

東北日本弧における新生代応力場変遷

Neogene tectonic stress field of Northeast Honshu Arc

佐藤比呂志*・大槻憲四郎*
Hiroshi SATO Kenshiro OTSUKI
天野一男**
Kazuo AMANO

東北日本における新生代層序・構造発達史の研究は 1960 年代でひとつの頂点に達した(北村, 1959 ; TAGUCHI, 1962 ; 池辺, 1962 など)。その後に出現したプレートテクトニクスは各方面に大きな影響を与えた。この理論の上からも東北日本弧は典型的な収れん型境界のひとつとして注目を集めた。収れん型境界の諸過程に関しては、まだ未解決の問題が多く残されている。島弧造構機構の解明にあたっては、これまでの層位学を主とする研究を基礎に、島弧の力学的過程をより直接的に反映する情報を得ることが大切である。広域造構応力場の復元は、そのうちの重要なアプローチのひとつである。

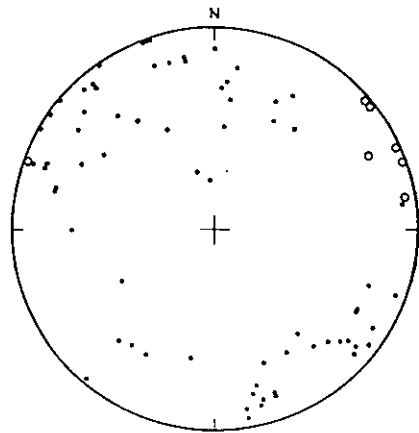
本論は島弧造構機構を再検討するに先立ち、既存の資料を総合して、新生代における東北日本弧の造構応力場変遷を概観しようとするものである。応力場を指示する構造要素として、小断層、岩脈、鉞脈鉞床を用いた。東北日本外帯については大槻が、脊梁地域については天野が、内帯及び鉞脈鉞床については佐藤がそれぞれ分担執筆した。

〔I〕 東北日本外帯の応力場に関する資料

新第三紀の東北日本外帯は内帯に比較して、地層が薄いこと、火成活動と変質が微弱であること、褶曲の発達が悪く、むしろ伸張テクトニクスが支配的であることなどの特徴を備えている。発達している小断層の大部分が正断層であり、その分布密度も内帯より 1~2 桁も高いことも際立った特徴のひとつである。以下に外帯各地の応力場変遷について述べる。

① 門ノ沢-三戸地域(地域番号①)

この地域に関する CHINZEI (1966) の研究を要約する。新第三系の構造的特徴は NS~NNW 方向の竜ノ口とう曲-折爪断層、猿辺とう曲、およびこれら間の半盆状構造である。白鳥川層群中には主要構造方向に平行な垂直断層-A型-(落差がやや大きい)と、これにほぼ直交する正断層性小断層-B型-とが発達する(第1図)。これらは同層群の層厚変化に反映された基盤の上下運動と密接に関連しているという。小



第1図 門ノ沢堆積盆に発達する断層のπポールダイアグラム(下半球投影)。白丸はA型断層、黒点はB型断層を表わす(CHINZEI, 1966)。

* 東北大理学部地質学古生物学教室

** 茨城大理学部地球科学科

泉(1979)によれば末ノ松山層(白鳥川層群最上部)とその上位の留崎層(三戸層群最下部)との間には *Denticula hustedii* - *D. Lauta zone* 主部が欠除しているという。また, CHINZEI(1966)の構造図からも, 両層群の構造にわずかな不調和があるように読める。従って, 上記の断層群は三戸層群堆積前(約11 Ma 以前)に形成されたものと考えられよう。そして, A, B 2つの型の断層の構造形成過程への関与のしかたから, B型の方がより後期に形成されたものと推定される。

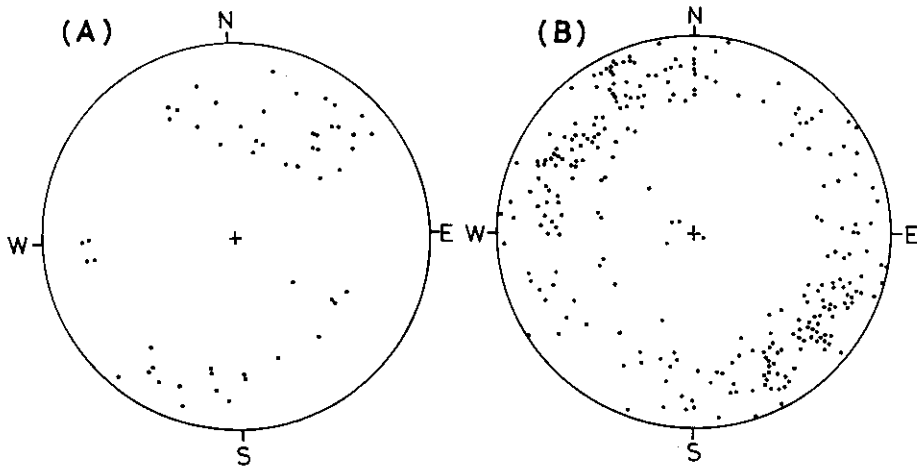
竜ノ口とう曲と猿辺とう曲の形成は基盤の西方への傾動に関係し, それらの南方延長部は正断層になっているという。前者は後期中新世後期に形成されはじめ, 三戸層群堆積中に200 m, その後中期更新世までに330 m, その後現在までに70 mの垂直変位を生じた。他方, 猿辺とう曲は鮮新統堆積中に発生して200 mの変位が生じ, その後更に200 m増加したという。これらの運動が水平圧縮応力場で生じたという証拠はなく, とう曲南方延長部が正断層であることを考慮すると, むしろ引張応力場が支配的であったと考えた方がよいと思える。猿辺とう曲頂部に見られるという逆断層性小断層は第四紀の応力場を反映したものかもしれない。

② 一ノ関地域(地域番号②)

この地域はNS~NNW方向の一関-石越とう曲帯近傍を除くと, 構造的にはおだやかである。とう曲帯西方では, 最上部中新統瑞山層によって不整合に覆われる中部中新統下黒沢層中にNE~ENE方向の正断層性小断層が発達するという(梅田, 1979 MS; 上田, 1978 MS)。

③ 塩釜・松島地域(地域番号③)

この地域の新第三系は三疊系を中心に, NE方向にのびるドーム状背斜とその軸部付近を通る長町-利府線を主要構造とする。下部中新統上部~上部中新統には無数の正断層性“面なし”小断層が発達する。これらの卓越方向は北東-南西である。藤田ら(1965)は小断層解析法を用いて応力場を復元し, ドーム状背斜北西端部では σ_2 がNEからNW方向に変化するとしている。しかし, 菊田(1973 MS)はこの“変換点”付近で多数の小断層を測定し(第2図B), ここでも小断層の



第2図 松島付近の小断層の π ボールダイアグラム(下半球投影)。(A)は奥松島(鳴瀬町宮戸)付近のもの。(B)は松島町手樽付近のもの(菊田, 1973 MS)。

方向はNE方向のまま変化せず, σ_2 がNE方向である応力場はより広域的であるとした。しかし, 全ての正断層性小断層がNE方向であるというわけではなく, 全域的に落差・頻度がともに小さなNW方向のものも見られ, 特により東方の奥松島の一部ではWNW方向のものが多い(第2図A)。これらの形成の前後関係は不明である。

ドーム状背斜の軸部を切る NE 方向の長町-利府線は、中期中新世より後期中新世にかけて、北西側落ちの正断層として活動した。ところが、下部鮮新統堆積後（おそらく第四紀）に北西側上りの逆断層として再活動した（浜田，1981 MS；鈴木，1981 MS）。ここに明瞭な応力場の交換が認められる。

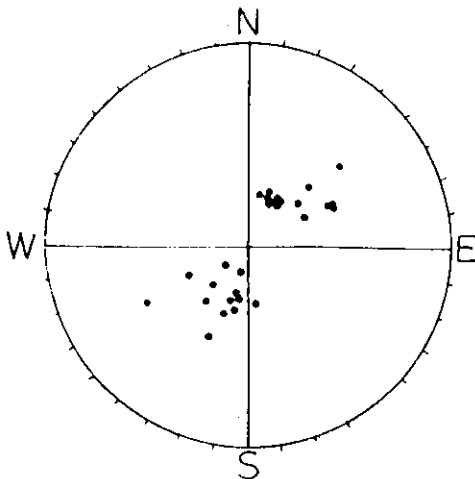
④ 仙台地域（地域番号④）

この地区の下部中新統最上部以上の諸層は、鮮新世に形成された鉤取-奥武士線（とう曲帯）と長町-利府線に沿う急斜帯を除くと、全般的に穏やかである。応力場を指示する構造要素を形成順に以下に列記する。イ）下部中新統最上部の高館火山岩類に伴って、NE 方向の火山岩々脈が散見される。ロ）仙台西部の中・上部中新統には少数ながら NE 方向の正断層が見られるが、詳細は不明である。局部的に NW 方向の逆断層が発達する（第 3 図）。ハ）仙台西方の上部中新統日陰層・白沢層を貫いて、NE 方向の安山岩々脈が卓越する（天野，1980）（第 4 図）。ニ）三滝火山岩類

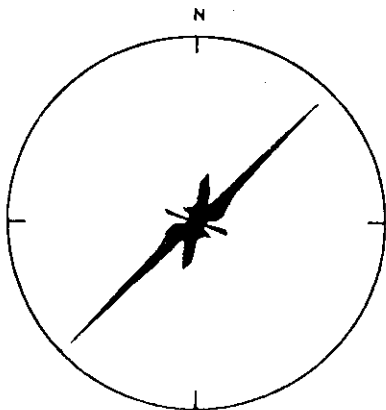
（5.1 Ma）の一部には NW 方向の正断層性小断層・安山岩々脈・砕屑岩脈が発達する（第 5 図）。ホ）長町-利府線、円田断層など NE 方向の逆断層性活断層がある。これらの変位を等速度と仮定すると、活動開始時期は約 45 万年前となる。これらと同性格の逆断層性活断層はかなり広範に分布し、それから求められる最大圧縮主応力軸は水平で、N 55° W を向いている（第 6 図—中田ら，1976；大槻ら，1977）。

⑤ 宮城県南西部（遠刈田・小原温泉—地域番号⑤）

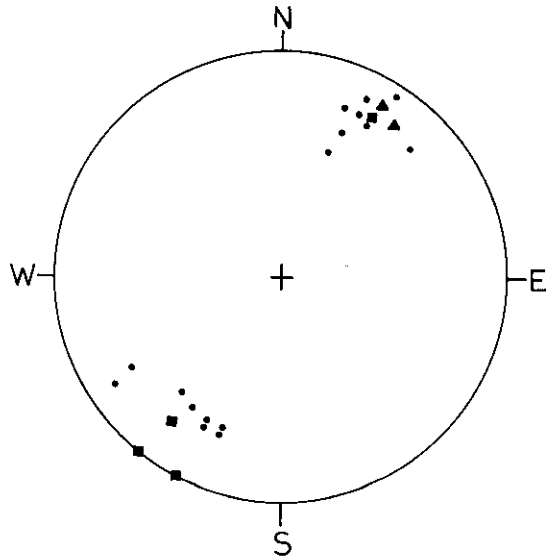
この地域は外帯と脊梁山脈との漸移部に位置し、



第 3 図 仙台市西部の中・上部中新統に発達する小断層（全て逆断層）の π ポールダイアグラム（下半球投影）（大槻・天野，1979）。

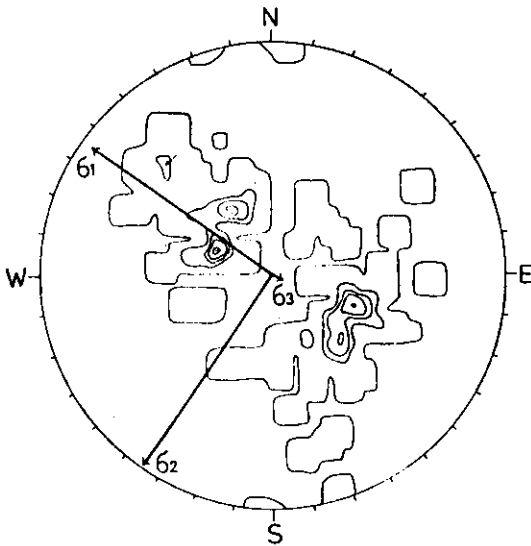


第 4 図 仙台市西方の上部中新統日陰層・白沢層を貫く安山岩々脈（108 本）の方向別頻度分布（天野，1980）。

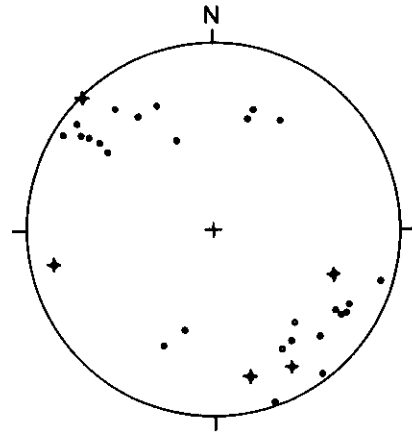


第 5 図 仙台市の最下部鮮新統三滝火山岩類に発達する小断層（黒丸）、安山岩岩脈（三角）、及び砕屑岩脈（四角）の π ポールダイアグラム（下半球投影）。

構造方向が NNE である。北村・竹下（1980）によれば、遠刈田温泉付近では断層・碎屑岩脈・マンガン鉱脈がいずれも NE 方向を向いているという（第 7 図）。

