

40. 阿武隈山地広野地域の地質構造

地震研究所 恒石 幸正

(昭和 41 年 3 月 22 日発表—昭和 41 年 3 月 31 日受理)

要 旨

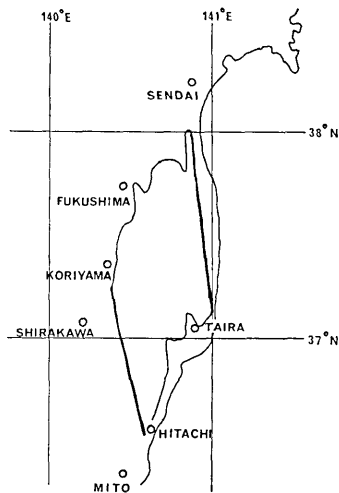
東北日本の太平洋側に位置する阿武隈山地は新生代後期に隆起した地塊山地であり、山地の東西両縁は構造線によつて限られている。地塊山地の隆起のメカニズムを解明するために東縁構造線の南端部をしめる広野地域の地質構造が研究された。阿武隈山地およびその周辺地域の地質構造を理解するにあつて、基盤と被覆層という二つの構造単位を区別することが重要である。山地の大部分は中生代後期の造山運動を受けた古生層、中生層、変成岩および花崗岩よりなる基盤から構成され、周辺地域は上部白亜系以後の被覆層によつておおわれている。広野地域では被覆層がもつとも厚く (1900 m)、かつ広く分布しており、山地の隆起に際して顕著な変形をうけている。上部中新統の白土層群の堆積後に撓曲運動が起こり、剝剝を受けたのち鮮新統の多賀層群がその上を不整合におおつた。その後の隆起によつて撓曲帯の東縁にそつて低角な双葉逆断層および無数の小断層が形成された。

この研究では小断層の中から共役なものを選びだし、それによつて断層がつくられたときの主応力軸の方向を決定する方法が用いられた。断層が共役であることを判定するためにはつぎの条件が用いられた： (1) 地層面のずれが互いに逆向きである (2) 断層面の交角が予想される最大圧縮主応力軸をはさんで 60° 前後である (3) 断層面上の線条の方向が矛盾しない (4) 両方向の断層に平行な断層も含めて互いに切り合っている。主応力軸の方向により広野地域の小断層は normal fault set, thrust set, strike-slip fault set の3つに分けられたが、それぞれ最大圧縮主応力軸は撓曲帯の示す NNW-SSE の構造方向に直交している。最初の組は撓曲帯西方の安定領域に発達し、後の2組は撓曲帯内部に交錯して分布している。Normal fault set の一部および thrust set は双葉逆断層と調和的であり、西方へむかつて主断層をはなれるにつれて中間主応力の方向を軸として応力系が 90° 回転していることが示される。このような応力分布に対し単純な横圧力を対応させることは不可能であり、A. Sanford (1959) の理論的実験的研究を引用することにより説明することができる。すなわち基盤が鉛直な断層面にそつて差動運動をするとき、被覆層の中には主応力軸が 90° 回転するような応力分布が生じる。阿武隈山地東縁において山地の隆起に関与した基盤の断層を 10 カ所で観察することができるが、このうち 9 カ所まではほぼ鉛直に近い断層面をもっている。この事実は広野地域の撓曲帯の下でも基盤が鉛直な断層面にそつて差動的に動いたという推定を裏づける。基盤の差動量は約 1000 m と算定された。

序 論

阿武隈山地は東北日本太平洋側に位置し、南北 180 km, 幅 50 km の平行四辺形をしている。多数の河谷に解析されているが、山頂は 600~700 m の高度に比較的そろい、1000 m を越えるものは少ない。山地の東側は矢部・青木 (1924) によつて Hisanohama-Iwanuma dislocation line と名づけられた構造線により、また西側は大森 (1948) による棚倉破砕帯によつて境されており、新生代の堆積物よりなる周囲の地域と著しい地形的差異を示している (第1図)。

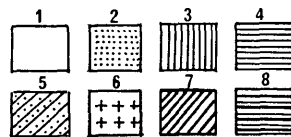
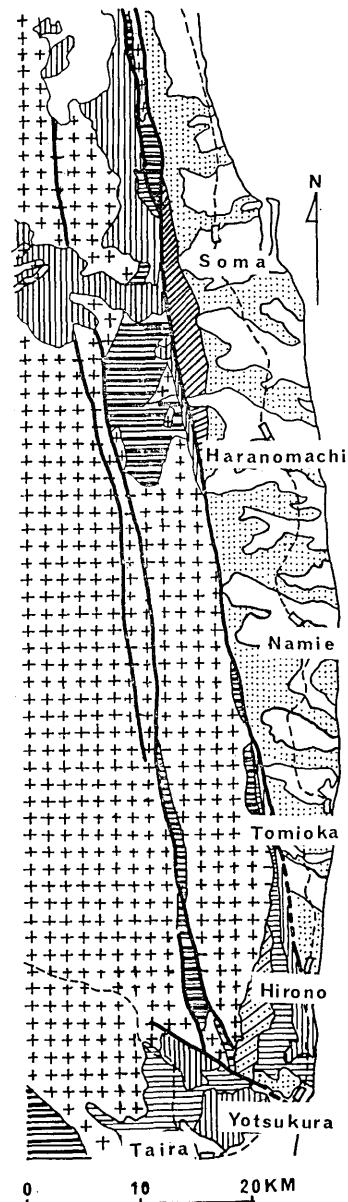
阿武隈山地およびその周辺地域においては褶曲・断層運動、変成作用、花崗岩類の貫入をうけてできた基盤と、その上をおおう被覆層との2つの構造単位を認めることができる。基盤は古生層、変成岩、ジュラ紀層および中生代後期の花崗岩類より構成され、被覆層は上部白亜系以後の堆積岩および火山岩からなっている (第2図)。筆者は阿武隈山地をひ



