。シルト質の厚い地層や砂層とシルト層の互層では規則正しい節理が顕著に発達している場合が多い。砂層中に狭まれるシルトの薄層はとくに密な節理の発達を見せる傾向がある。

砂層・シルト層の互層の場合や、厚い砂層中のシルトの薄層の場合、砂層の部分にわれめが認められず、シルト層にのみわれめが顕著に現われている場合が多い。しかし、注意して観察すれば、シルト層中のわれめは砂層中に入つて消失し、その延長部分のシルト層の中で再び現われているのを認めることができる。従つて、シルト層中のみに発達の認められるわれめでも、その個所の局部的な特殊な応力条件のもとに形成されたのではなく、全体的な応力条件のもとに形成されたものであつて、砂層中ではその存在が明瞭に肉眼で識別されないだけのことと考えられる。実際に、これらのシルト層中のみに発達する小節理を測定して図型に表示してみると、同一地区で測定した露頭の全面にわたつて顕著な発達を示す節理系より作成した図型と全く一致する(第14図)。なお、砂層を注意深く観察すると、シルト層に発達する節理と同様な細かなわれめが、かすかに認められる場合がある。

最もふつうに見られる中程度の規模の節理の発達密度は、既に説明したとおり、この地域では1mあたり平均5~7本程度である。この程度のわれめは砂・シルト互層のすべ



a) 勝浦市鶴原附近において測定した清澄層・安野層中に発達する大きな節理面の極 168 個の % 1 図型。0-1-3-5-7-(9-11) %. (No. 123).

b) 勝浦市および御宿町において測定した勝浦層中に発達する大きな節理面の極 125 個の 1 % 土型。0-1.5-3-5-8-(12-18) %. (No. 124).

第15図 shear joint に相当すると考えられる大きな節理の図型。

ての層を切つて露頭面全体に走つており、その延長はおそらく数 10 m 続くものと推定される。もちろん、その間には枝分れしたり、雁行したり、多少方位を変えたりしていることは普通に見られる。

このような小規模な節理のほかに、発達密度は低いが、規模の大きな節理の発達も認められる。そのような節理のみについて作製した図型を見ると、シルト層内の節理や、顕著な節理の図型とはやや異なつた集中模様を示し、tension joint に相当するものは見られず、shear joint に相当する要素だけからなつていて、断層の図型と同一の集中模様を示していることが知れる(第15図)。従つてこのような大規模な節理は、潜在的な断層に相当するものと考えられる。

VI. 調査結果の解析

前節には、本地域に発達するわれめ系の発達状態を詳しく説明した。このようなわれめ系が地質時代のどの時期にどのような機構で形成されたものであるかという問題について考えることは、房総半島の構造発達史を解く上でかなり参考となるが、また一般に構造運動に際して行われる破断変形がどのような過程をへて進行するかという問題を論ずる上で一つの資料を提供するものと考えられる。以下にこの問題について少し考察を進めてみたい。

物質の破断変形については、多くの研究が材料力学や物性論の分野で行われ、これらの理論を適用して地質構造の解釈の試みも行われている。断層の形成機構について、Anderson, E. M. (1951) は Navier の説が適用されるとし、断層はある面に沿う剪断応力がその面に働く抵抗より大きくなつた場合生じ、その面は中等主応力軸 σ_2 を含み最大主応力軸 σ_1 と $\theta = \pm 45^\circ + W/2$ ($\tan W_s = \mu$, μ は内部摩擦係数)なる角度をなすと論じた。Navier 説は延性物質について古くから論じられてきた最大剪断応力説 (Tresca, 1872, Guest, 1900) を発展させたものである。Boussinesq や Mohr はこの説をさらに一般化して論じている。一様な応力分布状態における物質の破断がこれらの説によつて説明しうることは多くの実験によつて確かめられている (Karman, 1911)。またこれらの説によれば中等主応力に無関係に破断面が決まるが、この点についての理論的検討あるいは実験的研究も行われている。低度の変形作用を受けた堆積岩層中に発達する各種のわれめの形成機構の解釈についても、Mohr 説が一般に適用されることが既に多くの学者によつて論ぜられてきている。De Sitter, C. (1956) は褶曲運動と joint の形成との関係について論じ、単純な応力条件のもとでは変形応力の方向に対し鋭角をなす shear-joint と平行な tension-joint が生じ、地層の褶曲が進行すれば、その褶曲構造の各部分に二次的な応力条件が生じて、それに対応した shear-joint と tension-joint が形成され、さらに変形応力の消失後 release tension-joint が生じるであろうとしている。一方 Turner (1948) は塑性変形の進行中には joint はできないという。Price (1960) は tension joint と shear joint の形成の条件を検討し、post-tectonic 期において上昇運動とともに joint が形成

