

55(521.53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第81号

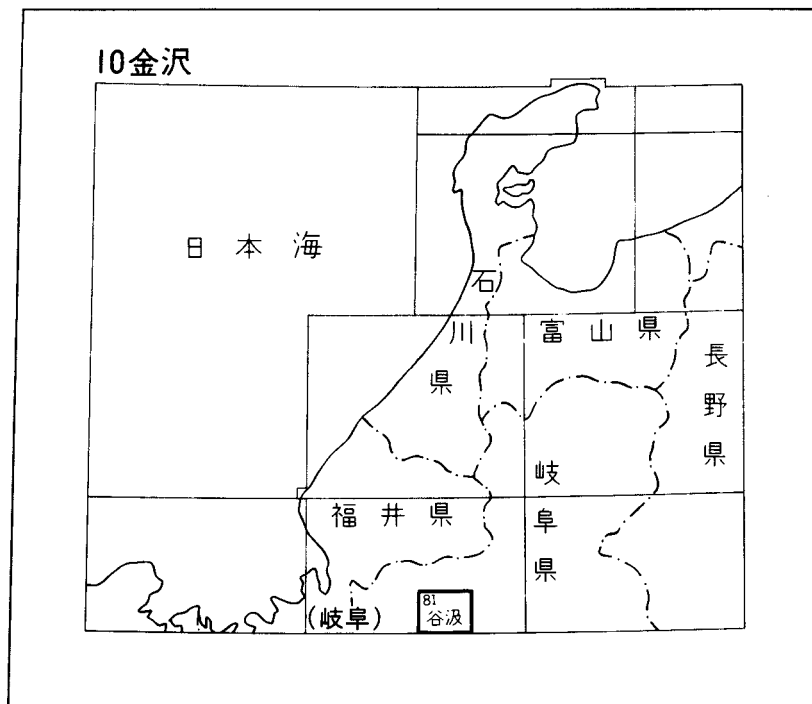
谷 汲 地 域 の 地 質

脇田浩二

平 成 3 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1：200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. ジュラ系-最下部白亜系	7
III. 1 研究史	7
III. 2 概 要	7
III. 3 舟伏山ユニット	9
III. 3. 1 舟伏山石灰岩	9
III. 3. 2 魚金山メランジ	11
III. 3. 3 白倉谷メランジ	13
III. 4 金山ユニット	14
III. 4. 1 根尾メランジ	15
III. 5 那比ユニット	27
III. 5. 1 葛原タービダイト	27
III. 5. 2 雛倉タービダイト	28
III. 5. 3 追ヶ谷チャート石灰岩互層	30
III. 6 未区分	30
III. 6. 1 神原メランジ	30
III. 6. 2 外津汲メランジ	33
III. 6. 3 小島山オリストストローム	33
III. 6. 4 石山石灰岩	34
III. 7 地質時代	34
III. 8 地質構造	36
IV. 岩 脈	36
V. 第四系	37
V. 1 段丘堆積物	37
V. 2 崖錐堆積物	37
V. 3 現河床堆積物	38
VI. 地震と活断層	38
VII. 資 源	43
VII. 1 石灰岩・ドロマイト	43
VIII. 自然災害	44
文 献	46
Abstract	50

