

中期中新世における南部フォッサマグナ北西部 櫛形山ブロックの衝突

小山 彰*

Collision of the Kushigatayama block during the Middle Miocene, northwestern part of South Fossa-Magna, central Japan

Akira Koyama*

Abstract This paper represents collision tectonics of South Fossa Magna, central Japan during the Middle Miocene. The Kushigatayama block, which is a member of the paleo-Izu-Bonin arc, is mainly composed of pyroclastic rocks and lavas named the Kushigatayama Subgroup. Paleo-trench was situated between the Honshu arc and the Kushigatayama block. This trench was filled up with hemipelagic sediments and turbidites (Momonoki Subgroup).

The Kushigatayama block is situated near the Honshu arc about 16-15Ma. The block collided with the Honshu arc owing to the northward moving of the Izu-Bonin arc and the opening of the Sea of Japan about 15Ma. Severe contractive deformation was occurred within the Momonoki Subgroup.

The bend of the pre-Middle Miocene terrane of the Honshu arc can be assumed to be formed by this collision.

Key words: collision, Kushigatayama block, South Fossa Magna, Middle Miocene

はじめに

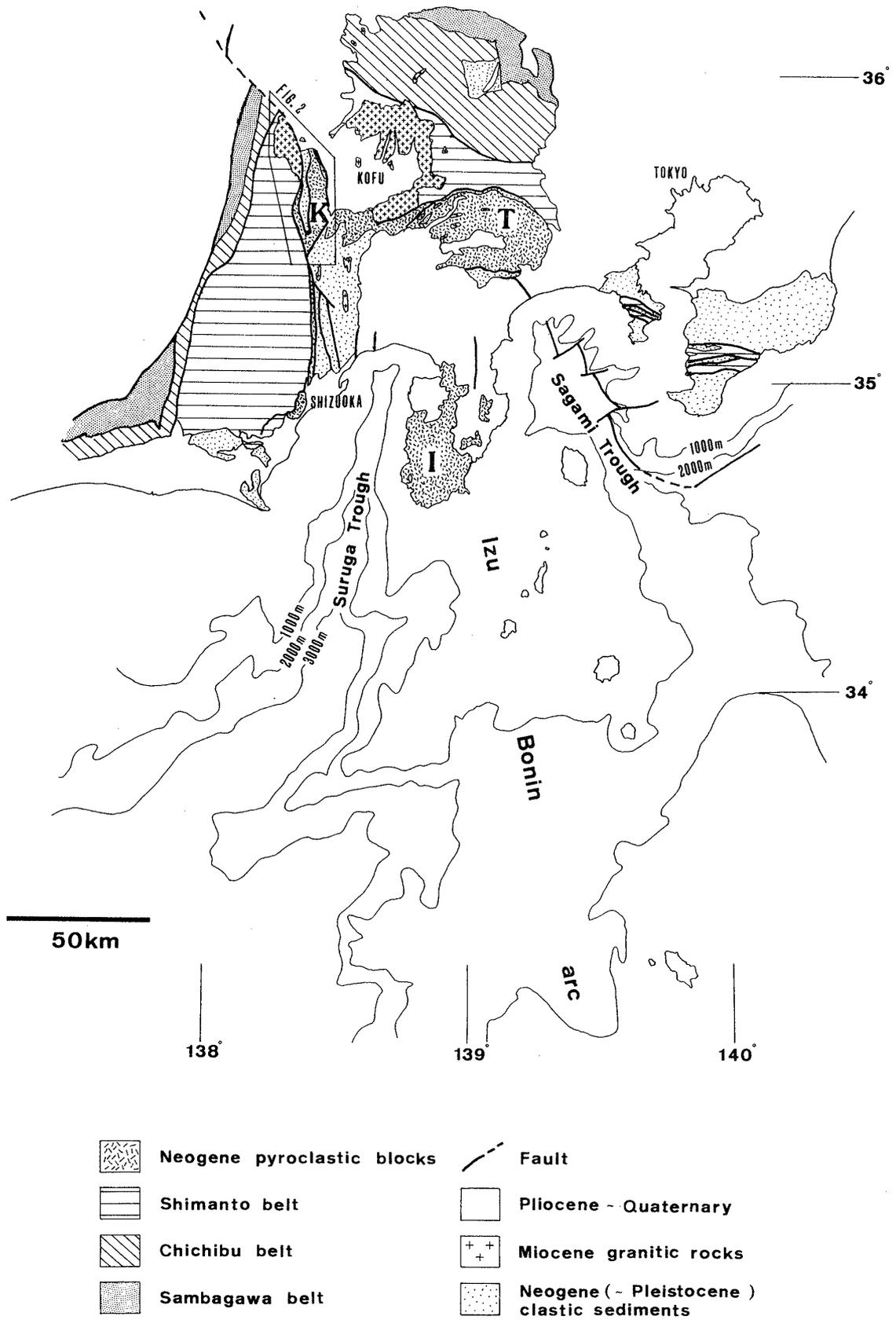
南部フォッサマグナでは本州弧と伊豆・小笠原弧が衝突している。二つの島弧の干渉現象については Naumann (1885) 以来、数多くの議論がなされてきた。また、最近では DELP 計画 (南部フォッサマグナの衝突現象の解明) をはじめとする多分野にわたる多くの研究によって、南部フォッサマグナでの中中新世以降の衝突の実態がより明らかにされてきた。これら多方面からの研究成果の一つが丹沢ブロックの衝突現象 (最後期中新世～前期鮮新世) の解明

(Niituma & Matsuda, 1985; Niituma & Akiba, 1986; Soh, 1986 など) であり、また、第四紀における伊豆の衝突の解明である (Matsuda, 1978; Huchon & Kitazato, 1984; 天野ほか, 1986; Toriumi & Arai, 1989 など)。

中期中新世の南部フォッサマグナは広い海域であった。南から伊豆 (湯ヶ島)、丹沢、御坂および櫛形山の海底火山が分布しており、それらは古伊豆・小笠原弧の上にあって御坂を除いて地形的な高まりを作っていたとみられる (第1図)。

櫛形山の古海底火山は古伊豆・小笠原弧上の海底火山のうちで最も北にあり、中期中新世にはすでに対曲構造をもっていた (松田, 1984; 高橋, 1989) 本州弧の付け根付近に位置していた。古伊豆・小笠原弧は当時、北上を続けており、櫛形山ブロックが本

* ジオクロノロジー・ジャパン (株) 大阪支社 Geochronology Japan Inc. Osaka Office. 3-13-9, Imafukuhigashi, Jyoto-ku, Osaka, 536, Japan.