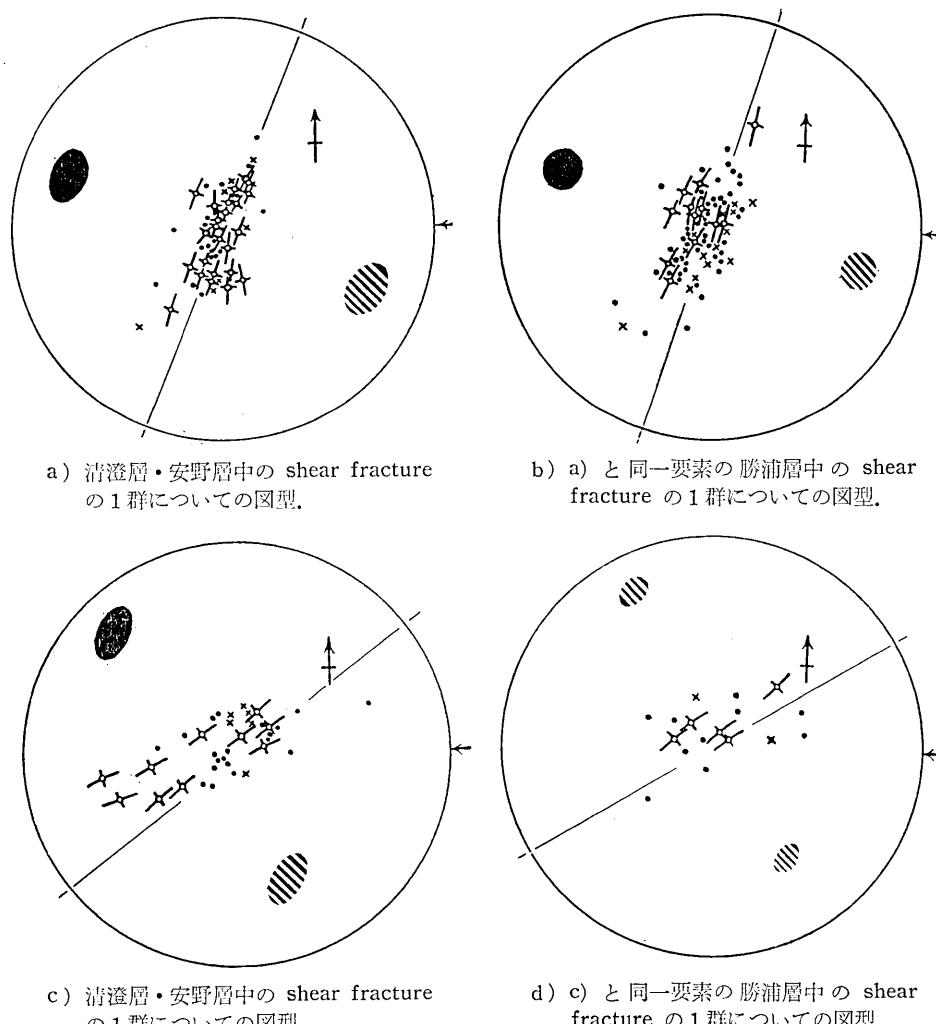
される過程について議論を行っている。

筆者の考えでは、造構造運動の過程の相異により褶曲運動の進行と同時期のわれめ系も、また褶曲構造の完成後に形成されるわれめ系もありうると思われるが、いずれにせよ、これらのわれめ系は、その発達状態が褶曲構造と密接な関係をもつており、その形成を支配した応力条件は、褶曲構造を形成させた運動と切り離して考えることはできない。Wilson (1956) や De Sitter (1956) が記載したように、われめ系は一般に最大主応力軸に鋭角に斜交する shear fracture と、平行に発達する tension fracture の 2 種類によつて構成されていることが多い。shear fracture は本来一対をなして生じ、その交角は、Anderson によれば正断層の場合 $2 \times 18^\circ \sim 2 \times 25^\circ$ であるという。この角度は Navier 説では、物質固有の力学的性質によつて決まると考えられているが、Mohr 説では限界応力にも関係することになつていて、tension fracture は Mohr 説での 2 角間の角度がに 0° なつた場合に当る。Leon はこれについて、脆性物質では、 $\theta = 0^\circ$ 、延展性物質では $\theta = 45^\circ$ になると説いた。実際の堆積岩層中のわれめ系では、断層については Anderson の説くところは正しいと考えられるが、節理の場合、浅所の岩層ほど shear joint の交角がしだいに 0° に近くなつて tension joint に移化するような場合があるようである。引張破壊強度は剪断破壊強度より小さく、深所の岩層において shear fracture が発達すると同時に、浅所の岩層では tension fracture が形成されることも考えられる。

以上に記したような多くの理論を一応基礎において、本地域に発達するわれめ系の形成機構について若干の考察を進めて見たいと思う。既に詳しく述べた通り、本地域には中新統の安房層群に属する天津層より鮮新統の豊岡層群および上総層群下位の勝浦層・浪花層・大原層に至るまでの各層に共通の特徴をもつたわれめ系が発達している。これらの各地層のわれめ系の特徴は、そのまま洪積統の上総層群上位の地層まで続いていることが既に確かめられている(村井, 1950, 1952)。われめ系は幾つかの要素によつて構成され、かつそれぞれの要素を形成させた応力条件は異なつており、従つてその形成期間中に応力条件に変化が生じ、いくつかの異なるわれめ系の要素が形成されたと解釈するのが妥当であろうと思われる。天津層より大原層に至る各地層ごとに、われめ系の発達密度および発達の様相が多少異なつておる、これは、そのわれめ系の形成当時の各地層の埋没の深さの相異(従つて荷重の大きさの相異)、地層の圧密、凝縮、統成作用の程度の相異(従つて岩質の相異)、および、破断変形を起こさせた造構造運動による变形応力の大きさの空間的位置での差異などの要因によつて支配されたものと考えられる。

われめ系の発達状態は本地域全体にわたつてきわめて均質であり、かつその方位は地層の層埋面の走向と一定の関係をもつてゐる、本地域における地層の走向は WNW-ESE ないし ENE-WSW で、小湊より西方の西海岸に至る間の地域に発達する WNW-ESE 方向を軸とする褶曲構造と関係があり、これらの西方地域においてはわれめ系の方位と褶曲軸の方向とが一定の関係を示している。従つて、われめ系の形成は現在見られるような房総半島の地質構造、既ち中央隆起帯を中心としてその周囲に小規模な褶曲と複雑な断層構

造が発達し、さらに上位の地層は隆起帯の反対側に向つて傾斜する単斜構造を示すという構造を作りあげた運動と密接な関係があると考えられる。われめ系は褶曲構造を切つて発達しており、おそらくその形成は中核部およびその周辺の褶曲構造の完成直後、その運動に引き続いて行われたものと推定される。



a) 清澄層・安野層中の shear fracture の 1 群についての図型。

b) a) と同一要素の勝浦層中の shear fracture の 1 群についての図型。

c) 清澄層・安野層中の shear fracture の 1 群についての図型。

d) c) と同一要素の勝浦層中の shear fracture の 1 群についての図型。

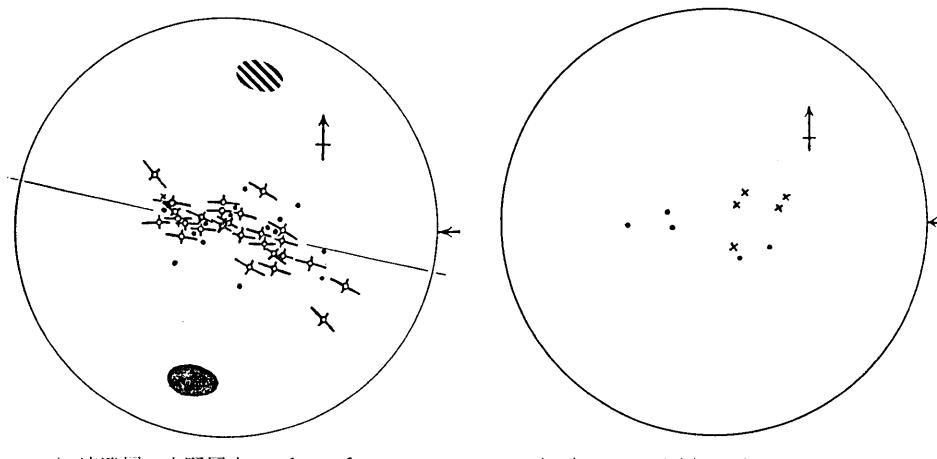
第 16 図 共軸な 1 対の shear fracture から求めた最大主応力軸 σ_1 の分布を示す図型。投影点より引いた短い線で示した大円の上に σ_3 、長い線で示した大円の上に σ_2 がある。図型を横切る直線は走向の平均方向、黒い部分は第 11 図の断層の図型における集中極大区、すだれ模様入りの黒い部分はその副極大区の大体の位置を示す。○：正断層系、●：正断層と節理および顕著な節理系、×：節理系のそれぞれ共軸な 1 対から求めた σ_1 。（ウルフ網を使用）。