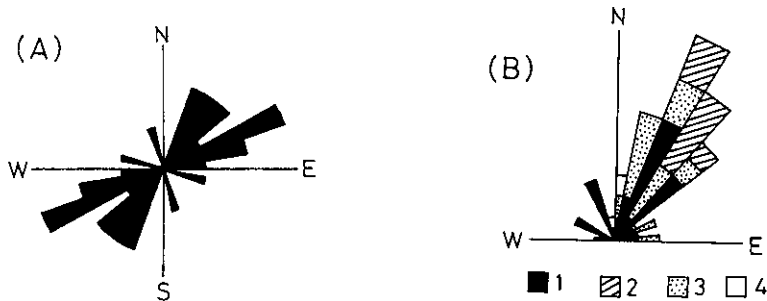


第 6 図 仙台市内に発達する第四紀逆断層性小断層（138 本）の π ポール頻度ダイアグラム（上半球投影）。



第 7 図 宮城県遠刈田温泉付近に分布する断層（丸印）とマンガン鉱脈（十字）の π ポールダイアグラム（北村・竹下，1980）。

小原温泉付近では、下部中新統最上部～中部中新統下部の鉢森山安山岩類に伴う安山岩々脈は NE 方向が卓越する（第 8 図 A）。中新統中に発達する断層も大部分が NE 方向であるが、この中



第 8 図 宮城県小原・鎌先温泉地域において、下部中新統上部～中部中新統下部鉢森山安山岩類中に貫入する安山岩々脈（15 本）の方向別頻度分布（A）と中新統中に発達する層（47 本）の方向別頻度分布（B）。(B) の 1 は性格不明 2 は逆断層、3 は正断層、4 は面なし正断層を表わす（北村・福留，1979）。

には面なし正断層と逆断層が含まれる（第 8 図 B，北村・福留，1979）。NE 方向の断層は雁行配列し、全体として NNE 方向の断層集合帯を形成している。下・中部中新統堆積時には NE 方向の引張テクトニクスが、最上部中新統堆積後には NW 方向の圧縮テクトニクスが支配したと推定されている。後期の圧縮テクトニクスは逆断層性活断層である福島盆地西縁断層や作並一屋敷平断層などの活動と一連のものかもしれない。

⑥ 阿武隈山地北部（地域番号⑥）

この地域には下部中新統上部の霊山火山岩類が広く分布する。八島（1962）によれば、これに伴う NNE 方向の安山岩・玄武岩々脈が、NNE 方向の正断層群に沿って集中的に発達するという。岩頸はこれらの断層に沿って配列するものと、NE 方向に並ぶものがあるという。TAKEUCHI（1980）もこれを確認している。早坂（1969 MS）によれば、NNE～EW 方向の正断層がかなりあるらしい。

⑦ 双葉破碎帯沿いの地域（地域番号⑦）

双葉破碎帯に沿うとう曲と鮮新統に先鮮新統が衝上する現象は、相馬西方の相馬断層（北村ら、1955）、富岡・浪江・広野の双葉逆断層（三田、1959；恒石、1966）などで断続的に見られる。このような逆断層は南部の方が顕著である。とう曲運動は逆断層形成前にもかなり進行していたらしい。恒石（1966）は小断層解析によって、これらの構造が上下運動をするブロックの境界現象として説明され、必ずしも広域的な水平圧縮応力場を必要としないとした。この見解は双葉破碎帯中・北部において、断層が先第三系同志、または先第三系と新第三系を境する場合には、垂直に近い断層面をもつという事実（加藤、1976 MS；木村、1977 MS；高橋、1978 MS）からも支持される。

双葉破碎帯北部の西側に分布する下部中新統上部～中部中新統中には NS 方向の正断層（TSUNEISHI, 1978）や NNE 方向の正断層（加藤、1976 MS）が散見される。⑥の項で述べた事実を考慮すると、中新世前半の時期は EW～WNW 方向の水平引張応力場に支配されていた可能性が強い。

恒石（1974）、TSUNEISHI（1978）は双葉破碎帯北部の割山ホルスト構造が形成されるためには“はさみつけ押し”（水平圧縮）が必要であると考えた。筆者はこの考えに同調できない。なぜなら、割山ホルストは先ず中新世前・中期にその西側の沈降から取残され、鮮新世にはその東側の沈降から取残された結果“ホルスト”状構造を形成しているのであって、ある時期にホルスト部だけが隆起して形成されたものではないからである。このようなホルスト形成過程は棚倉破碎帯についても同様であり（大槻、1975）、必ずしも水平圧縮応力場を必要としない。しかし、広域水平圧縮応力場を示す徴候が全くないわけではない。割山ホルストの東西両側地域に NNW～NW 方向の逆断層性小断層が散見されるし、ホルスト西側の中・下部中新統はそれと同方向の雁行状褶曲をしている。これらの形成期は鮮新世以前であること以外、不明である。ひとつの可能性は仙台付近（④）で述べた NW 方向の逆断層性小断層形成期（後期中新世）と同時期か、または⑨で述べる棚倉破碎帯の右横ずれ運動の時期（中期中新世中期）と同時期とすることであろう。

鮮新世には双葉破碎帯の東側地域が沈降し、基盤の上下運動に伴ってとう曲と逆断層が発生した。第四紀には一部で左横ずれ運動が見られ、NW 方向の水平圧縮応力場へと変換している（大槻ら、1979）。

ところで、竹内（1981）は恒石（1966、1974）を引用して、双葉逆断層の活動を「白土層群堆積後・高久層群堆積前の前期中新世末」とし、外帯が「東西性の短縮テクトニクス」の場である「対の応力場」なるもののひとつの根拠とした。「短縮テクトニクス」の内容は上述したようなものであり、恒石の見解を十分理解して引用しているようにはみえない。また、逆断層の形成期についても、恒石は「白土層群と多賀層群堆積後の2つの時期」と述べているのであって、竹内の引用のしかたは明らかに誤っている。ましてや「前期中新世末」などという時代は、常磐地域の層序が大幅に変更されつつある現在、何を根拠としているのであろうか。恒石のいう「白土層群と多賀層群との間」の運動の時期について現在推定しうることは、福留（1974 MS）の層位学的研究によって明らかにされた、日立・太田・那珂湊地区に共通な 11.5～13 Ma の時期と 7.5～4 Ma の時期

の不整合形成期のいずれかに一致する可能性である。

⑧ 常磐地域 (地域番号⑧)

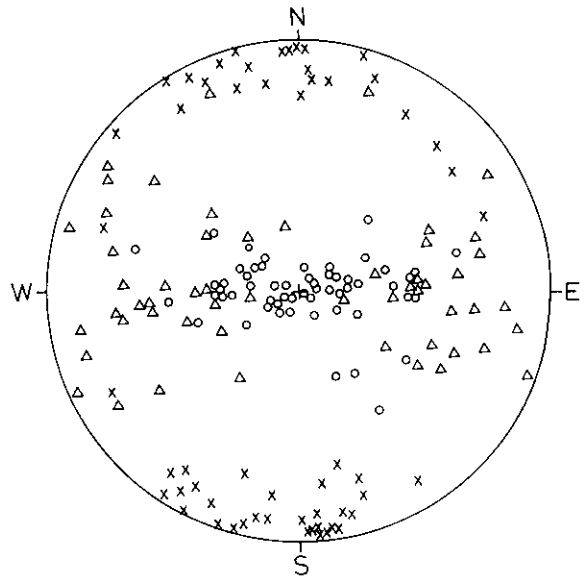
この地域は NW と NS 方向の断層に規制された傾動ブロック運動を特徴とする。HOSHINO (1965), 三井 (1969), TSUNEISHI (1978) などによって, 無数に発達している小断層を利用した応力場復元がなされている (第9図)。全域的に最大圧縮主応力軸 σ_1 が垂直に近く, σ_3 が南北で, 引張テクトニクスが支配的であったことを示す。これらの小断層形成期は多賀層群堆積前とされていたが, KATO (1980) の最近の研究によれば, 従来の多賀層群は中中新世から鮮新世にわたるもので, 場所によって異なるので, この結論も再検討を要することとなった。⑧の項で福留 (1973 MS) の研究を引用して述べたと同様に, 小断層形成期は中中新世中期と後中新世の2つの可能性がある。

また, 三井 (1969) によると, 中～大規模断層の多くも正断層であるが, 一部に水平成分を有する断層条線が見られるという。彼の資料から判断すると, NW 方向の水平圧縮応力場が存在した可能性もある。しかし, この地域の主要な断層は先新第三紀の既存断層で, これらが中新世の堆積盆地を規制する正断層として再活動したものであるから, この地域を中新世を通じて支配した主要なものは引張応力場であったと考えるのが妥当であろう。

TAKEUCHI (1980), 竹内 (1981) は入遠野と竹貫付近で先第三系を貫く EW ～ NW 方向の火山岩々脈 (Swarm 1 と 2) を根拠にして, 前期中新世末に σ_{Hmax} が東西に近い応力場が外帯に存在していて, 「対の応力場」を形成していたとしている。「前期中新世末」としたのは一色 (1974) によって報告された平層中の枕状溶岩が入遠野の岩脈と関係があると加納ら (1973) が考えたことを根拠にしている。しかし, 加納らは溶岩の噴出源は近いとは推定していても, それが入遠野の岩脈と関係しているとは一言も述べていない。また, 一色 (1974) によれば, 枕状溶岩は黒色のガラス質で, かんらん石斑晶を含むハワイのソレライト質玄武岩に似た化学組成をもつという。TAKEUCHI (1980) は入遠野の玄武岩岩脈は竹貫の安山岩々脈に岩相が似ているという。加納ら (1973) は後者の安山岩々脈と同一と思われるものを矢野山角閃石安山岩と呼び, 角閃石大晶, 普通角閃石・普通輝石・柴藤輝石・斜長石の斑晶, 角閃石斑れい岩の捕獲岩を含むと述べている。竹内はこれらの岩脈と枕状溶岩が「関係している」(同源である) と何を根拠に言うのだろうか。

⑨ 棚倉破碎帯沿いの地域 (地域番号⑨)

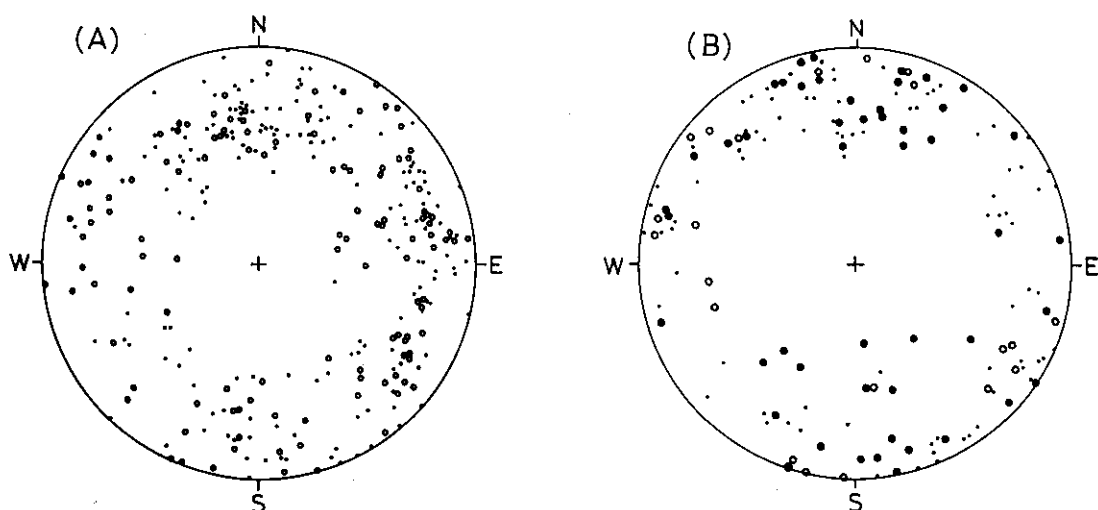
この地域の中新世以後の堆積作用は, 主に破碎帯西側地域に海侵があった I 時期 (18～14 Ma), 主にその東側地域に海侵があった II 時期 (11～8.5 Ma), 破碎帯に無関係に海侵があった III 時期 (3～2 Ma) に大別される。III 時期の地層はほとんど変形を受けておらず (地層の傾斜は10度以



第9図 常磐地域に発達する小断層の解析から求めた主応力軸 (上半球投影)。丸, 三角, ×印はそれぞれ最大圧縮主応力軸, 中間主応力軸, 最小圧縮主応力軸を表わす (三井, 1969 にもとづき, TSUNEISHI, 1978 が作成したもの)。

