

# 岐阜県美濃地方に分布する美濃帯ジュラ紀 地層群とその形成環境

山 縣 毅\*

## I. はじめに

ジュラ紀付加体である美濃帯とその相当層は、岐阜県高山-木曽地域から美濃地域、京都府・兵庫県にかけての丹波地域に広く分布し、さらに東側では足尾・八溝地域に、西側では日原・岩国地域にまで広がっており、その東西延長は 1000 km 以上、南北幅約 150 km におよぶ(中江, 2000)。美濃帯の形成過程については、Otsuka (1988) や Wakita (1988) が、広い範囲の地層群の層序区分を行い、それに基づき議論をしている。Otsuka (1988) は、木曽地域の美濃帯地層群を、その岩石組み合わせ、時代、構造により、complex という単位で層序区分を行い、各 complex の成因を、整然層については海洋プレート上の堆積物の連続的な付加に、混在岩については付加体の重力的崩壊に求めた。また、Wakita (1988) は、美濃地域の美濃帯中・古生界を、同一の形成過程を持つ地質単位としての unit で層序区分を行い、特に混在岩からなる unit の形成について、付加体内の泥ダイアピリズムの影響による成因を論じている。一方、現世の付加体との比較による美濃帯の混在岩の成因の推定の試みとしては、Okamura (1991) が、現世の海山の付加体への衝突・沈み込みとの対応から、海山が付加体内を通過していく過程での付加体の崩壊・付加体内での岩石変形による混在岩の形成機構を提案している。

以上のように、美濃帯の地層群の成因、とりわけ、混在岩あるいは混在岩を含む地層群については、従来の研究により様々な形成機構が推定されている。しかし、脇田 (2000) が述べているように、美濃帯の混在岩は重複した変形の過程で形成された可能性が高く、その詳細についての結論は得られていない。そこで、美濃帯の混在岩の成因を明らかにするために、岐阜県山県市・本巣市に分布する美濃帯地層群の調査を行った (Fig. 1)。本論では、岩相・時代・構造に基づき研究地域の地層群の層序区分を行い、これらの地帯に分布している混在岩の岩相、構造的特徴を報告する。尚、本論で報告する放散虫化石および地層分布の一部を、Sano *et al.*

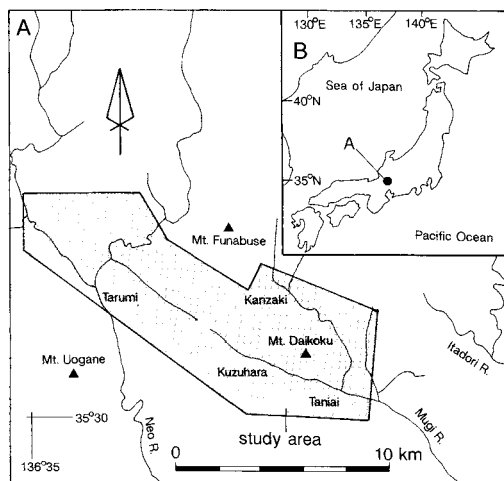


Fig. 1. Maps showing the locality of the study area.

\* 駒澤大学文学部自然科学教室

(1992) で報告している。

## II. 地質概説

本研究地域は、岐阜県山県市から本巣市にまたがる東西 18 km, 南北 7 km の地域である。本地域の地質については、Yamagata (1989), Wakita (1991), Sano *et al.* (1992) が調査とそれに基づく層序区分を行っている (Table 1)。Yamagata (1989) は、研究地域東部の山県市の美濃帯地層群を、混在岩からなる神崎層と谷合層、主にタービダイトからなる整然層の葛原層に区分している。一方、Wakita (1991) は、本研究地域に分布する地層群を根尾メランジ、追ヶ谷チャート石灰岩互層、葛原タービダイトに区分した。また、Sano *et al.* (1992) は、混在岩を一括して根尾層、整然層を葛原層とまとめている。本研究の地層区分は、基本的に Yamagata (1989) に従ったが、Yamagata (1989) の神崎層を、同層が本研究地域西部の岐阜県本巣市根尾に広く分布していることから、根尾層と改名した。本研究の地層群は、Wakita (1988) の美濃地域の美濃帯の広域層序区分に対応させると、葛原層と本調査地域東北部の根尾層が那比ユニット、上記地域以外の根尾層と谷合層が金山ユニットにあたる。

本研究の根尾層は、チャート・珪質頁岩、砂岩・黒色泥岩、黒灰色頁岩からなるスラブ状の岩体と、鱗片状劈開が発達する基質黒色泥岩を持つ混在岩とからなり、これらが断層により繰り返す覆瓦状構造により特徴づけられる。谷合層は、劈開の弱い基質黒色泥岩をもつ混在岩からなる。一方、葛原層は、基底のチャート・珪

質頁岩に整合に砂岩・黒色泥岩などの陸源性堆積物が累重する整然層である。

これらの地層の境界は、逆断層となっており、構造的低位より葛原層、谷合層、根尾層と重なる (Fig. 2)。また、本研究地域の西北部では、根尾層の構造的上位に、ペルム紀石灰岩・チャート・玄武岩からなる奥美濃層群 (Sano, 1988) が分布している。本研究地域の中央には西北西—東南東方向の褶曲軸を持つ背斜構造があり、本研究地域の地層群の分布はこの褶曲構造による影響を受けている。葛原層は、この褶曲軸部にフェンスターとして分布しており、葛原層の上に根尾・谷合層のクリッペが発達している。

## III. 根尾層

本層は、側方への連続性が良く内部の層序が比較的良く保存されたスラブ状の岩体 (以下、スラブと呼ぶ) と混在岩とが、逆断層により構造的に繰り返す積み重なっている覆瓦状構造で特徴づけられる (Fig. 2)。スラブは、上限・下限とも明瞭な断層面を持ち、1つのスラブは数百メートル以下の厚さを持つ。側方へは、数 km から 10 km 以上にわたり追跡できる。スラブを構成している岩石は、チャート・珪質頁岩・黒色泥岩・砂岩の組み合わせと、半遠洋的な堆積物である黒灰色頁岩の2種類があり、1つのスラブはこれら2種類の岩石組み合わせのいずれか1種類からなっている。スラブ内の地層の走向は、スラブの伸びの方向にほぼ平行である。以下、1. 混在岩、2. チャート・珪質頁岩・黒色泥岩・砂岩のスラブ、3. 黒灰色頁岩ス

Table 1. Comparison of the stratigraphic classifications in the study area.

	Wakita (1988)	Yamagata (1989)	Wakita (1991)	Sano et al. (1992)	this study
stratigraphic classification	Nabi Unit	Kuzuhara Formation	Kuzuhara Turbidite	Kuzuhara Formation	Kuzuhara Formation
		Kanzaki Formation	Oigatani Chert-Limestone	Neo Formation	Neo Formation
	Kanayama Unit		Neo Melange		
			Taniai Formation		Taniai Formation