われめ系の各要素のうち、天津層および清澄層・安野層に顯著に認められるほぼ E-W の走向の低角逆断層群は、明らかにほぼ N-S 方向の強い圧縮力によつて形成されたものと考えられ、褶曲構造を形成させたと同一の応力条件のもとに生じたと推定される。この場合の σ_1 は N-S に、 σ_2 は E-W に、 σ_3 は鉛直方向にあつたと考えられる。同じく天津層、清澄層・安野層および上総層群中に発達する NNE-SSW と NE-SW の走向をもつ正断層群と、これと同じ方位をもつ shear joint 群も N-S 方向の圧縮力が持続していた時期に形成されたものと推定され、その σ_1 は鉛直方向、 σ_2 は NNE-SSW と NE-SW、 σ_3 は WNW-ESE と NW-SE の方向にあつたと考えられる。これは、N-S 方向の圧縮力の強さが多少減少した時期に WNW-ESE ないし NW-SE の方向に引張力が働いて形成されたものとして解釈できる。このわれめ要素のうちの shear joint は上総層群上部の地層中では tension joint となつて表われている。上記の 2 要素のわれめのほかに、天津層および清澄層・安野層には WNW-ESE の走向をもつ一対の正断層と tension joint の発達が著しい。上総層群ではこれに相当する正断層の発達はきわめて弱くなつてゐるが tension joint の発達は非常に顯著である。このわれめ要素の場合には N-S 方向の圧縮力はもはや考えられず、逆にこの方向に σ_3 があり、鉛直方向に σ_1 、ほぼ E-S 方向に σ_2 があつたと推定される。このわれめ系は De Sitter のいう release tension-fracture に相当する。以上のような応力条件の変化の過程は、Price (1959) のいう post-tectonic 期の上昇運動にともなう応力の変化の過程と大体一致している。

VII. われめ系の発達状態についての、2, 3 の検討

shear fracture の発達状態

天津層、清澄層、安野層、および勝浦層中に発達する正断層性の shear fracture 群は、



e) 清澄層・安野層中の shear fracture の 1 群についての図型。

f) e) と同一要素の勝浦層中の shear fracture の 1 群についての図型。

第 16 図 共軸な 1 対の shear fracture から求めた最大主応力軸 σ_1 の分布を示す図型。

本地域に発達するわれめ系の中で特に重要かつ顕著なものである。これらのわれめ群については、露頭面上で互いに共軸な1対のものを容易に見いだすことができる。したがつて、これらの共軸な1対について、その交角を測定し、かつそれぞれの対についての主応力軸の方向を決定することができる。

交角は清澄層・安野層・勝浦層・浪花層について測定した結果、 $2 \times 20^\circ \sim 2 \times 30^\circ$ 、平均 $2 \times 27.3^\circ$ で、岩質によつて多少の変動はあるがほぼ一定している。清澄層・安野層と勝浦層・浪花層とではその差が殆んどない。それぞれの共軸な対についての中等主応力軸 σ_2 、すなわち2面の交合線の方向はほぼ水平で、最大主応力軸 σ_1 の方向はほぼ鉛直方向にある。1群の共軸対のわれめについて、それぞれの σ_1 の方向をステレオ投影によつて1図型中に図示すると、鉛直方向にほとんどの点が集中するが、多少の分散を示し、そのひろがりは平均走向を含む垂直な大円にそつてのびている(第16図)。このような性質は shear fracture の3群についていづれも認められる。この事実は、これらの正断層性の shear fracture が、3主応力軸のうちの σ_3 の方向のみが特に安定した応力条件のもとに形成されたものであることを示している。この場合 σ_3 は事実上引張応力である可能性がある。このような応力条件から、あるいは、NNNE-SSW と NE-SW の走向をもつ shear fracture 群が、褶曲運動を惹き起した圧縮力の強さが減少したか、あるいは作用しなくなつたのち残留応力が消滅しない間に褶曲軸の方向およびそれに近い方向に引張力が作用して形成された shear fracture であり、また WNW-ESE の走向をもつ shear fracture が、圧縮力による残留応力が消滅したのち、隆起運動に伴つて逆に引張力が NNE-SSW の方向に作用して生じた shear fracture であるという推測が可能となるかもしれない。しかし、この点については房総半島の他の地域についての調査資料と照し合わせて慎重に検討を加えなくては正確な推論を出すことはできない。