第1図 南部フォッサマグナ地域の広域構造図 K: 櫛形山ブロック T: 丹沢ブロック I: 伊豆ブロック

州弧と衝突・付加したであろうことは、丹沢や伊豆の衝突が明らかになるにつれて予想されていた(天野, 1986; Soh, 1986など)。

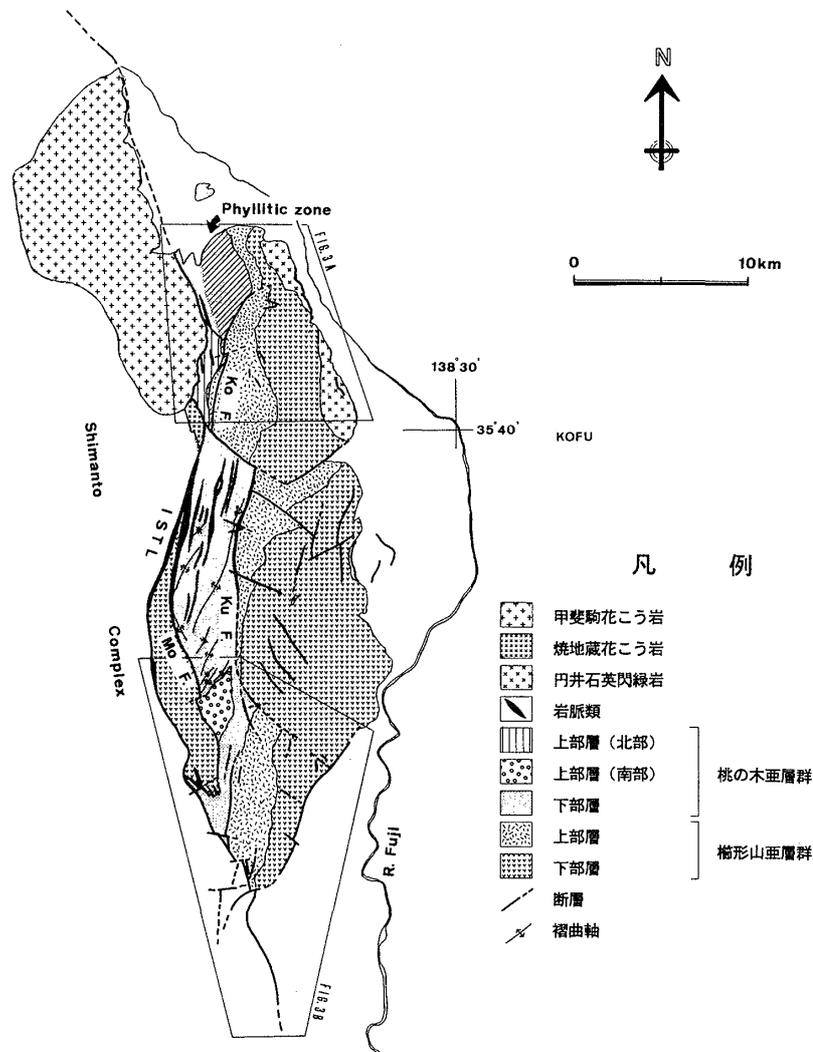
本論では櫛形山ブロックを中心とする、南部フォッサマグナ北西部、巨摩山地付近での現在までに蓄積されたデータをまとめて紹介し、当地域での中期中新世の衝突テクトニクスを論じる。

九州大学の松田時彦先生、東京大学地震研究所の嶋本利彦先生には現地でご討論、ご教授いただいた。愛媛大学の小松正幸先生には発表の機会を与えていただいた。同大学の竹下徹先生には現地で有益なご助言をいただいた。大阪市立大学の弘原海清先生には研究をまとめる上でご支援をいただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

櫛形山ブロックをつくる櫛形山亜層群

櫛形山亜層群は全層厚4000m以上におよぶ安山岩質～玄武岩質の溶岩および火山碎屑岩類を主とした地層である(第2図, 第4図, 第5図)。島津・石丸(1987)は櫛形山亜層群の火山岩が大部分、丹沢、御坂山地のものと同様に島弧ソレイト系列に属することを示した。本亜層群は岩相から下部亜層群と上部亜層群に2分される。本亜層群は基本的には西～北傾斜の単斜構造をもつが、一部で地層が逆転している。下限は不明である。