第1図 阿武隈山地の位置
と東西両縁の構造線

1. 沖積層 2. 上部新第三系 3. 中下部新第三系
4. 古第三系 5. 上部白亜系 6. 花崗岩類
7. 上部ジュラ系 8. 古生層および変成岩

第2図 阿武隈山地東縁の地質図



とつの隆起地塊とみなし、その隆起の地史的時期および地塊運動一般のメカニズムを解明するため、阿武隈東縁の構造線 (Hisanohama-Iwanuma dislocation line) の構造地質学的研究を行なってきた。

阿武隈東縁構造線は北は岩沼から南は久ノ浜まで延長 100 km におよぶ断層群であり、これに沿って隆起にともなう種々の変形が観察される。中部では基盤と被覆層とが単一の断層によつて境され、山地の隆起は単純な差動運動によつて行なわれているが、北部の相馬・原町附近では山地側に中新統の盆地があり、東側の鮮新統の地域との間に古生層とジュラ紀層からなる基盤が幅 1~2 km で長さ数十 km という非常に細長い形で突出している。この南北にのびる基盤の隆起部は両側または片側が断層で切られており、地盤または傾動地塊として存在している。中部および北部における基盤と被覆層との間の断層はおもに傾斜角が 90° に近い鉛直断層である。一方この地域では被覆層の中に正断層が発達している。

東縁構造線の南端部に当る広野地域では被覆層の厚さが急に増してくる。すなわち北部と中部では中新統・鮮新統合せて約 400 m であるが、広野地域では古第三系と上部白亜系が加わってくるため 1900 m 程度となつている。したがつて、ここでは阿武隈山地の隆起量が被覆層の厚さに達しないので、東縁構造線は被覆層内部に現われ、北部や中部とことなつて、後に詳述されるごとく被覆層の撓曲および双葉逆断層として知られる断層となつている。このように阿武隈隆起山地の東縁にそつてさまざまな変形がみられるが、本論文は広野地域の構造地質学的研究をとりあつてゐる。

阿武隈山地東縁の地質構造の研究においては従来の地層の大規模な変形や層序にのみ注目してきた構造発達史的研究に加えて、小断層を重視し、それを使つて応力分布をきめ力学的考察を可能ならしめる小断層解析が行なわれた。この方法を筆者に対し 1961 年以来教授指導して下さつた東京大学の木村敏雄教授に深く感謝の意を表する。

地塊運動研究の場として阿武隈山地を選び、指導していただいた東京大学名誉教授小林貞一先生、論文の執筆にあたつて激励し、かつ有益な助言を与えて下さつた東京大学地震研究所森本良平教授および野外または教室で指導・討論していただいた東京大学の佐藤正助教授、徳山明博士、九州大学の速水格博士、その他学友諸兄に深く感謝する。

層 序

地層区分およびその定義は地質調査所の平・川前図幅説明書における松井寛 (1961) にしたがう。

広野地域の被覆層は上部白亜系の双葉層群よりはじまり、漸新世の白水層群、中新世の湯長谷層群および白土層群、鮮新世の多賀層群、段丘礫層、冲積層と分けられる。

双葉層群 双葉層群は阿武隈山地の花崗岩を不整合におおい、下位より足沢層、笠松層、玉山層と分けられ、全体に東へ $10^\circ \sim 15^\circ$ 緩傾斜している。足沢層は花崗岩礫からなる基底礫岩よりはじまる細粒砂岩により、笠松層は粗粒砂岩をはさむ泥岩により、玉山層は粗粒砂岩によつて特徴づけられる。全層厚は 300 m で、産出化石よりセノニアンとされて

現 世	沖 積 層	
洪 積 世	段丘礫層	
鮮 新 世	多賀層群	370 m
中 新 世	白土層群	160 m
	中 山 層	(160)
	湯長谷層群	700 m
	平 層	(300)
	三沢部層	
	本谷部層	
	亀ノ尾層	(120)
	水野谷層	(80)
	五 安 層	(80)
	滝夾炭層	(120)
	流紋岩質凝灰岩層	
	礫 岩 層	
漸 新 世	白水層群	340 m
	白 坂 層	(90)
	浅 貝 層	(90)
	石城夾炭層	(160)
白 亜 紀	双葉層群	300 m
	玉 山 層	
	笠 松 層	
	足 沢 層	