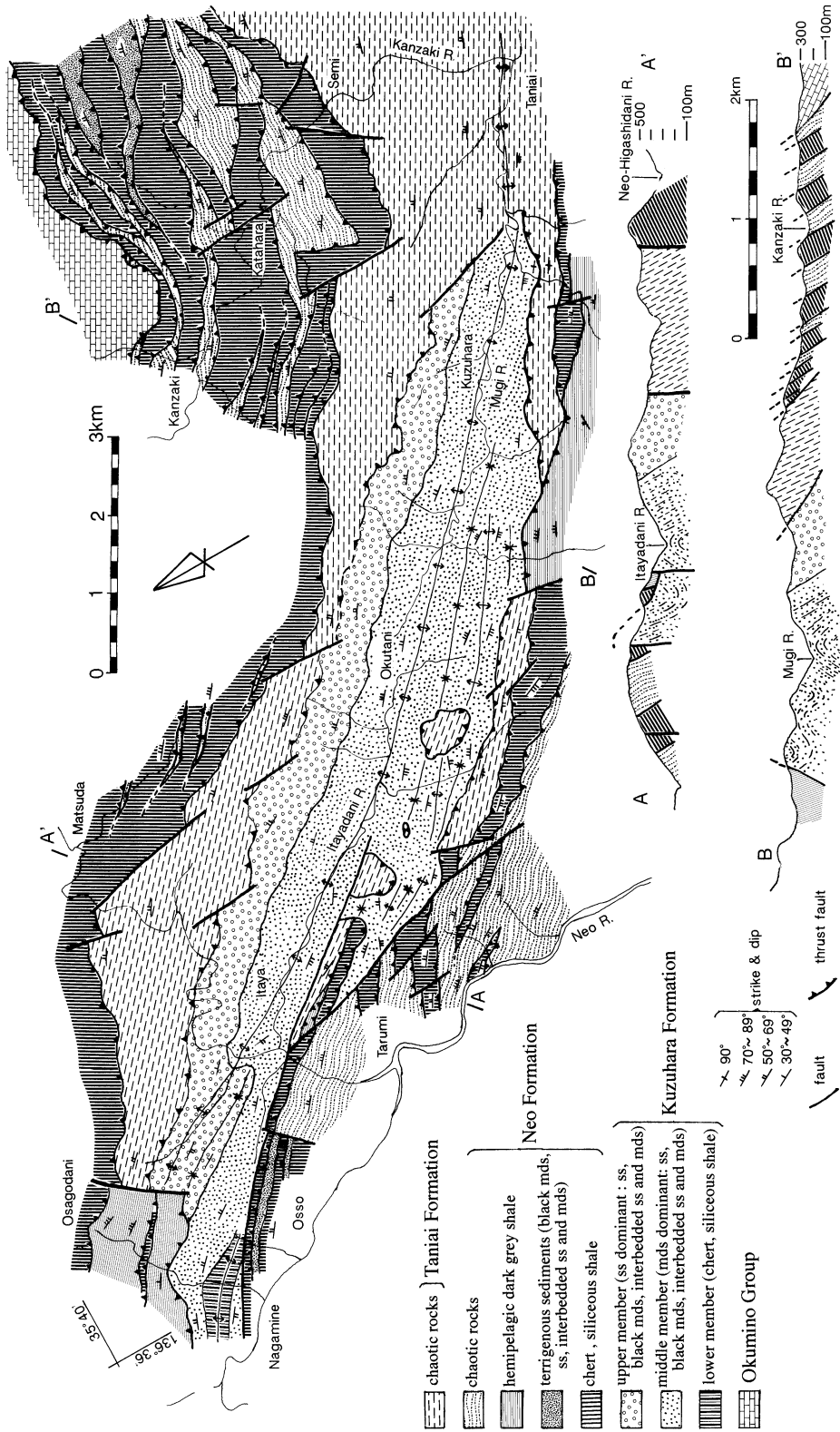


Fig. 2. Geologic map of the study area.



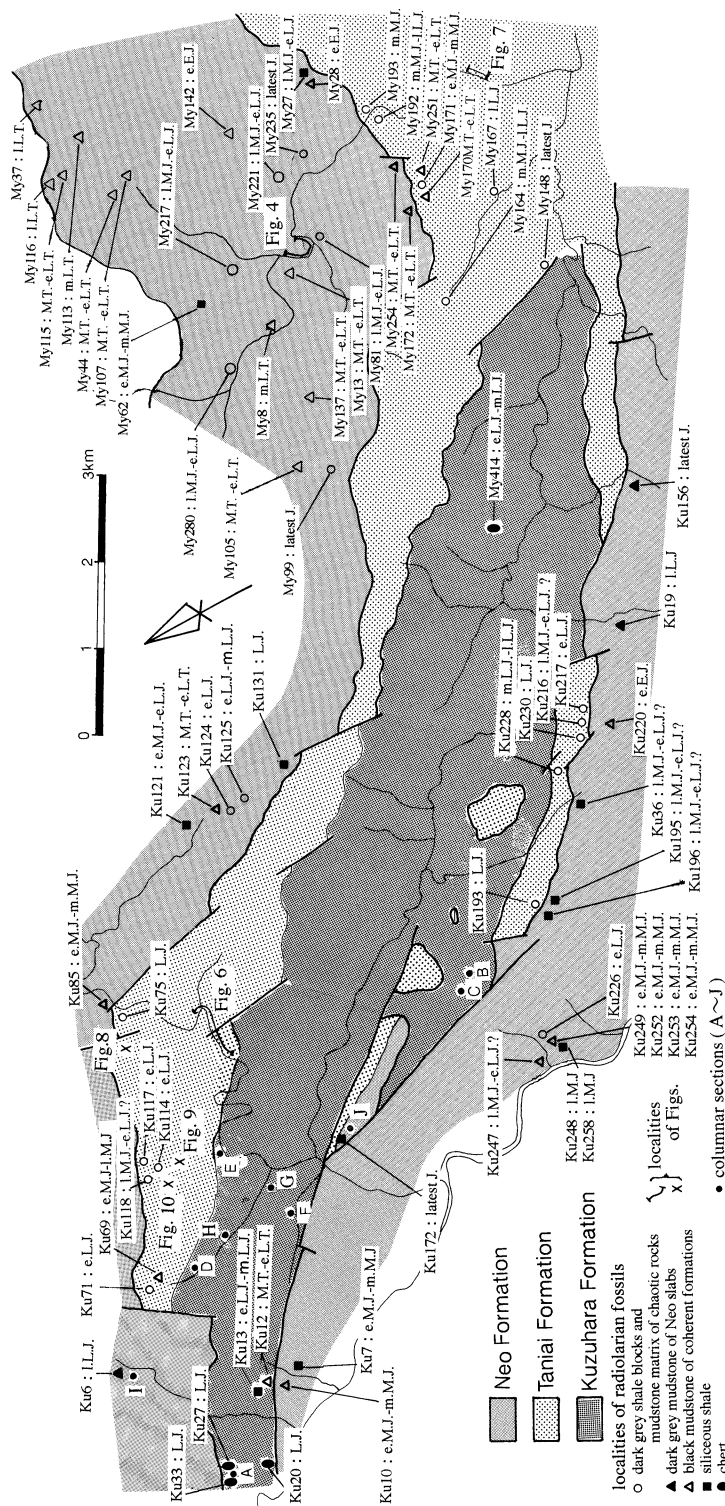


Fig. 3. Map showing the localities of the figures (Figs. 4, 6, 7, 8, 9, and 10), the columnar sections (A~J), and radiolarian fossils (Ku numbers). The localities of radiolarian fossils in Yamagata (1989) are shown in the map (My numbers). e.: early, m.: middle, l.: late, E.: Early, M.: Middle, L.: Late, T.: Triassic, J.: Jurassic.

ラブについて述べていく。

## 1. 混在岩

### (1) 基質・ブロックの岩相

混在岩は、チャート・珪質頁岩、黒灰色頁岩、砂岩、石灰岩・ドロマイト、玄武岩のブロックを含む基質黒色頁岩からなる。基質黒色頁岩は、非常に細粒な石英などの陸源性碎屑粒子を含んでいる。強い剪断を受けており、顕著な鱗片状劈開が発達している。

ブロックとして含まれるチャートは、暗灰色や赤色を呈す。数十 cm 以上のチャートブロック内では、層理が確認できることがある。珪質頁岩には、2つのタイプがある。一つは、砥石型珪質頁岩と呼ばれているもので、黒色層と灰白色層の互層からなる。このタイプの珪質頁岩は、美濃帯中生界では、三畳紀のチャートの下位に整合に累重し、三畳紀古世のコノドントを産出することが報告されている（例えば小池，1979）。もう一つは、暗緑色から暗灰色の珪質頁岩で、スレート劈開が発達している。この珪質頁岩は、一つのブロック内においてチャートと互層しているのが見られることがある。

黒灰色頁岩は、珪質で、しばしば多量の放散虫化石を含んでいる。数 cm 以上のブロックでは、スレート劈開が確認できる。砂岩は、ワッケ質で、暗灰色を呈する。数 cm 以上のブロックでは、葉理が見られることがある。

石灰岩は、ミクライト質で黒灰色から暗灰色を呈する。海百合、二枚貝、紡錘虫などの化石を含む。塊状である場合が多いが、黒色石灰岩は 50 cm から 1 m の厚さで成層していることがある。ドロマイトは、塊状で、灰白色あるいは暗灰色である。チャートノジュールを含むことがある。玄武岩は、溶岩、ハイアロクラスタイトからなる。玄武岩溶岩は、緑灰色から淡緑色で、塊状あるいは枕状である。杏仁状構造が発達していることがあり、気泡は炭酸塩鉱物や

緑泥石で充填されている。枕状溶岩は、しばしば inter-pillow limestone を含んでいる。鏡下では、自形の斜長石は見られるが、ほとんどの有色鉱物は緑泥石に置換されており、わずかに単斜輝石が確認できる。また、変成鉱物としてパンペリー石が観察される。ハイアロクラスタイトは、緑灰色で、玄武岩の岩片、ガラス片からなる。ガラスの片のほとんどは、緑泥石に置換されている。