下), ゆるく変形したⅡ時期の地層(傾斜は10度前後)を傾斜不整合で覆い, 後者は数十度傾斜したⅠ時期の地層を傾斜不整合で覆う。大規模な断層もⅡ時期の地層にほとんど影響を与えていない。従って, Ⅱ時期以前に最も激しい造構運動があったと言える。Ⅰ時期はNNW方向の棚倉破砕帯とこれと交わるEW~ENE方向の既存断層に囲まれた地塊のNE~ENE方向への傾動運動を主とする引張テクトニクスが支配的であった。その後, ⅠとⅡ時期の間(14~11 Ma)に, 破砕帯の右横ずれ運動を示す変形跡, 破砕帯内にミ型に雁行配列する断層と褶曲などを形成したNE-SW方向の水平圧縮応力場が存在した。

大槻(1975)の小断層の資料を整理しなおすと, 次のような事がわかる。見掛上正断層に属するものは, 卓越するEWとNNW系, より少ないNE系に分けられ, 同様の傾向は断層条線から正断層と確認されているものについても見られる(第10図A)。地質図に記入された断層につい



第10図 棚倉破砕帯沿いの中新統に発達する小断層の π ポールダイアグラム(上半球投影)。(A); 黒点は見掛上の正断層, 丸印は断層条線から正断層と確認したものの π ポールを表す。(B); 黒丸と白丸印はそれぞれ断層条線から左ずれ, 右ずれと確認した小断層, 黒点印は断層条線の傾きが45度以上だがセンスが不明の断層の π ポールを表す(大槻, 1975の資料を整理しなおしたもの)。

でも同様で, NNW系が最も古いこともわかる。断層条線から横ずれ性小断層であると確認されたものは, かなりバラツキはあるものの, 左横ずれが圧倒的に多いEW系と, 数は少ないが右横ずれが卓越するNNE系とに分けられる(第10図B)。この結果からもNE-SW方向の水平圧縮応力場が存在したことがわかる。

以上の事から, Ⅰ時期の地層堆積中(18~14 Ma)に, 先ずENE方向の水平引張応力場が, 後にNS~NW方向の引張応力場が存在し, その後(14~11 Ma)にNE方向の水平圧縮応力場に変化したことがわかる。その後は大きな変動はない。

桑原(1982)は筆者とは大変異った見解を発表しているが, 機会を改めて批判を加える予定である。

TAKEUCHI(1980)は太子南東方にあって, 八溝中古生層を貫く玢岩(Swarm 3)が浅川層中の“agglomerate”(火山角礫凝灰岩As1のこと?)と同源であるとしている。そして, この岩脈の方向が東西であることを「対の応力場」が存在したことのひとつの根拠としている。しかし,

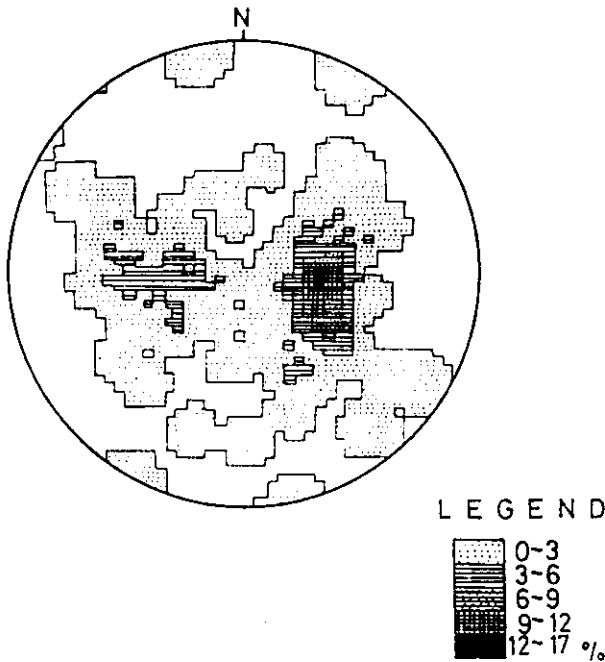
両者が同源であることの証明なしに、そのような応力場の復元をなしえないことは言うまでもないことである。

〔Ⅱ〕東北地方内帯の小断層および岩脈

新第三紀の東北日本内帯は、火成活動が著しいこと、中期中新世にはじまる沈降により厚い地層が形成されていること、褶曲の発達著しいことなどを特徴とする。とくに断層の近傍では逆転層も形成され、報告されている小断層も低角の逆断層が多い。この点でも外帯地域とは対照的である。以下に各地の応力場に関する資料について述べる。

① 津軽半島南部地域（地域番号⑩）

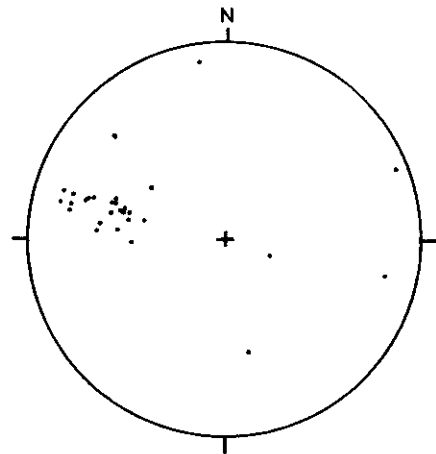
この地域の中央部には、中部中新統を核心とし NS 方向の長軸を有する馬ノ神山ドーム、その東翼には高角逆断層である津軽断層が形成されている。三村（1979）は津軽断層の東西両側に発達する小断層にもとづいて応力場を復元している。卓越する断層系は NS 方向の低角逆断層である（第11図）。これから推定された応力配置は、最大圧縮主応力軸 σ_1 が東西で水平であり、最小圧縮主応力軸 σ_3 が垂直である。このような造構応力場が作用した主な時期は、味噌川沢層（後期中新世～鮮新世）堆積後から鶴ヶ坂凝灰岩部層（鮮新世～更新世）堆積前と推定されている。



第11図 津軽半島南部地域に発達する逆断層的性格の NS 方向の小断層の π ポール・ダイアグラム—断層の総数 142 条、下半球投影（三村，1979）。

② 秋田県二ツ井付近七座背斜（地域番号⑪）

北秋田地域には NNE ~ SSW 方向の長軸をもつ褶曲が発達している。伊藤（1977）はこの褶曲の一つ、七座背斜東翼に分布する小断層（第12図）から古

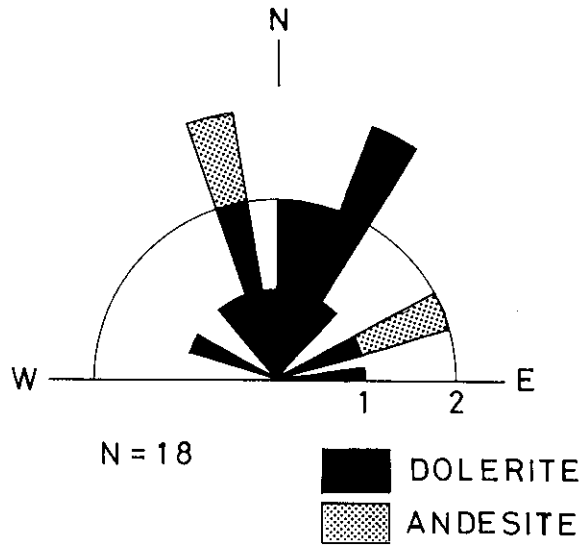


第12図 七座背斜東翼に発達する逆断層性格の小断層群の π ポール・ダイアグラム—断層の総数 29 条、下半球投影—（伊藤，1977）。

応力場を復元している。復元された応力配置は、 σ_1 がほぼ東西で水平であり σ_3 が垂直である。この小断層群は藤琴川層最上部から小比内層、前山川層下部にかけて発達している。小断層の形成時期は上記地層の堆積直後と推定されている。またこの求められた東西圧縮応力場が広域応力場を示すものか、海底地迄等の局所的応力場を反映するものか判断できないとしている。

③ 秋田県五城目-上小阿仁地域 (地域番号⑫)

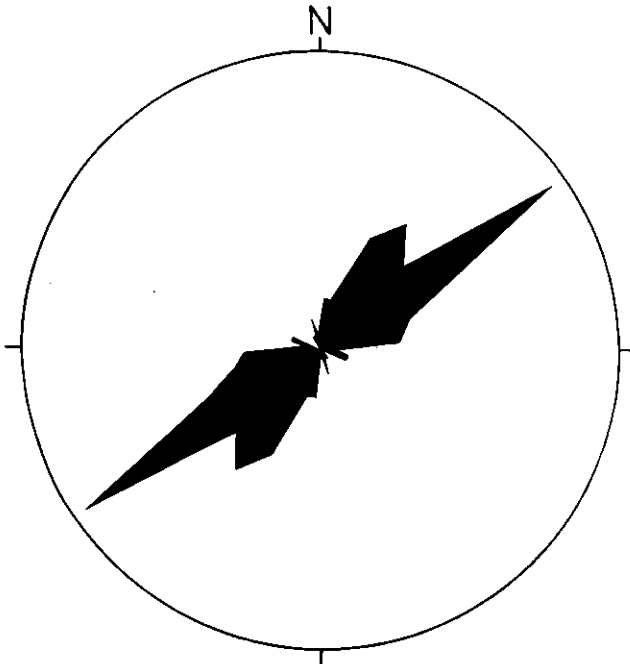
秋田油田地域の東縁, 大平山地の北縁に位置し, 主として NNE ~ NE 方向の褶曲, NS 方向の断層が発達している。本地域に分布する台島~西黒沢層に相当する筑紫山層, ヤチノ沢層中に粗粒玄武岩, 安山岩々脈が貫入している。貫入時期は女川相当層である小嵐山層堆積時中~末期とされる (矢萩, 1981 MS)。貫入方向の測定数が 18 条と少ないため明瞭な卓越方向を示していないが, ENE ~ NNW 方向が多い (第 13 図)。



第 13 図 秋田県五城目-上小阿仁地域に分布する火成岩々脈の方位分布図 (資料は矢萩寛仁氏による)。

④ 山形県北西部新庄盆地西縁および出羽丘陵地域 (地域番号⑬)

新庄-酒田間の出羽丘陵は, 東西両縁を断層または急傾斜帯に境された NS 方向の地壘状複背斜構造を呈する。出羽丘陵およ



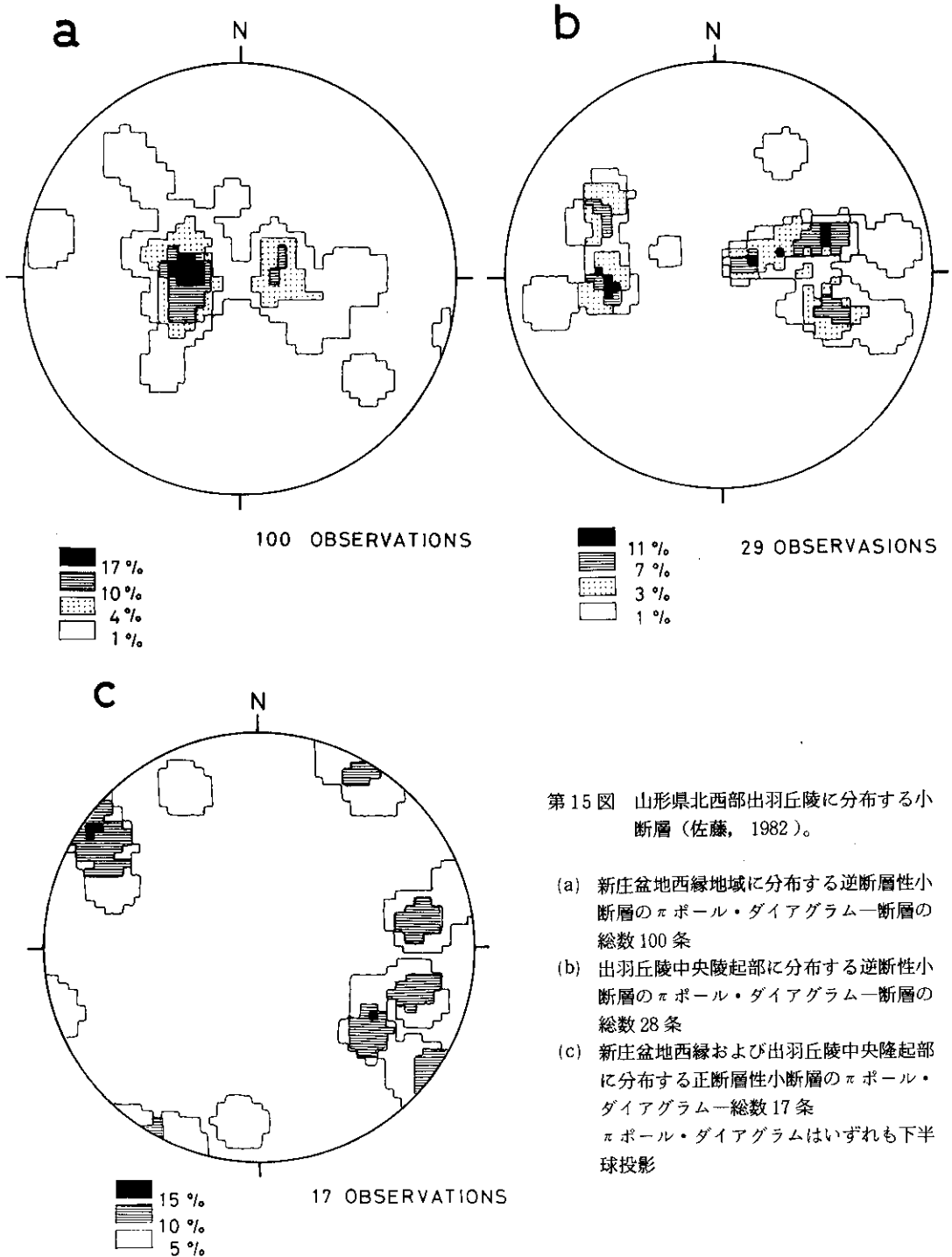
第 14 図 山形県北西部出羽丘陵地域, 大川層中に発達する玄武岩および粗粒玄武岩の火成岩々脈の方位分布図 (佐藤, 1982)。

