

出羽丘陵の隆起モデルについて

Tectonic model for the uplifting of the Dewa Hilly Land, northwestern part of Yamagata Prefecture

佐藤 比呂志*

Hiroshi SATO

1. はじめに

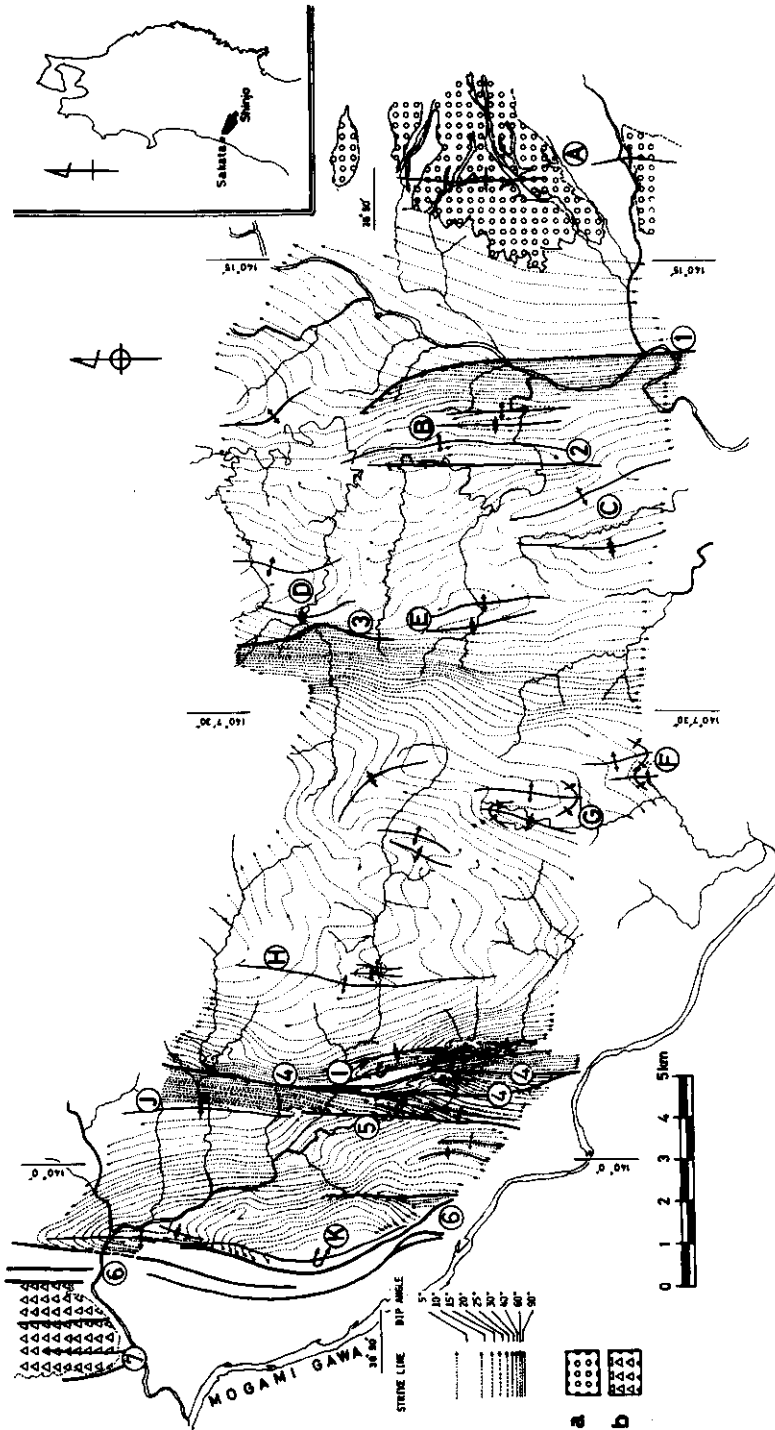
出羽丘陵は典型的な島弧—海溝系を形成する東北日本弧の主要構造要素の1つである。この隆起帯の形成機構を解明することは、島弧のダイナミクスを研究していく上で重要である。本論文では山形県北西部新庄盆地西縁および出羽丘陵地域において、南北方向の顕著な隆起帯を構成している出羽丘陵の形成機構について、主として力学的側面から論じる。本地域における層序・構造に関しては、TAGUCHI (1962), 中川他 (1971), 池辺他 (1979) 等の研究がある。

2. 地質概説および構造形態

本地域の主要構造は、南北にのびる地壘状の複背斜構造である (第1図)。この中央部の隆起帯は、玄武岩～安山岩質の火山角礫岩を主体とする大川層を核心とし、この上位に整合で重なる硬質シルト岩を主体とする草薙層により構成されている。大川層は西黒沢階に、草薙層は女川階にそれぞれ対比されている。この隆起帯は軸が西方に偏った非対称性を有し、ゆるく南に軸傾斜した複背斜構造を形成している。この内部には軸跡南北、波長 1.5 km ほどのゆるい褶曲が発達する。隆起帯の東縁は急傾斜帯、一部断層 (大芦沢断層) によって新庄盆地の複向斜構造と接する。新庄盆地側の中央部に向い、順次上位の地層が分布する。下位より、黒色泥岩を主体とし船川階に対比される古口層、灰色シルト岩を主体とする野口層、および中渡層が整合で重なる。中渡層は南部では砂岩を主体とし、北西方向に向うにつれ細粒化し、泥質岩が主体となる。上記の野口、中渡の両層はほぼ鮮新統と推定される。さらに上位には鮭川層・八向層・清水層・泉川層が整合で重なる。これら鮭川層～泉川層は、凝灰質砂岩・同質シルト岩から構成され、鮮新統ないし更新統である。更新統山屋層は新庄盆地中央部に分布し、礫・凝灰岩からなり下位の諸層を不整合でおおう。新庄盆地地域では、主として南北方向の褶曲が発達する。地層の傾斜は一般に 20° 以下の緩傾斜を示すが、鮭川断層 (第1図①) の西側では 40°～50° の急傾斜を示すよう曲帯が発達している。大川層から泉川層までの諸層は一樣に褶曲に参加し、それらに大きな褶曲度の差異は認められない。山屋層も褶曲を受けてはいるが、下位の諸層より褶曲度が小さい。