### (2) 混在岩の産状

根尾層の混在岩は、基質の黒色頁岩の中に、数 mm から数 km の大きさの、上記の様々な岩相のブロックが含まれている (Yamagata, 1989)。ただし、場所により含まれるブロックの岩相に偏りがあり、チャートブロックのみを含む混在岩、玄武岩ブロックのみを含む混在岩、砂岩ブロックのみを含む混在岩、玄武岩ブロックと石灰岩ブロックを含む混在岩などがあり、これらのブロックの岩相の異なる混在岩同士は明瞭な境界で接していることがある。

混在岩は、非常に強く剪断作用を受けており、基質の黒色泥岩には顕著な鱗片状劈開が発達している。ブロックの外周は剪断面に取り囲まれておいる。特に、玄武岩は、剪断によりカタクラサイトになっている。この玄武岩カタクラサイトの細粒な破碎粒子と周囲の基質の黒色泥岩が、お互いに貫入し合うように墨流し状に混じり合っている (Fig. 4)。ブロックの形態は、レンズ状、角礫状、パッチ状をしていることが一般的である。黒灰色頁岩は、基質の黒色泥岩と不規則な境界を持つ。

### (3) 混在岩を構成する岩石の時代

根尾層混在岩の構成岩石の時代を決定するデータとしては、Yamagata (1989) が、石灰岩ブロックからペルム紀の紡錘虫化石、チャートからジュラ紀中世前・中期の放散虫化石、基質黒色頁岩からジュラ紀新世前期からジュラ紀最末期の放散虫化石を報告している。このうち、

基質黒色泥岩から産出したジュラ紀新世中期から最末期の放散虫化石は、産出岩石の観察の結果、脇田 (1987) の報告のように、基質黒色頁岩中に含まれる黒灰色頁岩の数 mm のブロックから産出している可能性があり、基質泥岩の一部はこの時代以降の堆積物かもしれない。今回の研究では、基質の黒色頁岩からはジュラ紀新世前期の放散虫化石 (Ku124, Ku226) を、黒灰色頁岩ブロックからはジュラ紀新世前期あるいは中期 (サンプル番号 Ku125) の放散虫化石を得た (Table 2, Fig. 3)。これらのことから、根尾層の基質黒色泥岩の時代はジュラ紀新世前期以降に、ブロックとして含まれる黒灰色頁岩の時代はジュラ紀新世中期から最末期に対比される

と考えられる。

## 2. チャート・珪質頁岩・黒色泥岩・砂岩のスラブ

本スラブでは、比較的良く層序が保存されており、下位から砥石型珪質頁岩、チャートから珪質頁岩、さらにその上位に黒色泥岩、砂岩からなるタービダイトが整合に累重する関係が観察できる。ただし、多くのスラブは、この層序の一部分からなっている。

### (1) 岩相

砥石型珪質頁岩は、非常に細粒な有機物に富む黒色層と、凝灰質の灰白色層が 5 cm から 15 cm の厚さで互層している。この上位の、チャー

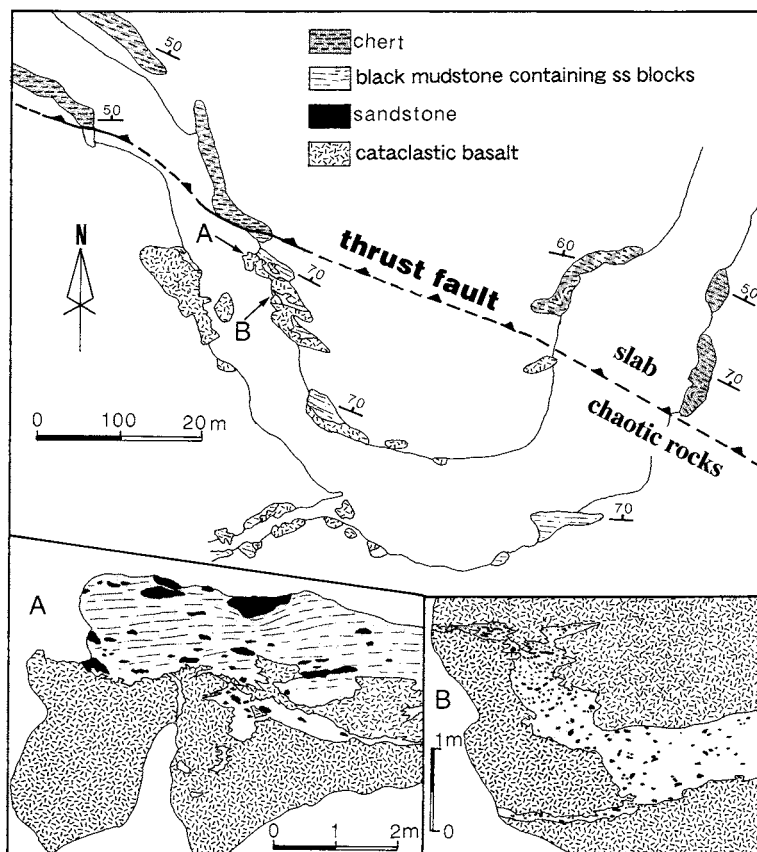


Fig. 4. Route map and a field sketch showing the occurrence of the chaotic rocks in the Neo Formation. The cataclastic basalt has been complexly intermixed with black mudstone containing sandstone blocks. The locality of the route map is shown in Fig. 3.

Table 2. List of radiolarian fossils in the Neo Formation. The localities of the samples in Fig. 3. e.: early, m.: middle, l.: late, E.: Early, M.: Middle, L.: Late, T.: Triassic, J.: Jurassic, mds: mudstone, sh: shale.

lithology	age	species	samples		matrix	block																						
			Ku124	Ku226	Ku125	Ku6	Ku19	Ku131	Ku156	Ku172	Ku7	Ku36	Ku121	Ku195	Ku196	Ku247	Ku248	Ku258	Ku10	Ku85	Ku123	Ku220	Ku249	Ku252	Ku253	Ku254		
Archaeodictyomitra apiara RÜST	e.L.J.																											
Archaeodictyomitra minoensis (MIZUTANI)	e.L.J.																											
Archaeodictyomitra sp.	e.L.J.-m.L.J.		x	x	x																							
Archaeospongoprunum sp.	l.L.J.																											
Cinguloturris carpatica DUMITRICA	l.L.J.																											
Cinguloturris sp.	l.L.J.																											
Cyrtcapsa sp.	l.L.J.																											
Dictyomitrella sp.	l.L.J.																											
Eucyrtidellum ptyctum RIEDEL & SANFILIPPO	l.L.J.		x																									
Eucyrtidellum pyramis AITA & OKADA	l.L.J.																											
Eucyrtidellum unumaense YAO	l.L.J.																											
Eucyrtidellum sp.	l.L.J.																											
Gongylothorax cf. sakawaensis MATSUOKA	l.L.J.																											
Hsuum spp.	l.L.J.		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Mirifusus guadalupensis PESSAGNO	l.L.J.																											
Mirifusus mediodilatatus baileyi PESSAGNO	l.L.J.																											
Mita sp.	l.L.J.																											
Pantanelium sp.	l.L.J.																											
Parvicingula sp.	l.L.J.		x																									
Parvicingula mashitaensis MIZUTANI	l.L.J.																											
Podburusa sp.	l.L.J.																											
Protunuma ochiensis Matsuoka	l.L.J.																											
Protunuma sp.	l.L.J.																											
Pseudodictyomitra cf. carpatica (LOZVNAK)	l.L.J.																											
Pseudodictyomitra primitiva MATSUOKA & YAO	l.L.J.																											
Pseudodictyomitra sp.	l.L.J.		x																									
Ristola altissima (RÜST)	l.L.J.																											
Triassocampe deweveri (NAKASEKO & NISHIMURA)	l.L.J.																											
Triassocampe sp.	l.L.J.																											
Tricolocapsa conexa MATSUOKA	l.L.J.		x	x																								
Tricolocapsa plicarum YAO	l.L.J.																											
Tricolocapsa sp.	l.L.J.		x																									
Trirabs sp.	l.L.J.																											
Williredellum sp.	l.L.J.		x																									
Xitus gifuensis MIZUTANI	l.L.J.		x																									

トは、暗灰色、暗緑色あるいは赤色を呈する。単層の厚さが数 cm から 10 cm 程度の層状チャートであるが、再結晶のために部分的に層理が不明瞭になっている。単層と単層の間には、暗緑色、赤色の珪質頁岩が、層厚数 mm 以下で挟まることがある。また、調査地域の北西地域では、三畳紀のチャートが数 cm から 20 cm の厚さで白色の珪質石灰岩と互層しているのが、普通に見られる。この珪質石灰岩は、ミクライト質で、多量の放射虫化石を含んでおり、浅海棲生物遺骸は全く認められない。