び新庄盆地西縁に発達する断層および褶曲軸の方向は, すべて NS ~ NW 方向である。地壘状の隆起部は西黒沢階, 女川階にほぼ対比される大川層・草薙層により構成されている。大川層中には玄武岩, 粗粒玄武岩の岩脈が貫入している。岩脈群 (測定数 119 条) の貫入方向は, NE 方向が最も卓越する (第 14 図)。また北方隣地域において今田 (1956) が報告している 23 条の玄武岩々脈もすべて, ENE ~ NE 方向である。これからの岩脈の貫入時期は, 大川層堆積時末~草薙層堆積時中と推定される。

本地域において広範囲に卓越する小断層は NS 方向の低角逆断層であ

119 OBSERVATIONS
RADIUS 25%
INTERVAL 10°

る。この逆断層性小断層群は地塁状の隆起部に分布している（第15図 a, b）。これらの小断層群により全域にわたって、 σ_1 が東西で水平であり σ_3 が垂直である圧縮応力場が復元される。小断層の形成時期は中渡層上部から鮭川層堆積時以降、すなわち後期鮮新世後期以降と推定される（佐



第15図 山形県北西部出羽丘陵に分布する小断層（佐藤，1982）。

- (a) 新庄盆地西縁地域に分布する逆断層性小断層の π ポール・ダイアグラム—断層の総数 100 条
- (b) 出羽丘陵中央隆起部に分布する逆断層性小断層の π ポール・ダイアグラム—断層の総数 28 条
- (c) 新庄盆地西縁および出羽丘陵中央隆起部に分布する正断層性小断層の π ポール・ダイアグラム—総数 17 条
 π ポール・ダイアグラムはいずれも下半球投影

藤, 1982)。この他, 岩脈の貫入方向と調和する NE ~ NW 方向の正断層性小断層が小数ながら, 大川層~野口層まで分布している(第15図c)。正断層の発達層準から推定し, 逆断層形成前の応力場を示している可能性が高い。

⑤ 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域(地域番号⑭)

天野(1980)によれば, 本地域の主要構造は長軸が NNE ~ NW 方向をとる逆“く”字型の複背斜構造でありその東翼に高角逆断層である作並断層を伴う。この隆起帯の核心部を構成している下部中新統作並層以下の諸層を貫く火成岩岩脈の卓越方向は NS である(第16図)。

〔Ⅲ〕鉾脈鉾床

鉾脈鉾床は裂かを充填して形成されたもので, 造構応力場を研究していく上で重要な資料の一つである。東北日本における鉾脈鉾床とテクトニクスの関係については, 伊藤(1951), 大沢(1963), 金子(1972), 堀越(1975)等により論じられている。本論では鉾脈鉾床の卓越方向とそれから推定される応力場について述べる。

① 鉾脈鉾床の卓越方向について

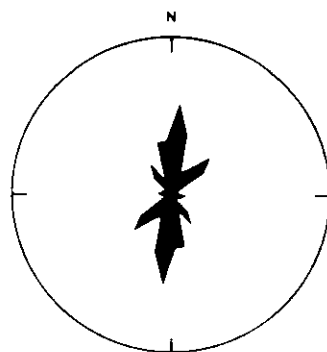
東北日本北部に分布する鉾脈鉾床は, 大沢(1963, 1967)等により NE ~ EW 方向の卓越方向を有することが指摘されている。大沢(1967)によれば, 青森県~山形県北部の東北日本内帯では, 鉾脈鉾床の champion vein の方向はほとんどが $N40^{\circ}E \sim 90^{\circ}E$ で一定性を示し, この方向は“油田褶曲方向”(NS 方向)および“NW-SE 方向”に直角もしくは, それに近い方向である。これらの鉾脈鉾床の方向を, より広範な地域にわたって確認するために, それらの方位分布図を作製した(第17図)。中北部東北日本では NE ~ EW 方向とくに NE 方向の鉾脈鉾床が卓越する。これに対して東北地方南部とくに会津盆地以南では NS ~ NNW 方向の鉾脈鉾床が卓越している。卓越方向が異なる南北両地域の境界部にあたる会津・只見地域では, NE ~ ENE 方向と NS ~ NNW 方向の2系統の卓越方向が交叉している。

② 鉾脈鉾床の形成時期

東北日本内帯に分布する鉾脈鉾床の形成時期は, 西黒沢階後半~船川階とされている(大沢, 1967)。しかしその主要形成時期に関しては, 西黒沢階後半~女川階初頭を中心とする説(佐藤, 1972), 女川階~船川階を中心とする説(山岡, 1974)などがあり見解が分れる。東北日本内帯では, 以下の2地域において K-Ar 年代が報告されている。その1つ阿仁鉾山(卓越方向 NE)では 11 Ma, また高玉鉾山(卓越方向 ENE)では 8.4 Ma の年代を示し, いずれの年代も女川-船川期に相当する(山岡他, 1974)。

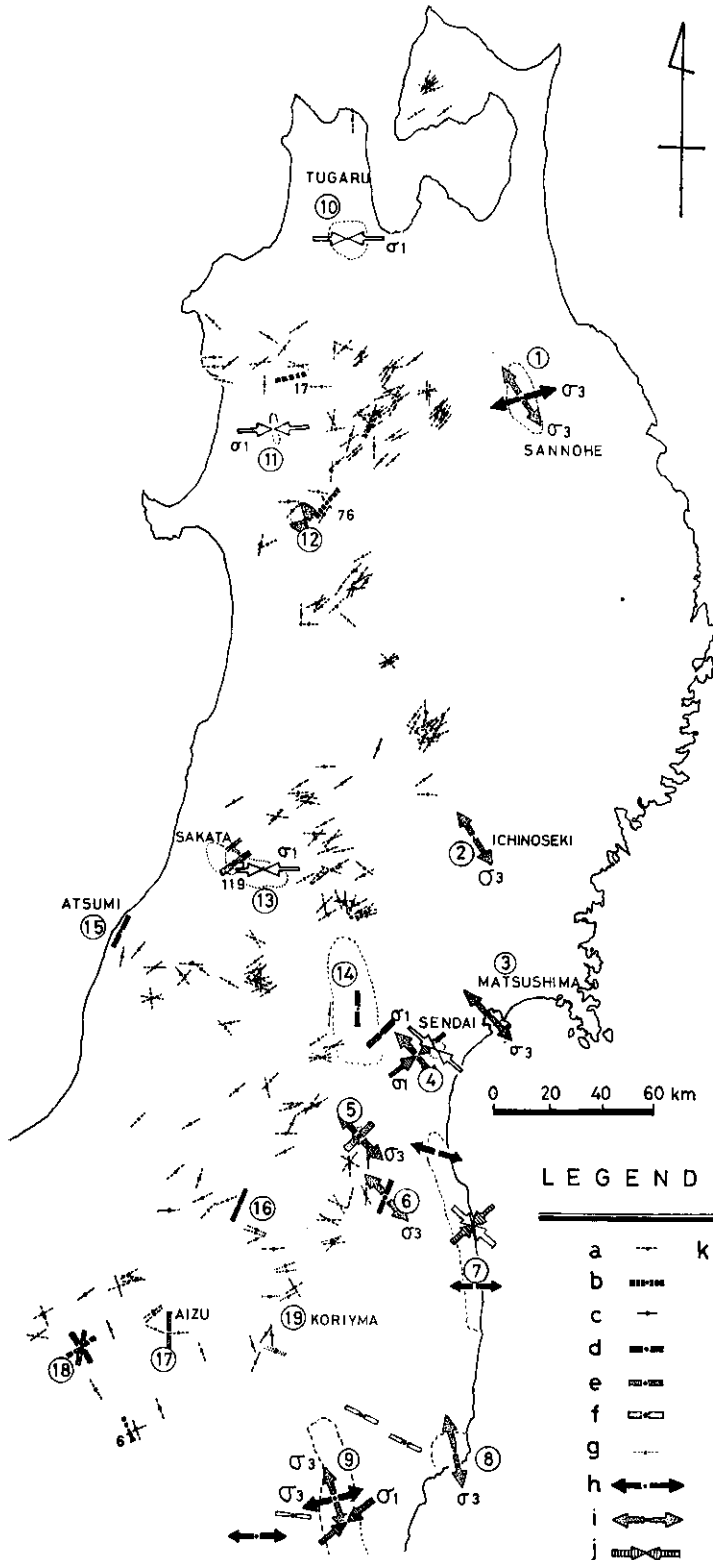
③ 鉾脈鉾床と火成岩々脈の卓越方向との関係について

第17図から明らかなように, 鉾脈鉾床の方向と火成岩々脈の卓越方向は極めて調和的である。山形県北西部山羽丘陵, 仙台市西部, 白石市西部などに分布する火成岩々脈の卓越方向はいずれも NE 方向であり, 鉾脈鉾床の卓越方向と一致している。また秋田県五城目-小阿仁地域に分布する岩脈群も, NW 方向の岩脈が少ないという点では鉾脈鉾床の卓越方向と共通性を有する。これらの火成岩々脈の貫入時期は, その大部分が鉾脈鉾床形成期に含まれている。



N=69

第16図 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域に分布する作並以下の下部中新統を貫く火成岩々脈の方位分布図。方位は 10° 間隔で相対頻度を求め, 円の大きさは 30 % を示す(図は天野, 1980 による)。



第17図 東北地方の主応力配置および岩脈・鉾脈鉾床の方向

凡例：a. 鉾脈鉾床の方向，b. 鉾脈鉾床の卓越方向，c. 岩脈の方向（一条），d. 初期中新世に貫入した岩脈の卓越方向，e. 中～後期中新世に貫入した岩脈の卓越方向，f. 東北地方南部外帯地域においてTAKEUCHI（1980）により報告されている岩脈の卓越方向，g. 郡山西方地域においてTAKEUCHI（1980）により報告されている岩脈（一条），h. 初期中新世の σ_3 の方向（引張応力場），i. 中～後期中新世の σ_3 の方向（引張応力場），j. 中～後期中新世の σ_1 の方向（圧縮応力場），k. 鮮新世末～第四紀（最新期）の σ_1 の方向（圧縮応力場）：図中の円内の番号は、地域番号を表わし本文中および第20図の番号が対応している：鉾脈鉾床の方向は、各県発行の鉾山誌・図幅および地質調査所発行の5万分の1図幅などを参考にして作製した。

鉾脈鉾床は伸張われ目を充填して形成されたものだけでなく、剪断性裂かや既存の割れ目を充填して形成された可能性もあり、方向性のみから一概に応力場を論ずることはできない。しかしながら、北～中部東北日本内帯地域においては NE～ENE 方向のほぼ一系統の卓越方向を示すこと、この卓越方向は火成岩々脈の卓越方向と一致すること、最も充填されやすい割れ目は伸長性のものと考えられることなどから、鉾脈鉾床の卓越方向は水平最大圧縮応力軸 σ_{Hmax} を示すと推定される。

〔N〕 東北地方南部内帯地域の岩脈と鉾脈鉾床

東北地方南部内帯地域における応力場とその変遷は、北～中部内帯地域とは様相を異にしている。ここでは東北地方南部内帯地域に分布する岩脈の卓越方向について鉾脈鉾床と合わせて検討する。検討を加える岩脈群は、山形県温海地域、福島県檜原湖北方東鉾山周辺、会津盆地南部、只見地域、郡山西部地域に分布するもので、いずれも主として TAKEUCHI (1980) により報告されている。

① 山形県温海地域および福島県檜原湖北方東鉾山周辺地域 (地域番号⑮, ⑯)