下部亜層群はほとんど碎屑岩類を含まないことで特徴づけられる。本亜層群はおもに緑色を帯びた安山岩質～玄武岩質の凝灰岩と凝灰角礫岩からなる。



第2図 巨摩山地の地質図 小坂・角田(1969), 樋口(1969), 小山(1984), Koyama(1990)に基づいて編集。

I S T L : 糸魚川-静岡構造線, K o F. 小武川断層, K u F. : 櫛形山断層, M o F. : 茂倉断層

しばしば安山岩質～玄武岩質の溶岩層を挟む。このような岩相は下部亜層群が櫛形山の古海底火山の本体を構成していた一部であることを示している。

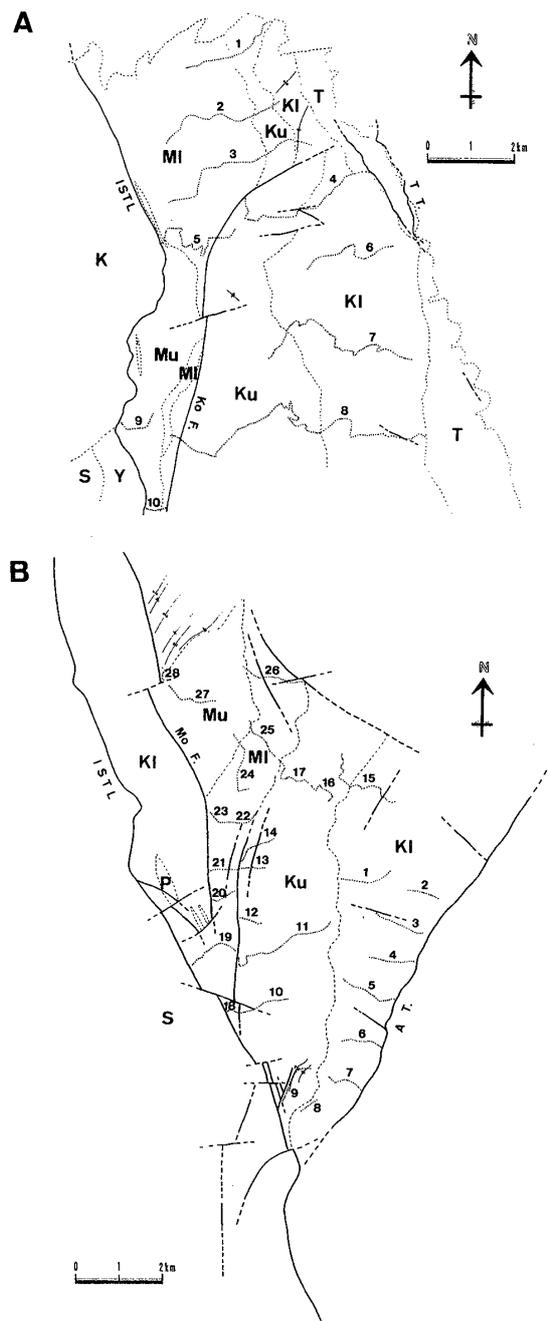
上部亜層群は凝灰岩が主体であるが、碎屑岩類がしばしば挟まっている。この様子は南部巨摩山地の大柳川上流でよく観察できる(第3図B, 第5図ルートNo. 15)。碎屑岩類は泥岩, 砂岩および砂岩泥岩互層である。南部巨摩山地では小礫岩がしばしば挟まっている。礫岩の礫には櫛形山亜層群起源のものほかに, 四万十層群起源の礫がみられる。また, 南部巨摩山地の上部亜層群には泥岩中に安山岩や玄武岩の礫を含み, 顕著な乱堆積構造がみられる(小坂・角田, 1969)。以上のことは櫛形山ブロックが上部亜層群堆積時にはすでに一部が海上にあったことを示す(小坂・角田, 1969)とともに, 同ブロックが四万十帯からなる本州弧の近傍に位置していたことを示唆する。

礫としてまれに石灰岩を含むことも南部巨摩山地の櫛形山亜層群の特徴である。これは最大径が70cmにもおよぶ角礫であることから現地性のものと考えられる。

櫛形山亜層群の年代については, 小坂・角田(1969)が最下部の泥岩から*Lepidocyclina* sp. を産することから前期中新世であるとした。最近, 秋元ほか(1990)は浮遊性有孔虫を使って年代を再検討した。これは小坂・角田(1969)の試料が礫岩や含礫泥岩から得られたものであり, 化石が異地性の可能性があること, 化石が現地性であったとしても, 櫛形山ブロックが南方からの移動地塊である可能性が高く, *Lepidocyclina*属や*Miogypsina*属などの大型有孔虫の出現年代は古環境に左右されるおそれがあることなどの理由による。試料は大柳川上流の下部亜層群上部から上部亜層群にかけての地層から採取された。それによると, これらの地層はBlow(1969)浮遊性有孔虫のN8～N9帯(絶対年代で16～15Ma頃)にかけて堆積したことになる。北部巨摩山地では櫛形山亜層群下部層が, 15Maのフィッシュトラック年代(Ito et al. 1989)を示す円井石英閃緑岩に貫かれている。

櫛形山亜層群の古水深については秋元ほか(1990)が大柳川上流で得た底生有孔虫を使って明らかにしている。それによると南部巨摩山地の下部亜層群上部層～上部亜層群は下部漸深海帯～深海帯において堆積したと結論づけた。