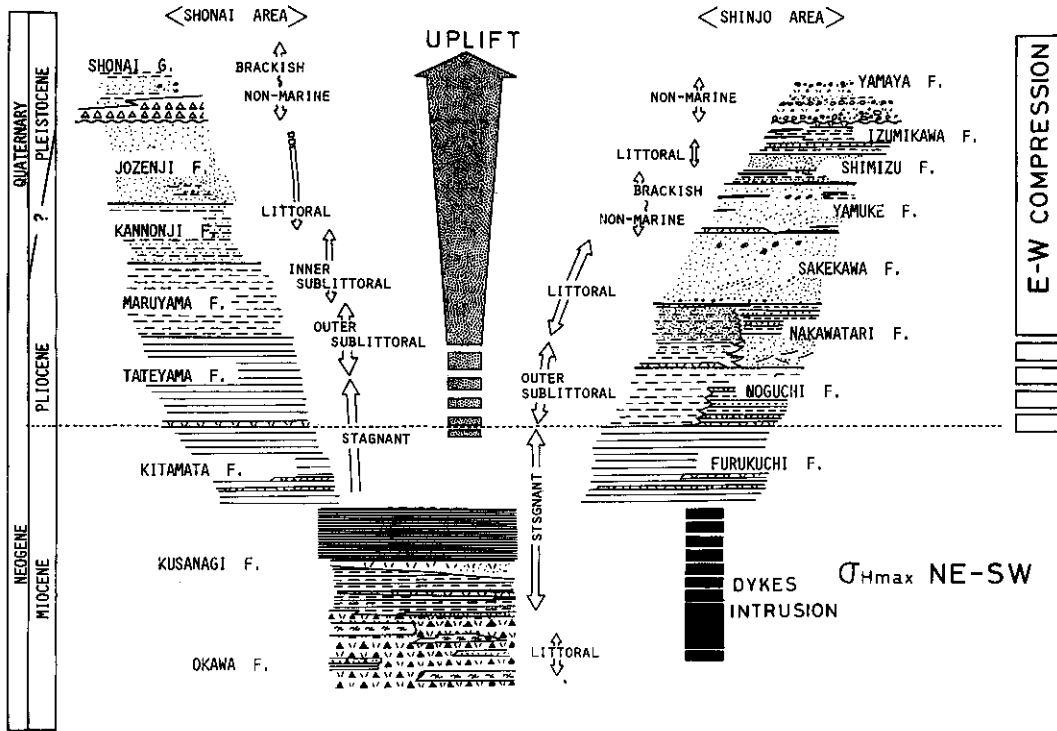
隆起帯西縁は高角逆断層 (青沢断層) によって画される。これに沿っては逆断層を含む急傾斜帯が伴われる。この断層は西川町立谷沢・同町大井沢・福島県檜原を経て、棚倉破砕帯に延長するとされている (北村, 1963)。隆起帯の西側の庄内地域では、大川層・草薙層の上位に主として黒色泥岩からなり船川階に対比される北俣層、灰色泥岩からなる鮮新統楯山層、灰色シルト岩を主体とする丸山層、砂質シルト岩主体の観音寺層、砂岩主体の常禅寺層が整合で重なる。丸山・観音寺・常禅寺の諸層は鮮新統および更新統である。さらに上記の諸層を不整合におおって更新統庄内層群が発達する。庄内層群は主として砂・礫・泥および安山岩質火山碎屑岩からなる。

* 東北大学理学部地質学古生物学教室



第1図 地質構造図および位置図

凡例, a:山屋層, b:庄内層群, 1: 蛙川断層, 2: 曲川断層, 3: 大芦沢断層, 4: 青沢断層, 5: 小林断層, 6: 酒田衝上断層群, 7: 樽橋断層, A: 土絵馬河向斜, B: 中渡複背斜, C: 野口背斜・向斜, D: 田ノ沢背斜・向斜, E: 羽根沢背斜・向斜, F: 三ノ森背斜・向斜, G: 大外川沢背斜・向斜, H: 胎藏山背斜, I: 小林川背斜, 向斜, K: 松嶺背斜



第2図 総合柱状図

隆起帯の西側には、半波長 4.5 km の丸山向斜および松嶺背斜が発達する（第1図③④）。松嶺背斜は軸跡南北で軸面が東に傾斜している。その西翼は酒田衝上断層群（第1図⑥）により断たれ、約40度まで東に傾斜した逆転層を伴なう。第四系庄内層群も褶曲に参加し、また南北方向の断層が発達する。しかし、下位の諸層に比べ変形量は小さい。

3. 運動像について

層厚・岩相変化・化石等の資料から出羽丘陵の隆起過程について考察を加える。

① 大川層堆積時

大川層は玄武岩～安山岩の火砕岩を主体とし、水中自破碎溶岩・枕状溶岩を伴なう。本層の砂質部から中～上浅海帯を示す貝化石を産する。隆起部の西方、庄内平野下の資料によれば、BlowのN.10に相当する浮遊性有孔虫石ならびに、outer neritic～upper bathyalの棲息深度を示す底生有孔虫化石群集を産する（池辺他，1979）。

② 草薙層および北俣層・古口層堆積時

大川層の火山活動を契機に海侵が進行し、その後還元的な環境下で草薙層および北俣層・古口層が堆積した。草薙層は調査地域内では西に向って薄く、北東方向に厚くなる傾向を示す。隆起部の北東端における層厚は、970 mであるのに対し、松嶺背斜では150 m、その西方の庄内平野下の余目リッジではさらに薄化している（井上，1962）。したがって、草薙層堆積時には新庄盆地西縁付近に中心をもち、NNW～NW方向にのびる沈降帯があって西方に次第に沈降の弱まる傾向があった。ここで堆積盆地の中軸部が現在の出羽丘陵の隆起部と一致しないことは、沈降とその後の隆起

に関連性のないことを示しているものと思われる。古口層・北俣層は大きな層厚変化を示さず、安定的かつ還元的な環境下で堆積が進行した。

③ 楯山層および野口層・中渡層下部堆積時

野口層および楯山層は、その基底部付近より *Globoquadurina aff. asanoi* を産し、ほぼ東西両地域で対比される。また、楯山層は *Globoquadurina asanoi* を産し、鮮新統とされる（池辺他、1979）。したがって、野口層もほぼ鮮新統と推定される。野口層基底には東方への forest bedding, mud ball 等の堆積構造が認められ、野口層および楯山層堆積時初頭に出羽丘陵が隆起運動を開始したことを示すのかも知れない。隆起帯の東西両側に隔絶して分布、かつ互いに同時代と推定される野口層と楯山層下部、及び中渡層下部と楯山層上部の堆積環境の差異は以下のようなものである。野口層が outer sublittoral の棲息深度を示す底生有孔虫化石群集を産するのに対し、楯山層下部の堆積環境は引続き還元的である。中渡層下部には一部に細礫を含む砂岩が発達するのに対し、楯山層上部は灰色シルト岩で、outer sublittoral な環境を示す底生有孔虫化石を産する。このように、隆起帯両側の諸層間での堆積環境には、比較的明瞭な差異が認められる。しかし、この事は必ずしも堆積盆地を分離する隆起帯の成長を意味しない。なぜなら、第1に中渡層下部の粗粒岩相は北西方向、つまり隆起帯に向って細粒化し、そこでは楯山層上部と同様に outer sublittoral な環境を示す底生有孔虫を産するからである。第2に、次に述べるように、隆起帯上には楯山層上部～丸山層と思われる灰色シルト岩が堆積した可能性が強いからである。以上の事実は隆起帯の両側での相異が、東西方向で連続的に変化する岩相を東西に離れた地点間で比較したために生じた結果である可能性を示唆している。