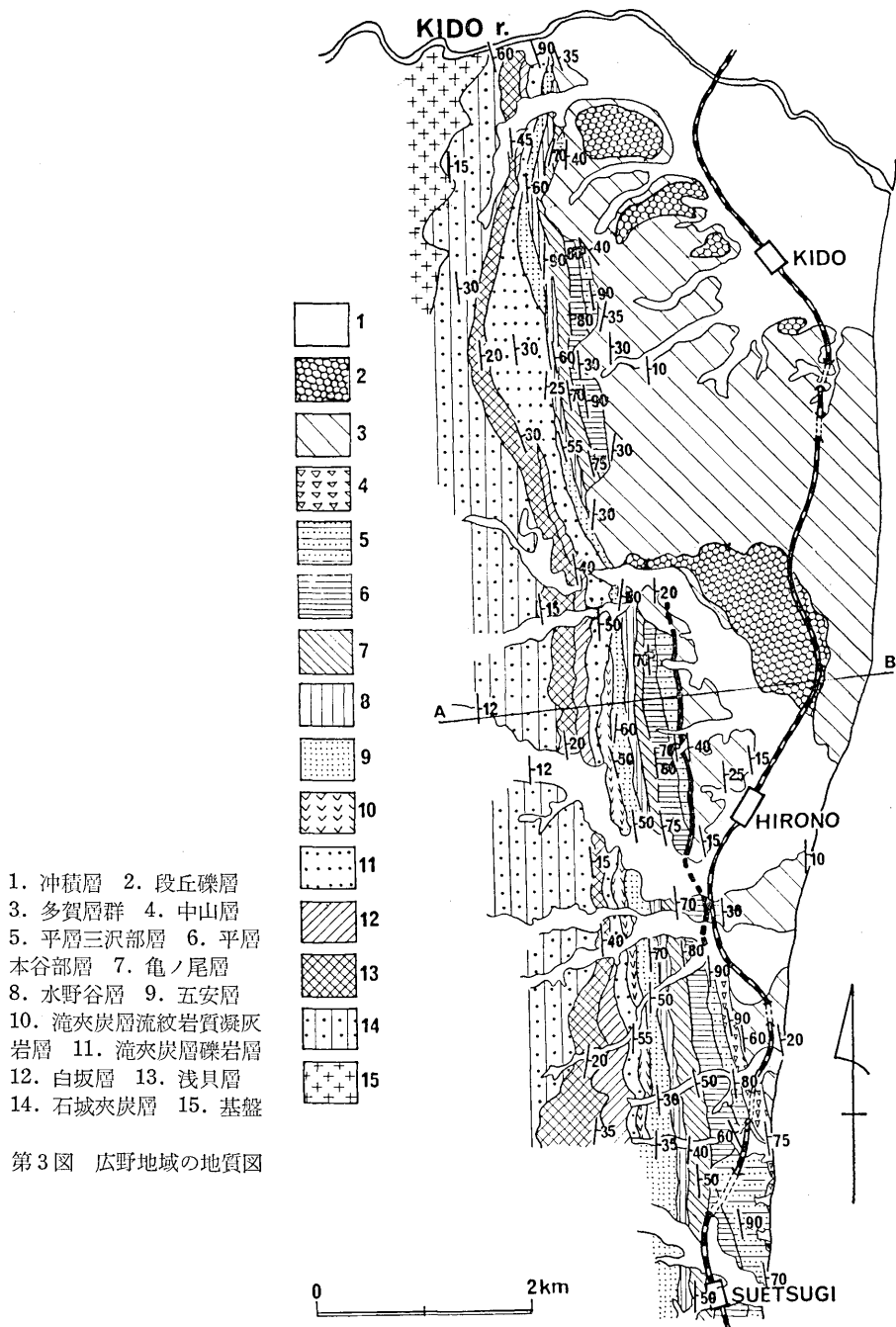
いる。

白水層群 白水層群は双葉層群に平行不整合に重なり、下位より石城夾炭層、浅貝層、白坂層と分けられる。石城夾炭層は礫岩、砂岩、泥岩よりなる数個の堆積輪廻を作り、その中に炭層および耐火粘土層をはさんでいる。各輪廻の中で礫岩層が最も優勢で、よく円磨された直径 3~5 cm の古生層の砂岩とチャート礫から構成されている。浅貝層は塊状で青みがかつた細粒砂岩よりなり、石城夾炭層より漸移する。白坂層は風化すると角ばつた細片に割れるチャコレート色の泥岩よりなり、浅貝層とは整合である。層厚はそれぞれ 160 m, 90 m, 90 m である。

湯長谷層群 湯長谷層群は白水層群の上に平行不整合にのり、下位より滝夾炭層、五安層、水野谷層、亀ノ尾層、平層と分けられる。滝夾炭層の下部は礫岩層、上部は流紋岩質凝灰岩である。礫岩層は一般に直径 3~5 cm の古生層のチャート、砂岩、粘板岩の円礫からなり、砂岩層、泥岩層、亜炭を夾在しているが、木戸西方の大坂峠附近では礫の直径が大きくなると共に層厚も増している。

凝灰岩層は南部に発達し、一部は流

紋岩溶岩である。層厚は 120 m。五安層は 80 m の厚さをもち、塊状の石英質な細粒~中粒砂岩からなり、滝夾炭層とは整合である。水野谷層は 80 m の厚さをもち、分級のよい青色の細粒砂岩の薄層をはさむ泥岩からなり、五安層とは整合である。亀ノ尾層是水野谷層より漸移し、しばしば細粒砂岩層をはさむ頁岩である。この頁岩は板状に割れやすいこと、地層面に平行な白色のしまをもつてることによつて水野谷層の泥岩から区別される。層厚は 120 m。平層は平地域では互いに横に移り変わる 4 つの部層からなつていが、広野地域では本谷部層と三沢部層が存在する。本谷部層は下部に砂岩・泥岩の互層をもち、上部は塊状の泥岩である。三沢部層の下部は砂岩・泥岩の互層で、上部は細礫を含む石英



質な中粒～粗粒の砂岩である。一般に三沢部層は本谷部層の上位に重なっているが、末続北方では横方向に本谷から三沢へ移り変わっている。三沢層の中には海底地氈りのあとを残しており、盆地が不安定になっていたことを暗示している。平層の層厚は 150 m である。

白土層群 湯長谷層群とともに中新統である白土層群は中山層のみからなり、平層に整合に重なる。中山層は直径 5 cm 位のよく円磨された安山岩礫からなる礫岩、軽石凝灰岩および青色の細粒砂岩から構成され、層厚は 160 m である。

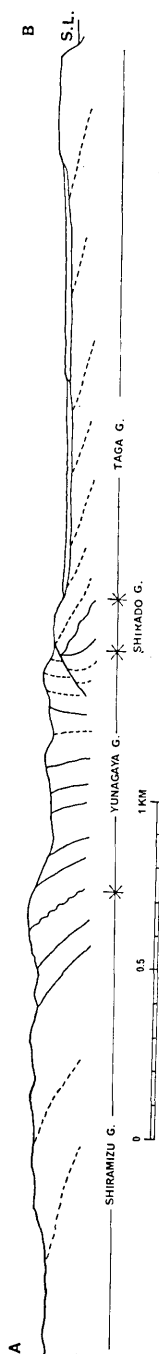
多賀層群 多賀層群は広野地域の東部に広く分布しており、うすい中粒砂岩層をはさむ塊状の暗青色シルト岩である。広野駅の南方では最下部に中粒砂岩が発達している。多賀層群は湯長谷層群と白土層群を著しい傾斜不整合におおひ、さらに広野駅の近傍では双葉逆断層によつて切られている。層厚は 370 m 以上。広野地域の多賀層群は産出化石が少ないため、その時代について意見が分れていて、松井寛は平以南の多賀層群に対比し、新期中新世としているが、鎌田泰彦 (1962) は広野地域の多賀層群を双葉富岡層とよび、岩相および動物群の類似から鮮新世の仙台層群に対比している。