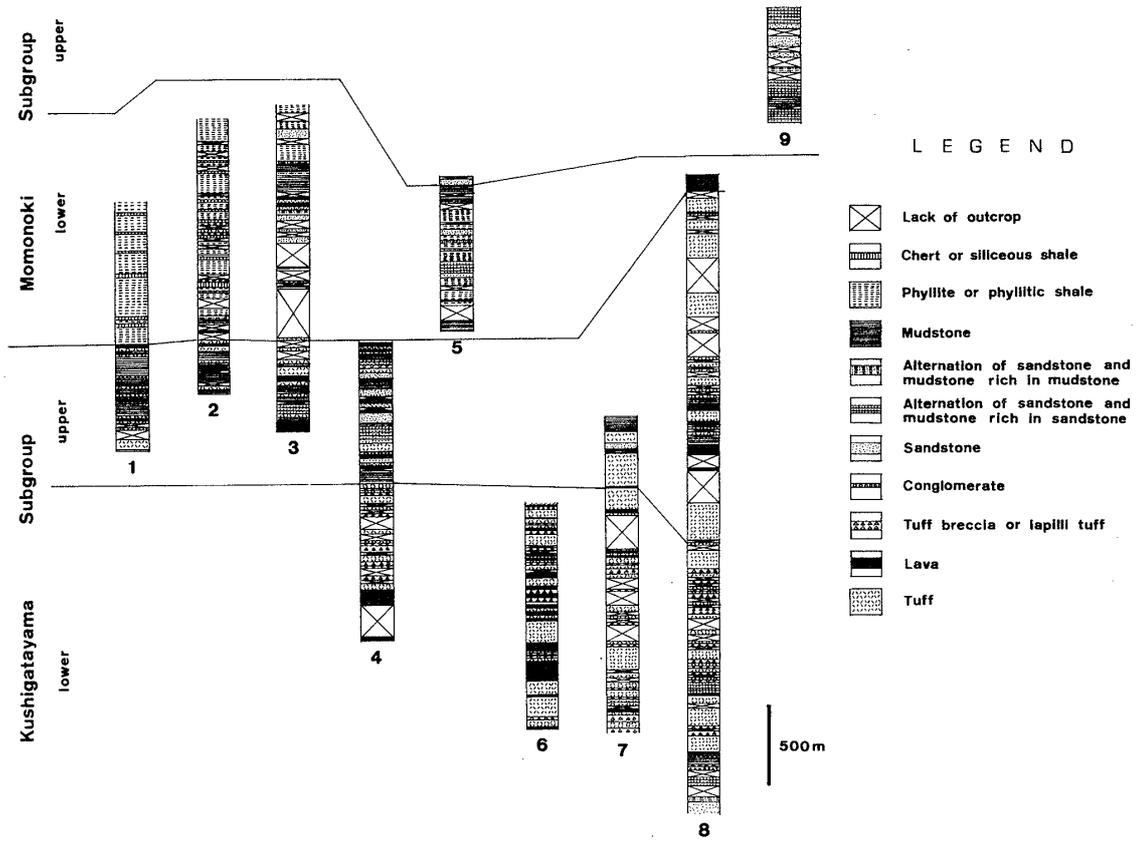
樋口(1969)は同じく大柳川上流の石灰質頁岩から



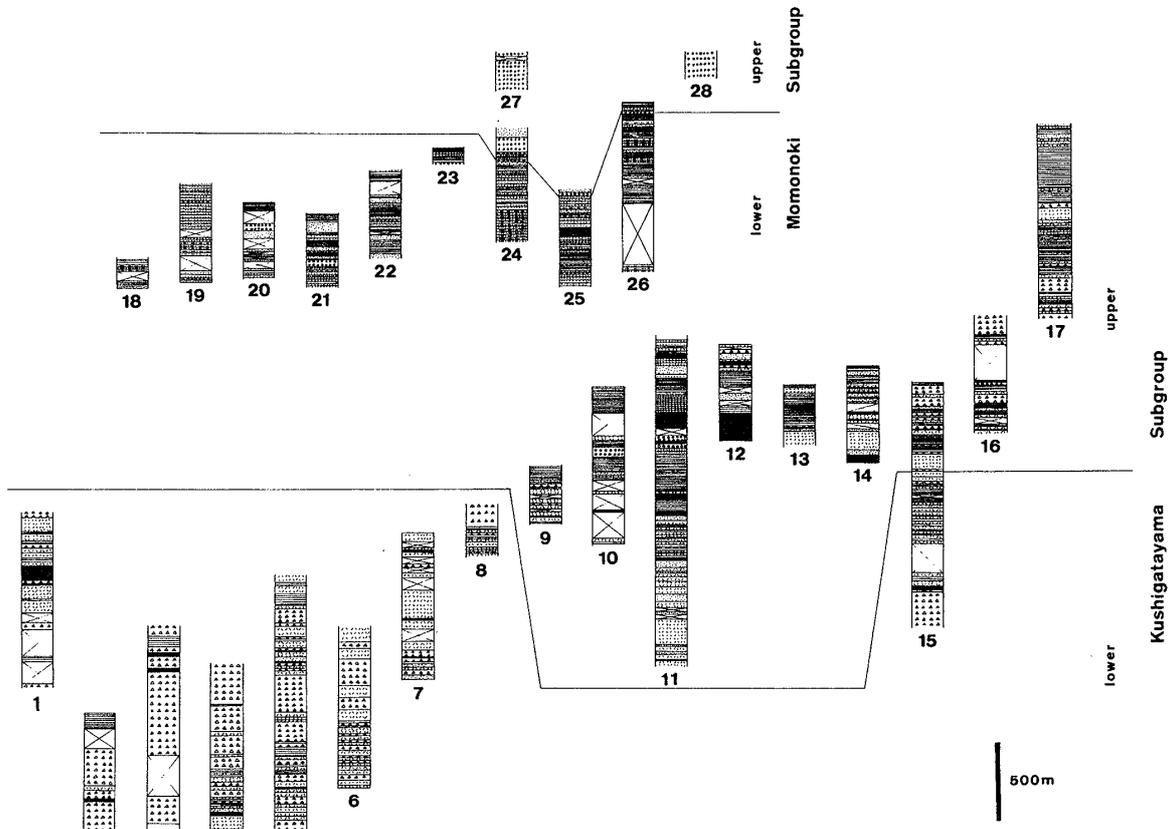
第3図 柱状図位置図Aは北部巨摩山地, Bは南部巨摩山地の柱状位置を示す。ルートの数字はAが第4図, Bが第5図に対応する。

KI: 下部櫛形山亜層群, Ku: 上部櫛形山亜層群, MI: 下部桃の木亜層群, Mu: 上部桃の木亜層群, P: ひん岩, T: 円井石英閃緑岩, K: 甲斐駒花こう岩, Y: 焼地藏花こう岩, S: 四万十帯(瀬戸川層群), ISTL: 糸静線, Ko.F.: 小武川断層, T.T.: 円井衝上断層, Mo.F.: 茂倉断層, A.T.: 曙衝上断層

二枚貝や植物化石を報告し, 古水深として200～800mと推定している。



第4図 北部巨摩山地の巨摩層群地質柱状図



第5図 南部巨摩山地の巨摩層群地質柱状図 凡例は第4図参照

桃の木亜層群とその堆積場

桃の木亜層群は櫛形山亜層群の上位に整合で重なる地層で、おもに櫛形山亜層群の西側に分布する。桃の木亜層群はほとんど砕屑岩類から構成され(第4図, 第5図), 厚さは2000m以上に達する。上位にあたる西側は断層で限られている(第2図)。