節理の発達密度

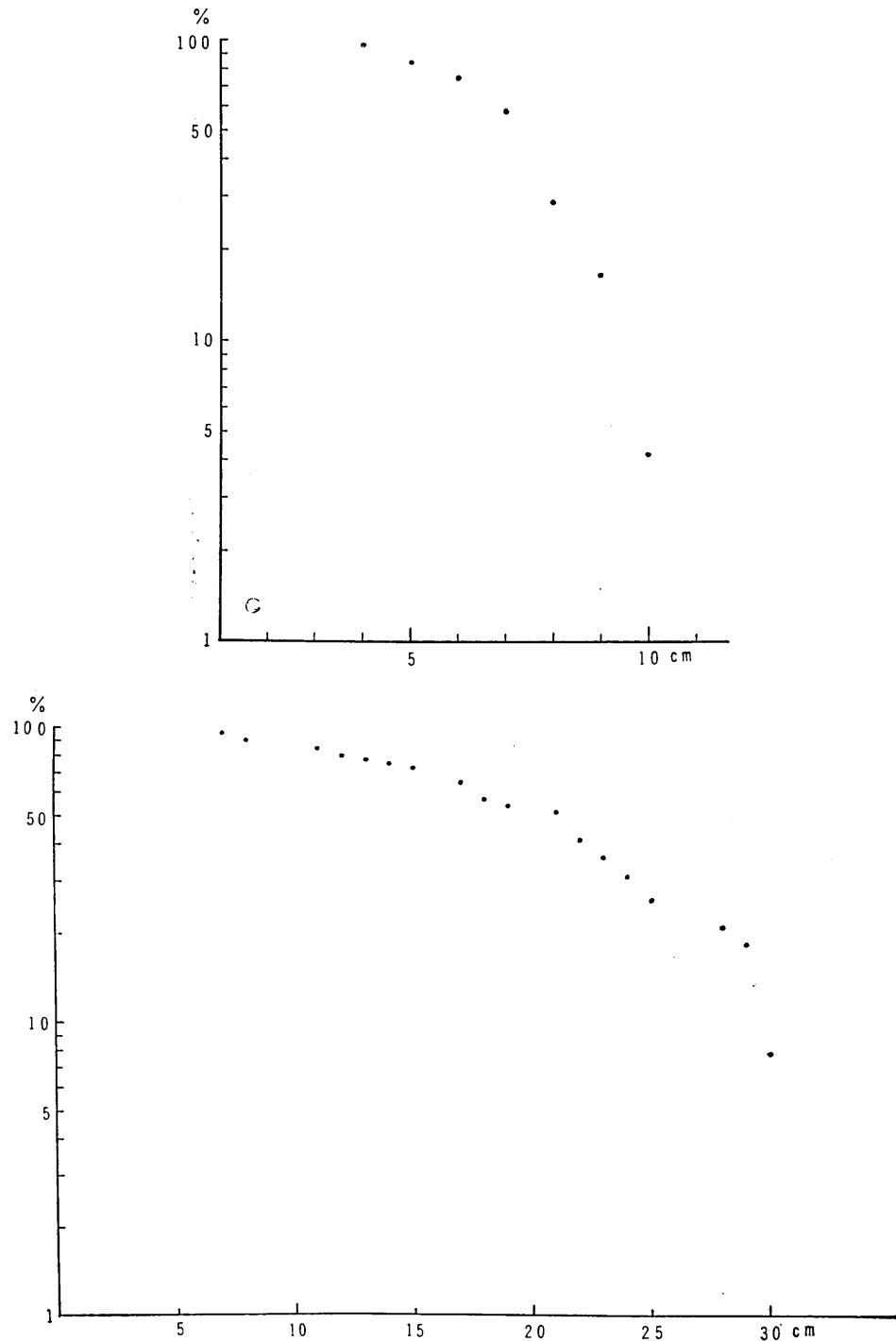
われめ系の発達密度については既に少し説明した(第1表)。一般的にいつて、シルト質の地層とシルト・砂の互層ほど発達密度が高く、砂質、礫質および凝灰質の地層ほど低い。同一地域内でも、発達密度に多少の差異があり、大規模な断層にそう部分では密度が異常に高くなつているのが普通である。しかし、一定地区内の同一岩質の地層については、ほ

第1表 われめの発達密度。

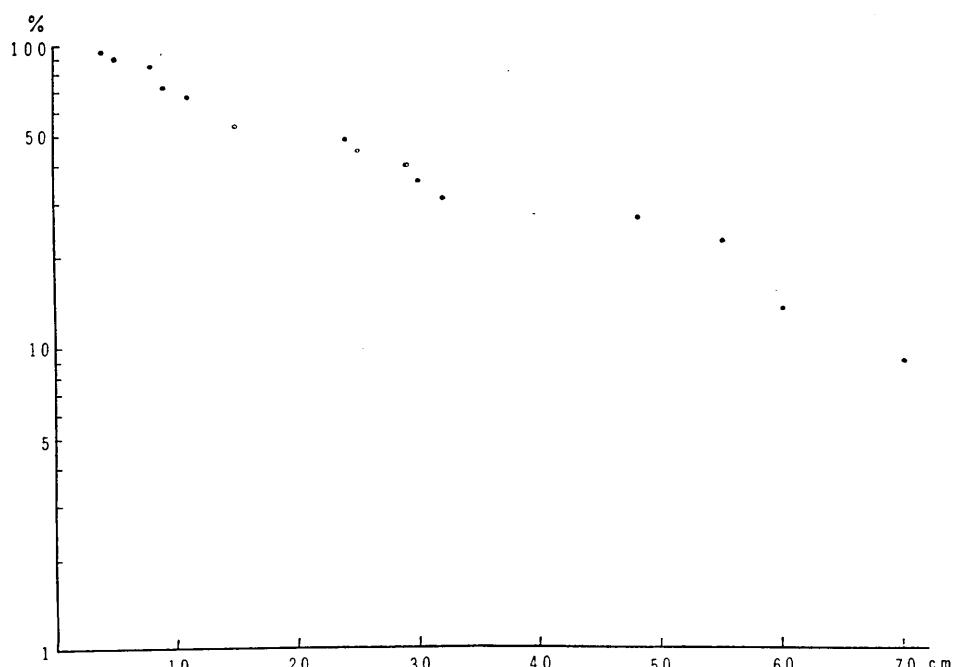
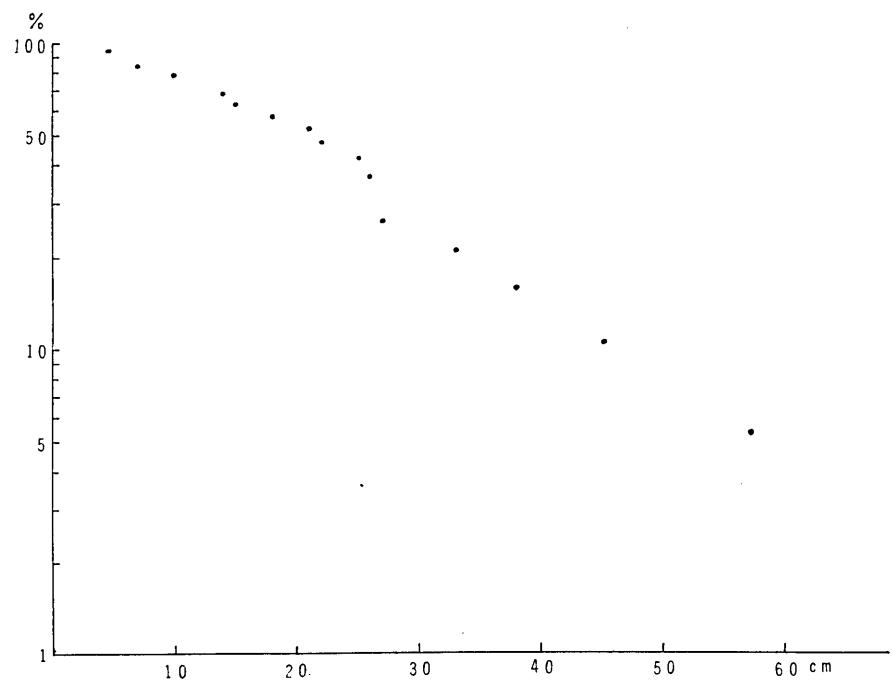
1露頭面上でわれめの一定要素につき、その面に垂直に測つた場合
1 m の範囲内に発達するわれめの平均本数 (k)。

	天津層	清澄安野層	勝浦層	安野層*	黄和田層*
岩質	シルト	シルト	シルト	シルト	シルト
k の範囲	5.0—16.3	3.2—22.9	4.6—9.3	5.0—14.5	1.5—15.8
平均	7.66	7.63	4.93	9.62	7.30
測定点の数	5	36	7	8	8