これらの地域に分布する岩脈群はいずれも NNE 方向の卓越方向を示す。温海地域の岩脈群の貫入時期は初期中新世中期、東鉾山地域の岩脈群については西黒沢期以前とされている (TAKEUCHI, 1980)。温海地域の岩脈群の卓越方向は周辺に分布する鉾脈鉾床の方向と調和的であるが、東鉾山地域の岩脈群は周辺の鉾脈鉾床の卓越方向である NE 方向とは斜交している。

② 会津盆地南部地域 (地域番号⑰)

鈴木他 (1972) によれば、会津盆地南部に分布する中部中新統本郷層以下の諸層には、火成岩々脈が貫入している。これらの岩脈は流紋岩を主とし小数の安山岩・玄武岩々脈を伴う。鈴木他 (1972) にもとづいて貫入時期について考案を加える。本郷層の下位には主としてグリーンタフによって構成される観音層、田中層、面川層などの諸層がある。観音層上部および面川層には流紋岩溶岩が含まれる。また、東部地域では面川層に不整合で重なる高川層、およびその上位黒森層中にも流紋岩の貫入噴出が報告されている。したがって、前述の流紋岩々脈がこれらの流紋岩の活動に伴って形成されたものとする、それらの貫入時期には新旧2つの時期があることになる。本郷層と同時異相の漆窪層は Blow の N. 9～N. 13 (≒ 15.5～11.5 Ma) に相当する有孔虫化石を産するので (島津, 1973) 旧期貫入時期はそれ以前である。他方、新时期貫入時期は黒森層が湖沼性堆積物からなるので、東北地方地史を考慮した場合、後期中新世である可能性が強い。TAKEUCHI (1980) はこれら流紋岩々脈の貫入時期を漆窪層堆積時と推定し、12.5～7.5 Ma の年代を推定している。

これらの岩脈の貫入方向は鈴木他 (1972) によれば NS 方向を中心に NNE～NNW であり、NE 方向や EW 方向のものもある。TAKEUCHI (1980) が報告している岩脈群は、NNE 方向と NNW 方向の2つの卓越方向を示している。後述するが、この NNW 方向は只見地域にみられる初期中新世に貫入した NW 方向の岩脈群に近い。また、NNE 方向は同地域の中期中新世後半～後期中新世に貫入した岩脈群の卓越方向にほぼ一致する。したがって、この2つの卓越方向は貫入時期の相異を示す可能性がある。周辺地域の鉾脈鉾床は、NE～EW 方向と NS～NNW 方向の2系統発達し、前者の系統は会津盆地以北に多く後者の系統はその南方に顕著である。

③ 西会津地域只見・金山地区 (地域番号⑱)

この地域に関する地質構造および岩脈の貫入方向について島田他 (1972) の研究を要約する。この地域は大局的には NW-SE 方向の地溝型堆積盆構造を呈し、NE-ENE 方向の断裂系と NS 方向の只子沢-小川破碎帯が形成されている。この地域に分布する中新統は下位より緑色凝灰岩を主体とする滝沢層、黒色泥岩および火山砕屑岩からなる大塩層、小川沢層、“黒色頁岩”を含む布沢

層、松沢層からなる。この地域には主として流紋岩、玄武岩からなる火成岩々脈が貫入している。これらの岩脈群について活動順にのべる。下部中新統滝沢川層堆積時には NW 方向の裂か噴出である横田流紋岩が活動した。さらに大塩層堆積時には NE ~ EW 方向の裂か噴出である蒲生流紋岩の活動、つづいて小川沢層堆積時には主として N 10° E 方向の流紋岩の裂か噴出が行なわれた。また、小川沢層以下の諸層を貫く玄武岩々脈の貫入方向は、NS が最も多く NW・NE 方向がこれに次ぐ。この貫入時期は小川沢層堆積時末～松坂峠層堆積時とされている。

TAKEUCHI (1980) はこの玄武岩々脈の貫入方向を測定し、ほぼ N 5° E の卓越方向を報告している。

また、島田他 (1972) を引用して横田流紋岩に代表される NW 方向の卓越方向は応力場の“広域主軸配置”のゆらぎを示すとして言及している (竹内, 1981)。しかし、NE ~ EW 方向の貫入方向を示す蒲生流紋岩についてはふれられていない。

周辺地域に分布する鉾脈鉾床は、横田流紋岩に調和的な NW ~ NNW 方向、蒲生流紋岩に調和的な NE ~ EW 方向をとる。中でも NE ~ EW 方向の鉾脈および岩脈は、中～北部東北日本内帯地域全域にわたり卓越する方向で見のがせないものである。

④ 郡山西方、猪苗湖東部地域 (地域番号⑨)

TAKEUCHI (1980) によれば、上部中新統板谷層および下位の掘口層、大久保層に貫入している 10 条の安山岩々脈は、ほぼ東西方向の貫入方向を示している。この岩脈群は後期中新世後期～鮮新世初頭 (7 ~ 14 Ma) に貫入したとされ、東北日本南部内帯地域が全域的に東西圧縮応力場におかれたことの重要な根拠になっている。この周辺地域に分布する鉾脈鉾床は、ほぼ NS 方向と EW ~ ENE 方向の 2 系統からなる。高玉鉾山も同様に 2 系統からなるが、ENE 方向を主体とし K-Ar 年代は 8.4 Ma を示す (山岡他, 1974)。この主方向は前述した東西性の岩脈群と調和的であり、TAKEUCHI (1980) の指摘した内帯南部地域において 7 Ma 以前に東西性の卓越方向を示す岩脈がないという見解は疑問である。

TAKEUCHI (1980) は東北日本南部内帯地域において初期中新世中期～後期中新世前期には、南北性の岩脈が卓越し東西引張応力場におかれ、後期中新世後期以降東西性の岩脈が卓越し、東西圧縮応力場になったと結論している。しかし、これまでに述べてきたように、東北地方南部内帯地域に分布する岩脈および鉾脈鉾床からみて、TAKEUCHI (1980) の見解はあまりにも単純化しすぎている。特に只見地域で中期中新世初頭に貫入した NE ~ EW 方向の蒲生流紋岩の存在、これらと調和的な NE ~ EW 方向の鉾脈鉾床の形成期が中～後期中新世にわたることなどから、南部内帯地域が初期中新世中期～後期中新世前期を通じて東西引張応力場におかれたとする見解はうけ入れられない。

また、東北地方南部内帯地域のように多系統の岩脈が存在する場合、平均化された卓越方向のみで応力場を推定することは危険であろう。

TAKEUCHI (1980) が造構応力場の復元に用いた岩脈群の中でもとくに白髪・弥彦・東筑、本宿、角田山、小木等の地域に分布する岩脈の卓越方向は集中度が低く、その中のひとつの卓越方向をもって σ_{Hmax} を定めるという方法には疑問が残る。

また、島田他 (1972) は只見地域に分布する岩脈群の貫入方向が既存断裂によって規制されている点を指摘している。横田流紋岩の貫入方向は基盤断裂である NW-SE 方向と一致し、またこの地域で最もおそく貫入した NS 性の岩脈群の中には NW, NE 方向の既存断裂と調和的な貫入方向を示す岩脈が多数みとめられるという。このような既存断裂あるいはせん断断裂かによって貫入方向が規制されている可能性に関して、ここで言及できる十分な資料が得られていない。とりあえず、以下の議論では岩脈群の卓越方向が σ_{Hmax} を示すという仮定のもとに応力場を推定していく。

〔V〕東北日本の新生代造構応力場の変遷

これまでに述べた各地の小断層・岩脈・鉞脈鉞床などから、東北日本弧における造構応力場の変遷をまとめてみよう（第18図）。

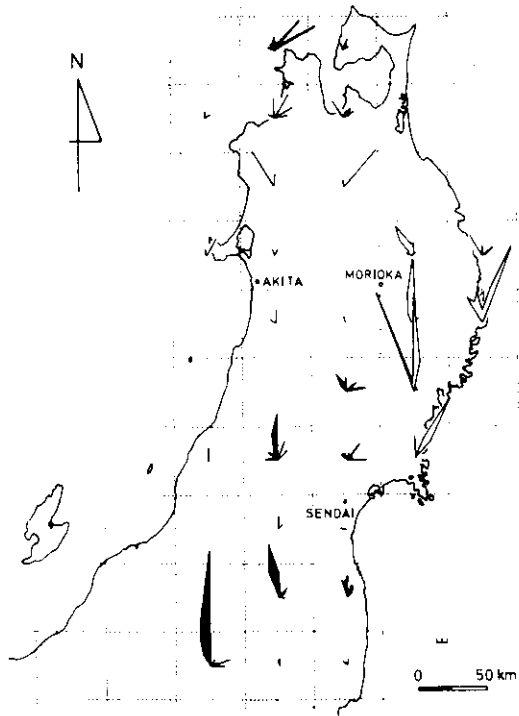
① 前期中新世

第18図を見ると、前期中新世末から中期中新世の初めにかけて、東北日本弧内・外帯ともに、応力場に変化があったようである。外帯では門の沢・三戸（①）、双葉破碎帯沿い（⑦）、常磐（⑧）、棚倉破碎帯沿い（⑨）などに、NNW～NNE方向で小～中規模の正断層群が形成された。阿武隈山地北部（⑥）でもNNE方向の岩脈が発達した。これらの現象は前期中新世末（一部中期中新世初頭を含む）の外帯が東西水平引張応力場に支配されていた事を示している。ただし、松島・塩釜（③）の正断層性小断層、仙台（④）・小原（⑤）などの岩脈はNE方向であり、むしろ後に述べる中新世中・後期の応力場と近縁である。また、常磐と棚倉破碎帯沿いの地域では、それぞれNSとNW、及びNNWとENE方向の大規模な既存断層の再動が主要な造構運動様式であり、広域な水平主応力軸の方向を正確には決定し難い。ともあれ、この時期の外帯が水平引張応力場にあった事は確実である。

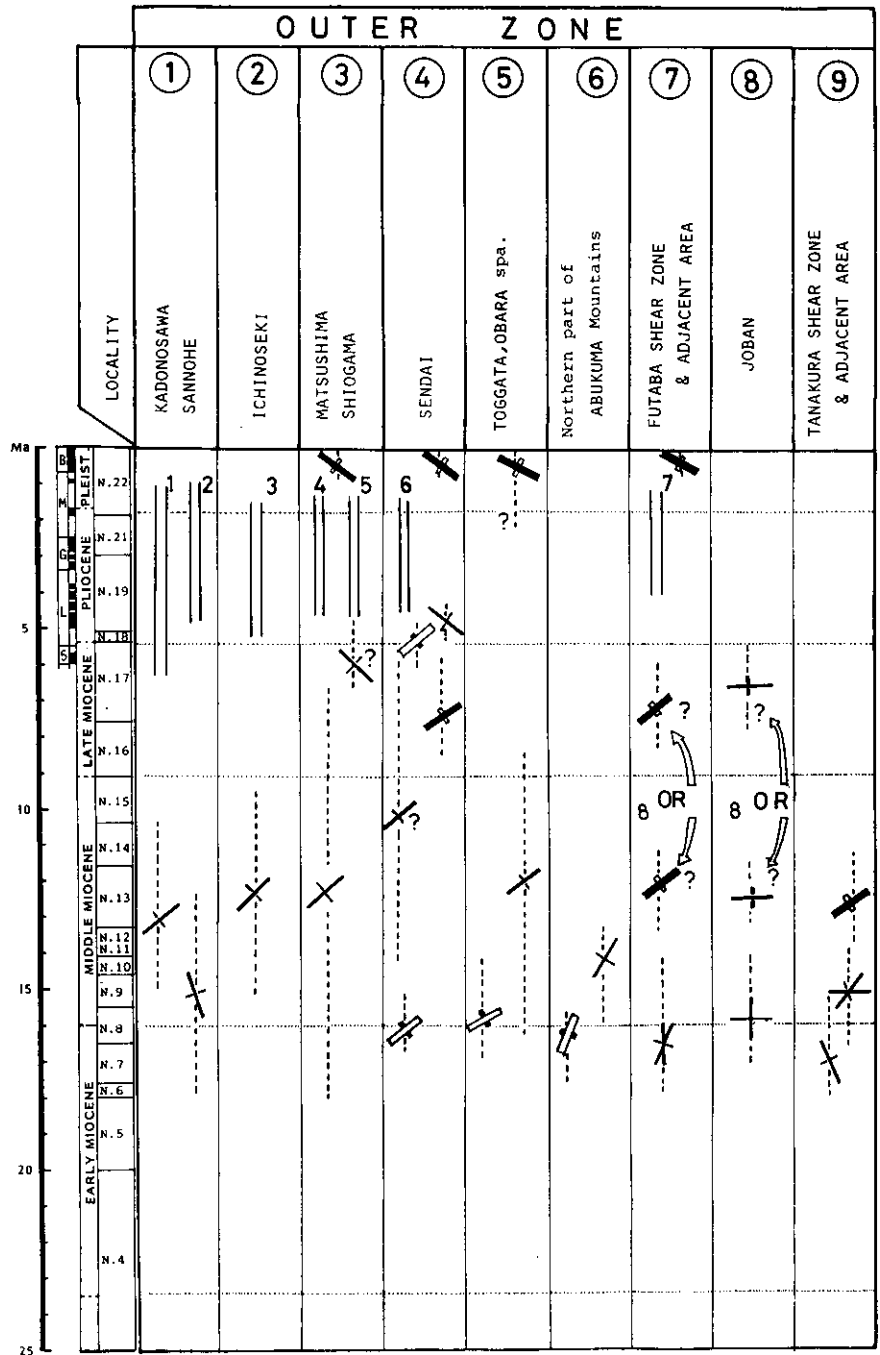
次に、内帯についてまとめておこう。宮城・山形県境の脊梁地域（⑭）、温海（⑮）、檜原湖北方の東鉢森山地域（⑯）などでは、南北方向の岩脈がこの時期に貫入した。会津盆地南部（⑰）に見られるNNW～NNE方向の岩脈群の一部も前期中新世に貫入した可能性がある。天野（1980）も東北日本全域について、下部中新統以下の諸層を貫く岩脈はNS方向のものが卓越すると指摘している。このような事実は、前期中新世における内帯も外帯と同様に、東西引張であったことを示している。このような状態は、いわば“グリーンタフ発生期”の応力場として注目に値する。ただし、只見地域（⑱）のNW方向の岩脈群は上述のような広域応力場とは不調和であり、応力場の地域性を示すものか、既存断層の反映によるものか（島田他、1972）、今後検討が必要である。