④ 丸山層および中渡層上部堆積時以降

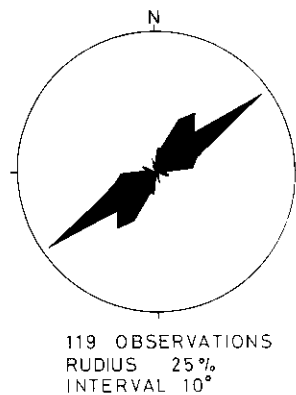
この時期*にはいと、出羽丘陵の隆起運動は明瞭なものとなる。観音寺層下部には灰色シルト岩の礫がみとめられ（池辺他、1979）、さらに常禅寺層には草薙層由来の硬質シルト岩の礫が含まれる。これらのことから、観音寺層堆積時には出羽丘陵は丸山層もしくは楯山層が侵食域となるまで隆起しており、さらに常禅寺層堆積時には草薙層が侵食されるまでに成長していたと推定される。また、中川他（1971）が指摘しているように新庄盆地側の最後の海成層である泉川層堆積後の出羽丘陵の隆起量は少なくとも470 m以上に及び、最上川の先行性と合わせ現在に至るまで隆起運動が進行したものと考えられる。

4. 造構応力場について

火成岩々脈、小断層等により造構応力場を推定する。

① 火成岩々脈による古応力場の復元

大川層中には、玄武岩・粗粒玄武岩々脈が多数分布する。119条の岩脈の貫入面の測定結果は、明瞭なNE方向の卓越方位を示している（第3図）。これらの岩脈群は調査地域内では大川層のみに分布するが、隣接地域の諸資料（池辺他、1979；田口、1967；折本、1964）を考慮すれば、貫入時期は大川層堆積時未～草薙層堆積時と推定される。岩脈群の貫入面はほぼ垂直であり、巾3 m前後が最も多い。このような垂直の貫入面を有す平板状の岩脈の走向方向は、



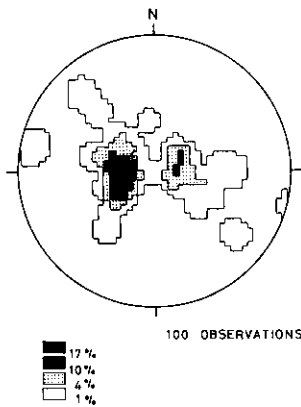
第3図 大川層中に貫入している玄武岩・粗粒玄武岩の方位分布図

* 丸山層下部から *Globoquadurina himiensis* および *G. kagaensis* を産出し、*G. asanoi* は産出しない（佐藤、1981 MS）。したがって、丸山層下部は上部鮮新統であり、また丸山層上部は更新統である可能性が高い（米谷・村田、1977；米谷、1978）。

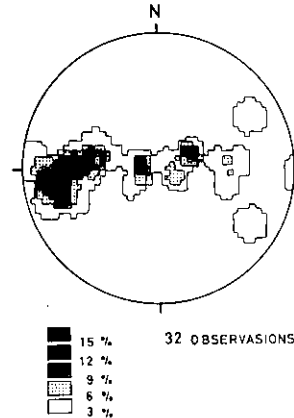
水平面内での最大圧縮応力軸 σ_{Hmax} の方向を示すと考えられる (中村, 1969)。したがって、これらの岩脈群の卓越方向より推定される応力場は σ_{Hmax} が NE-SW 方向である。

② 小断層より推定される古応力場

本地域において応範囲に卓越する小断層は、NS 方向の逆断層である。新庄盆地西縁地域において測定した小断層は、ほとんど NS 方向の低角逆断層であり断層面は直線的な形態を示す。また、中渡層上部、鮭川層中にはいわゆる“面なし断層”が多く発達している。これらの逆断層は、鮭川層・八向層中に最も多く、清水層、泉川層、中渡層はこれに次ぐ。また、野口層、古口層中ではまれである。第4図は新庄盆地西縁地域で測定した逆断層の π ポール・ダイアグラムである。断層を測定



第4図 新庄盆地西縁地域に分布する逆断層の π ポールダイアグラム (断層の総数100一条, 下半球投影)



第5図 鮭川断層西側のとう曲帯に発達する逆断層 (断層の総数-32条, 下半球投影)

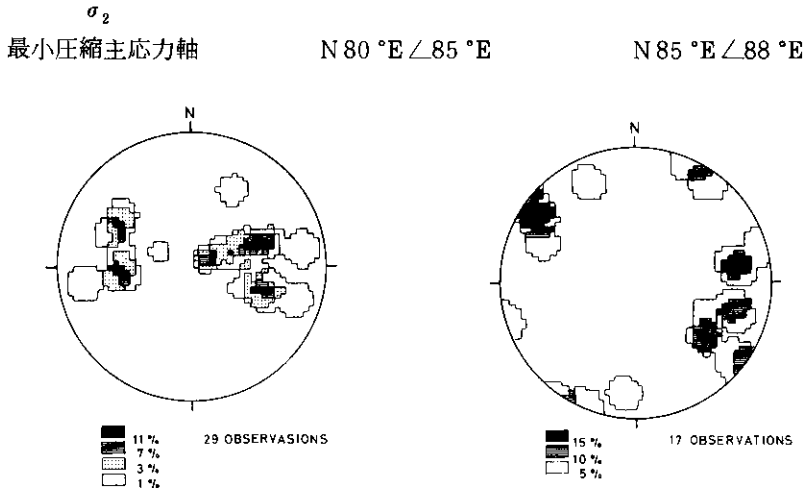
した地層の傾斜は 20° 以下であり、 10° 前後が多い。この図から明らかなように、明瞭な2つの集中域がみとめられる。数露頭でこれらの共役関係が観察され、また中渡層以上の各層において上記逆断層以外の断層がほとんど認められないことから、この2つの集中域によって示される断層群は互いに共役関係にあると考えられる。