桃の木亜層群はおおむね西傾斜の同斜構造を示すが、中部巨摩山地では種々の波長の褶曲が発達している(角田, 1971a; Tsunoda, 1973)。

本亜層群は岩相上、上部と下部に分けられるが、北部と南部ではそのシークエンスが異なる。中部巨摩山地では本亜層群は下位の櫛形山亜層群と高角度で西傾斜する櫛形山断層で接している(第2図)。ここでの桃の木亜層群は泥岩を主体とし、砂岩泥岩互層、砂岩および細礫岩を挟む(小坂・角田, 1969)。このような岩相は巨摩山地南部の下部亜層群に類似する。ここでは櫛形山ブロックのテクトニクスを考える上で重要と思われる巨摩山地北部と南部の桃の木亜層群について記載する。

北部での下部亜層群は泥岩を主とし、チャート、珪質泥岩および砂岩を挟む(第4図)。まれに細粒の酸性凝灰岩を挟む。チャートは灰黒色層状で、厚さ10cm以下の珪質部と厚さ1cm以下の泥質部が互層をなしている。チャート層の見かけの厚さは50m程度で、分布は限られている(Koyama, 1990)。

一方、上部亜層群は下部亜層群に整合で重なり、砂岩泥岩互層を主体とする地層である。この互層は級化層理がよく発達することや、側方への連続性が良いことなどタービダイトの特徴を有している。

以上のように巨摩山地北部の下部亜層群は細粒の遠洋性堆積物、上部亜層群はタービダイトから構成されている。このような岩相やシークエンスから復元される堆積場としては、古海溝もしくはその周辺部が考えられる(勘米良ほか, 1979; Blatt *et al.* 1980)。この古海溝は本州弧と櫛形山ブロックの間に存在していたと予想される。

南部の桃の木亜層群の下部亜層群は砂岩泥岩互層が主体で、しばしば厚さ数10cm以下の小～中礫岩を挟む(第5図)。一方、上部亜層群はいわゆる茂倉礫岩とよばれる厚さ約700mの厚い礫岩層が主体となる。この礫岩の礫は櫛形山亜層群起源のものと本州弧起源のものとがみられる。前者は礫径が最大80cm, 多くは10cm以下で亜角礫～角礫が多いのに対し、後者は礫径が数cm以下で円礫～亜円礫が多い。優白質

の花こう岩礫が含まれることがあるが、おそらく領家帯から由来したものであろう。

桃の木亜層群の年代については大塚(1941)が *Lepidocyclina japonica*, *Miogypsina ozawai* を報告し、幌内時代とした。小坂・角田(1969)も同様の化石の産出を報告し、中新世前期の後半期としている。秋元ほか(1989)は前項でのべたような理由から、再検討を行なったが、桃の木亜層群の年代を確定するには至らなかった。

本亜層群は北部巨摩山地で甲斐駒花こう岩体(第2図)により熱変成を受けている(藤本ほか, 1965; 佐藤ほか, 1989)。甲斐駒花こう岩のK-Ar年代は角閃石で13.7Ma(佐藤ほか, 1989), 黒雲母で11～11.7Ma(河野・植田, 1966; 瀬野ほか, 1987; 佐藤ほか, 1989), カリ長石で10.3Ma(佐藤ほか, 1989)である。ジルコンのフィッシュオントラック年代はIto *et al.* (1989)により14ヶ所の平均値として240°C以下の冷却年代の9.4Maが出されている。佐藤ほか(1989)は上記三種類の鉱物から得られた年代とアルゴンの閉鎖温度から甲斐駒花こう岩体の冷却史を検討し、本岩が15Ma頃貫入し、中新世末期には地表に表れたと推定した。

北部巨摩山地の小武川上流、大ナジカのカレでは焼地蔵岩体の細粒の優白質花こう岩が桃の木亜層群の上部層を貫いている(第3図A, 第4図ルートNo. 10)。焼地蔵岩体(第2図)のK-Ar年代(角閃石)は佐藤ほか(1989)により13.5Maと出されている。本岩体は甲斐駒花こう岩体に接して分布し、甲斐駒岩体の熱的影響を受けていることから、甲斐駒岩体とほぼ同時代に貫入したと考えられている(佐藤ほか, 1989)。

以上を考慮して桃の木亜層群は16～15Ma頃、甲斐駒花こう岩体貫入前で櫛形山亜層群堆積直後に堆積したと考えられる。

桃の木亜層群の古水深は最近、秋元ほか(1990)が北部巨摩山地で明らかにしている。それによると、本亜層群は深海帯(水深3500m以深)で堆積したとされている。

ひん岩岩脈

巨摩山地に分布する岩脈は、大塚(1941)によって巨摩半深成岩体と一括して名付けられた。岩種は圧倒的に斑晶の少ないいわゆるひん岩が多く、わずかにランプロファイヤーや花こう閃緑岩などが見られる。種々の岩脈相互の関係は不明である。ここでは

テクトニクスを考える上で重要と思われるひん岩を岩脈を代表して取り上げる。

ひん岩は鏡下で見ると、隠微晶質な石基中に石英や斜長石の斑晶が疎に散在している。ひん岩は一般に灰白色を呈するが変質して緑味を帯びることがある。

ひん岩岩脈は橢形山亜層群よりも圧倒的に桃の木亜層群中に多く見られる(第2図)。また、巨摩山地の北部ほど多く見られる。糸静線や橢形山断層など南北性の高角性断層に沿って貫入していることもある。ひん岩岩脈の一部は桃の木亜層群に熱変成を与えている(Tsunoda, 1973)。貫入面は南北から北西-南東方向が卓越する。