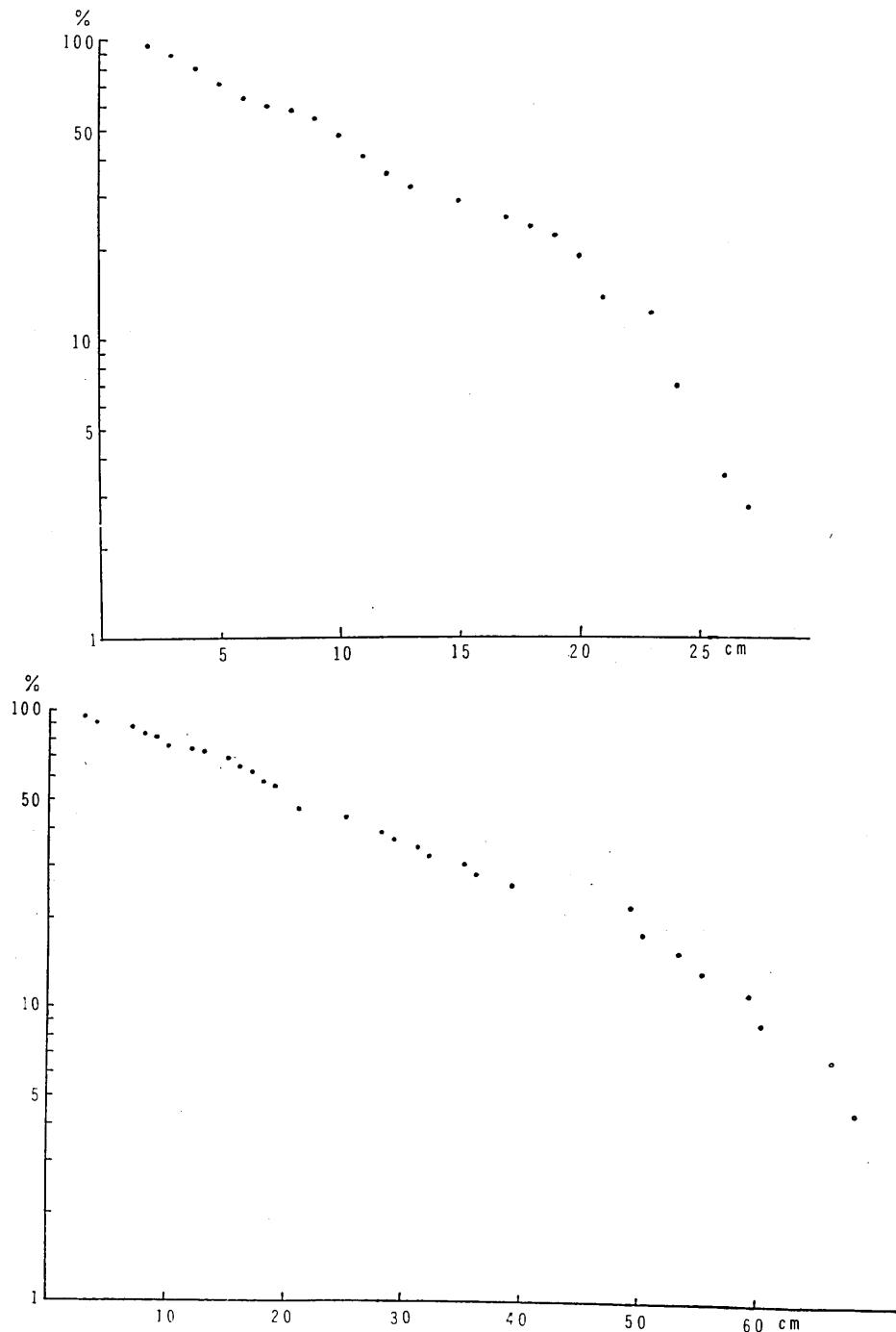
*: 房総半島中部地域亀山村において測定。他は天津小湊町、勝浦町において測定。



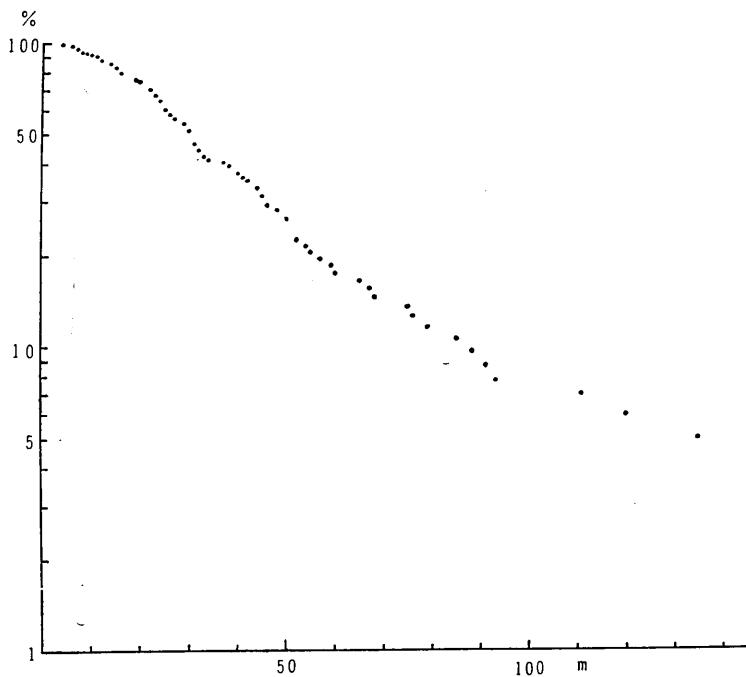
第 17 図 天津層中に発達するわれめ系の一要素についての間隔の分布。縦軸は累積和
パーセント。上図：勝浦市鶴原, loc. 6-2, 下図：天津小湊町天津, loc. 2-2。



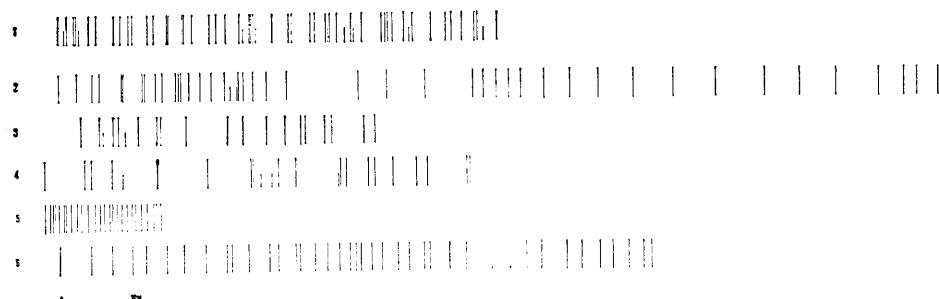
第 18 図 清澄層中に発達するわれめ系の一要素についての間隔の分布。縦軸は累積和パーセント。勝浦市鶴原, 上図: loc. 5-10, 下図: loc. 5-7.