鮭川断層西側の急傾斜帯で測定した逆断層を第5図に示す。断層を測定した地層の傾斜は $35^\circ \sim 50^\circ$ であり、第5図において集中域の15~20%が NS ~ NNW 方向を軸としてほぼ 30° 前後の回転を示している。したがって、これらの逆断層群の形成時期は、この急傾斜帯の形成中と推定される。また、この急傾斜帯は鮭川断層とともに形成されたと考えられることから、鮭川断層も東西圧縮応力場のもとで形成されたと考えられる。

出羽丘陵の中央隆起部で観察された小断層の測定結果を第6図に示す。新庄盆地西縁地域と同様に、2つの明瞭な集中域が認められる。ほぼ南北方向で低角の逆断層群である。これらの逆断層群は互いに共役なセットをなすと推定される。

新庄盆地西縁および中央隆起部に発達する共役な逆断層セットから復元された応力配置は次のようになる。

主応力軸	新庄盆地西縁地域	中央隆起部地域
最大圧縮主応力軸 σ_1	N 80° E $\angle 5^\circ$ E	N 85° E $\angle 2^\circ$ E
中間圧縮主応力軸	N 10° W $\angle 0^\circ$	N 5° W $\angle 4^\circ$ S



第6図 出羽丘陵中央隆起部に発達する逆断層(断層の総数-29条, 下半球投影)

第7図 出羽丘陵中央隆起部・新庄盆地西縁に分布する正断層(地層の傾斜20°以上のものは除いた。断層の総数17条-下半球投影)

このような南北方向の逆断層性小断層の形成時期は、いわゆる“面なし断層”が銚川層・中渡層上部にみとめられること、後述する正断層性小断層の発達層準が野口層以下の諸層に限られることなどから、中渡層上部～銚川層堆積時以降、すなわち鮮新世後期以降と推定される。

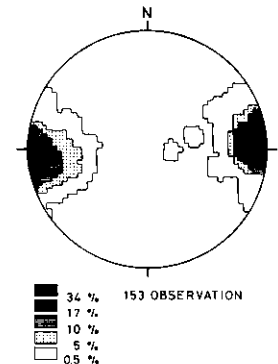
前述の逆断層以外の小断層としては、NE 向と NW 方向の正断層が少数ながら大川層～野口層まで発達している(第7図)。また、隆起帯の西側庄内地域に分布する小断層は、地層の変形による回転が著しく、十分な解析を行うことができないが、北俣および草薙層中で測定した17条の小断層の中で半数が正断層である。したがって、このような正断層性小断層の発達層準からみて、これらが逆断層性小断層形成前の応力場を示している可能性が多い。

③ スチロライト様の cleavage について

草薙層下部の硬質シルト岩中に幅1mm以下の黒ずじとして認識される面構造が発達している。とくに、河床面では明瞭に観察され、馬尾状、網目状をなし、互いに分散収れんする場合もあるが全体としてはきわめて一定した方向性を示す。

鏡下では、この面は不規則に波うっていて振幅は1mm前後、波長1mm～2mmである。この面構造に垂直で層理面に平行な薄片では、スチロライト特有のプラグ(plug)とソケット(socket)が認められることから、スチロライトの1種と考えられる。

このスチロライト様の cleavage は、大槻・佐藤(1980)において“fracture cleavage”として報告したものと同一である。この cleavage は小褶曲と密接な関係を有し、褶曲に対する軸面壁開と同一の関係にある。したがって、この cleavage は主圧力軸に垂直な面に発達すると推定される(大槻・佐藤, 1980)。



8図 “stylonite 様の cleavage”のπポール・ダイアグラム(測定数153, 下半球投影)

また、このスチロライト様の cleavage は中央隆起部に分布する草薙層下部全域にわたって発達し、ほぼ垂直で一様に南北方向である（第8図）。このことから、本地域の隆起部全域が東西水平圧縮応力場に支配された時期があったことがわかる。

5. 出羽丘陵の隆起に関する力学像

小断層・火成岩々脈・スチロライト等により推定された古応力場と前述した出羽丘陵の隆起過程をもとに、出羽丘陵の隆起に関する力学像について考察を加える。

大川層堆積時未～草薙層堆積時（ほぼ中期中新世）には、岩脈群より σ_{Hmax} が NE-SW 方向の応力配置をとっていたと推定される。この時期は草薙層の堆積盆地の長軸 σ_{Hmax} の方向は直交している。この岩脈群とはほぼ同時期に形成されたと推定される NE 方向の正断層（第7図）の存在から、 σ_{Hmax} は σ_2 に相当するが妥当であろう。

他方、逆断層性小断層の形成時期は新庄盆地側地域で中渡層上部堆積時以降と推定され、したがってほぼ後期鮮新世以降より圧縮性の応力場が顕著になったと推定される。一方、出羽丘陵の隆起は野口層～楯山層堆積時に生じた可能性も残るが、顕在化したのは丸山層・上部中渡層堆積時以降すなわち後期鮮新世以降と推定される。したがって、出羽丘陵の主要な隆起運動は東西圧縮応力場のもとで進行したと考えられる。スチロライトの形成もこの時期に相当するであろう。

出羽丘陵にみられるような地塁状複背斜構造の形成に関しては、基盤ブロックの上昇のみにその原因を求める見解がある（鈴木他、1971）。そのような場合には地塁状の隆起部では水平引張応力場が発生するはずであるが、前述したように隆起部においても圧縮性の構造が卓越している。また、北村（1959）によって指摘されているように、一般に出羽丘陵は“non-volcanic geanticline”である。本地域の隆起部でも隆起が生じたと推定される時期に、著しい火成活動は認められない。したがって隆起の原因を火成作用に求めることも困難である。

前述したように、草薙層堆積時の堆積盆地の長軸は、ほぼ NW-SE 方向であるのに対し、現在の隆起帯の方向は南北であり、両者は互いに斜交している。したがって、現在みられる南北方向の隆起帯は新しく形成された構造であり、「堆積盆地の形成に関与した正断層が逆断層として再活動し、隆起帯を形成する」という単純な基盤ブロックの再活動のみでは説明できない。また、別の機構としては基盤岩の物性の差異に求めることもできよう。すなわち、粘性係数の異なる基盤ブロックが存在し、水平圧縮応力場のもとでより粘性係数の小さいブロックが相対的に隆起するというモデルである（横田、1976）。しかし、このモデルを本地域の出羽丘陵に適用した場合、最大沈降部と最大隆起部が一致していないことから不都合である。