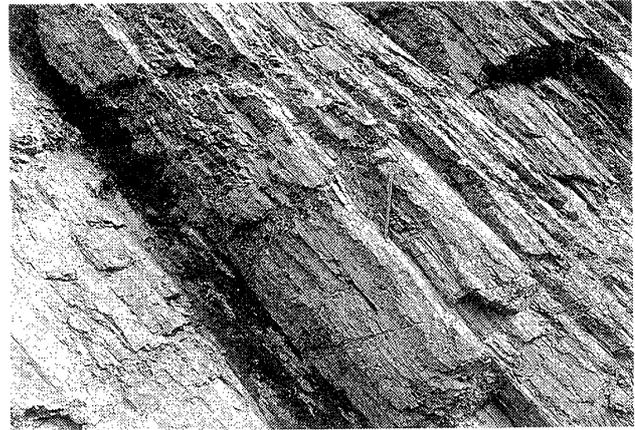
北部巨摩山地では千枚質頁岩の片理面を切ってひん岩岩脈が貫入している。中部巨摩山地ではひん岩は桃の木亜層群の褶曲構造を切って貫入している。

北部巨摩山地ではひん岩岩脈はフィッシュオントラック年代で 15 ± 0.6 Ma (Ito *et al.*, 1989)の円井石英閃緑岩体により接触変成を受けている(大塚, 1941)。以上のことからひん岩岩脈の年代は桃の木亜層群の褶曲形成後で、円井岩体進入以前である。桃の木亜層群の堆積が16~15Ma頃と考えられることから、同層群の褶曲、ひん岩岩脈の貫入および円井岩体の貫入と非常に短い期間にこれらのことが起こったことを示す。

桃の木亜層群の変形

桃の木亜層群はほぼ全域にわたって変形している。ここでは変形様式が特徴的な巨摩山地北部と中~南部にわけて記載する。

巨摩山地北部では桃の木亜層群下部層は主に泥岩から構成されるが、この大部分(幅約2 km)が千枚岩化している(第2図)。東に隣接する橢形山亜層群に挟まれる泥岩が、小武川断層のような規模の大きい断層の近傍にあっても、ほとんど変形していないのに比べると著しく対照的である。千枚岩化した泥岩の片理面上には一般に明瞭な滑り面がみられ、しばしば片理面の傾斜方向にほぼ平行なストリエーションやgrooveが発達する(第6図)。これら線状構造の走向は北東-南西から北西-南東方向が卓越する(Koyama, 1991)。千枚岩を鏡下で見ると片理面に平行な細かい劈開が密に発達している。また、散在する放散虫の殻が片理方向に延ばされており、しばしば伸長方向両端部で非対称なpressure shadowが観察される。以上のような特徴は変形構造がlayer



第6図 北部巨摩山地で見られる千枚岩化した桃の木亜層群の泥岩、地層は高角度で西傾斜。御座石林道沿いの露頭(第3図AのルートNo.5, 1992年夏現在コンクリートで覆われている)

parallel shearによって形成されたことを示す。なお、片理面を切るriedel shearがしばしばみられ、これが片理面とのなす角度からすると、片理面や線構造は逆断層型のすべりで形成されたと考えられる。このことは泥岩の千枚岩化を伴う変形が圧縮変形であることを示唆する。

大ナジカのカレ場(第3図A, 第4図ルートNo.10)では糸静線近傍の桃の木亜層群の砂岩とチャートがマイロナイトになっていること、それらに生じている変成鉱物(黒雲母など)の配列から、変成鉱物が変形と同時に形成されたことを示しているという(竹下, 私信)。竹下はこのことから桃の木亜層群の変形が甲斐駒花こう岩(あるいは焼地藏花こう岩)の貫入と同時に花こう岩の熱の影響下で起こった証拠であると結論づけている。

中部から南部巨摩山地では北北東-南南西から北東-南西方向の褶曲軸をもった褶曲が雁行状に配列している(第2図)。角田(1971a)はこれらの褶曲を波長の大きさに1次から4次のオーダーに分類した。1次から3次の褶曲はいずれも褶曲軸面が 60° 以上の高角度を示す、平行褶曲もしくは相似褶曲である。褶曲による地層面に平行な方向の短縮率は巨摩山地南部ほど大きいことから(角田, 1971 b; Tsunoda, 1973)はこれらの褶曲形成の原因を主に巨摩山地南部の橢形山亜層群分布域の押しによる水平圧縮応力と推定した。

Tsunoda(1973)は明確な横ずれ断層が認められないこと、南部巨摩山地の桃の木亜層群中に橢形山亜層群の礫が含まれることから、南部巨摩山地の橢形

山亜層群分布域の隆起により本州弧側の四万十帯の間に挟まれた桃の木亜層群に短縮が起こったと推定した。

しかしながら褶曲軸の雁行配列のパターンはいわゆる“杉”型であること、褶曲が発達する地域に櫛形山亜層群を切る南北性の断層(糸静線、櫛形山断層や茂倉断層など)が取り巻くことから、基盤の櫛形山ブロックの左横ずれ運動に伴って桃の木亜層群に褶曲が形成されたとも考えることもできる。この場合、南部巨摩山地の櫛形山亜層群が作るブロックは桃の木亜層群に対し、抵抗体として働いたと考えられる。櫛形山亜層群の地質を調査し、古地磁気を測定した田村ほか(1984)は偏角の方向変化から櫛形山亜層群内および周辺の断層による左横ずれ変位が数10kmから100kmに及ぶと想定していることも以上の考えを支持する。

桃の木亜層群の雁行褶曲群の形成は南北性のひん岩岩脈に貫かれることから、岩脈貫入前にはすでに終っていた。前項で述べたように桃の木亜層群の堆積と岩脈貫入の年代が15Ma頃で非常に近寄っていることから、褶曲形成は非常に短期間で終わったと思われる。

櫛形山ブロックの衝突

以上述べてきたことに基づいて、中期中新世頃の櫛形山ブロックを中心としたテクトニクスを展開する。

前期～中期中新世の南部フォッサマグナでは島弧型の活発な海底火山活動があり、大量の火山砕屑物が供給されていた。櫛形山の古海底火山も地形的な高まりを作り、周囲に堆積物を供給していた。櫛形山亜層群からなる櫛形山ブロックは当時すでに本州弧の近傍に位置しており、ブロック周辺では本州弧からも礫の供給を受けていた。