大構造

広野地域の被覆層の構造で重要なものは北微西方向の撓曲帯、多賀層群下底の傾斜不整合および双葉逆断層である (第 3, 4 図)。

上部白亜系の双葉層群にはじまる被覆層はすべて東へ傾斜しているため西から東へ向つて上位の地層が配列している。しかしその傾斜量は一様でなく、現在の湯長谷層群、白土層群の分布地域には著しく急傾斜する撓曲帯をはさんでいる。撓曲帯の東部分は多賀層群に被われているので正確には決まらないが、撓曲帯は 1500～2000 m の幅をもつていると推定される。撓曲帯をはなれた西側の地層は 10° ～ 15° の傾斜角を示し、これは阿武隈山地の隆起にともなつた基盤の曲隆の東翼の傾斜量をあらわしていると考えられる。

撓曲帯以東に分布する多賀層群は撓曲帯の上では、広野駅南方 2 km の地点にみられる 60° の急傾斜部をのぞいて一般に 30° ～ 40° の傾斜をしめすが、撓曲帯をはなれるとしだいに緩くなり、 10° 前後で東へ緩斜している。撓曲帯の東側において多賀層群におおわれている各層群の構造は地表でみることはできないが、広



第 4 図 広野地域の地質断面図

野地域と同じ地質構造をもつと考えられる木戸川北方の富岡地域における地震探査の結果、多賀層群の下各地層は褶曲せず東へゆるく傾斜した構造をもっていることが判明している(蛭川, 1954)。

堆積の方からみると各層群の間には湯長谷と白土両層群の間を除いて不整合が存在する。双葉層群と基盤との不整合は造山運動、花崗岩の貫入、そしてその後の剝削という大きなエピソードがはさまれているが、白水層群、湯長谷層群の下底のものは平行不整合であり、陸地と海面との緩慢な相対運動を示している。一方多賀層群は地質図からも明らかなように湯長谷、白土両層群をおおい、不整合面をはさんで上下の地層は直交するほどの傾斜不整合であり、白土、多賀両層群の間に白土以下の各層群の変形運動があつたことが知られる。

広野駅西方で多賀層群の上に湯長谷層群が 30° の傾斜で衝上しているが、これを双葉逆断層とよんでいる。この断層は従来はもつと南北に長く延長していると考えられていたが、調査の結果広野駅附近の約3 kmしか続かず、その延長方向では多賀層群の不整合関係が確認された。しかし木戸川北方の富岡地域ではふたたび同性質の逆断層が存在している。このように双葉逆断層は連続した大断層ではなく、とくに変形の強かつた場所を選んで局所的に出現した落差の小さい断層である。断層に沿つた破碎が軽微であること、すぐそばで多賀層群に含まれる軽石粒が全く変形していないこともこの断層が小規模であることを示している。

このように広野地域の被覆層にあらわされた山地の隆起にともなう変形運動の証拠は白土層群と多賀層群の間および多賀層群の堆積後の2つの時期に残されている。これは中新世の後期および鮮新世の後期に当るであろう。しかし隆起が二度独立に起こつたとみなす他に、撓曲運動は連続して行なわれながら、その間に不整合がはさまれたため、二度あつたような見かけを呈している可能性が十分にある。

小断層の解析法

任意に選ばれた地質岩体に外力が加わつたとき、それに応じて岩体内部の各点に内力—応力—が生じる。各点の応力に応じて歪が生まれ、各点の歪の総体として変形が現われる。塑性変形をするときは歪は時間の函数でもあるので、現在われわれのみる褶曲や断層などは地質時代の各瞬間に起こつたこのプロセスの総和としての変形である。ある地域の変形の歴史、変形のメカニズム、変形をもたらした外力を解明するには地域内の各地点、各瞬間における応力状態を知ることができればよい。この目的には普通の地質図に表現されるような大きな褶曲や断層にのみ依存したのではあまりにもデータとして乏しく、もつと小さな構造まで利用して情報を増さなければならない。断層は一般に小規模なものほど数が多くなるが、変形を受ける媒質は大きな断層に対しても、小さな断層に対しても同一であるため破壊に要する応力は断層の規模にかかわらず同じであるということが小断層解析を行う理論的根拠である。ただ落差の大きな断層は幾度もの運動の集積したものであつて、一旦断層面が形成されてからはその面にそつた強度はたしかに幾分小さくなるが、大きな断層でも最初の破壊に要した応力は小さな断層の場合と同じである。

広野地域では小断層を用いて各地点の応力状態を知る方法が試みられた。ここで小断層とよぶものは落差が数 mm から数 m 程度の断層である。

主応力の方向と生ずる剪断破壊面との関係は Coulomb-Navier の理論によつて与えられる。剪断破壊を起こす面上の法線応力を σ 、剪断応力を τ とすると、破壊の条件は、

$$\tau = S_0 - \mu \sigma$$

ここで S_0 は媒質の剪断強度、 μ は内部摩擦係数である。二次元問題では σ と τ は主応力 σ_1 , σ_3 (張力を正, $\sigma_1 > \sigma_3$ とする) によつて次のように表される。

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta$$

θ は面の法線と σ_1 の方向とのなす角である。

$$\tau + \mu \sigma = \frac{1}{2} \mu (\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) (\sin 2\theta + \mu \cos 2\theta)$$

右辺は $\tan 2\theta = \frac{1}{\mu}$ のとき最大となる。

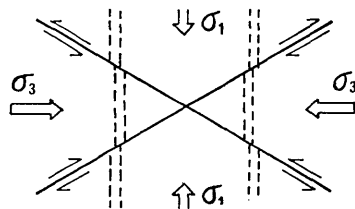
$$\mu = \tan \phi \quad (\phi \text{ は内部摩擦角})$$

とおくと

$$\tan 2\theta = \cot \phi$$

$$\text{ゆえに} \quad \theta = 45^\circ - \frac{\phi}{2}$$

のとき最大となる。 ϕ の値は実験および野外観察から 30° 前後であるから、剪断破壊面すなわち断層面は最大圧縮主応力 σ_3 の方向から約 30° 傾いた方向をとる (第5図)。この方向は σ_3 をはさんで2つあり、どちらか一方、あるいは両方ができるかは予測できないが、同じ応力状態のもとで同時に両方の断層が形成されたとき互いに共役な断層であるという。この際中間主応力 σ_2 は両断層の交線に平行である。また剪断破壊においては破壊面にそつたすべり運動が起こり、この運動方向は断層面上に線条として記録されることが多い。