したがって、このような考察から水平圧縮応力場における出羽丘陵の可能な隆起機構としては、crustal bucking あるいはそれに伴う共役逆断層の形成が最も妥当であろう。出羽丘陵は島弧に平行な隆起帯であり、crustal bucking による隆起帯の形成は、その構造の広がりをも説明しうる点で有利である。以下においては、ここで述べた crustal buckling の観点から地塁状複背斜構造の形成機構について、数値実験を通じて検討を加える。

6. 出羽丘陵の隆起機構の数値実験

前項で出羽丘陵が水平圧縮応力場における crustal buckling により形成されたと結論したが、その力学的妥当性を検討するために数値実験を行った。

① 有限要素法

数値実験を行うために地殻およびマントルを粘弾性体とみなし、単純マックスウェル物体で近似した。粘弾性体は弾性成分と粘性成分とを同時に考慮することができた変形速度を考慮しようと

いう点で地質現象の数値実験に適している。粘弾性体解析用有限要素法プログラムの作製にあたっては、物質の力学的等方性を仮定し、変形の全過程を幾段階にも分割し、各段階ごとに線形の増分関係を用いる区分的線形理論を採用している。

構成方程式の定式化についてのべる。等方線形粘弾性体の構成方程式は、応力と歪の偏差成分及び体積成分についての緩和関数を用いることによって、次のように表わすことができる。(以下に使用する記号の意味は表1に示す。)

偏差成分

$$S_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t G_1(t-\tau) \frac{de_{ij}}{d\tau} d\tau$$

ここで $G_1(t) = 2G \exp\left(-\frac{t}{T_G}\right)$

体積成分

$$\sigma_{kk}(t) = \int_{-\infty}^t G_2(t-\tau) \frac{d\xi_{kk}}{d\tau} d\tau$$

ここで $G_2(t) = 3K \exp\left(-\frac{t}{T_K}\right)$

ここで微小時間 $[t, t+\Delta t]$ 内の歪の線形変化を仮定する

$$\left. \begin{aligned} e_{ij}(\tau) &= e_{ij}(t) + \frac{\Delta e_{ij}}{\Delta t} (\tau-t) \\ \xi_{kk}(\tau) &= \xi_{kk}(t) + \frac{\Delta \xi_{kk}}{\Delta t} (\tau-t) \end{aligned} \right\} t \leq \tau < t + \Delta t$$

(3)式を(1)、(2)式に代入し、次のような前進差分形の構成方程式が得られる。

$$\Delta S_{ij}(t) = \frac{2GT_G}{\Delta t} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_G}\right) \right\} \Delta e_{ij}(t) - S_{ij}(t) \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_G}\right) \right\}$$

$$\Delta \sigma_{kk}(t) = \frac{3KT_K}{\Delta t} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_K}\right) \right\} \Delta \xi_{kk}(t) - \sigma_{kk}(t) \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_K}\right) \right\}$$

上記の構成方程式を用い、増分時間 Δt ごとに各要素の応力・歪増分を求めその値を初期値として Δt 時間後の応力・歪成分を計算する。計算は平面歪問題としてとり扱い、重力を考慮している。

② 模式断面の設定

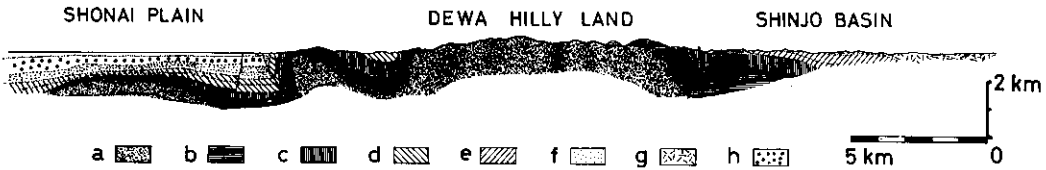
出羽丘陵の隆起に関する数値実験を行うために模式断面を設定した(第9図)。庄内平野の地下は池辺他(1979)の断面に基づいている。この断面では、酒田衝上断層群と大芦沢断層周辺のとう曲に伴う変位により地塁状隆起部が形成されている変形像が明確に示されている。酒田衝上断層群による層位的鉛直隔離は約2,100 m、とう曲による変位も含めた層位的鉛直隔離は青沢断層沿いで1,700 m、大芦断層沿いでは約2000 mに及ぶ。

③ Crustal Buckling による最大せん断応力集中域の計算

芽的隆起が crustal buckling によって発生すると仮定し、buckling によって生じる最大せん断

表1. 記号説明

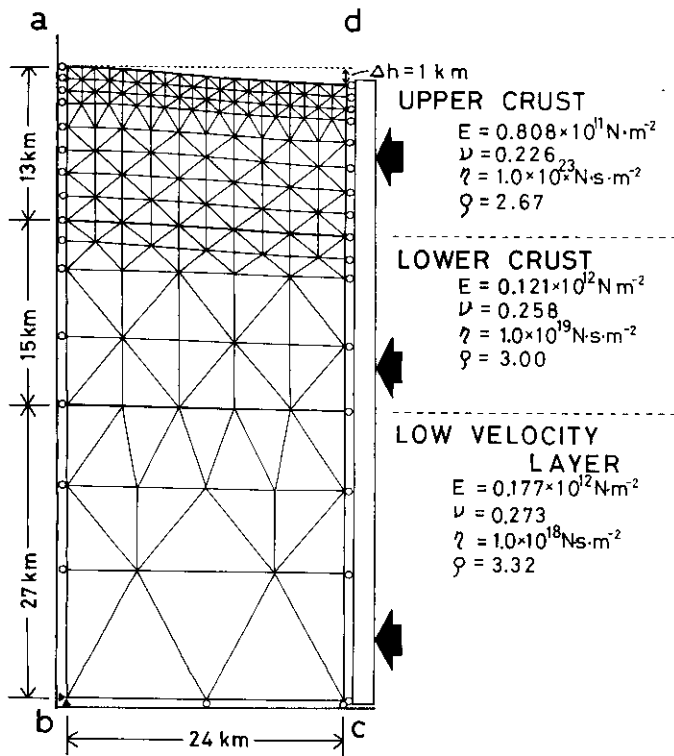
σ_{ij}	: 応力テンソル
S_{ij}	: 偏差応力テンソル
ξ_{ij}	: 歪テンソル
e_{ij}	: 偏差歪テンソル
G	: せん断弾性定数
K	: 体積弾性定数
$G_1(t)$: せん断緩和関数
$G_2(t)$: 体積緩和関数
T_G	: せん断変形の遅延時間
T_K	: 体積変形の遅延時間