② 中・後期中新世

この時期の外帯における最も重要な特徴のひとつは、NE方向の多数の正断層性小断層が形成されたことである。これは門の沢・三戸（①）、一関（②）、松島・塩釜（③）、仙台（④）、遠川田・小原温泉（⑤）、阿武隈山地北部（⑥）、棚倉破碎帯沿い（⑦）などで明瞭である。これらの事実は、この時期の外帯がNW方向の水平引張応力場に支配されていた事を明瞭に物語っている。常磐地域（⑨）の東西方向の正断層性小断層群は、その形成時代にやや不確定性があると同時に、その方向性が他地域とやや異っているものの、この時期に水平引張応力場に支配されていた点では共通している。



第19図 東北地方に分布する中新統下部を貫く岩脈の方位分布図。各々の地域について10°間隔のローズダイアグラムで示し、長さは図中のスケール（2条の岩脈を示す）に対応している。



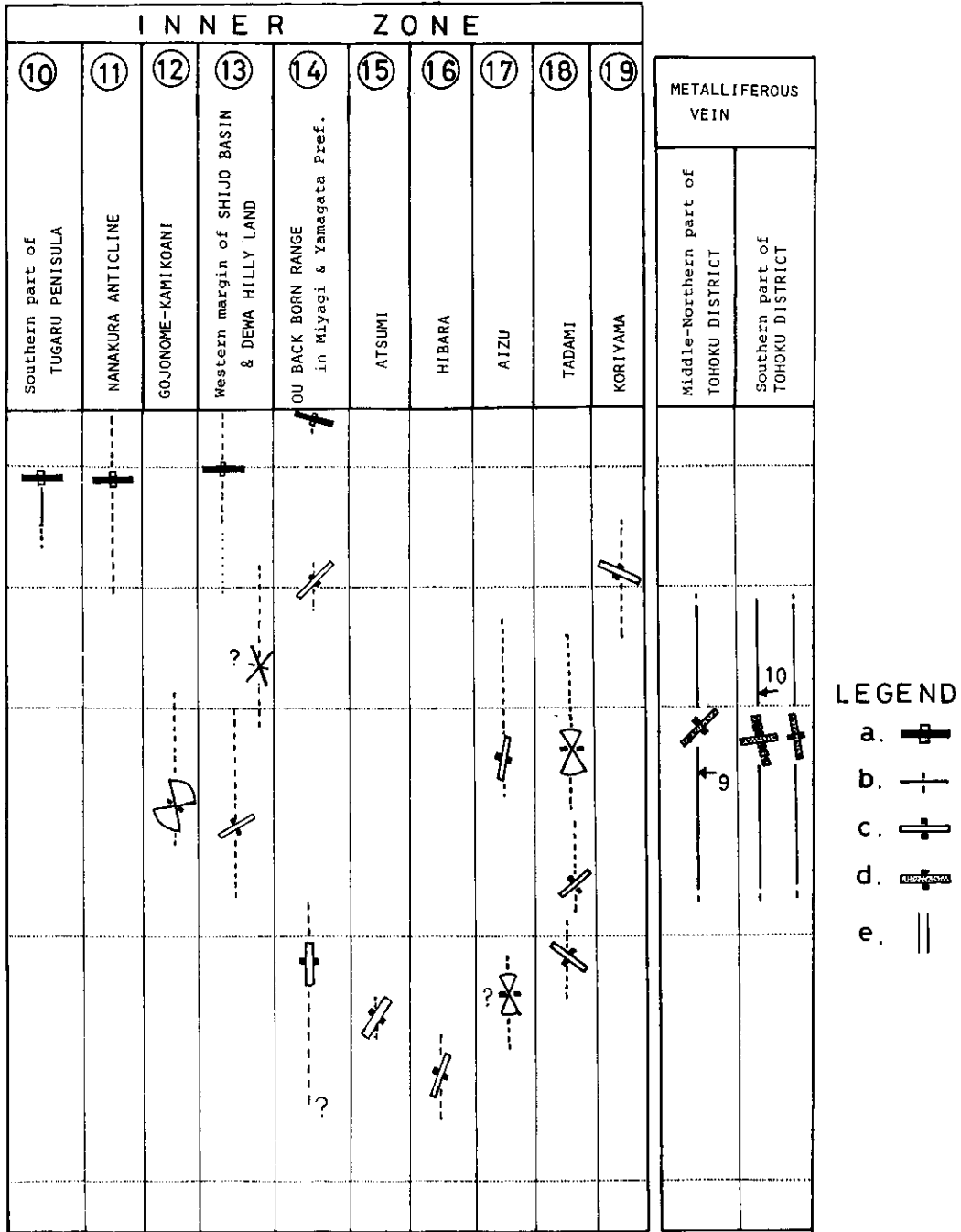
第18図 東北日本新第三紀の応力変遷

凡例

a. 水平引縮応力場における σ_1 の方向 b. 水平引張応力場における σ_2 の方向

(以上の方向は紙面上方を北として各々の方向を記号の長軸方向で表わしている。)

- 注 1. 竜の口とう曲, 2. 猿辺とう曲, 3. 一関一石越とう曲, 4. 三本木とう曲,
配置をとったことを示す, 9. 阿仁鉾山のK-Ar年代(11Ma), 10. 高玉鉾山の



c. 岩脈の卓越方向 (σ_{Hmax})

d. 鉾脈鉾床の卓越方向

5. のの岳とう曲, 6. 鈎取—奥武士線, 7. 双葉破砕帯沿いのとう曲, 8. 2つの時期のいずれかに上記の応力 K-Ar 年代(8.4 Ma) 図中の円内の番号は地域番号を示す: 年代尺度は土 編(1981)による。

中・後期中新世は上記のような広域応力場によってのみ支配されたわけではないらしい。それは中期中新世中期における棚倉破砕帯の右横ずれ運動、双葉破砕帯北部地域の褶曲の形成、仙台付近で後期中新世に形成されたNW方向の逆断層性小断層群などの事実があるからである。これらはいずれも北東方向の水平圧縮応力場を示すものである。しかし、棚倉破砕帯に関しては、そのような応力場の継続期間がかなり短いものであったらしい、仙台付近の逆断層性小断層の数も大して多いものではない。上記のような水平圧縮応力場を示す現象は、今のところ東北地方北部外帯では発見されていず、南部外帯のみの特殊性を示すものかもしれない。しかし、この応力場の σ_1 の方向は、先に述べたより広域的・持続的な応力場の σ_2 の方向と一致している事にも注意が払われるべきであろう。

中・後期中新世における内帯の応力場は、NE方向の σ_{Hmax} によって特徴づけられる。この事は卓越方向がNEである多数の鉞脈鉞床と五城目・上小阿仁(12)、山形県出羽丘陵付近(13)、宮城県脊梁山脈東部隣接地域(14)、只見(15)などの火山岩々脈によって明瞭に示される。

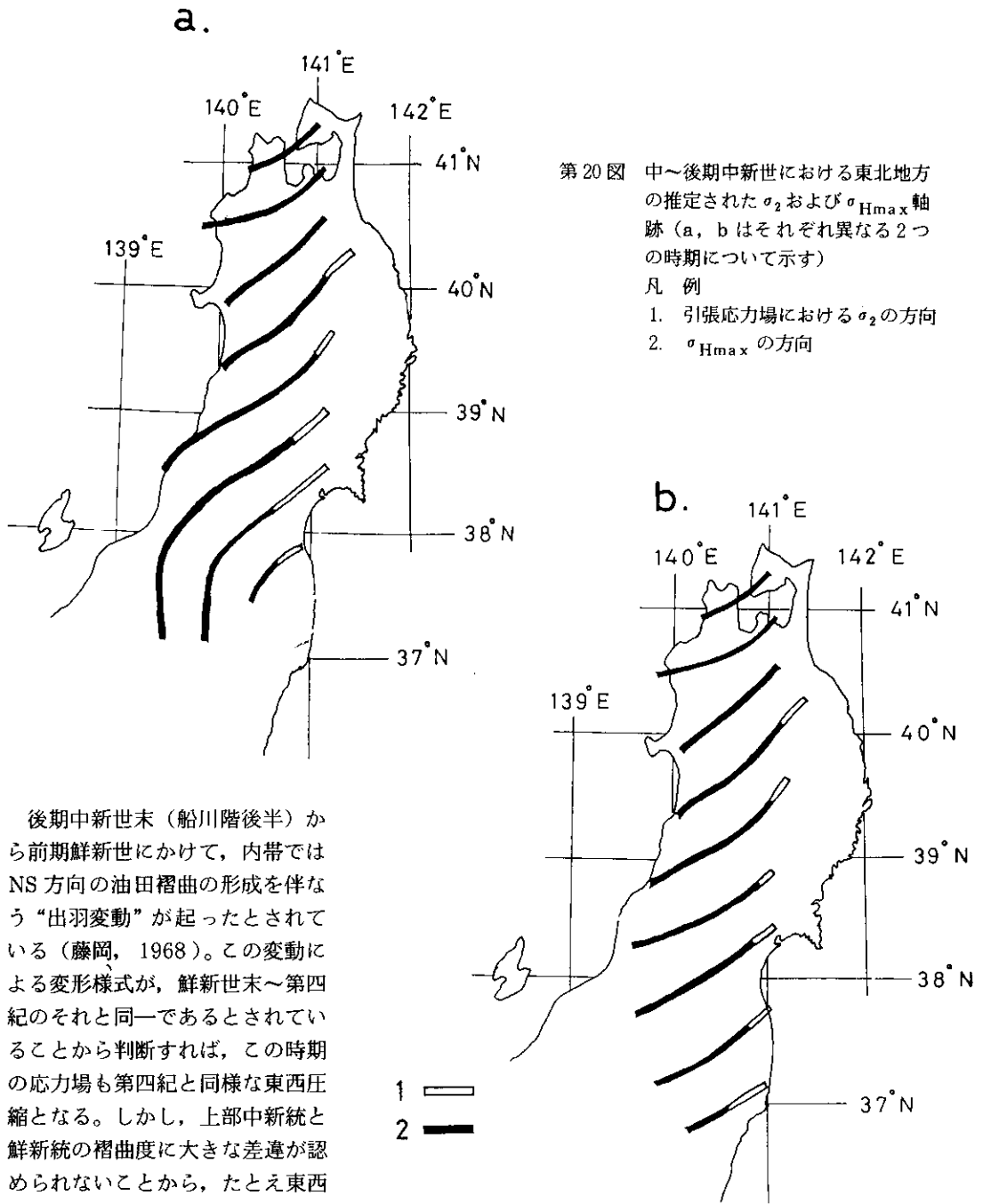
このような広域応力場は、東北地方中・北部では極めて安定しているが、南部ではこの他に異った2つの応力場に支配された時期があったらしい。そのひとつは福島県南西部に卓越するNW～NNW方向の鉞脈鉞床、及びこれと同様な方向を示す只見の岩脈の存在である。これは、既に述べたように、前期中新世の応力場に属するものかもしれない。他のひとつは、只見・会津に見られるようなNS方向をもつ中期中新世後期から後期中新世前半頃の岩脈と、少数ながら同様な方向の鉞脈鉞床の存在によって示されるものである。いずれの場合にも、東北地方中・北部で一定したNE方向を示す σ_{Hmax} の応力軌跡が、南部で“く”の字型に屈曲したようなものになる(第20図a)。