第5図 主応力と共役断層の関係

逆にわれわれは野外で共役な断層を見出すならば、それを作つた応力状態を知ることができる。2つ以上の断層をみて互いに共役な断層であるか、あるいは異なつた時期の異なつた応力状態のもとでそれぞれ独立に生じたものかを判定するためには次の事実が用いられた。

- (1) 地層面のずれが互いに逆向きである。
- (2) 断層面の交角が予想される最大圧縮主応力軸をはさんで 60° 前後である。

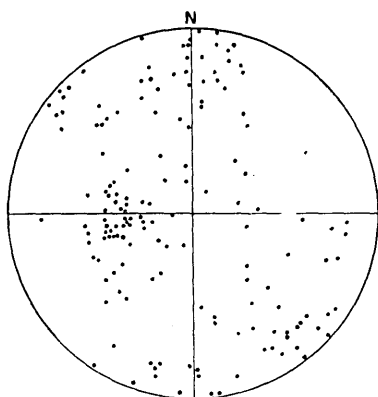
(3) 断層面上の線条の方向が矛盾しない。

(4) 両方向の断層に平行な断層も含めて互いに切り合っている。

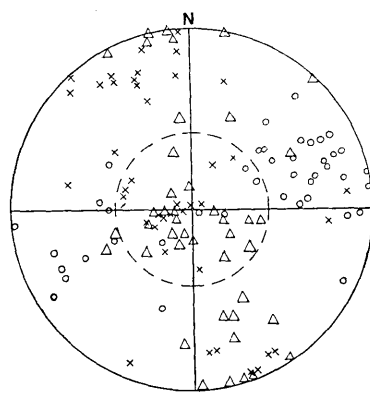
とくに (4) は同時形成の条件である。これらの条件は断層面をステレオ投影したうえで検討すれば正確を期すことができる。ひとつの露頭でこれらの条件が満足されれば、その場所における過去の応力状態が復元され、この方法を各地点で行つていけば地域全体の応力分布を出すことができる。ただし小断層の形成当時から現在までの間に、周囲の地層と共に応力系が傾動している可能性があるので、形成時期およびその後の変形を推定しなければならない。

小断層

広野地域で集められた共役な断層 154 個の極をウルフのネット上半球に投影したものが第 6 図である(以下のステレオ投影の方式はすべて同じである)。この図では点は全般に広く分布していて特別な傾向は読みとれない。第 7 図は各露頭において共役な小断層を用いて決められた主応力軸の投影図である。最大圧縮主応力軸は、天頂を通り NNW-SSE の構造方向に直交する大円上に並び、中間および最小圧縮主応力軸は NNW-SSE 方向の大円上にならんでいることがわかる。第 7 図には天頂を中心とした 45° の小円が画かれているが、互いに直交する 3 つの主応力軸のうちひとつは必ずこの中に含まれているはずであるので、 45° の小円の中に入る主応力軸の性格によつて次のように分類した。



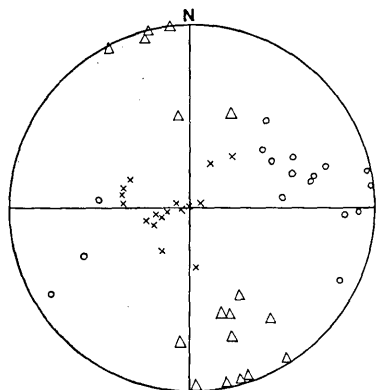
第 6 図 広野地域の全小断層の投影



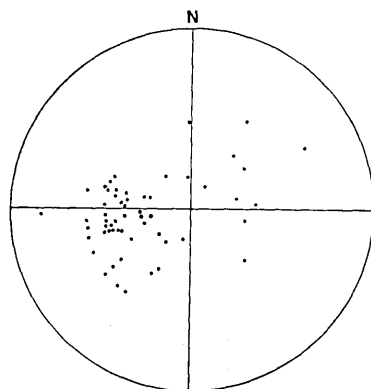
第 7 図 広野地域で決められた全主応力軸の投影
○ 最大圧縮主応力軸 (σ_3); △ 中間主応力軸 (σ_2); × 最小圧縮主応力軸 (σ_1)

(i) 45° の小円の中に最小圧縮主応力軸 (σ_1) が入る場合 (第 8 図)。

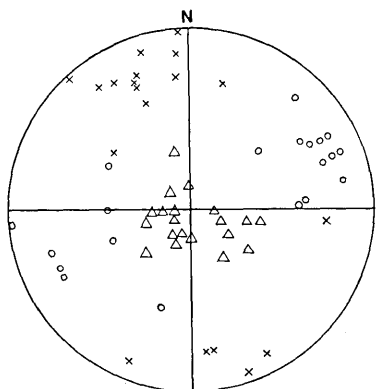
この場合他の 2 つの主応力軸はほぼ水平な位置をとるが、その方向については何ら制限はつけられていない。しかるに実際には第 8 図に示されるごとく、最大圧縮主応力軸は構造方向に直交している。一方この応力系の決定に用いた共役断層をぬき出したものが第 9 図であるが、小断層は構造方向に平行な thrust set となつている。



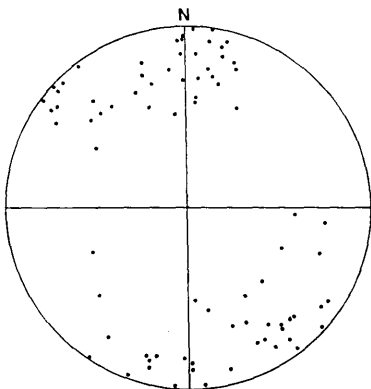
第8図 45°の小円中に最小圧縮主応力軸が入る応力系 (符号は第7図参照)