チャートの上位の珪質頁岩は、暗緑色から暗灰色で、劈開が発達する。チャートの上位に整合に累重し、チャートとの境界部では、チャートと 10 cm 以下の層厚で互層している。また、このチャートと珪質頁岩の漸移部には、マンガノジュールが挟まれていることがある。

タービダイトでは、層厚数 cm から 10 cm で、砂岩と黒色泥岩が互層する。砂岩層から黒色泥岩層への上方細粒化が普通に見られる。砂岩は、暗灰色あるいは暗青灰色を呈する。粒度は中粒から粗粒で、中粒砂岩では平行葉理が観



察されることがある。鏡下では、石英、斜長石、カリ長石、岩片が確認できる。岩片は、チャート、泥岩からなる。岩片の大きさは、ほとんど細礫サイズ以下であるが、泥岩岩片は中礫サイズのものも見られる。砂岩の多くはワッケ質であるが、チャート角礫を多量に含む粗粒砂岩にはアルコーズ質のものもある。

(2) 時代

Yamagata (1989) によると、産出する放散虫化石から、本研究地域北西部のスラブを構成するチャートの時代は、三畳紀中世からジュラ紀中世前期に、珪質頁岩はジュラ紀中世中期から後期に対比されると考えられる。本研究では、チャートからは三畳紀中世から新世前期（サンプル番号 Ku123）、ジュラ紀中世前期から中期（サンプル番号 Ku10, 85, 220, 249, 252, 253, 254）の放散虫化石が得られた。珪質頁岩からはジュラ紀中世前期から中期（Ku7）、ジュラ紀中世後期（サンプル番号 Ku248, 258）の時代を示す放散虫化石がそれぞれ得られ、また、珪質頁岩サンプル Ku36, 121, 195, 196, 247 からは、ジュラ紀中世から新世前期の群集に含まれる放散虫化石が産出した（Table 2, Fig. 3）。よって、根尾層のスラブを構成するチャートは三畳紀新世からジュラ紀中世中期に、珪質頁岩はジュラ紀中世前期から中期、あるいはジュラ紀後期に堆積したと考えられる。

3. 黒灰色頁岩スラブ

(1) 岩相

黒灰色頁岩は、非常に細粒であり、粗粒な陸源性碎屑粒子はほとんど含まない。鏡下では、多数の放散虫化石が認められることがある。強い剪断は受けてはいないが、スレート劈開が見られることがある。黒灰色頁岩には、しばしば細粒から中粒のワッケ質砂岩からなるタービダイトが挟まる（Fig. 5）。砂岩層の単層の厚さは、数 cm から数十 cm が普通であるが、稀に 1 m

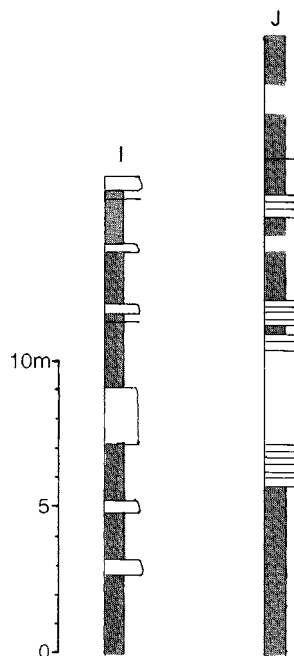


Fig. 5. Lithostratigraphic sequences of the hemipelagic dark grey shale in the Neo slabs. The localities are shown in the Fig. 3. The reference of the symbols for lithologies in Fig. 12.

程度の層厚を持つ砂岩層が見られる。

(2) 時代

スラブの珪質頁岩からは、5 サンプルで時代決定に有効な放散虫化石が得られた（Table 2, Fig. 3）。このうち、サンプル番号 Ku6, Ku156 の黒灰色頁岩には、タービダイト起源の砂岩層が挟まっている。

サンプル番号 Ku131 は、ジュラ紀新世に見られる放散虫化石を含む。Ku6, 19 の黒灰色頁岩は、*Pseudodictyomitra primitiva*, *Ristola altissima* などの放散虫を含むことから、ジュラ紀新世後期の時代であると考えられる。また、Ku156, Ku172 の黒灰色頁岩は、*Eucyrtidiellum pyramis*, *Pseudodictyomitra cf. carpatica* の産出から、ジュラ紀最末期に対比される。以上のことから、スラブを構成する黒灰色頁岩はジュラ紀新世中期から最末期の堆積物であると考えられる。



#### IV. 谷合層

谷合層は、黒色頁岩を基質とし、多量の砂岩・砂泥互層のブロックで特徴づけられ、少量のチャート・珪質頁岩、玄武岩、黒灰色頁岩のブロックも含む。以下、基質・ブロックの岩相の特徴、混在岩の産状、時代について述べる。

##### (1) 基質・ブロックの岩相

混在岩の基質黒色泥岩は、根尾層の混在岩の基質泥岩に比べると劈開は弱い。鏡下では、石英、雲母が認められる。また、砂質の葉理が確認できることもある。

ブロックとして含まれる砂泥互層は、ブロックの中で10 cm から30 cm の厚さでワッケ質砂岩と黒色泥岩が互層する。層理は良く保存され、平行葉理や級化構造が普通に見られる。砂岩だけが30 cm 以下の大きさのブロックとして含まれることも多く見られる。チャートは、暗灰色から黒灰色で、ブロック内で数 cm から15 cm の厚さで成層しているのが見られることもある。珪質頁岩は、灰白色あるいは暗灰色で、岩相としては根尾層のスラブを構成する珪質頁岩と類似しているが、谷合層ではチャートの上位に珪質頁岩が整合に累重する関係は確認できなかった。玄武岩は、ハイアロクラスタイトと溶岩がある。大きなブロックでは、一つのブロック内で、溶岩とハイアロクラスタイトからなる層序が観察できることがある。黒灰色泥岩

は、放散虫化石を多く含む。粗粒な碎屑粒子は、ほとんど含まない。

##### (2) 混在岩の産状

谷合層の混在岩は、タービダイトあるいはそれに由来する砂岩のブロックを多量に含んでいる。チャート・珪質頁岩、玄武岩のブロックは少なく、また、黒灰色泥岩のブロックは、特定の場所に集中して多量に含まれている。ブロックの大きさは、タービダイト、玄武岩のブロックは数 cm から数十 m 以上、珪質頁岩・チャートブロックは数 cm から数 m 程度であり、黒灰色泥岩は数 mm から数 cm の大きさのブロックがほとんどである。ブロックの形態は、チャート・珪質頁岩、玄武岩は角礫状である。これに対し、砂岩・黒灰色珪質頁岩ブロックは、lens 状、pod 状、sheet 状の形を持ち、周囲の基質の黒色泥岩との境界は未固結時の流動変形により凹凸に富む不規則な形態となっている。シート状の形態の砂岩ブロック内で級化構造が認められる場合は、砂岩ブロックから基質の黒色泥岩へ漸移しているのが見られる。

これらのブロックは、基質泥岩に支持されて、散在している (Fig. 6)。基質泥岩、ブロックともに、強い剪断を受けておらず、根尾層で普通に見られたようなカタクラサイトは全く見られない。ただし、砂岩、砂泥互層、基質泥岩は、未固結時の変形を受けており、褶曲 (Fig. 7) や小断層などによる様々な程度の地層の変形・破

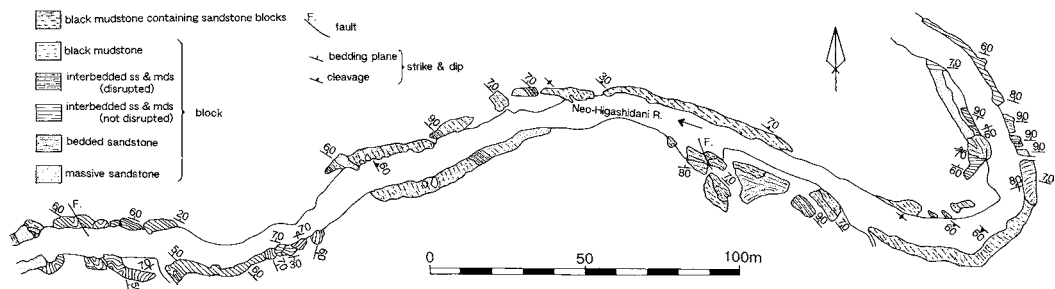


Fig. 6. Route map showing the occurrence of the chaotic rocks in the Taniai Formation. The blocks of sandstone and interbedded sandstone and black mudstone have been randomly set in the black mudstone matrix. The locality in Fig. 3. mds: mudstone, ss: sandstone.