櫛形山亜層群の堆積に続いて、櫛形山ブロックと本州弧との間にあった深海では、16～15Ma頃に桃の木亜層群の堆積があった。巨摩山地北部の桃の木亜層群のシークエンスから、この深海は海溝で、おそらく伊豆-小笠原弧が本州弧の下に沈み込んでいたと考えられる。櫛形山ブロックの南部では桃の木亜層群上部層の堆積物に厚い礫を挟むようになった。これは櫛形山ブロックが隆起し、一部は侵食の場であったことを示している。

伊豆-小笠原弧は17Ma以降、北北西進を続けていた(Seno & Maruyama, 1984)。伊豆-小笠原

弧の上にあつて、北上していた櫛形山ブロックは15Ma頃、本州弧にとの間にあった海溝部に沈み込み始め、おそらくブロック自体の体積が大きく、かつ浮揚性であったために本州弧と衝突を開始した。衝突境界に近かった北部巨摩山地の櫛形山亜層群中には正断層群が形成され(Koyama, 1990)、海溝周辺の堆積物である桃の木亜層群の下部層が著しい圧縮変形を被り千枚岩化した。この頃には櫛形山ブロックは本州弧に対して相対的に左横ずれ運動を行っていたと推定される。この横ずれによって桃の木亜層群の雁行褶曲群が形成されたのであろう。桃の木亜層群の基盤にあたる櫛形山亜層群内の南北性断層や糸-静線が左横ずれ運動を担っていたと考えられる。

衝突が開始された後、引き続いてひん岩岩脈の貫入があった。貫入方向からみて(Koyama, 1990)、当時の σ_{Hmax} は南北～北北西方向である。衝突による桃の木亜層群の変形はひん岩貫入時にはほとんど終了していたと考えられる。

衝突境界の本州弧側では15～14Ma頃に甲斐駒・焼地蔵花こう岩体の貫入とマイロナイトの形成(Shimamoto *et al.*, 1990)があった。

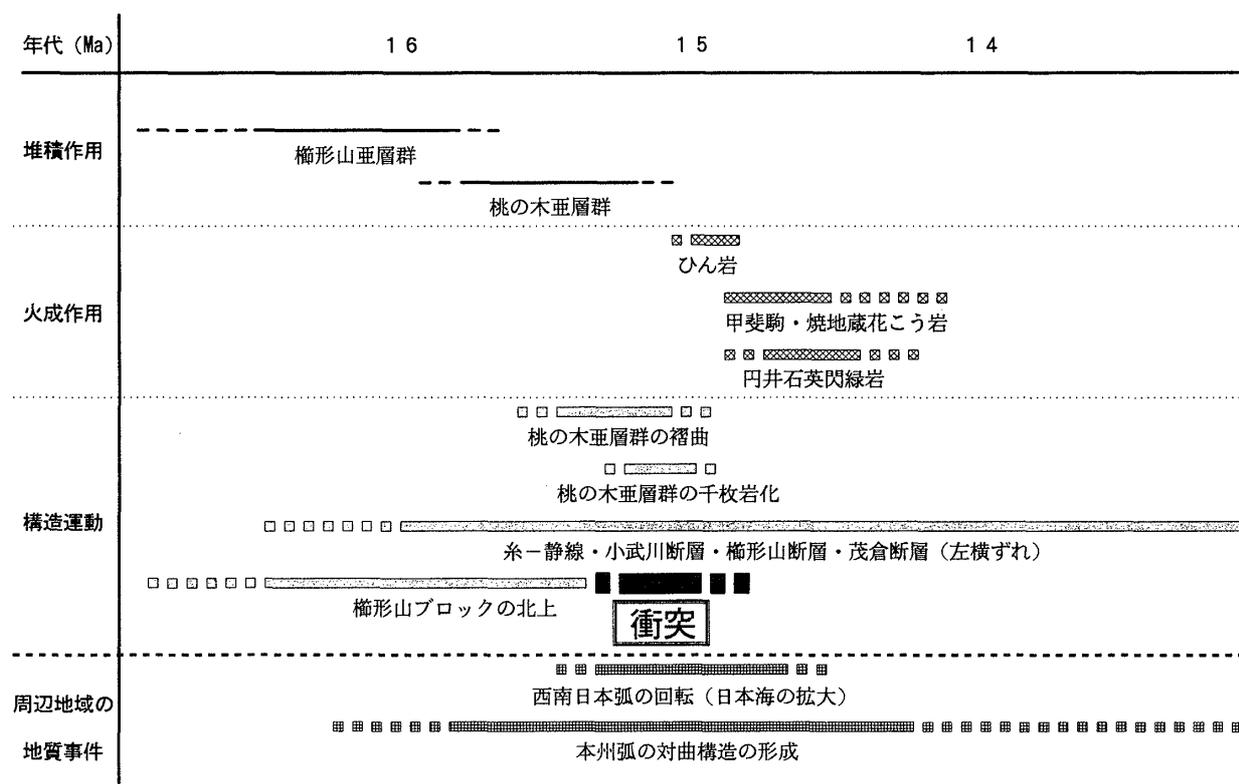
前期から中期中新世にかけては日本海盆の拡大という背弧側の大きな地質的事件が起こった。15Ma頃の100万年以内に日本海拡大を伴った西南日本弧の時計周り47°の回転移動が報告されている(鳥居ほか, 1985)。この回転と櫛形山ブロックの衝突とは時期的にほぼ一致をしていることから、伊豆-小笠原弧の北上に加えて、西南日本弧の南下が衝突の大きな原因と考えられる。

南部フォッサマグナ周辺の先中期中新統からなる本州弧の対曲構造は後期中新世にはすでに形成されていた(松田, 1984; 高橋, 1989; Takahashi & Nomura, 1989)。この対曲構造がいつ頃から形成され始めたかについてはまだ明確でない点があるが、西南日本の回転や櫛形山ブロックの本州弧への衝突を考えると、石橋(1986)、Itoh(1988)および小林(1989)が述べるように15Ma前後が最も考えやすい。