第 19 図 勝浦層中に発達するわれめ系の一要素についての間隔の分布。縦軸は累積和パーセント。勝浦市串浜、上図: loc. 5-11, 下図 loc. 5-12。



第 20 図 笠森層中に発達するわれめ系の一要素についての間隔の分布。縦軸は累積和パーセント。茂原市茂原。



単一のわれめ要素に属するわれめ面のみについて、面に垂直に測線をとつて測定したもの。 1: 勝浦層、勝浦市串浜, loc. 5-11; 2: 勝浦層、勝浦市串浜, loc. 5-12; 3: 清澄層、勝浦市鵜原, loc. 5-10; 4: 清澄層、勝浦市鵜原, loc. 5-7; 5: 天津層、勝浦市鵜原, loc. 2-2; 6: 天津層、天津小湊町天津。

第 21 図 われめ系の発達状態の実測例。

第2表 われめの発達状態についてのポアソン分布の検定。

天津層 (勝浦市鶴原) $k = \text{fr. no.}/20 \text{ cm, loc. 6-2}$					勝浦層 (勝浦市串浜) $k = \text{fr. no.}/20 \text{ cm, loc. 5-12}$				
k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$	k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$
0	7	3.286	13.7	3.276	0	26	1.038	24.8	0.058
1	28	0.696	14.0	5.786	1	27	0.444	22.3	0.991
2	8		7.2		2	6	1.000	10.1	1.491
3			2.4		3	2		3.0	
4			0.6		4			0.7	
5			0.1		5			0.1	
Σ	38		38.0	9.575	Σ	61		61.0	3.393
$\hat{m} = 1.026, \chi_0^2 = 9.575, f = 1$ $0.01 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.001$					$\hat{m} = 0.902, \chi_0^2 = 3.393, f = 2$ $0.2 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.1$				
天津層 (天津小湊町天津) $k = \text{fr. no.}/15 \text{ cm, loc. 2-2}$					勝浦層 (勝浦市串浜) $k = \text{fr. no.}/15 \text{ cm, loc. 5-11}$				
k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$	k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$
0	9	2.444	15.0	2.398	0	8	1.875	10.0	0.400
1	22	0.182	11.8	8.812	1	15	1.467	14.1	0.056
2	2		4.7		2	11	1.909	9.9	0.122
3			1.2		3	7		4.7	
4			0.3		4			1.6	
Σ	33		33.0	14.050	5			0.5	
$\hat{m} = 0.788, \chi_0^2 = 14.050, f = 1$ $0.001 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\}$					6			0.1	0.001
清澄層 (勝浦市鶴原) $k = \text{fr. no.}/15 \text{ cm, loc. 5-7}$					Σ	41		41.0	0.579
k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$	$\hat{m} = 1.415, \chi_0^2 = 0.579, f = 2$ $0.8 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.7$				
0	20	0.900	21.4	0.992	笠森層 (茂原市上茂原) $k = \text{fr. no.}/50 \text{ m}$				
1	18	0.111	13.4	1.670	k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$
2	1	3.000	4.2		0	25	1.08	24.7	0.069
3	1		0.9		1	27	1.33	28.4	0.069
4			0.1		2	18	0.83	16.3	0.177
Σ	40		40.0	3.728	3	5	2.40	6.3	
$\hat{m} = 0.625, \chi_0^2 = 3.728, f = 1$ $0.1 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.05$					4	3		1.8	
清澄層 (勝浦市鶴原) $k = \text{fr. no.}/15 \text{ cm, loc. 5-10}$					5			0.4	
					6			0.1	0.042
k	f_N	λ	F	$(f_N - F)^2/F$	Σ	78		78.0	0.357
0	11	1.273	13.7	0.531	$\hat{m} = 1.154, \chi_0^2 = 0.357, f = 2$ $0.9 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.8$				
1	14	0.429	9.8	2.310					
2	3		3.5						
3			0.8						
4			0.2						
Σ	28		28.0	3.336					
$\hat{m} = 0.714, \chi_0^2 = 3.336, f = 1$ $0.1 > P_{\tau} \{\chi^2 > \chi_0^2\} > 0.05$									

ぼ一定の密度のわれめが発達していると見られる。すなわち、一定の応力条件下では、一定の岩質の地層中に一定密度のわれめが発達するものと考えられる。房総半島の例では、同一系統のわれめ系について明らかに上位の地層ではわれめの発達密度が低くなつてゐる。かつ、同一のわれめ要素についても下位の地層で1対の shear fracture として現われてゐるもののが上位の地層ではその交角がほとんど 0° となつて tension fracture に移化していることから、上位の地層では低い応力のもとで破断変形を起こし、かつそのわれめの発達密度は低くなつてゐると解釈される。

われめ系を構成する単一のわれめ要素については、その形成過程において応力条件に変化がなければ、一定の範囲内の地層中に生ずるわれめの発生確率は一定で、そのわれめが地層中のどの点にできるかは全く偶然的にきまるものと考えられる。このような問題は物質の破壊実験で既に検討されており (Lienau, C. C., 1936), 発生した各われめ間の間隔の分布は Laplace の分布となる。本地域の勝浦層および清澄層中の tension fracture について調査した例 (第 21 図) では、ほぼこれに近いような結果が得られた (第 18, 19 図)。また茂原市附近に分布する上総層群の最上位層の笠森層について調査した結果についても、同様な結果が得られた (第 20 図)。しかし天津層については、この関係はなりたつていない (第 17 図)。

上記の考え方は別の方針によつて検討することができる。われめの発生しうる点は地層中に無数にあり、それが実際のわれめに発達する確率は、その時の応力の大きさと岩質とによつて決まる一定の極めて小さい値をもつと考えられる。この確率が地層中のある範囲内で一定であれば、そこに発生するわれめは、その範囲をいくつかの小区間に分けたとき、その小区間内にできるわれめの数によつて分類した区間の頻度は Poisson 分布をするはずである。実際の調査について検討した結果では、笠森層、勝浦層および清澄層中の tension joint の例では Poisson 分布であるという帰無仮説を否定できないが、天津層の例では Poisson 分布から完全にはずれている (第 2 表)。