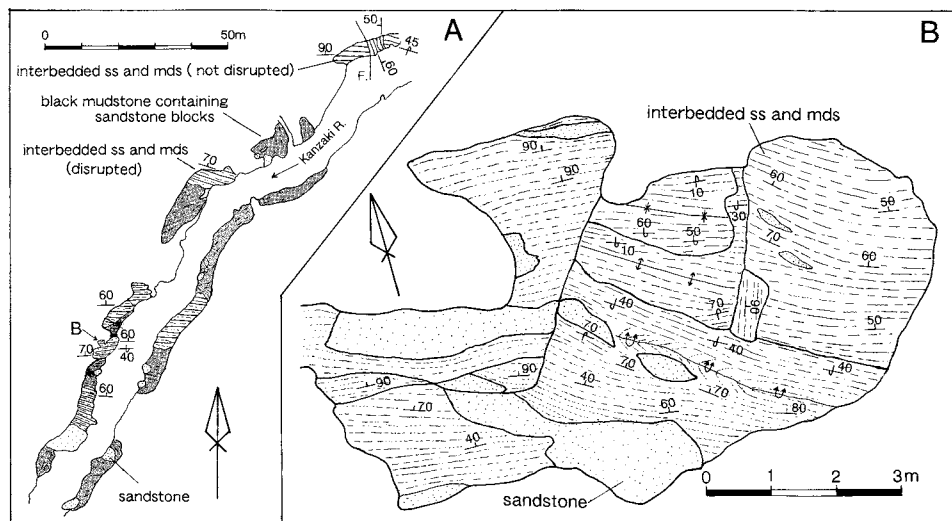


Fig. 7. Route map and a field sketch showing the Taniai chaotic rocks. The interbedded sandstone and mudstone, which is embedded in the mudstone matrix, has been intraformationally folded. The locality in Fig. 3. mds: mudstone, ss: sandstone.

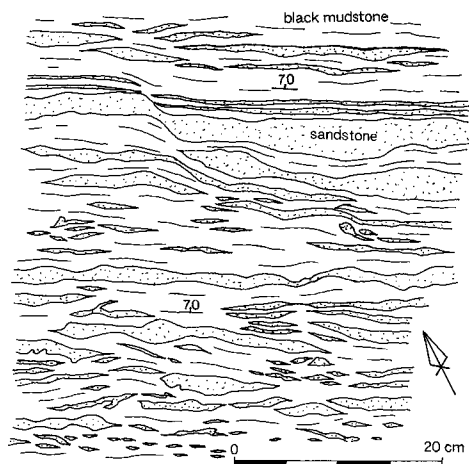


Fig. 8. Field sketch showing the mode of the occurrence of a slightly broken formation in the Taniai Formation. The sandstone layers show extensional deformation such as pinch and swell structures and normal faults. The locality in Fig. 3.

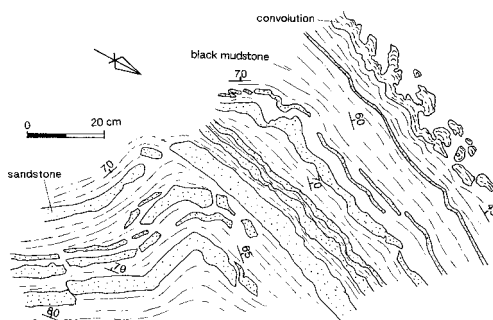


Fig. 9. Mode of occurrence of intraformational folding in the weakly broken formation in the Taniai Formation. The sandstone layers, which were disrupted by extensional deformation including a pinch and swell structure and boudinage, have been secondarily folded. The locality is shown in Fig. 3.

壊が起こっており、pinch-and-swell 構造、ブーディング構造も普通に見られる (Figs. 8, 9 and 10)。

### (3) 時代

谷合層を構成する岩石からは、Yamagata (1989) により放散虫化石の産出が報告されて

いる。それによると、ブロックのチャートは、ジュラ紀古世後期からジュラ紀中世前期に対比され、基質の頁岩は、場所により時代が異なり、ジュラ紀新世前期、新世中期、新世後期、ジュラ紀最末期に対比される泥岩が含まれる。これらの岩石のうち、ジュラ紀新世中期から最末期とされた黒色泥岩には、放散虫化石を多量に含む黒灰色頁岩の数 mm サイズ以下のブロックが含まれていることがある。これらのことが

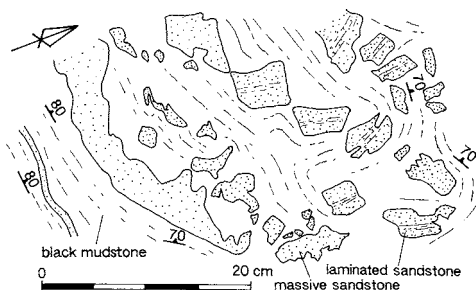


Fig. 10. Field sketch showing the occurrence of a strongly broken formation in the Taniai Formation. The sandstone layers are split into the rhomboidal blocks by normal faults. The black mudstone intercalating the destroyed layers of sandstone is complicatedly folded. The locality in Fig. 3.

ら、放散虫化石により決定した時代は黒灰色頁岩の時代で、基質泥岩の時代はこれより若いかもしれない。

本研究では、黒灰色頁岩、黒灰色頁岩ブロックを含まない基質黒色頁岩から放散虫を得た (Fig. 3, Table 3)。このうち、前者については、ジュラ紀新世の時代を示す放散虫化石（サンプル番号 Ku75, 193, 228, 230）を、後者からはジュラ紀新世前期（サンプル番号 Ku71, 114, 117, 217）の時代を示す放散虫化石を得た。

以上のことから、谷合層のチャートはジュラ紀古世後期から新世前期、基質黒色頁岩はジュラ紀新世前期以降、黒灰色頁岩はジュラ紀新世

Table 3. List of radiolarian fossils in the Taniai Formation. The localities of the samples in Fig. 3. e.: early, m.: middle, l.: late, M.: Middle, L.: Late, J.: Jurassic, mds: mudstone, sh: shale.

lithology	block				matrix					
	dark grey sh	dark grey sh	dark grey sh	dark grey sh	chert	black mds	black mds	black mds	black mds	
age	L.J.	L.J.	m.L.J.-l.L.J.	L.J.	e.M.J.-l.M.J.	l.M.J.-e.L.J.?	l.M.J.-e.L.J.?	e.L.J.	e.L.J.	e.L.J.
species	samples									
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (MIZUTANI)										
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	x	x	x	x		x	x	x	x	x
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.		x	x	x		x	x	x	x	x
<i>Cinguloturris</i> sp.	x	x		x				x		
<i>Dictyomitrella</i> sp.										
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> RIEDEL & SANFILIPPO		x				x	x	x		
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> YAO			x			x	x	x		
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.			x			x	x	x		x
<i>Hsuum</i> spp.		x	x		x	x	x	x	x	x
<i>Mita</i> sp.					x					
<i>Mirifusus guadalupensis</i> PESSAGNO							x			
<i>Mirifusus mediodilatatus baileyi</i> PESSAGNO								x		
<i>Mirifusus</i> sp.			x							
<i>Pantanelium</i> sp.		x								
<i>Parvicingula mashitaensis</i> MIZUTANI		x				x	x	x		x
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> BAUMGARTNER					x					
<i>Parvicingula</i> sp.		x	x	x				x		
<i>Podburusa</i> sp.										
<i>Protunuma</i> sp.			x							
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.	x		x						x	
<i>Sethocapsa</i> sp.		x				x	x			
<i>Stichocapsa robusta</i> MATSUOKA								x		
<i>Stichocapsa</i> sp.		x								
<i>Tricolocapsa conexa</i> MATSUOKA	x					x		x	x	x
<i>Tricolocapsa cf. spiralis</i> MATSUOKA		x						x		
<i>Tricolocapsa</i> sp.	x	x				x	x		x	
<i>Tritrabs</i> sp.			x							
<i>Williriedellum</i> sp.						x				

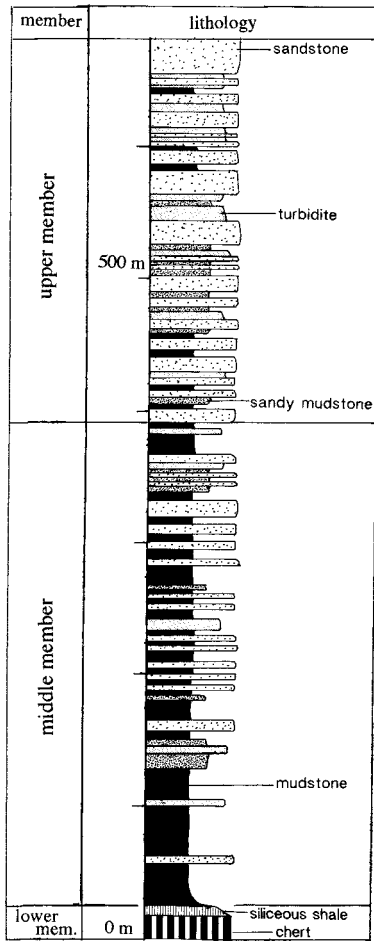


Fig. 11. Composite columnar section summarizing the lithostratigraphy of the Kuzuhara Formation.