第9図 断面図(余目一松嶺一真室川断面, 北緯38°51'20", 庄内平野の地下は池辺他(1979)をもとに一部簡略化。

凡例: a. 大川層, b. 草薙層, c. 北俣層・古口層, d. 楯山層・丸山層, e. 野口層・中渡層, f. 観音寺・常禅寺層, g. 鮭川層・八向層・清水層, h. 庄内層群)

応力分布を求める。このため垂直方向の地殻およびマントルの構造について次のようなモデル化を行った。すなわち、上部地殻・下部地殻・低速度層の三層からなり、その物性定数値は10図に示したように仮定した。これらの物性定数のうち弾性定数に関しては、東北日本における平均的な地震波速度と密度構造から求められた値(里他, 1980)を用いた。長時間の変形・流動を考えると、その粘性係数が重要な問題となる。ここでは、構造岩石学的手法によって推定された値(鳥海, 1980)などを参考にして仮定している。また、上部地殻の厚さに関しては泥質岩の粘性係数が 10^{15} pois (植村, 1976)と小さいため、これを計算から除外して13 kmとした。酒田一新庄間を crustal buckling の1波長(48 km)とみなし、モデルの対称性を考慮して水平方向の長さを24 kmとした。これに対し、深さは底面の境界条件が解に影響を与えないように充分深くとり、55 kmとした。ここでの計算の目的は crustal buckling が生じたときの最大せん断応力の集中域をみることにあるため、初期条件としては上部地殻の底面に振幅500 mの凹凸を正弦曲線与えた。また、境界条件として、モデルの側方 ab を x 方向に底面 bc を y 方向にそれぞれ固定し、頂面 ad は自由表面とした。そして、側面 cd には歪速度にして 10^{-14} /sec に相当する強制変位増分を水平方向に作用させ、モデルを側方から圧縮した(第10図)。ここで歪速度 10^{-14} /sec は測地学的データにもとずいた東北日本の平均的な歪速度である(中根, 1973)。



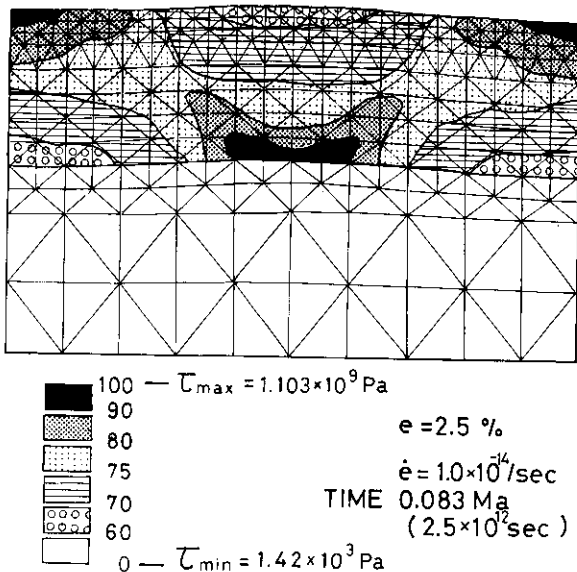
第10図 Crustal Buckling モデル(初期条件および初期条件, E: ヤング率, ν: ポアソン比, η: 粘性係数, ρ: 密度)

約8.3万年後の最大せん断応力分布を第11図に示す。この計算結果では、上部地殻基底部分

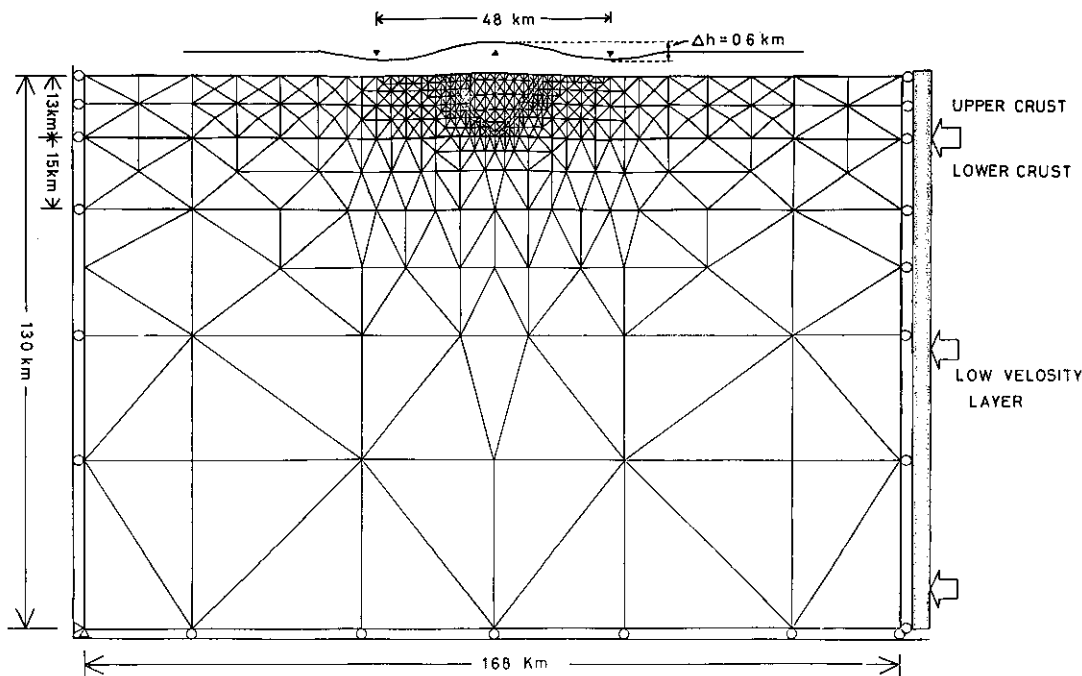
ら上方に45度の角度で伸びる最大せん断応力の集中域が認められる。また、地表の向斜軸部においても最大せん断応力の集中域が形成されている。他方背斜部の上部地殻上面及び向斜部の大部地殻下面付近には、低せん断応力域がみとめられる。この他に図には示していないが最上圧縮応力軸はどの位置でもほぼ水平である。この計算結果から、上部地殻背斜部基底から上方に45°の方向に伸びる共役逆断層の発生が期待される。