上述したように、東北日本南部は内・外帯とも中・北部とやや様相を異にしているが、とくに中・北部では、外帯の σ_2 、内帯の σ_{Hmax} がともにNE方向である点で共通している。外帯は明らかに水平引張応力場に支配されていたが、内帯もこの時期に圧縮応力場の下で褶曲運動があったわけではないので、 σ_{Hmax} はほぼ σ_2 に一致すると考えるのが妥当であろう。そして、外帯で正断層性小断層の発達が著しいのは、内帯と比較してNW方向の水平引張応力がより大きいものであったと考えるのが適当であろう。東北地方南部については、まだ結論を述べる段階ではないが、TAKEUCHI(1980)や竹内(1981)が考えたようなものではないようである。

③ 後期中新世末～鮮新世

この時期の応力場に関する資料は特に乏しい。しかし、2～3の興味を引く事実がある。外帯に属する松島・塩釜(3)では、後期中新世末(約6.5 Ma)以後に、少数ながらNW方向の正断層性小断層が形成された。また、仙台付近(4)でも、5 Ma頃にNW方向の正断層性小断層・火山岩々脈・砕屑岩々脈が形成された。これらが示す応力場は σ_3 がNE方向の水平引張であり、それ以前とは σ_3 の方向が直交している。 σ_2 がNW方向であるという点では、 σ_1 の方向が水平でNWである第四紀の応力配置と近縁であり、第四紀応力場への移行期と言えるかもしれない。この点では郡山西方のEW方向の岩脈(19)も上記の応力場に対応するものとも言えよう。

外帯の鮮新統は変形が軽微であることをひとつの特徴とする。変形の大部分は門の沢・三戸(竜の口・猿辺とう曲)、岩手県南部から宮城県北部(一関-石越とう曲)、宮城県北部(のの岳とう曲、三本木とう曲)、仙台付近(鈎取-奥武士線)、双葉破砕帯沿いの地域などに発達するとう曲によるものである。これはいずれも鮮新世(一部第四紀前期)に形成されたものである。この構造を形成した応力場は不明であるが、鈎取-奥武士線は第四紀の圧縮応力場で形成された長町-利府線によって切られている。とう曲帯の方向も一定せず、強い水平圧縮応力によって形成されたものとは思えない。むしろ低レベルの水平応力下での基盤ブロック運動によるもののようなものである。いずれにせよ、この時期の水平造構応力レベルはゼロに近いものであったと推定される。



後期中新世末(船川階後半)から前期鮮新世にかけて、内帯ではNS方向の油田褶曲の形成を伴う“出羽変動”が起ったとされている(藤岡, 1968)。この変動による変形様式が、鮮新世末～第四紀のそれと同一であるとされていることから判断すれば、この時期の応力場も第四紀と同様な東西圧縮となる。しかし、上部中新統と鮮新統の褶曲度に大きな差違が認められないことから、たとえ東西圧縮であったとしても、極めて弱いものであったに相違ない。

以上の事から、後期中新世末から鮮新世の水平応力は内・外帯ともに小さなものであり、内帯は微弱な東西圧縮応力場にあったものと考えられる。

④ 第四紀

第四紀の広域応力場については、測地・発震機構・活断層などから、内・外帯ともに東西圧縮応

力場に置かれている事が明らかにされているので、多言を要しない。従って、変形度と圧縮応力場の開始時期についてのみ触れておこう。

MATSUDA et al. (1967) によるまでもなく、中新統以上の変形度は内帯ほど著しい。特に、出羽丘陵近傍の変形のかなりの部分は、鮮新世末以降に進行したものである。従って、他の変形条件が同じなら、内帯ほど東西圧縮応力が強いことになる。

東西圧縮の開始時期についても、外帯の仙台付近では50万年前頃(中田ら, 1976; 大槻ら, 1977)であるのに対し、既に述べたように、内帯で水平圧縮応力が強くなるのは鮮新世末からである(三村, 1979; 佐藤, 1982)。

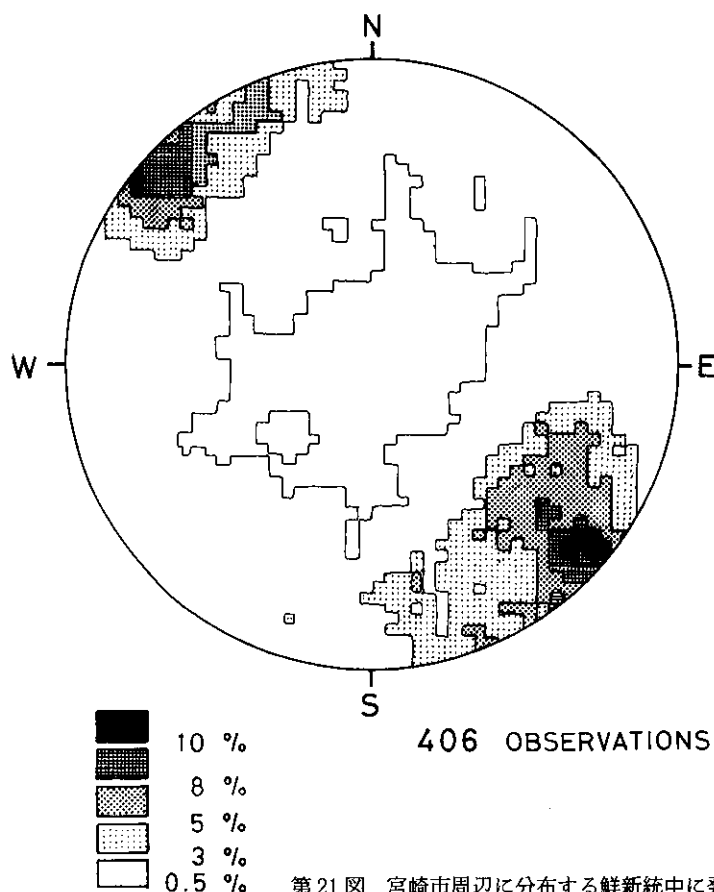
以上に述べた東北日本弧の造構応力場の変遷史はまだ概括的なものであり、今後より正確なものにしてゆかねばならない。それにしても、TAKEUCHI (1980) や竹内 (1981) が提起したような単純な応力場変遷史ではないし、また“対の応力場”の存在も疑問である。更に、後に述べるように、NAKAMURA & UYEDA (1981) が提案した、海溝から内側に向かって水平応力レベルが単調減少するような傾向も東北日本弧には存在しなかったようなのである。

〔VI〕 “ Outer Arc Tensional Zone ” について

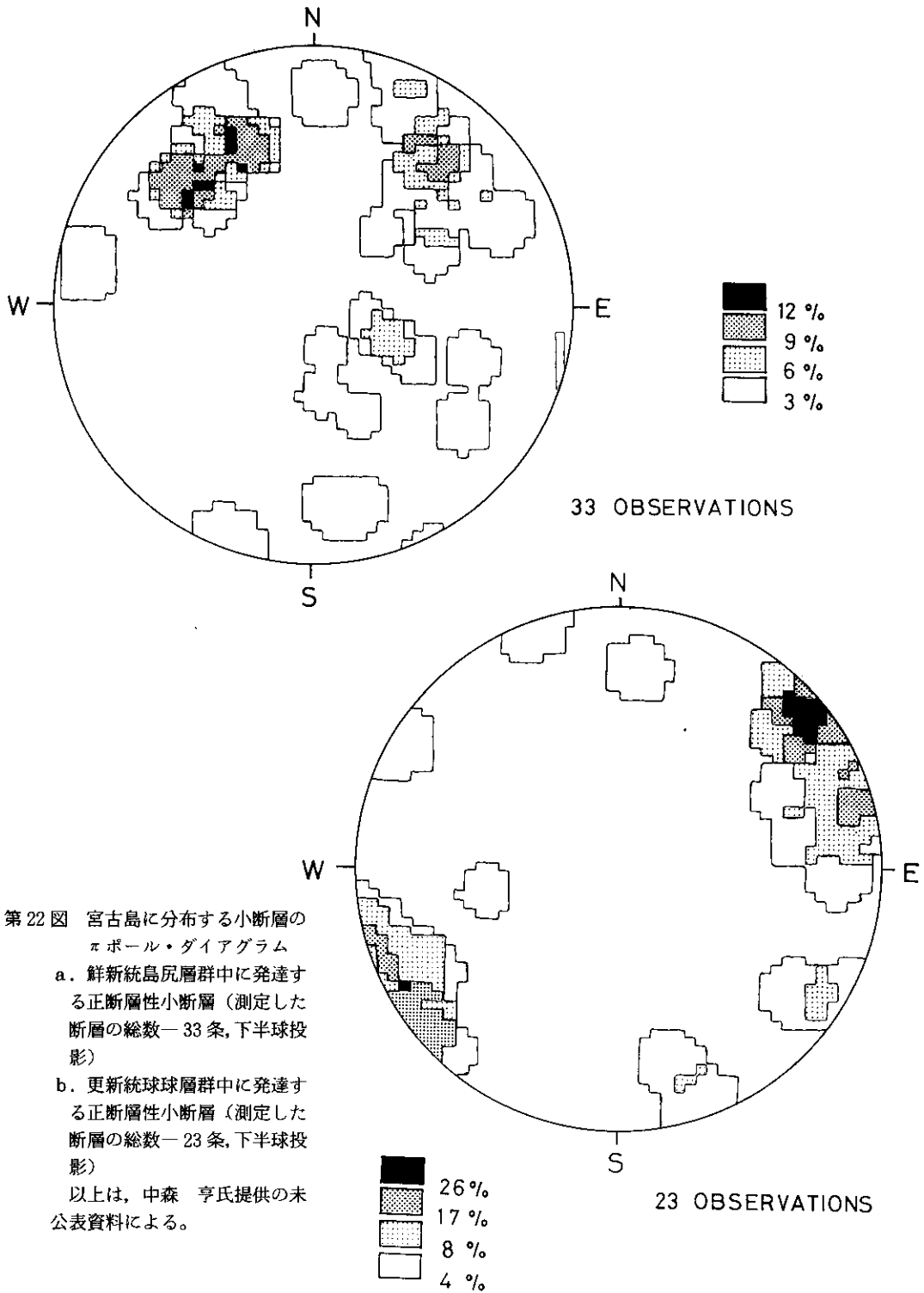
復元された東北日本弧の広域応力場から浮び出るひとつの重要な特徴は「中新世を通じ、外帯にはほとんど常に多数の正断層が発達し、その分布密度は内帯のそれより1~2桁も高い」ということである。このような特徴は房総半島における鮮新世~更新世の東西と南北方向の正断層系(衣笠ら, 1969)、三浦半島における第四紀の北北東方向の正断層系(垣見ら, 1966)、高崎地域における後期中新世の南北~北北東方向の正断層(大石, 1978)などにも現われている。

西南日本弧外帯でも、掛川、紀伊半島南部などでNNW方向の正断層群が見られる。

琉球弧外帯でも全く同様である。宮崎市周辺の鮮新統宮崎層群(中川, 1979)中には、NE~EW方向の高角正断層が無数に発達する(第21~23図)。測定数421条の中、逆断層はわずか15条のみで



第21図 宮崎市周辺に分布する鮮新統中に発達する正断層性小断層の π ポール・ダイアグラム(断層の総数—406条、下半球投影、地層の変形による補正は加えていない)

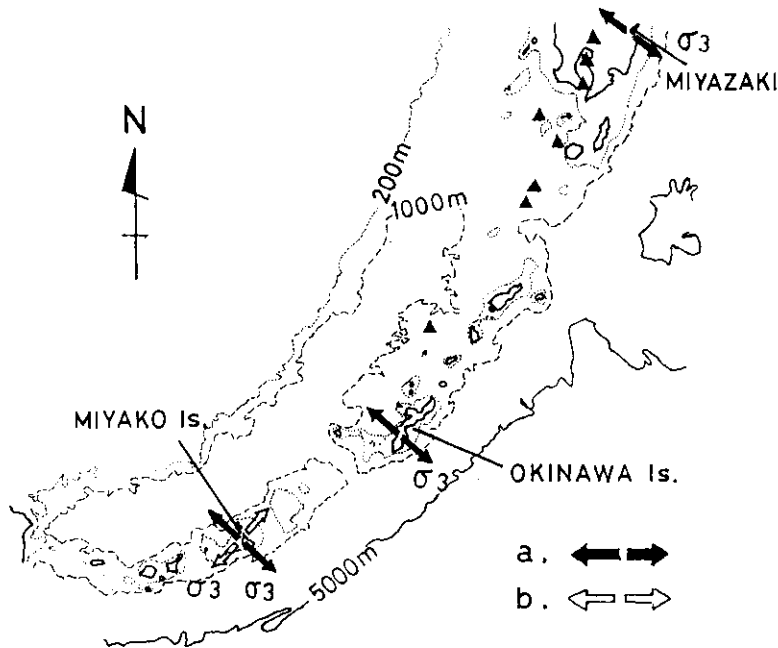


第22図 宮古島に分布する小断層のπボール・ダイアグラム

a. 鮮新統島尻層群中に発達する正断層性小断層（測定した断層の総数—33条, 下半球投影）

b. 更新統球球層群中に発達する正断層性小断層（測定した断層の総数—23条, 下半球投影）

以上は、中森 亨氏提供の未公表資料による。



第23図 琉球弧に発達する小断層から推定される応力配置

凡例

- a. 鮮新統中に発達する小断層群から推定された σ_3 の方向 (引張応力場)
- b. 更新統中に発達する小断層群から推定された σ_3 の方向 (引張応力場)