中期から最末期に対比されると考えられる。

### V. 葛原層

葛原層は、層厚約 700 m で、チャート、珪質頁岩からなる下部層と、タービダイト起源の砂泥互層、砂岩、黒色泥岩、少量の礫岩が整然と成層した中・上部層とからなる (Fig. 11)。

#### 1. 岩相層序

##### (1) 下部層

下部層は、チャートと珪質頁岩からなっている。見かけの層厚は約 25 m であるが、断層に

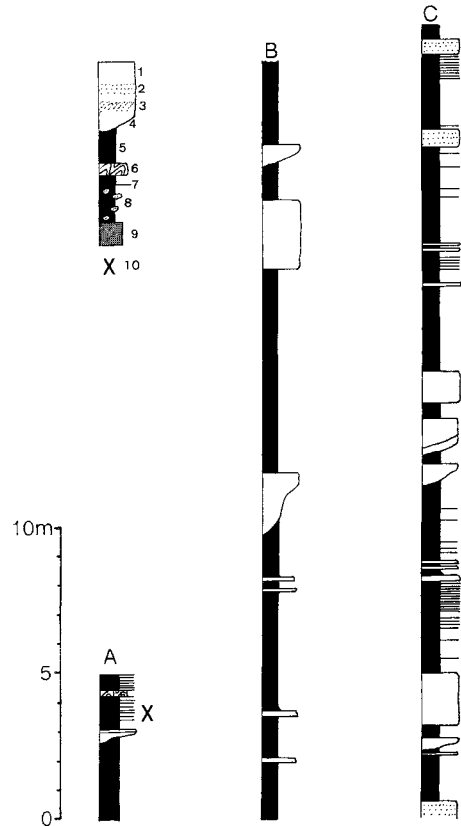


Fig. 12. Lithostratigraphic sequences of the middle member of the Kuzuhara Formation. The localities are shown in Fig. 3. 1: sandstone, 2: parallel lamina, 3: cross lamina, 4: erosion surface, 5: black mudstone, 6: slump bed, 7: sandstone layer less than 20 cm in thickness, 8: debris flow deposits, 9: hemipelagic dark grey shale, 10: radiolarian fossils.

よる繰り返しの可能性がある。

チャートは、層状で、暗灰色あるいは暗褐色をしている。珪質頁岩は暗灰色で、劈開が認められる。鏡下では、陸源性の砕屑粒子は全く認められない。

本部層内では、根尾層のチャート・珪質頁岩スラブで見られるような下位のチャートから上位の珪質頁岩へ漸移関係を示す露頭証拠を見つけることはできなかった。ただし、根尾層のスラブのチャート・珪質頁岩の岩相・時代が極めて類似することから、チャートの上位に整合に珪質頁岩が累重しているものと思われる。



(2) 中部層

中部層は、層厚約 350 m で、砂泥互層、砂岩、泥岩よりなり、泥岩が優勢である (Fig. 12)。ほとんどが整然と成層した地層からなるが、スランプ層がしばしば挟まる。また、砂泥互層では、ブーディン構造が発達し、砂岩層が擬礫化していることがある。

泥岩は、黒色で、しばしば非常に多量の雲母を含んでいる。根尾層混在岩の基質黒色泥岩にあるような鱗片状劈開は認められないが、スレート劈開が発達していることがある。砂岩は、青灰色あるいは灰色を呈し、ワッケ質で、鏡下では石英、斜長石、カリ長石、雲母などの碎屑粒子が認められる。単層の厚さは、数十 cm から 2 m である。平行葉理、コンボリユート葉理が普通に観察され、ソールマークが見られることもある。砂泥互層は、黒色泥岩と細粒から

中粒のワッケ質砂岩が、数 cm から数十 cm 程度の厚さで互層する。砂岩層には、級化構造が発達する。

(3) 上部層

上部層は、層厚が約 300 m あり、砂泥互層と砂岩を主体とし、泥岩と少量の礫岩を伴う (Fig. 13)。下部層に比べ、砂岩が優勢である (Fig. 13)。また、1 m から 10 m の層厚のスランプ層が挟まることがある。

砂岩は、青灰色から灰色で、中粒から粗粒の粒度を持つワッケ質砂岩である。石英、斜長石、カリ長石、雲母、燐灰石の粒子からなり、チャートや黒色泥岩の岩片を含んでいる。特に粗粒砂岩では、細礫サイズのチャート角礫が認められることがある。単層の厚さは、数十 cm から数 m 程度で、平行葉理、斜交葉理、クライミング・リップル葉理が見られる。泥岩は、黒

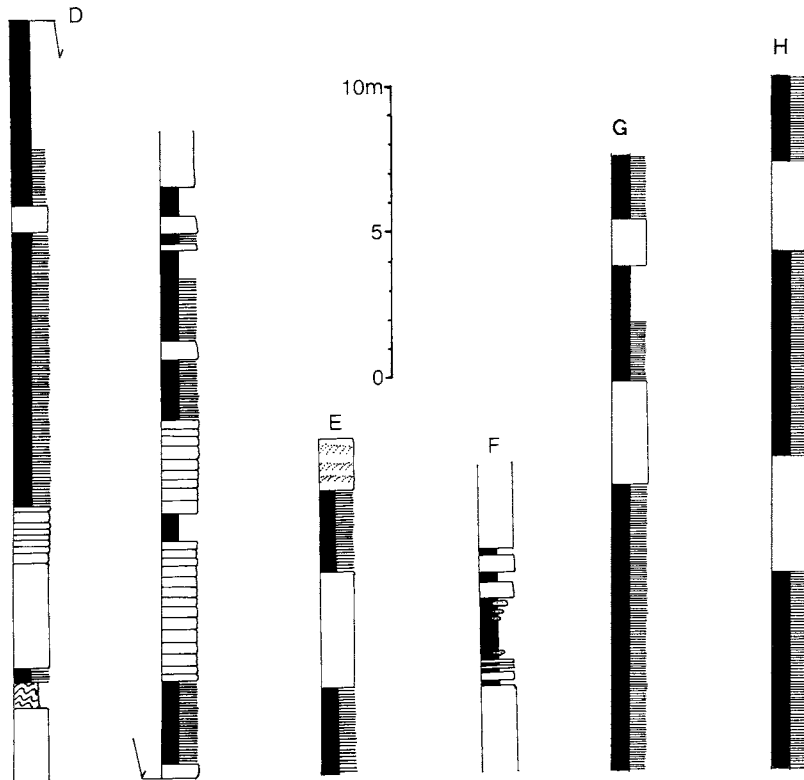


Fig. 13. Lithostratigraphic sequences of the upper member of the Kuzuhara Formation. See Fig. 12 for symbols indicating lithologies. The localities in Fig. 3.

色を呈し、下部層の泥岩よりも粗粒なものが多く、しばしば数 mm 程度の層厚の砂質の葉理が認められる。砂泥互層は、5 cm から 30 cm の厚さで互層する中粒砂岩と黒色泥岩からなる。平行葉理、斜交葉理、級化構造などの堆積構造や、ソールマーク、コンポリュート葉理や泥の貫入などの堆積直後の変形構造が発達する。礫岩は、中粒砂から中礫サイズのチャート・泥岩の角礫状の岩片からなる。単層の厚さは 20 cm から 50 cm 程度で、塊状である。

## 2. 葛原層の時代

葛原層中部層では、Yamagata (1989) が、泥岩からのジュラ紀新世前期の放散虫化石の産出を報告している。本研究でも、葛原層中部層の泥岩サンプル (サンプル番号 Ku20, 27, 33) から、ジュラ紀新世の放散虫を得た (Fig. 3, Table

4)。また、葛原層下部層の層状チャートと珪質頁岩から、それぞれ三畳紀中世から新世前期 (サンプル番号 Ku12)、ジュラ紀新世前期あるいは後期 (サンプル番号 Ku13) の時代を示す放散虫化石を得た。よって、葛原層は、少なくとも三畳紀中世からジュラ紀新世前期頃に堆積したと考えられる。