以上のような考察からすれば、少くとも豊岡層群および上総層群では、われめ系の1つの要素のそれぞれについては、小区間では一定の確率でわれめの発生が行はれており、そのわれめの形成にあたつて応力の大きさに変化があつたとは考えられず、従つてある短い期間にそのわれめの形成が行われたものと推定される。われめ系は豊岡層群と上総層群のすべての地層に共通の特徴をもつから、その形成にあたつて主応力軸の方向が一定に保たれたまま、各主応力の大きさが変化してゆき、われめ系のそれぞれの要素がこのよう応力条件の変化につれてつぎつぎに形成されていつたものと推定される。われめ系の発達の様相および密度が上位の地層と下位の地層とで差異を示すのは、その場所における応力条件の差異によるものと解釈される。

天津層については、われめ系の一般的性質は共通であるが、上記のようなわれめの発達の状態の検討の結果では、小区間においてもわれめの発生確率が一定であるとは見られない。この原因については更に検討を加えた上で明らかにしなければならない。

VIII. おわりに

勝浦附近の地域の地質構造は比較的単純で、われめ系の構成も変動が少く単純である。これに対して小湊以西の中央地域や西海岸の鋸山附近では、同じ安房層群や豊岡層群でも地域的に複雑な地質構造をもちわれめ系の発達も複雑な場合がある。さらに勝浦附近の東海岸地域と鋸山附近の西海岸地域では、われめ系の発達状態は全く異つている。これらの点については別の論文に譲るが、房総半島全般にわたるわれめ系の調査資料をもとにして、各地域における各地層中のわれめ系の形成機構を解釈してゆかなければならぬ。西海岸地域では、豊岡層群中のわれめ系は褶曲構造を切つて発達しており、明らかにその後に形成されたものと認められる。また、豊岡層群と安房層群とではわれめ系の構成が細かい点で相異を示すようにも考えられ、この点については更に検討を加えなければならない。このように他地域における調査結果を詳しく検討し、解析して、房総半島全域にわたる構造発達史を解明してゆけば、本地域におけるわれめ系の形成機構についても更に明瞭な推論を行うことができるようになるはずである。

文 献

- Anderson, E. M. (1951): "The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain", 2nd ed., London, Oliver and Boyd.
- Becker, G. F. (1893): Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 4, pp. 13~90.
- Bucher, W. H. (1920): The mechanical interpretation of joints, *J. Geol.*, vol. 28, pp. 707~730.
- Bucher, W. H. (1921): The mechanical interpretation of joints, *J. Geol.*, vol. 29, pp. 1~28.
- Bucher, W. H. (1954): Principles of interpretation of fracture patterns, *Yellowstone-Bighorn Research Assoc. Short Course*, July 19~20, 5 p.
- Cloos, E. (1955): Experimental analysis of fracture patterns, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 66, pp. 241~256.
- De Sitter, C. (1956): "Structural Geology", McGraw Hill, New York.
- Fairbairn, H. W. and Chayes, F. (1949): "Structural Petrology of Deformed Rocks," Addison-Wesley, Cambridge.
- 藤田至則, 香沢新, 三梨昂 (1965): 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究, (1), 地球科学, no. 76, pp. 1~14.
- Guest, J. T. (1900): *Phil. Mag.*, vol. 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, pp. 23~31.
- 井尻正二, 藤田至則, 陶山国男 (1955): "面なし断層", 地球科学, no. 24, pp. 12~19.
- Karman, T. von (1911): Festigkeitsversuche unter allseitigen Druck, *Zeits. Ver. Deut. Ingenierene*, Bd. 55, pp. 1749~1757.
- 金子史朗 (1960): 多摩川中流地域における Fracture の研究, 地質学雑誌, vol. 66, no. 773, pp. 57~70.
- 金原均二, 他 9 名 (1949): 千葉県茂原町附近の天然ガス, 石油技術協会誌, vol. 14, no. 6, pp. 245~274.

- 河井興三, 他 3 名 (1950): 千葉県大多喜町附近の天然ガス, 石油技術協会誌, vol. 15, no. 4, pp. 151~219.
- 河井興三 (1957): 千葉県鴨川町附近の地質, 石油技術協会誌, vol. 22, no. 6, pp. 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, pp. 212~266.
- Knopf, E. B. and Ingerson, E. (1939): Structural Petrology, *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 6.
- 小池 清 (1949): 房総半島中部の地質 (II), 立地自然科学研究所報告, no. 3, pp. 1~6.
- 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, pp. 143~156.
- 小池 清, 他 (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, pp. 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, pp. 1~16.
- 小池 清 (1958): 南関東の層内断層について, 新生代の研究, no. 28, pp. 602~607.
- 村井 勇 (1948): 岩石中にみられる Fracture についてのある考察, 地質学雑誌, vol. 54, no. 638, pp. 638.
- Murai, I. (1948): Notes on the fracture system developed in the Setogawa Group, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 26, pp. 49~53.
- 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.
- 村井 勇 (1952): 茂原町および大多喜町附近にお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, pp. 38~49.
- 村井 勇 (1955): 福井平野周辺地域の地質構造解説, 地震研究所彙報, vol. 33, pp. 121~151.
- 村井 勇 (1964): 房総半島豊岡層群中に発達するわれめ系, 地質学雑誌, vol. 33, no. 826, p. 397.
- Nakagawa, H. (1962): Structural growth of the Kanto tectonic basin, *Sc. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), Special vol., no. 5, pp. 373~393.
- 生越 忠 (1955): いわゆる“面なし断層”についての 2, 3 の考察, 地球科学, no. 24, pp. 20~25.
- 大塚弥之助, 小池 清 (1949): 房総半島中部の地質, 立地自然科学研究所報告, no. 2, pp. 31~32.
- Parker, J. M., III (1942): Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 53, pp. 381~408.
- Pia, N. (1924): Über eine neuen Versuch zur Anwendung statistischer Methoden in den Tektonik, *Geol. R. sch.*, Bd. 5, pp. 123~243.
- Pincus, H. J. (1951): Statistical methods applied to the study of rock fractures, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 62, pp. 81~130.
- Pincus, H. (1953): The analysis of aggregates of orientation data in the earth sciences, *J. Geol.*, vol. 61.
- Price, N. J. (1959): Mechanics of jointing in rocks, *Geol. Mag.*, vol. 96, pp. 149~167.
- Roberts, J. C. (1961): Feather-fracture and the mechanics of rock-jointing, *Am. Jour. Sci.*, vol. 251, pp. 481~492.
- Sander, B. (1930): "Gefügekunde der Gesteine", J. Springer, Vienna.
- Schmidt, W. (1932): "Techtonik und Verformungslehre", Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Treska, H. (1872): Savaits étrangers de l'academie des sciences, 20, Paris.
- 立岩 巍, 他 3 名 (1956): 三浦半島の三浦層群中にみられる層内断層について, 地質学雑誌, vol. 62, no. 699, pp. 21~32.
- Turner, F. J. (1948): Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks, *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 30.
- Wager, L. R. (1931): Jointing in the Great Scar Limestone of Craven and its relation