ある(佐藤, 1979 MS)。沖縄本島の鮮新統島尻層群中に発達する小断層もNE方向(島弧に平行)の正断層が卓越し、逆断層は極めて少ない(江藤, 1978)。宮古島には鮮新統島尻層群堆積後に形成されたNE方向の正断層と、更新統琉球層群堆積後のNW方向(島弧に直交)の正断層が発達する(中森, 1981 MS)。このように外弧に顕著な正断層はある種の島弧に共通した特徴であり、このような外弧を“Outer Arc Tensional Zone”と呼ぶことを提唱する。

では、正断層が多いということは何を意味するのであろうか？ 応力配置の上からは σ_1 (最大圧縮主応力軸) が垂直に近くなければならないことは言うまでもない。主応力の大きさの点から断層が多数発達するためには、岩石が脆性変形をしなければならない。そのような条件は、 $\sigma_1 - \sigma_3 > \alpha \sigma_3$ (α は正の定数) とあらわされる(Mogi, 1972)。 σ_1 は堆積物の荷重であるから、 σ_3 が小さいことが必要である。上の条件式は $\sigma_2 = \sigma_3$ の場合であるが、一般の三軸状態の場合は σ_3 が小さい場合と σ_2 が大きい場合に脆性が増加する。しかし、 σ_2 が大きくなると強度も増加するので、多数の正断層を形成する上では σ_3 が小さいことが最も効果的である。

σ_3 を小さくする機構としては、どのような事が考えられるであろうか。まず σ_3 が島弧と直交する場合について考えよう。これを満足させるにはプレート間境界に引張力を与えることである。その機構としては ELSASSER (1971) が提唱した、海溝の海側への移動に伴う“Trench Suction”効果、と上田・金森 (1978) の固定スラブモデルが挙げられる。これらの場合、島弧全域が引張応力場となりやすい。筆者らは大槻 (1982) で述べているように、前者を採用したい。もうひとつはスラブの引きずりに伴う陸側プレートの曲げの効果である。これによると Coupling 境界に適当な強制変位を与えることによって、外弧付近に水平引張応力場を発生させることができる

(SHIMAZAKI, 1974)。この機構で aseismic zone の存在をも説明できる (YAMASHINA *et al.*, 1978)。この機構の場合には内帯側がより強い圧縮応力場となる。

次に、 σ_3 が島弧と平行する場合はどのような機構が作用しているのであろうか。これに最も効果的なものは、島弧の水平曲げ運動であろう。この場合は島弧の外側ほど島弧に平行な引張応力が大きくなる。この場合にも、島弧に直交する主応力を大きくさせずに水平曲げを起すには、やはり “Trench suction” の作用が適当である。 σ_3 が島弧に直交するか平行であるかは、島弧が強い水平曲げを伴って海側に張り出すか、比較的均等に前進するかのちがいで説明される。琉球弧における鮮新世以後・更新世以前の σ_3 の応力配置は後者に、更新世以後の応力配置は前者の場合に対応するのであろう。

σ_3 の方向が島弧に斜交する場合（中新世における東北日本弧）は上述した事から自ずと類推される。すなわち、張り出し運動が不均等で、島弧に直交する対称軸からずれている場合である。中新世における東北日本弧の場合、 σ_3 の方向が NW 方向であるから、張り出し運動が島弧に斜交した SE 方向で、かつ南部で大きかったことになるであろう。

このように、“Outer Arc Tensional Zone” は収れん型境界のダイナミクスに重要な情報もたらすものであり、特に過去の島弧系の運動学的・力学的状態を復元する上で、重要な指標のひとつとなることを強調したい。

これまで述べた事から明らかなように、いかなる収れん型境界も、海溝から陸側に向かって応力レベルが単調に減少するという説 (NAKAMURA & UYEDA, 1980) には、疑問が残る。筆者らは海溝から陸側に向かって、外弧付近の応力レベルの極小域とその内側の極大域をもつような応力配値がより一般的であることを強調したい。これは現在の千島弧や東北日本弧のように、全域水平圧縮応力場に支配されている場合であってもあてはまることである（たとえば SHIMAZAKI, 1974 ; YAMASHINA *et al.*, 1978 など）。このような結論は現在における外弧と内弧の最終変形像を比較した場合、外弧には引張性変形が、内弧には圧縮性変形が卓越することからも自明な事柄なのである。

引用文献

- 天野一男, 1980 : 奥羽山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究. 東北大地古研邦報, 81, 1-51.
- CHINZEI, K., 1966 : Younger Tertiary geology of the Mabechi River valley, northeast Honshu, *Japan. J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, II, 16, 161-208.
- ELSASSER, W. M., 1971 : Sea-Floor spreading as thermal convection. *J. Geophys. Res.*, 76, 1101-1112.
- 江藤哲人, 1978 : 沖縄本島の島尻層群中にみられる小断層群の性状と新旧関係. 琉球列島の地質学研究, 3, 93-97.
- 藤岡一男, 1968 : 秋田油田における出羽変動. 石油技誌, 33, 5-18.
- 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(1). 地球科学, 76, 1-14.
- 福留高明, 1974 : 阿武隈山地南縁部に分布する新第三系の微化石層位学的研究. 東北大理学部修士論文(手記).
- 浜田康史, 1981 : 宮城県黒川群富谷町周辺の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 早坂 功, 1969 : 福島盆地北縁の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 堀越 毅, 1975 : 新生代造山運動と火山鉱床のテクトニクス. 火山第2集, 20, 341-353.
- HOSHINO, K., 1965 : Fracture system and natural gas occurrence in Joban Coal-Field. *Report. no. 210, Geol. Surv. Japan.*, 36 p.
- 池辺 穰, 1962 : 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田地下資源研報, 26, 1-59.

- 一色直記, 1974 : 阿武隈山地太平洋側の中新世枕状溶岩. 地質雑, 80, 323-328.
- 伊藤谷生, 1977 : 秋田県ニツ井附近七座背斜の成長と堆積環境の解析. 地質雑, 83, 509-521.
- 伊藤昌介, 1951 : 数種の鉛・亜鉛鉱床における裂かの性質および鉱物存在状態について. 地質報告, 43, 1-16.
- 垣見俊弘・平山次郎・影山邦夫, 1966 : 小断層から求めた三浦半島北部の造構応力場. 地質雑, 72, 469-489.
- 金子史郎, 1972 : 地形図説(2), 古今書院, 229 p.
- 加納博・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤茂・一色直記, 1973 : 竹貫地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 109 p. + 6 p.
- 加藤邦弘, 1976 : 宮城県亶理町割山山地周辺の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- KATO, M., 1980 : Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Takaku and Taga group in the Joban coal field, northeast Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, 50, 35-95.
- 菊田恵美子, 1973 : 宮城県桃生郡鳴瀬町野びる北西部の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 木村裕, 1977 : 福島県相馬市西方阿武隈山地東縁の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎, 1969 : 房総半島東海岸の小断層. 地調月報, 20, 13-38.
- 北村信・柴田豊吉・上田朗, 1955 : 松川浦周辺地域の地質および構造. 東北大地古研邦報, 45, 84-96.
- , 1959 : 東北地方における第三紀造山運動について. 東北大地古研邦報, 49, 1-98.
- , 福留高明, 1979 : 宮城県小原・鎌先温泉地域の地質. 温泉源賦存状況調査報告書(小原温泉・鎌先温泉), 50-64.
- , 竹下徹, 1980 : 遠刈田温泉地域の地質. 温泉源賦存状況調査報告書(遠刈田温泉), 35-46.
- 小泉格, 1979 : 16 門ノ沢-三戸地域(2). 土. 編「日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する資料」, 53-55.
- 今田正, 1956 : 山形県田沢地域の第三紀火山岩. 岩鉱会誌, 40, 104-115.
- 桑原徹, 1982 : 東北日本弧外側地域の東西性~北西-南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系 東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場. 構造研究会誌, No 27, (本誌).
- MATSUDA, T., NAKAMURA, K. and SUGIMURA, A., 1967 : Late Cenozoic orogeny in Japan. *Tectonophys.*, 4, 349-366.
- 三村高久, 1979 : 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究. 地質雑, 85, 719-735.
- 三田正一, 1951 : 常盤炭田双葉地区北部地質調査報告. 地調報告, 140, 1-44.
- 三井忍, 1969 : 平一小名浜間における小断層解析. 東北大地古研邦報, 67, 99-116.
- MOGI, K., 1972 : Fracture and flow of rocks. In: A. R. RISEMA., ed : *The upper mantle. Tectonophys.*, 13, 541-568.
- 中川久夫, 1981 : 琉球列島第三紀以降の堆積盆地の変遷. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 10-11.
- 中田高・大槻憲四郎・今泉俊文, 1976 : 仙台平野西縁・長町-利府線に沿う新时期地殻変動. 東北地理, 28, 111-120.
- 中森亨, 1981 : 沖縄県宮古島の琉球層群. 東北大理学部修士論文(手記).
- NAKAMURA, K. & UYEDA, S., 1980 : Stress gradient in arc-back arc regions and plate subjunction. *J. Geophys. Res.*, 85, 6419-6428.
- 大石雅之, 1978 : 群馬県鎭川地域第三系の層序と構造. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, 411.
- 大沢穠, 1963 : 東北地方中部における新第三紀造山運動および鉱化作用(第1報新第三紀の火成活動について). 岩鉱会誌, 50, 167-184.
- , 1967 : グリーンタフ. 丸善, 231 p.
- 大槻憲四郎, 1975 : 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地古研邦報, 76, 1-71.
- , 中田高・今泉俊文, 1977 : 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学,

- 31, 1-14.
- ・天野一男, 1979: 東北地方における島弧変動と応力場に関する一考察. 総研「島弧変動」研究報告, No.1, 59-62.
- , 1982: 収れん型境界におけるテクトニクスの“複合モデル”. 構造研究会誌, No.27, (本誌).
- 佐藤比呂志, 1979: 宮崎市周辺の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- , 1982: 出羽丘陵の隆起モデルについて. No.27, (本誌).
- 佐藤壮郎, 1972: ダリ-ンタフ鉾床形成の場—黒鉾床を中心として—. 鉾山地質学会特別号, 4, 鉾床形成の場の基礎的諸問題, 185-203.
- 島田昱郎・平田武雄, 1972: 西会津地域只見金山地区における黒鉾床帯の地質構造. 鉾山地質, 22, 329-346.
- 島津光夫, 1973: 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, 9, 25-38.
- SHIMAZAKI, K., 1974: Pre-seismic cristal deformation caused by an underthrusting oceanic plate in eastern Hokkaido. *Phys. Earth planet. Interiors*, 8, 148-157.
- 鈴木敬治・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤寛治・角田史雄, 1972: 若松地域の地質. 福島県地質調査報告, 61 p.
- 鈴木優子, 1981: 宮城県塩釜市附近の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- TAGUCHI, K., 1962: Basin architecture and its reation to the petroleum source rocks development in region bordering Akita and Yamagata prefectures and adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., Ser. 3, (Min., Petrol. and Econ. Geol.)* 7, 293-342.
- 高橋信也, 1978: 福島県原の町市西方の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- TAKEUCHI, A., 1980: Tertiary stress field and tectonic development of the southern part of the northeast Honshu arc, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 23, 1-64.
- 竹内 章, 1981: 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス. 地質雑, 87, 737-751.
- 土 隆一編, 1981: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基礎資料「統編」. 総合研究「日本の新第三系の生層序・年代層序の総括」, 124 p.
- 恒石幸正, 1966: 阿武隈山地広野地域の地質構造. 震研彙報, 44, 749-764.
- , 1974: 阿武隈山地東縁の地塊構造. 総研「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」報告書, 37-41.
- TUNEISHI, Y., 1978: Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Eathq. Res. Inst.*, 53, 173-242.
- 上田正人, 1978: 岩手県—関市栗駒山東方の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 上田誠也・金森博雄, 1978: 海洋プレートの沈み込みと縁海の形成. 科学, 48, 91-102.
- 梅田英昭, 1979: 岩手県—関市西方の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 矢萩賢二, 1981: 秋田県五城目・上小阿仁地域の地質. 東北大理学部卒論(手記).
- 八島隆一, 1962: 霊山層中の火山岩類(その2). 福島大学理科報告, 11, 31-68.
- 山岡一雄, 1974: 東北日本内帯の新第三紀鉾床に関する成因的諸問題. 鉾山地質特別号, 7, 59-74.
- ・植田良夫, 1974: 本邦における2.3の金属鉾床の K-Ar 年代. 鉾山地質, 24, 291-296.
- YAMASHINA, K., SHIMAZAKI, K. & KATO, T., 1978: Aseismic belt along the frontal arc and plate subduction in Japan. *J. Phys. Earth (Suppl.)*, 26, S447-S458.