④ 出羽丘陵の隆起モデル

出羽丘陵中央隆起部西縁の断層（青沢断層）は、従来から棚倉破碎帯の延長とされ、出羽丘陵形成前に横ずれ断層として発生したとされている（北村, 1963; 大槻, 1975, 吉田他, 1976）。以上のことから、この断層をほぼ垂直と考えモデルに考慮した。さらに、crustal buckling モデルの計算結果から推定される上部地殻基底部から発生する断層も考慮して出羽丘陵の隆起モデルを設定した（第



第11図 Crustal Buckling モデルの変形図および最大せん断応力分布図 (e: 平均歪, $\dot{\epsilon}$: 境界条件として与えた歪速度)

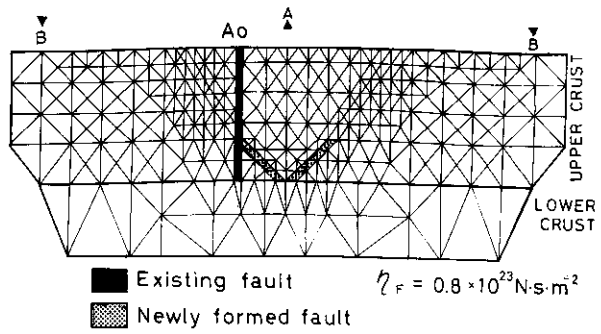


第12図 出羽丘陵の隆起モデル (初期条件および境界条件)

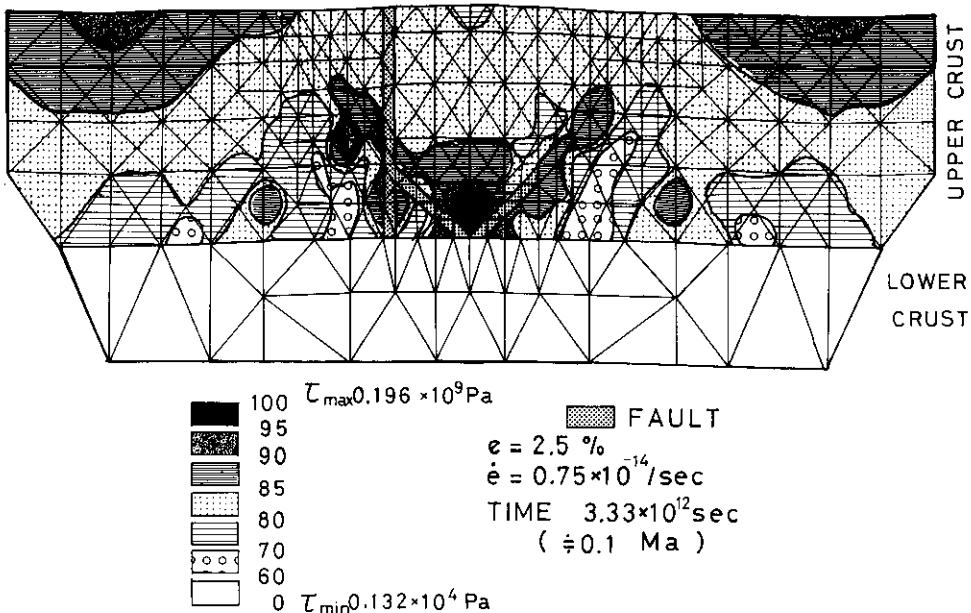
12図, 第13図)。このモデルは非対称であるため、水平方向の長さを充分長くとり186 kmとし、深さは130 kmとした。先のモデルと同様、上部地殻・低速度層の3層より構成され、各々の物性定数も先のモデルと同じ数値を用いている。また、先に設定した断層には周囲の上部地殻より20%低い粘性係数を仮定した。さらに、初期条件として、上部地殻底面に振幅300 m、波長48 kmの萌芽的な crustal buckling による凹凸を正弦曲線を与えている。

計算の目的は最大せん断応力の集中域を見出し、新たに形成される断層を推定することにある。境界条件は先に述べた計算の場合とほぼ同様である。すなわち、側面および底面をそれぞれ x 方向、y 方向に固定し、頂面は自由表面とする。そして側方から水平方向の強制変位増分を与え、水平方向に圧縮する。ここでは歪速度 $0.75 \times 10^{-14} / \text{sec}$ に相当する水平方向の強制変位増分を与えた。

この計算から得られた最大せん断応力分布(第14図)は③で行った計算結果とほぼ同様である。すなわち、上部地殻背斜部の下底及び向斜部の上面にせん断応力の大きい領域がみとめられる。また、上部地殻背斜部基底より上方へ伸びる断層と青沢断層の会合部では、青沢断層の西側に最大せん断応力の集中域が形成され、この集中域は上方へ45°の方向に伸びている。また、上部地殻基底から東側に伸びた断層の先端部でも同様に最大せん断応力の集中域が形成されている。したがって、



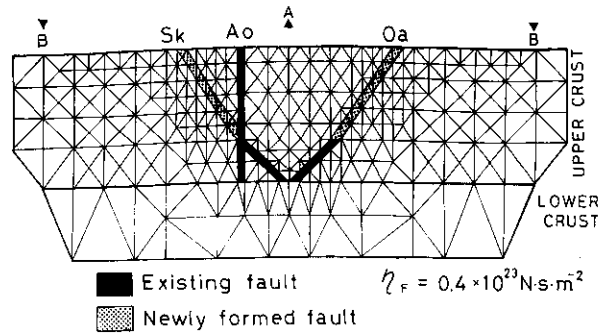
第13図 初期条件としての断層の設定(出羽丘陵の隆起モデルの一部拡大, A:初期条件として与えた上部地殻の褶曲形態の背斜軸部, B:同向斜軸部, η_f :断層に与えた粘性係数, A₀:青沢断層)