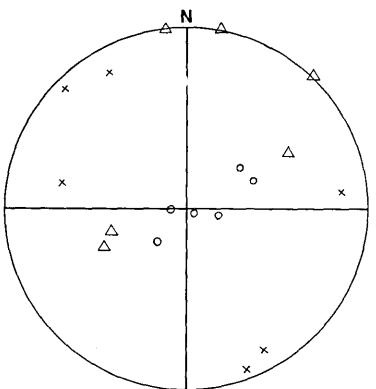
第9図 45°の小円中に最小圧縮主応力軸が入る応力系の小断層



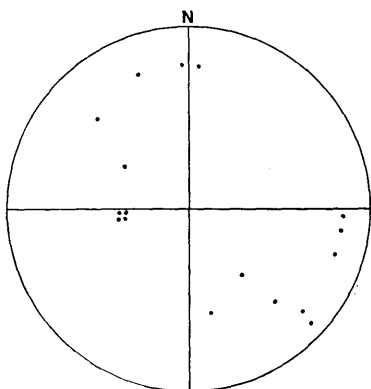
第10図 45°の小円中に中間主応力軸が入る応力系 (符号は第7図参照)



第11図 45°の小円中に中間主応力軸が入る応力系の小断層



第12図 45°の小円中に最大圧縮主応力軸が入る応力系 (符号は第7図参照)



第13図 45°の小円中に最大圧縮主応力軸が入る応力系の小断層

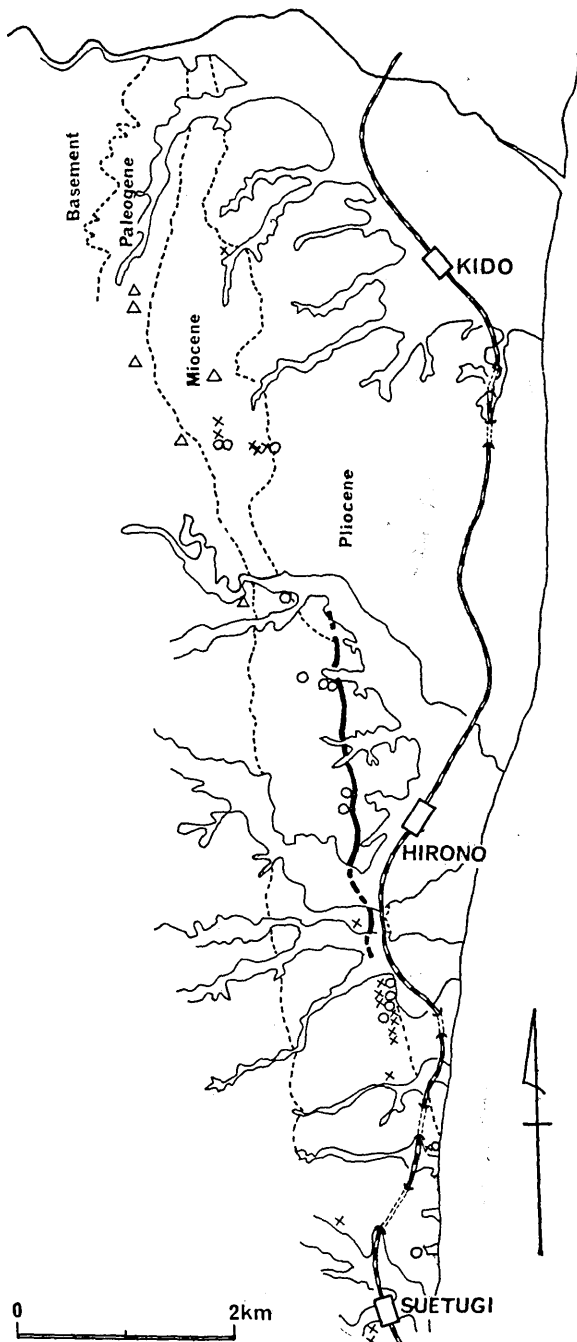
(ii) 45° の小円の中に中間主応力軸 (σ_2) が入る場合 (第 10 図).

断層については strike-slip fault set が対応する (第 11 図). この場合にも最大圧縮主応力軸は構造方向に直交し, 小断層は NNE-SSW および NW-SE の二方向の直立した断層群に分かれている.

(iii) 45° の小円の中に最大圧縮主応力軸 (σ_3) が入る場合 (第 12 図).

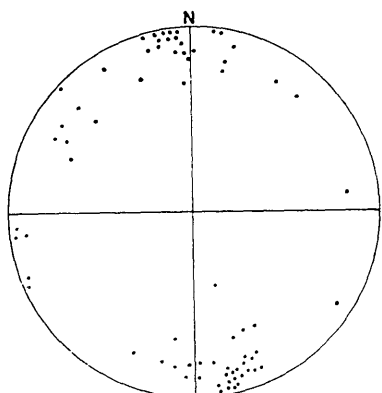
断層については normal fault set が対応する (第 13 図).

以上のように 3 つの場合に分けたとき, それぞれが広野地域において平面的にどう分布するかを示したのが第 14 図である. Normal fault set は撓曲帯の西方の地域に分布している. この地域は地層の変形が小さく, $10^\circ \sim 20^\circ$ の角度で東へ傾斜しており, 強固な基盤に下から支えられているため小断層の発達が悪いと考えられる. このことから, この地域は応力状態が破壊に至らなかったという意味で安定領域であるといえるが, わずかに発達する小断層が正断層であることから, この地域の応力状態は, 重力の影響が他の外力よりも卓越し, 最大圧縮応力軸が鉛直方向を向いていると推定される.

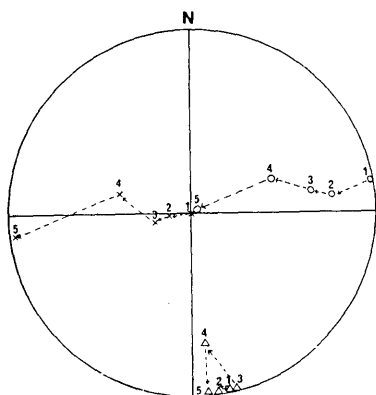


第 14 図 共役断層によって決められた各応力系の分布図

- thrust set
- × strike-slip fault set
- △ normal fault set



第 15 図 多賀層群中にみられる節理



1. 双葉逆断層 2. 平層 3. 亀ノ尾層 4. 五安層 5. 白坂層 (符号は第 7 図参照)