- to the tectonics of the area, *Q.J.G.S.*, London, vol. 87, pp. 392~420.
 Whinchell, H. (1937): A new method of interpretation of petrofabric diagram, *Am. Min.*, vol. 22, pp. 15~36.
 Wilson, G. (1952): The influence of rock structure on coast-line and cliff development, *Proc. Geol. Assoc. Lond.*, vol. 63.
 矢部長克 (1928): 北上山地の南端部牡鹿半島の岩石節理の研究(一), 地球, vol. 9, no. 1, pp. 15~22.
 山口貴雄 (1955): 節理の統計学的処理とこれによる構造解析, No. 1, 層理面と剥離面, 地質学雑誌, vol. 61, no. 723, pp. 559~565.
 山口貴雄 (1956): 節理の統計学的処理とこれによる構造解析, No. 2, 剥離面(小仏層の例), 地質学雑誌, vol. 62, no. 735, pp. 657~664.
 山口貴雄 (1957): 節理の統計学的処理とこれによる構造解析, No. 3, 地域的総合, 地質学雑誌, vol. 63, no. 744, pp. 514~522.

53. *The Fracture System developed in the Vicinity of Katsuura, the Bōsō Peninsula.*

By Isamu MURAI,
 Earthquake Research Institute.

As a trial of his study on rock deformation, the writer has been carrying out a statistical research of fractures developed in the Tertiary formations of the Bōsō Peninsula. Some arguments relative to the results of this research are outlined in this paper. Many kinds of fractures are developed in rocks and some geologists have suggested that such fractures may offer an available clue for the deciphering of the mechanism of rock deformation. It may be possible to obtain some accurate information as regards the mechanism of rock fracturing, if a certain proper treatment of such fractures is designed and performed systematically. The method adopted in the writer's research is an analytical and statistical one. At the start, the significant preferred orientation and the homogeneity of the fracture fabric in all sorts of geological units is recognized quantitatively by the statistical treatment, then the size of the unit field in which such fabrics of fractures are analysed and classified precisely, and difference and interrelationship between each sort of fracture being accurately observed. Further, the relation between the ruptural deformation (fracturing of rock mass) and the plastic deformation (folding of strata) is investigated by comparing the results of this study on the interior structure with the results of the geological survey on the exterior structure. Under such a scheme of research as mentioned above, an actual condition of the crustal movement may be grasped more clearly and with more detail than by the ordinary geological survey only. The statistical method used in the field of Structural Petrology may be applied to this study.

Regarding the geologic structure of the Tertiary formations in the Bōsō Peninsula, the following facts have aldy been ascertained. It is considered that the main phase of tectonic movement was after the deposition of the Kazusa Group of the Pliocene period. Folding structures were developed, especially in the areas south of the line drawn from Minato to Katsuura. Folding axes are generally horizontal and have an East-West direction. Tertiary formations in the areas lying between the line drawn from Hota to Amatsu and that drawn

from Nako to Wada, are disturbed in a complicated way by many faults. In the other areas, faults are developed locally.

The Tertiary formations distributed in this district are those which belong to the upper part of the Awa (Sakuma) Group, the Toyooka Group and the lower part of the Kazusa Group. The relation between the Kazusa and the Toyooka Group is considered to be non-conformable.

The facts which are clarified by the research of the fracture system on this district are as follows: The situation of the bedding plane is almost horizontal, and the folding structure is not so distinct in this district. However, the homogeneous and outstanding fracture system is developed similarly as in the adjacent areas where the situation of the bedding plane is more steeply inclined and the folding structure formed more completely. Such a fracture system shows fairly homogeneous development through the whole area in this district. Between each interior structure of the upper part of the Awa Group, the Toyooka Group and the lower part of the Kazusa Group, there is no essential difference. There is, however, a little difference in the details of the fracture fabric between each formation, which may be due to the difference of the lithological character and of the stress condition at the time of the formation. Structures in a lower formation show more complicated development than those in an upper formation. The reference co-ordinate of the fracture fabric in this district shows more close interrelationship with the direction of folding axis in the adjacent area and with the direction of strike of strata in this district. The direction of this co-ordinate shifts within only 10 degrees over the whole area of this district. All fractures may be classified according to their characteristics in respect of size and nature, and also according to the state of development and the condition of surroundings relating to them. These fractures may have some relation to the folding of strata, But the stage of development of each element of the fracture system may not be entirely simultaneous with each other.

Several elements of the fracture system are recognized as follows. a) Two pairs of fracture sets having strikes of NNE-SSW and NE-SW and dips of high angles; The intersection between two fracture planes of a pair is considered as the intermediate stress co-ordinate σ_2 , which coincides with the direction of NNE-SSW and NE-SW. The direction which is perpendicular to this co-ordinate lies on the bisector of the acute intersected angle of two planes is considered as the maximum stress co-ordinate σ_1 , which is in the direction of the vertical line. The co-ordinate of the minimum stress axis σ_3 lies in the direction perpendicular to the plane including the axes σ_1 and σ_2 , in the direction of WNW-ESE and NW-SE. These fracture sets are inferred as being shear fractures, and every fault belonging in this fracture element are normal ones. Joint sets of this element have almost the same orientation as that of the fault sets. b) A pair of fault sets having strikes of WNW-ESE and dips of high angles; The principal stress axes lie in the directions of, NNE-SSW, WNW-ESE, and on the vertical line, which are assigned as the minimum intermediate and maximum stress axes respectively, as in like manner to the former fracture element. This element is not so distinct in the Kazusa Group. c) A vertical tension fracture set, having strikes of WNW-ESE to ENE-WSW; This element is a group of distinct joint sets showing the most distinct development in strata of silt-sand alternation. The orientation of this set shifts somewhat throughout the whole area in this district. The direction perpendicular to the plain of this fracture element is inferred as the minimum stress co-ordinate σ_3 . The nature of this element is considered as the tension fracture. d) A pair of reverse fault sets having a strike of about E-W and dip of low angle; This element is developed mainly in beds of the Amatsu Formation and the Toyooka Group, and tends to diminish in beds of the Kazusa Group. The principal stress axes lie in the directions of

about N-S, E-W, and on the vertical line, assigned as the maximum, intermediate, and minimum stress axes respectiverty.

The fracture system developed in this district is considered to be composed of several elements of fracture sets as mentioned above. The situation of three co-ordinates of the principal stress axes σ^1 , σ_2 , σ_3 interchanged with each other during the progress of tectonic movement in this region. The datail course of the tectonic development may be clarified by further researches of fractnre systems in the whole area of the Bōsō Peninsula.