## VI. 地質構造

本研究地域では、構造的上位に根尾層があり、下位の谷合層とは中～低角度の逆断層で接している。両層は、さらに、構造的下位にある葛原層に、低角度の断層で衝上しており、武儀川、板屋谷川の南側斜面には葛原層の上に根尾・谷合層のクリッペが発達している。根尾層内のスラブの伸びの方向と傾斜は、根尾層と谷合層の間の地層境界断層にほぼ平行である。

研究地域中央部の武儀川、板屋谷川に沿って、西北西-東南東の褶曲軸を持つ背斜構造がある。この背斜構造は、本研究地域の地層分布や構造に影響しており、地層の境界の逆断層や、地層内の地層・スラブの傾斜は、褶曲軸の北側では北に、南側では南に傾斜している。また、この褶曲とは別に、武儀川、板屋谷川の南側の葛原層内に、半波長 300 m から 500 m で、西北西-東南東に褶曲軸を持つ褶曲群が発達している。

## VII. 根尾層・谷合層・葛原層の形成環境

本研究地域の地層は、岩相・層序・構造の特徴で区分すると、根尾層スラブや葛原層を構成するチャート・珪質頁岩・陸源性堆積物が整然と成層する地層、根尾層スラブの黒灰色頁岩からなる地層、根尾層・谷合層の混在岩に分けられた (Fig. 14)。以下それぞれの地層の形成環境について考察する。

Table 4. List of radiolarian fossils in the Kuzuhara Formation. The localities of the samples in Fig. 3. e.: early, m.: middle, M.: Middle, L.: Late, T.: Triassic, J.: Jurassic, mds: mudstone, sh: shale.

litology	mds					siliceous sh	chert
	age						
species	samples					Ku13	Ku12
	Ku20	Ku27	Ku33	e.L.,-m.L.,J.	M.T.-e.L.T.		
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (MIZUTANI)		x				x	
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	x		x				x
<i>Archaeospongoprunum japonicum</i> NAKASEKO & NISHIMURA	x	x				x	
<i>Cinguloturris</i> sp.	x	x				x	
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> RIEDEL & SANFILIPPO	x					x	
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> YAO	x					x	
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.	x					x	
<i>Gongylothorax sakawaensis</i> MATSUOKA	x					x	
<i>Hsuum</i> spp.	x					x	
<i>Mirifusus mediodilatatus baileyi</i> PESSAGNO	x					x	
<i>Mita</i> sp.	x	x					
<i>Parvicingula mashitaensis</i> MIZUTANI	x					x	
<i>Parvicingula</i> sp.	x					x	
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.	x					x	
<i>Podburusa</i> sp.	x	x					
<i>Protunuma</i> sp.	x						
<i>Triassocampe deweveri</i> (NAKASEKO & NISHIMURA)							x
<i>Triassocampe</i> sp.							x
<i>Tricolocapsa</i> sp.	x						

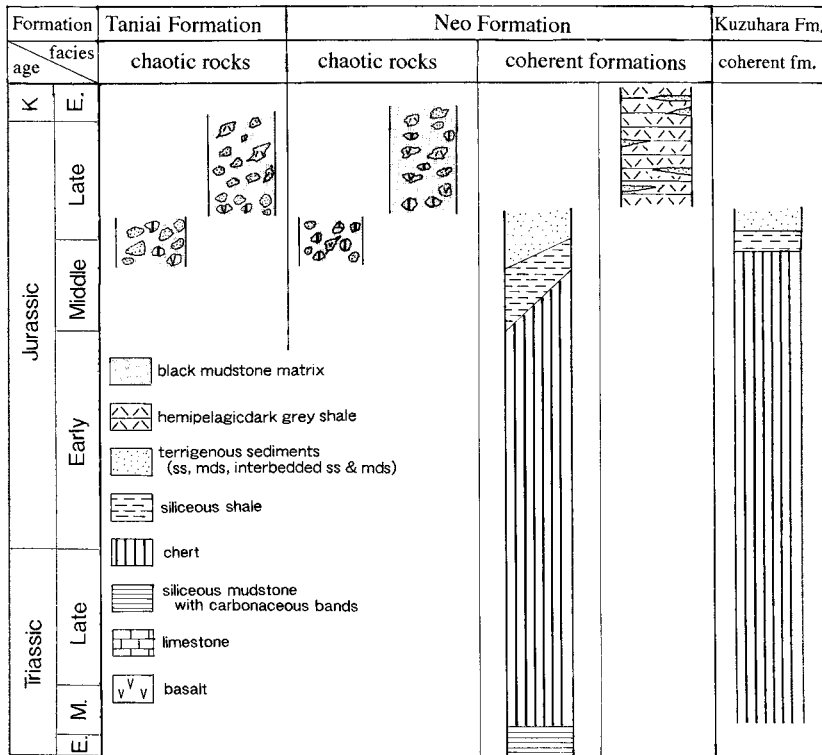


Fig. 14. Generalized stratigraphic columnar sections of the formations in the study area. mds: mudstone, ss: sandstone, E.: Early, M.: Middle, K: Cretaceous, Fm.: Formation, fm.: formation.

1. 根尾層スラブの地層群と葛原層の堆積環境

本研究地域の整然層であるチャート・珪質頁岩・陸源性堆積物からなる地層は、西南日本ジュラ紀付加体で広く見られる。その堆積過程は、海洋プレートが大陸に近づくに従い、海洋プレート上に、遠洋地域、半遠洋地域、海溝でそれぞれチャート、珪質頁岩、タービダイトなどの陸源性堆積物が堆積して形成されたと説明されている (Matsuoka, 1985)。本研究地域のチャートや陸源性堆積物からなる地層についても、Sano *et al.* (1992) や Yamagata (1989) が、同様の堆積過程を考察している。

一方、根尾層スラブを構成する主に黒灰色頁岩からなる地層の堆積環境については、従来ほとんど議論されてこなかったが、脇田 (1987) が放射虫化石の証拠から、黒灰色頁岩は確認されている中では美濃帯で最も新しく堆積した地

層であることを指摘している。本研究地域でも、黒灰色頁岩は、すべての岩石の中で最も若いジュラ紀新世中期から最末期の堆積物であり、チャート、珪質頁岩、黒色泥岩の時代を考え合わせると、本研究地域の陸源性堆積物が海溝に堆積した直後に、堆積し始めたことになる。また、黒灰色頁岩は、一部にタービダイト起源の砂岩を挟むほかは、粗粒な陸源性碎屑粒子はほとんど含まないことから、その堆積環境としては、まれにタービダイトなどの重力流による運搬の他は、陸からの粗粒な碎屑粒子の供給がない環境が考えられる。このような半遠洋的な堆積物が堆積する場所を海溝周辺に求めるとすれば、大陸斜面が挙げられる。大陸斜面では、深海階段などを除くと粗粒な陸源性碎屑粒子の堆積は少なく、主な堆積物は半遠洋性堆積物であり、わずかに細粒なタービダイトが見ら

れる (Stow, 1986; Pickering *et al.*, 1989)。本研究地域の黒灰色頁岩は、チャートや陸源性堆積物からなる地層が堆積した後に、こうした大陸斜面上に堆積した地層に比較されると思われる。

## 2. 根尾・谷合層の混在岩の成因

本研究地域に分布する混在岩の形成機構については、Sano *et al.* (1993) や Wakita (2000) が議論している。Sano *et al.* (1993) は、本論の根尾層と谷合層の全体を付加体の重力的崩壊により発生したオリストストロームにより形成されたとし、混在岩の泥質基質の時代の違いから複数のオリストストロームが発生したと考えた。一方、脇田 (2000) は、ジュラ紀新世の混在岩は複雑な変形・破壊過程で形成されたとし、根尾層のスラブのような混在岩に挟まれる長さ 1 km 以上の岩体は、その過程での破壊・混合を免れた部分だと考えた。

根尾層のスラブは、本論で述べたように、内部では層理が比較的良好に保存されており、混在岩層とは岩相的にも構造的にも明瞭に断層境界により分けられている。また、スラブに構造的に挟まれる混在岩にはスラブにはない石灰岩・玄武岩などの岩石が含まれており、単純にスラブの起源となった同じ地層が破壊されて混在岩が形成されたとは考えられない。さらに、厚さが 100 m 以下の薄いスラブでも、側方への連続性が極めて良く数 km 以上追跡でき、また一つのスラブ内では層理のトレンドが大きく変わることがない。以上のことから、スラブは、ブロックあるいはブロックの集合体ではなく、混在岩の初生的な形成には関わらなかった整然層であり、後生的に断層によって混在岩と積み重なったと考えられる。