第 16 図 双葉逆断層西方にみられる応力系の回転

Thrust set と strike-slip fault set はともに撓曲帯の中で交錯して分布しており、地域的に分離しているわけではない。両者の最大圧縮主応力軸の方向は一致しているが、中間および最小圧縮主応力軸は入れかわっているため応力系としては別個のものであり、特別な条件を仮定しないかぎり、両者が同時に形成したと考えることはできない。

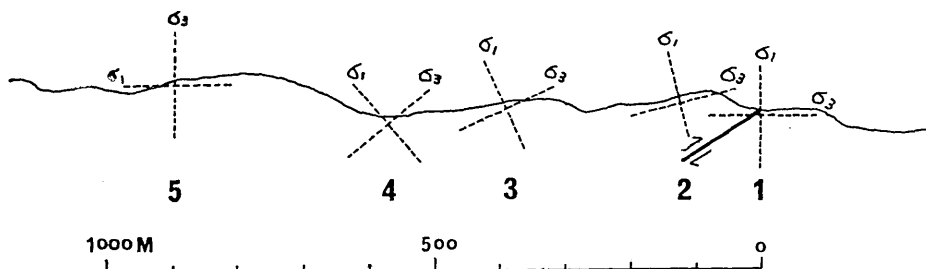
多賀層群の中には小断層は形成されていないが、構造方向に直交する tension joint がよく発達している (第 15 図)。この節理は塊状のシルト岩の中に 2~3m 毎に発達し、ずれば認められず、数 mm 幅のすきまをもち、しばしば褐鉄がしみ出していることから tension joint であると考えられる。

以上のように広野地域の小構造は NNW-SSE 方向の大構造と関連をもっている。

考 察

これまで得られた資料にもとづいて以下広野地域の地質構造を考察する。

Thrust set の小断層は双葉逆断層と調和的であるので、両者の成因を関連させることが可能であろう。双葉逆断層は広野地域の構造運動の最終段階に形成されたものであるから、thrust set の小断層はその後の運動による変形をうけず、ほぼ現在の態勢で形成されたとみ



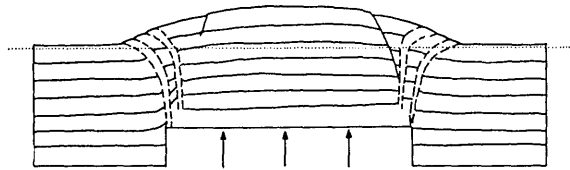
1. 双葉逆断層 2. 平層 3. 亀ノ尾層 4. 五安層 5 白坂層

第 17 図 東西断面に投影された応力系の回転

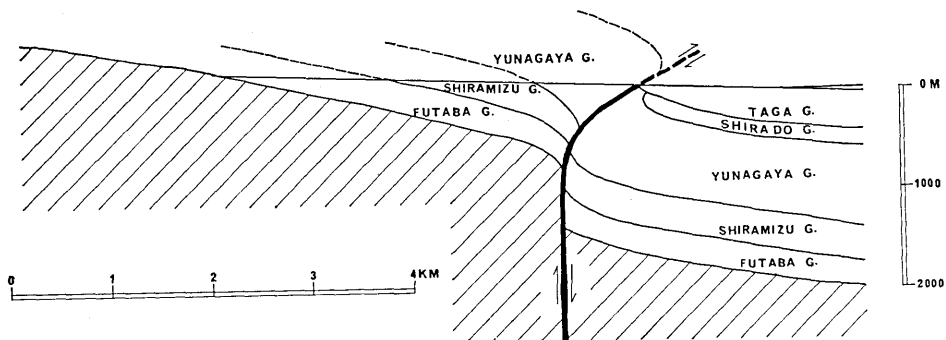
なすことができる。双葉逆断層との関連性をもつとくわしく見るために、双葉逆断層の西方および北西方に発達する thrust set の小断層を各地層毎にまとめて主応力軸をきめたものが第 16 図である。ただし白坂層のものは thrust set のものではなく、normal fault set に含まれている。第 16 図により、主断層から平層、亀ノ尾層、五安層、白坂層などの分布地域へと西方に行くにしたがつて応力系は中間主応力軸を軸として 90° 回転していることがわかる。この応力系の回転を東西断面に投影したものが第 17 図である。この応力分布をみると、双葉逆断層は撓曲帯全体にはたらいた東西方向の横圧力によつて形成されたものでないことは明らかである。

A. Sanford (1959) は弾性体の下底に階段状の変位を与えたときの弾性体の内部に生ずる応力分布を理論的に解析し、さらにそれを砂を使った実験によつて確かめている (第 18 図)。この研究は鉛直な断層面にそつて基盤が差動的に運動した際、被覆層に現われる応力分布に適用することできる。第 18 図は基盤の断層から被覆層にのびる断層群が示されている。すなわち上昇地塊側に正断層ができ、沈降地塊側には下部では鉛直で地表に近づくると低角となる曲面をなした逆断層が形成されている。地表は自由面であり、この面にそつては剪断応力は働かえないので、すべての断層は 30° の逆断層か 60° の正断層となっているが、第 18 図に書きこまれた点線の位置まで侵食が進んだとすると、断層から考えられる主応力軸の方向は、第 17 図に示される広野地域のものと一致することがわかる。

広野地域では被覆層が厚く、基盤の断層はかくされてみるができない。しかし北方



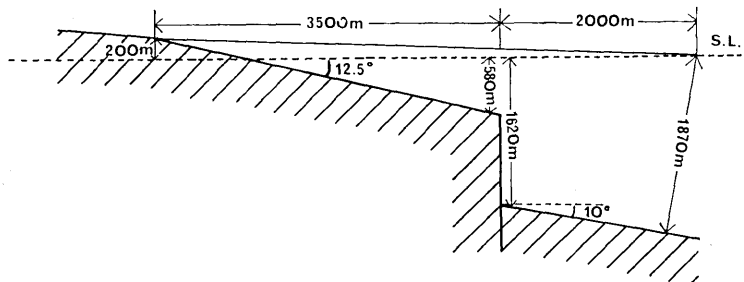
第 18 図 基盤の差動運動と被覆層に現われる断層群との関係を示す実験 (A. Sanford, 1959)