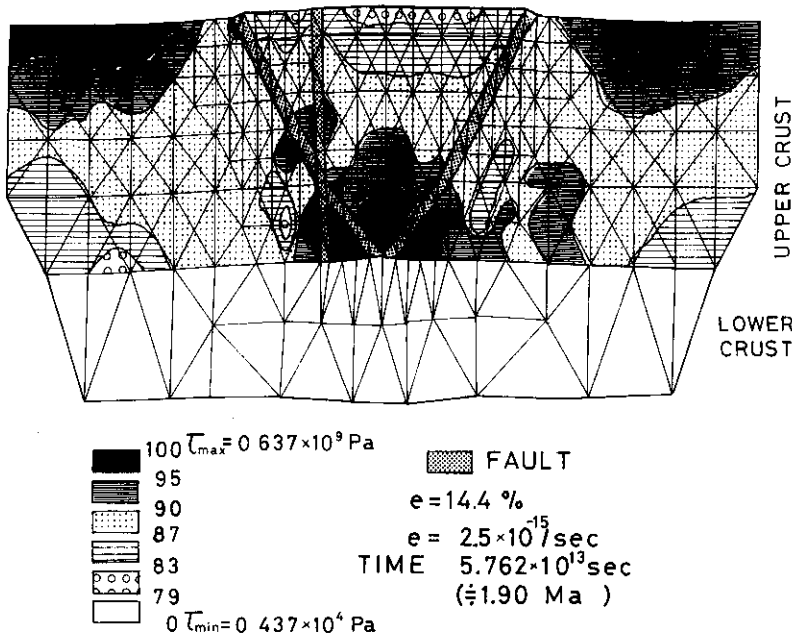
第14図 変形像および最大せん断応力分布図(第13図に示した初期条件にもとづく)

上部地殻背斜部の基底からこの背斜の翼部に発達する最大せん断応力の集中域に沿って、共役逆断層の形成が推定される。

次に、先の計算から得られた最大せん断応力集中域に断層を設定した(第15図)。この新たに設定した共役逆断層の中で、西側の断層は酒田衝上断層群に東側は大芦沢断層にはほぼ相当する。ここで、断層の粘性係数を上部地殻の40%とし、歪速度 $2.5 \times 10^{-15}/\text{sec}$ で水平方向の強制変位増分を加え圧縮した。約190万年変形させた結果を第16図に示す。逆断層により囲まれた上部地殻はくさび状に上昇



第15図 初期条件としての断層の設定(図中の記号の意味は第14図と同じ, Sk:酒田衝上断層群, Oa:大芦沢断層)



第16図 変形像および最大せん断応力分布図(第15図に示した初期条件にもとづく)

しており、特に隆起帯の上昇は2次的に発生した逆断層に沿う変位によってまかなわれている。沈降は非対称であり東側に比べ西側で大きい。このことは、庄内層群の厚い堆積と適合する。また、地表近くでは隆起部よりも沈降部でより大きなせん断応力値がみとめられる。このことは、本地域に分布する逆断層性小断層の地域的頻度分布と一致している。すなわち、新庄盆地地域では多くの逆断層性小断層が観察されるのに対し、中央隆起部では相対的に少数である。また、鮭川断層とこれに伴うとう曲は、このような沈降部で生じる大きなせん断応力によって形成されたと推定される。

これまで述べてきた諸計算によって、初期条件として上部地殻に波長48 kmほどの波状形態を与えれば、水平圧縮条件下で出羽丘陵にみられるような地壘状の隆起帯が形成されることを示した。また、この初期条件として与えた褶曲形態の原因を、ここでは上部地殻の座屈変形に求めた。しか

しながら、このような crustal buckling の可能性については、未だ仮定の段階にとどまっている。この仮定の妥当性を検討していくことは、今後の重要な課題である。

謝辞：本研究を進めるにあたり、東北大学理学部北村信教授、大槻憲四郎修士、東北大学工学部新関茂博士、出光地熱開発（株）三村高久修士に種々の御指導および御助言をしていただいた。東北大学理学部尾田太良博士には浮遊性有孔虫化石、長谷川四郎博士には底生有孔虫化石、小笠原四郎博士には貝化石の鑑定をしていただいた。本論文をまとめるに際し、大槻憲四郎修士には原稿を校閲していただいた。以上の方々に深く感謝の意を表す。

なお本研究には、東北大学型計算機センター ACOS シリーズ 77 NEAC システム 900 を利用させていただいた。

文 献

- 池辺穰・大沢穰・井上寛生，1979：酒田地域の地質・地域地質調査報告（5万分の1図幅）。42 p.，地質調査所。
- 井上寛生，1962：新第三紀における出羽丘陵周辺地域の古地理学的研究。石油技誌，27，443-464。
- 北村信，1959：東北地方における新第三紀造山運動について。東北大地古研邦報，49，1-98。
- ，1963：グリーンタフ地域における第三紀構造運動。化石，5，123-137。
- 米谷盛寿郎，1978：東北日本油田地域における上部新世界の浮遊性有孔虫層序・日本の新世代地質，池辺展生教授記念論文集，35-60。
- ・村田勇治郎，1977：北海道東北日本における *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA の産状とその古生物学的意味。藤岡一男教授退官記念論集，465-440。
- 中川久夫・石田琢二・大池昭二・小野寺信吾・竹内貞子・七崎修・松山力・梅恒雄，1971：新庄盆地の第四紀地殻変動。東北大地古研邦報，71，13-29。
- 中村一明，1969：広域応力場を反映した火山帯の構造一側火山の配列方向。火山第2集，14，8-20。
- 中根勝見，1973：日本における定常的な水平歪。測地学会誌，19，190-208。
- 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。
- ・佐藤比呂志，1980：新第三系硬質シルト岩中の“cleavage”-概観。総研島弧変動研究報告，No. 2，93-95。
- 折本左千夫，1964：山形県日正鉱山付近の地質。とくに第三紀花崗岩質岩類について。鉱山地質，14，248-246。
- 里嘉千茂・石井紘・堀木茂木・高木章雄，1980：地殻構造を考慮した東北地方の地殻分布について。昭和55年度地震学会春季大会講演予稿集，p. 45。
- 佐藤比呂志，1981：新庄盆地西縁および出羽丘陵地域の構造地質学的研究。東北大学理学部修士論文（手記）。
- 鈴木尉元・三梨昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎，1971：新第三紀堆積盆地に発達する曲の形成機構について。地質雑，77，301-315。
- TAGUCHI, K., 1962: Basin architecture and its relation to the petroleum source rock development in region bordering Akita and Yamagata Prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rock in Japan. Tohoku Univ., Sci. Rep., Ser. 3, 7, 293-342.
- 田口一雄，1967：5万分の1地質図説明書「大沢」。24 p. 山形県。
- 鳥海光弘，1980：地殻および上部マントルの流動特性一やわらかい下部地殻モデル。月刊地球，Vo. 2，No. 11，p. 762-766。
- 植村武，1976：地震と地質構造の形成をめぐる若干の問題。地質学論集 12，43-49。
- 横田修一郎，1976：近畿の基盤の上昇速度の地域的差異から求めた花崗岩類と古生層の粘性係数比。地球科学，30，336-346。
- 吉田尚・笠井勝美・青木ちえ，1976，八溝山糸の地質と足尾帯の構造。地質学論集，13，15-24。