以上のことをまとめて第7図に示した。

あとがき

15Ma頃の櫛形山ブロックの本州弧への衝突をおもに地質学的証拠から述べてきた。今後は桃の木亜層群やひん岩岩脈の年代を決定し、時代尺度を向上させるとともに、衝突の機構についてさらに詳しく



第7図 櫛形山ブロックの衝突にまつわる地史

明かにする必要がある。

文 献

- 秋元和實・尾田太良・岡村 眞・小山 彰, 1990, 巨摩層群の地質年代と古水深. 震研彙報, 65, 531-539.
- 天野一男, 1986, 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ, 月刊地球, 8, 581-585.
- ・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池 純, 1986, 足柄層群の地質. 北村教授記念論文集, 7-29.
- Blatt, H., G. Middleton and R. Murray, 1980, *Origin of sedimentary rocks. 2nd ed.*, PrenticeHall, New Jersey, 782 p.
- Blow, H. W., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, *In* Bronnimann, P. and Renz, H. H. (eds.), *International Conf. Planktonic Microfossils*, 1st, Geneva(1967), Proc., 1, 199-422, 54 pls.
- 藤本丑雄・一木健二・亀井節夫・桂田 保・河内洋佑・宮崎 元・小沢昭三・佐藤芳治・徳岡隆夫・山田哲雄,

1965, 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川-静岡構造線. 地球科学, no. 76, 15-24.

- 樋口 正, 1969, 山梨県西部巨摩山地の第三系の地質について, 山梨地学, 13-14, 1-23.
- Huchon, P. and Kitazato, H., 1984, Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and the geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, 110, 201-210.
- 石橋克彦, 1986, 南部フォッサ・マグナのプレート運動史(試論). 月刊地球, 8, 591-597.
- Ito, Y., 1988 Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 93, 3401-3411.
- Ito, H., R. B. Sorkhabi, T. Tagami and S. Nishimura, 1989, Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan : new evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, 166, 331-344.
- 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高, 1979, 地球表層の物質と環境, 地球科学, 5, 岩波書店, 318 p.

- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-A dating (IV)——東北日本の花崗岩類——. 岩鉱, 56, 41-55.
- 小林洋二, 1989, 15Ma前後の日本列島中央部のテクトニクス. 月刊地球, 11, 513-515.
- 小坂共栄・角田史雄, 1969, 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質雑, 75, 127-140.
- 小山 彰, 1984, 山梨県早川沿いの糸魚川-静岡構造線——特に断層帯の形成について——. 地質雑, 90, 1-16.
- Koyama, A., 1990, Tectonic evolution of the Northern Koma Mountains, Southern Fossa Magna, Central Japan. *Jour. Geos. Osaka City Univ.*, 33, 1-47.
- , 1991, Collision of the Kushigatayama block with the Honshu arc during the Middle Miocene. *Modern Geology*, 15, 331-345.
- Matsuda, T., 1978, Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna. *Jour. Phy. Earth*, 26, 409-421.
- 松田時彦, 1984, 南部フォッサマグナの穹曲構造と伊豆の衝突, 第四紀研究, 23, 151-154.
- Naumann, E., 1885, *Ueber den Bau und die Entstehung der Japanischen Inseln*, 91 p p. R. Friedlander und Sohn, Berlin.
- Niitsuma, N. and Matsuda T., 1985, Collision in the South Fossa Magna Area, Central Japan. *Recent Progress of Natural Science in Japan*, 10, 41-50, Sci. Council Japan.
- and Akiba F., 1986, Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese island arc. In Nasu, N. et al. (eds.) *Formation of Active Ocean Margins*, 75-108, Terra Sci. Publ. Co., Tokyo.
- 大塚弥之助, 1941, 山梨県鳳凰山, 地藏岳付近の地質. 震研彙報, 19, 115-143.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1989, 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K-A r 年代と岩体冷却史——赤石山地の地質構造形成史における意義——. 地質雑, 95, 33-44.
- 瀬野徹三・高橋正樹・小林洋二, 1987, 関東地方における中新世火成岩の年代測定. 文部省科学研究費自然災害科学特別研究成果, no. A-61-2, 81-85.
- Seno, T. and Maruyama S., 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, 53-84.
- Shimamoto, T., Kanaori Y. and Asai K., 1990, Cathodoluminescence observations on low-temperature mylonites: potential for detection of solution-precipitation microstructures. *J. Struc. Geol.*, 13, 967-973.
- 島津光夫・石丸一男, 1987, 山梨県, 巨摩山地東部の新第三紀火山岩類. 岩鉱, 82, 382-394.
- Soh, W., 1986, Reconstruction of Fujikawa trough in Mio-Pliocene age and its geotectonic implication. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Min.*, 52, 1-68.
- 高橋雅紀, 1989, 關東西部の新第三紀テクトニクス. 月刊地球, 11, 516-521.
- Takahashi, M. and Nomura S., 1989, Paleomagnetism of the Chichibu Quartz Diorite——Constraints on the Time of Lateral Bending of the Kanto Syntaxis. *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 479-489.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明, 1984, 山梨県西部・巨摩山地南部の地質, 静大地科研報, 10, 23-53.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎, 1985, 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学, 55, 47-52.
- Toriumi, M. and Arai, T., 1989, Metamorphism of the Izu-Tanzawa collision zone. *Tectonophysics*, 160, 293-303.
- 角田史雄, 1971 a, 巨摩山地の褶曲形態——南部フォッサマグナにおける褶曲の形成過程について(その1)——. 地球科学, 25, 1-12.
- , 1971 b, 褶曲形態を決める要因についての考察——富士川上流域に発達する褶曲を例にして——. 地質雑, 77, 317-322.
- Tsunoda, F., 1973, Studies on Folds of the Miocene Momonoki Subgroup in the Koma Massif, Central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec C, 261-313.