第 19 図 基盤まで考慮に入れた推定地質断面図

延長部および南の四倉地域では、上昇地塊側の被覆層が削剝されつくしており現在の地表で基盤と被覆層とが断層で接している。10カ所においてこれら阿武隈山地の隆起に寄与した基盤の断層を観察できるが、このうち9カ所までが鉛直に近い断層面をもっていることがわかつている。この事実および応力系の回転を合わせて考えると、広野地域の撓曲帯の下では基盤はほぼ鉛直な断層にそつて差動的に動き、その運動によつて被覆層の中に双葉逆断層やそれに調和的な小断層群があらわれたと考えることが可能である。このようにして地下の基盤の動きまで考慮に入れた推定断面図が第19図である。

阿武隈山地周囲を限る断層にそつて基盤は著しく破碎され、相馬北方ではミロナイトまでできており、被覆層堆積以前にすでに破碎帯が存在していたことが明らかであるので、第19図では断層附近の破碎による基盤の引ずりが多少表現されている。基盤の鉛直な断層そのものも被覆層堆積以前に形成されていたと考えられるが、今後基盤の構造を研究することによつて明らかとなるであろう。



第20図 撓曲帯の下における基盤の落差の推定

第20図は阿武隈山地の隆起に際して、撓曲帯の下で基盤がどの程度の落差の差動運動をしたかを推定した図である。この推定のためには次の仮定が含まれている。まず撓曲帯の西方で被覆層は $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ の傾斜を示すので平均値として 12.5° を隆起した山地の東翼の傾斜量とすること、つぎに多賀層群は撓曲帯の東方で 10° の傾斜を示すのでこれを沈降地塊側の傾斜量とすること、東方での被覆の厚さは、西方において層序学的に求められた層厚と等しいとすることである。さらに前に推定された基盤の引ずり量は落差の中に含まれる。このような仮定のもとで基盤の差動量は1000m前後であると算定される。

つぎに小断層の中から区別された strike-slip fault set の成因を考察する。撓曲帯に発達する strike-slip fault set と thrust set を異なつた時期に形成されたとみなすならば、大構造から知られる多賀層群堆積以前の撓曲運動および以後の断層運動に対応させることもできるが、また多賀層堆積以前の運動では変形量は大きかつたが歪速度は小さかつたため小断層は形成されず、thrust set ができたあと strike-slip fault の小断層を作る運動がつづいたと考えることも可能である。この際 strike-slip fault set の最小圧縮主応力軸と多賀層群の節理から知られる伸張方向が一致していることにとつて都合がよい。あるいは中間主応力の値が最小圧縮主応力の値に非常に近くて、局所的な原因によつて両

者が入れかわり、2つの異なつた応力系を作つたとも考えられる。これらの可能性のいずれが正しいかを定める資料は今のところ得られていない。

引用文献

- 岩生周一・松井 寛 (1961): 5万分の1地質図幅「平・川前」および同説明書, 地質調査所。
Kamada, Y. (1962): Tertiary marine mollusca from the Joban coal-field, Japan, *Palaeont. Soc. Japan*, Sp. 8, 187 p.
蛭川親治 (1954): 常磐炭田富岡地区地震探査報告, 地調月報, 5, pp. 483~492.
大森昌衛 (1949): 久慈川流域の第3紀層 (演旨), 地質雑, 54, pp. 151~152.
Sanford, A. (1958): Analytical and experimental study of simple geologic structure, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, pp. 19~52.
Yabe, H. and R. Aoki (1924): Mesozoic and Cenozoic history of the Abukuma plateau and its foreland along the Pacific coast, *Jap. Jour. Geol. Geog.*, III, 3~4, pp. 23~27.

40. Geologic Structure of the Hirono Area in the Abukuma Mountains.

By Yukimasa TSUNEISHI,
Earthquake Research Institute.

The Abukuma mountains situated on the Pacific coast of northeast Japan is a block mountain, which was elevated in the late Cenozoic time, its eastern and western margins bounded by great fault lines. The writer investigated the Hirono area located at the southernmost part of the eastern fault line, in order to clarify the mechanism of the uplifting of the mountains. For understanding the geologic structure of the Abukuma mountains and the adjacent region, it is important to distinguish two structural units—basement and cover. The major part of the mountains is occupied by the basement which is composed of the metamorphics, the Paleozoic and the Mesozoic formations suffered from the late Mesozoic orogeny, and granite, whereas the adjacent region is veneered by the cover from late Cretaceous to Recent. In the Hirono area the cover is developed thicker (1900 m) and wider than in other areas, and is considerably deformed by the uplift of the mountains. Flexure movement succeeded the deposition of the upper Miocene Shirado group, and then the strata in the flexure belt have been covered unconformably by the early Pliocene Taga group. Later upheaval has formed a low-angle "Futaba reverse fault" along the eastern margin of the flexure belt and numerous minor faults in its environs.

In this study the writer tried a method to determine the orientations of principal stress, using conjugate minor faults. The following criteria are used for identification of conjugate faults at each outcrop:

- (1) the sense of slip is opposite for two faults
 - (2) intersecting angle of two fault planes is nearly 60°, when the axis of inferred maximum compressive principal stress is inserted between them
 - (3) the direction of striations on the fault plane is not inconsistent
 - (4) two sets of faults including parallel faults cut each other off.
- Using orientation of principal stress axes the minor faults in the Hirono area were grouped into normal fault set,

thrust set and strike-slip fault set. The axes of maximum compressive principal stress indicated by these three sets are perpendicular to NNW-SSE structural trend inferred from flexure and main thrust. The first set is scattered in the stable region west of the flexure belt, whereas the latter two occur together with each other in the flexure belt. The thrust set and a part of the normal fault set are harmonic with Futaba reverse fault. Their stress systems are gradually rotated up to 90° around intermediate principal stress axis, in accordance with the distance from the main fault westwards. Such stress distribution is not consistent with the simple horizontal compression theory, but with a theoretical and experimental study of stress by Sanford (1959). That is to say, such stress distribution develops in the cover, when the basement undergoes differential movement along a vertical fault plane. Faults of the basement which contributed to upheaval of the mountains are observable at ten localities along the eastern margin of the Abukuma mountains, and at nine localities of ten there exist nearly vertical fault planes. This fact supports differential movement of basement along vertical fault. The amount of the differential movement is estimated at about 1000 m in this area.