本調査地域の混在岩を構成する岩石の岩相・時代は、根尾層、谷合層ともほぼ一致している。

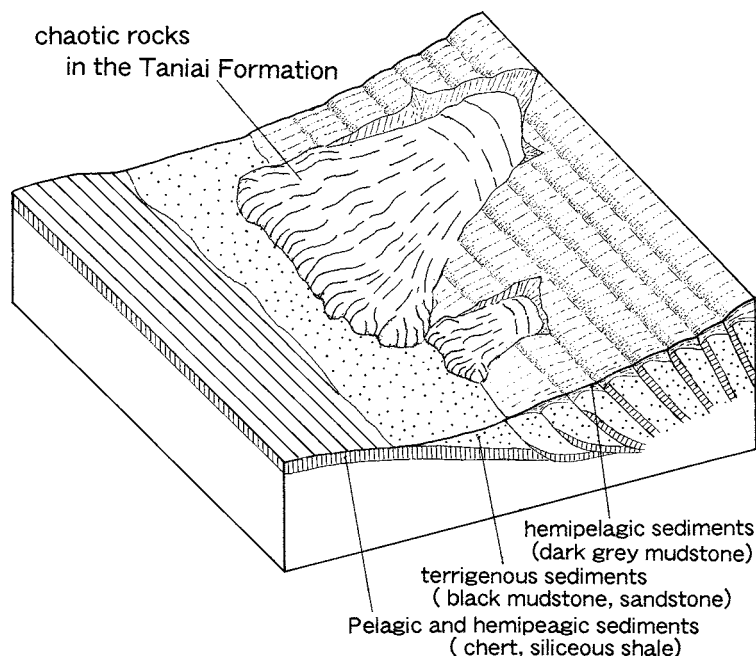


Fig. 15. Schematic model to explain the formation of the chaotic rocks in the Taniai Formation. The accretionary prisms, which are composed of chert, siliceous shale, and terrigenous sediments and covered by hemipelagic sediments, are collapsed to cause gravity flows. The collapse products are redeposited onto the trench in the Late Jurassic time.



いずれの地層も、混在岩の基質はジュラ紀新世前期以降の黒色泥岩からなり、ブロックとしてジュラ紀新世中期から最末期の黒灰色泥岩、三疊紀からジュラ紀新世前期のチャート・珪質頁岩・砂岩・砂泥互層、ペルム紀と考えられる玄武岩 (Yamagata, 1989) を含む。これらの岩石は、玄武岩を除いて、根尾層のスラブや葛原層で整然とした地層をなしている岩石である。これらのことから、根尾・谷合層の混在岩は、葛原層や根尾層スラブを構成する地層が破壊・混在化して、その過程で玄武岩を異地性ブロックとして取り込み形成されたと考えられる。

谷合層の混在岩の特徴は、強い剪断を受けておらず基質泥岩に比較的連続的な葉裏も確認できること、流動的な変形を受けていることから、未固結時に混在化が進んだと考えられる。また、谷合層では、Yamagata (1989) が述べているように、異地性の玄武岩ブロックが完全に孤立して散在し、不規則に褶曲した基質泥岩に取り囲まれていることや、ブロックと基質泥岩が密着しており、その間に剪断面が認められないなどの特徴から、構造的な変形・破壊による混在化の形成過程は考えにくい。以上のことから、谷合層の混在岩は、堆積物の多くがまだ固結していない段階で起こったオリストストロームなどの重力流により形成されたのではないかと考えられる (Fig. 15)。この重力流による混在化は、大陸斜面上の堆積物を巻き込んでいることから、Otsuka (1987) が述べているように、大陸斜面上で起こったのかもしれない。一方、根尾層の混在岩は、基質泥岩には鱗片状劈開が発達し、また玄武岩ブロックは圧砕されそれが基質泥岩と互いに貫入し合いながら混じり合っていることなどから、強い剪断により岩石の破壊や混在化が進んだと思われる。ただし、初生的な混在化は、根尾層の混在岩に、ペルム紀の石灰岩・玄武岩の異地性ブロックが含まれることから、泥岩の鱗片劈開を作った剪断作用の前に

起こったのかもしれない。

## VIII. まとめ

本研究から以下の結論を得た。

(1) 本研究地域の美濃帯の岩石は、根尾層、谷合層、葛原層に区分される。根尾層は谷合層の上に断層により構造的に積み重なり、これら両層が低角度の断層で葛原層に衝上している。

(2) 根尾層は、層理が保存された整然と成層した地層からなるスラブと、混在岩とからなり、両者は断層により繰り返し出現する。

(3) 根尾層のスラブを構成する地層は、三疊紀からジュラ紀新世前期の海洋底から海溝の堆積物と、ジュラ紀新世中期から最末期の大陸斜面上の堆積物とからなる。

(4) 谷合層は、根尾層スラブや葛原層を構成している岩石が、重力的に崩壊し発生した重力流により形成された混在岩と考えられる。また、この過程で、玄武岩などの異地性ブロックが取り込まれた。一方、根尾層の混在岩は、構成岩石の岩相・時代は谷合層と類似しているが、強い剪断が認められることから、構造的な破壊・混在化の影響を受けていると考えられる。

## 謝 辞

本研究は、駒澤大学平成 15 年度研究助成（個人研究）により、研究費の助成を受けました。厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- 小池敏夫, 1979. 三疊紀のコノドントの生層序. 鹿沼茂三郎退官記念論文集, 21-77.
- 中江 訓, 2000. 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, 第 55 号, 73-98.
- 松岡 篤, 1985. 高知県佐川地域の秩父累帯中帯南部の中部ジュラ系毛田層. 地雑誌, 91,

- 411-420.
- 脇田浩二, 1987. 美濃帯飛騨金山地域におけるジュラ紀末—白亜紀最前期の放散虫化石の産出. *地質雑*, **93**, 441-443.
- , 1991. 谷汲地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅), *地質調査書*, 53 p.
- , 2000. 美濃帯のメラングジュ. *地質学論集*, 第 55 号, 145-163.
- Pickering, K., Hiscott, R., Hein, F., 1989. *Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonic*. Unwin Hyman Ltd., 416 p.
- Okamura, Y., 1991. Large-scale melange formation due to seamount subduction: an example from the Mesozoic accretionary complex in central Japan. *Jour. Geol.*, **99**, 661-674.
- Otsuka, T., 1988. Paleozoic-Mesozoic Sedimentary Complex in the Eastern Mino Terrane, Central Japan and its Jurassic Tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City University*, **31**, 63-112.
- Sano, H., 1988. Permian oceanic-rocks of Mino Terrane, central Japan Part 1. chert facies. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 697-709.
- Sano H., Yamagata t., and Horibo k., 1992. Tectonostratigraphy of Mino terrane: Jurassic accretionary complex of southwest Japan. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, **96**, 41-57.
- Stow, D. A. V., 1986. Deep clastic seas. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies* 2nd ed., Oxford Blackwell Scientific, 399-444.
- Wakita, K., 1988. Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geo. Surv. Japan*, **39**, 675-757.
- Yamagata, T., 1989. Mesozoic chaotic formations of Mino terrane, northwestern Mino Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 447-462.

## **Jurassic Sedimentary Complex of the Mino Terrane in the Central Part of the Mino Area, Central Japan**

Takeshi YAMAGATA\*

The Jurassic rocks of the Mino terrane in the central Mino area are divided into the Neo, Taniai, and Kuzuhara Formations on the basis of the lithologic and tectonostratigraphic features. These formations are tectonically detached from each other and complexly stacked by thrust faults.

The Neo Formation is a complicated package composed of scaly cleaved mudstone, in which strongly sheared exotic blocks are chaotically embedded, and of the fault-bounded slabs of chert, siliceous shale, terrigenous sedimentary rocks, and hemipelagic mudstone. The Taniai Formation consists of mudstone containing large amounts of the disrupted blocks of terrigenous sediments with rare exotic blocks of basalt and chert. The Kuzuhara Formation is a rock-unit having a coherent stratigraphic succession, which begins with chert, followed by siliceous shale and terrigenous sediments.

The chert-terrigenous sediments succession of the Kuzuhara and Neo Formations results from the migration of the depositional site from an open-ocean setting where the Early Jurassic chert and Middle Jurassic siliceous shale accumulated toward a trench in which the overlying early Late Jurassic terrigenous sediments sequence was formed. The hemipelagic mudstone of the Neo slabs is considered to be the middle to late Late Jurassic sedimentary cover on a trench slope. The Taniai Formations is interpreted as mélanges that were formed by sedimentary intermixing of these coherent rocks. The chaotic rocks of the Neo Formation are explained as a sedimentary mélange affected by tectonic processes.

Key words: *Mino terrane, Jurassic, accretionary complex, mélange, continental slope sediments, radiolaria*

---

\* Department of Natural Sciences, Komazawa University