図・表目次

第 1 図	「谷汲」図幅地域北東部にそびえる舟伏山の山容	2
第 2 図	「谷汲」図幅地域周辺の接峰面図と濃尾活断層系	2
第 3 図	日本の地体構造図	5
第 4 図	舟伏山石灰岩の堆積場復元図	6
第 5 図	美濃帯堆積岩コンプレックスの各ユニットの形成環境	6
第 6 図	美濃帯堆積岩コンプレックスの各ユニットの分布	8
第 7 図	「谷汲」図幅地域のユニット区分	10
第 8 図	舟伏山石灰岩の石灰岩相模式層序	11
第 9 図	舟伏山石灰岩のチャート相模式層序	12
第 10 図	魚金山メランジの岩相分布とそれぞれの地質時代を示すルートマップ	13
第 11 図	魚金山メランジの泥岩基質と玄武岩岩塊	14
第 12 図	魚金山メランジの枕状溶岩	16
第 13 図	魚金山メランジの石灰岩チャート互層	17
第 14 図	魚金山メランジと白倉谷メランジの産状を示すルートマップ	18
第 15 図	白倉谷メランジのチャートの層内褶曲	19
第 16 図	根尾メランジと葛原タービダイトが分布する根尾東谷川沿いのルートマップ	20
第 17 図	根尾メランジの泥岩基質	21
第 18 図	根尾メランジの岩相と化石産出地点を示すルートマップ	20
第 19 図	根尾メランジの破断砂岩泥岩層	21
第 20 図	根尾メランジの破断砂岩泥岩層	21
第 21 図	根尾メランジの泥岩基質	22
第 22 図	根尾メランジの砂岩岩塊	26
第 23 図	根尾メランジの玄武岩岩塊と泥岩基質の関係	27
第 24 図	葛原タービダイトの砂岩泥岩互層	28
第 25 図	雛倉タービダイトの厚層理砂岩と泥岩優勢な砂岩泥岩互層	29
第 26 図	雛倉タービダイトの砂岩泥岩互層を構成する泥岩部	29
第 27 図	神原メランジの泥質混在相	31
第 28 図	神原メランジの基質の暗灰色泥岩とそこに含まれるチャート・砂岩岩塊	30
第 29 図	神原メランジ中の玄武岩・石灰岩の岩塊を多く含む優黑色泥岩	32
第 30 図	小島山オリストストロームの泥質混在岩相	34
第 31 図	揖斐川沿いの段丘堆積物	37
第 32 図	谷汲地域周辺の濃尾活断層系	38
第 33 図	濃尾地震で形成された断層崖	40

第34図	根尾村水鳥の断層崖の現在の様子	40
第35図	本巣町金原における根尾谷断層のトレンチ	41
第36図	本巣町金原における根尾谷断層のⅡ次トレンチの地質断面図	42
第37図	本巣町金原のトレンチにおける根尾谷断層の破碎帯	43
第38図	美山町伊往戸のドロマイト鉱山	44
第39図	平成元年9月初旬の集中豪雨による道路の崩壊	45
第40図	平成元年9月初旬の集中豪雨による土石流堆積物	45
第1表	地質総括表	4
第2表	「谷汲」 図幅地域に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスのユニット区分	9
第3表	魚金山メランジ及び根尾メランジ中に産するジュラ紀中期放散虫化石	15
第4表	魚金山メランジ中に産する二畳紀放散虫化石	16
第5表	魚金山メランジ中に産するコノドントと紡錘虫化石	17
第6表	根尾メランジに産するジュラ紀中期-ジュラ紀後期ないし白亜紀最前期の放散虫化石	23
第7表	根尾メランジ中に産する三畳紀中期-ジュラ紀期の放散虫化石及び 三畳紀後期のコノドント化石	24
第8表	根尾メランジ中に産する三畳紀-ジュラ紀中期の放散虫化石	25
第9表	根尾メランジ中に産するジュラ紀後期の放散虫化石	26
第10表	神原メランジ中に産するジュラ紀放散虫化石	32-33
第11表	「谷汲」 図幅地域周辺の主要な活断層	39
Table 1	Summary of the geology of the Tanigumi district	51
Table 2	Classification of units subunits in the Mino sedimentary complex	51

谷汲地域の地質

脇田浩二*

本図幅地域の地質調査は、昭和62年度から平成元年度にかけての特定地質図幅の研究として行われたものである。

本研究報告をまとめるに当たっては、名古屋大学理学部水谷伸治郎教授、足立 守助教授、小嶋 智助手、山本博文氏(現在地質調査所海洋地質部)、斎藤 眞氏(現在地質調査所地質部)、九州大学理学部佐野弘好助手、山縣 毅氏、信州大学理学部公文富士夫助教授及び同大教養部大塚 勉助手から一部未公表を含む資料の提供を受けるとともに、貴重な助言や協力を頂いた。ここに記して深甚の謝意を表す次第である。

所内では、地質部加藤碩一技官・吉岡敏和技官、環境地質部山崎晴雄技官・佃 栄吉技官・杉山雄一技官には地震と活断層について資料提供と助言・協力を受けた。また地質部木村克己技官には美濃堆積岩コンプレックスの構造について助言を受けた。岩石薄片の作成は地質標本館宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び木村 朗各技官が担当した。

I. 地 形

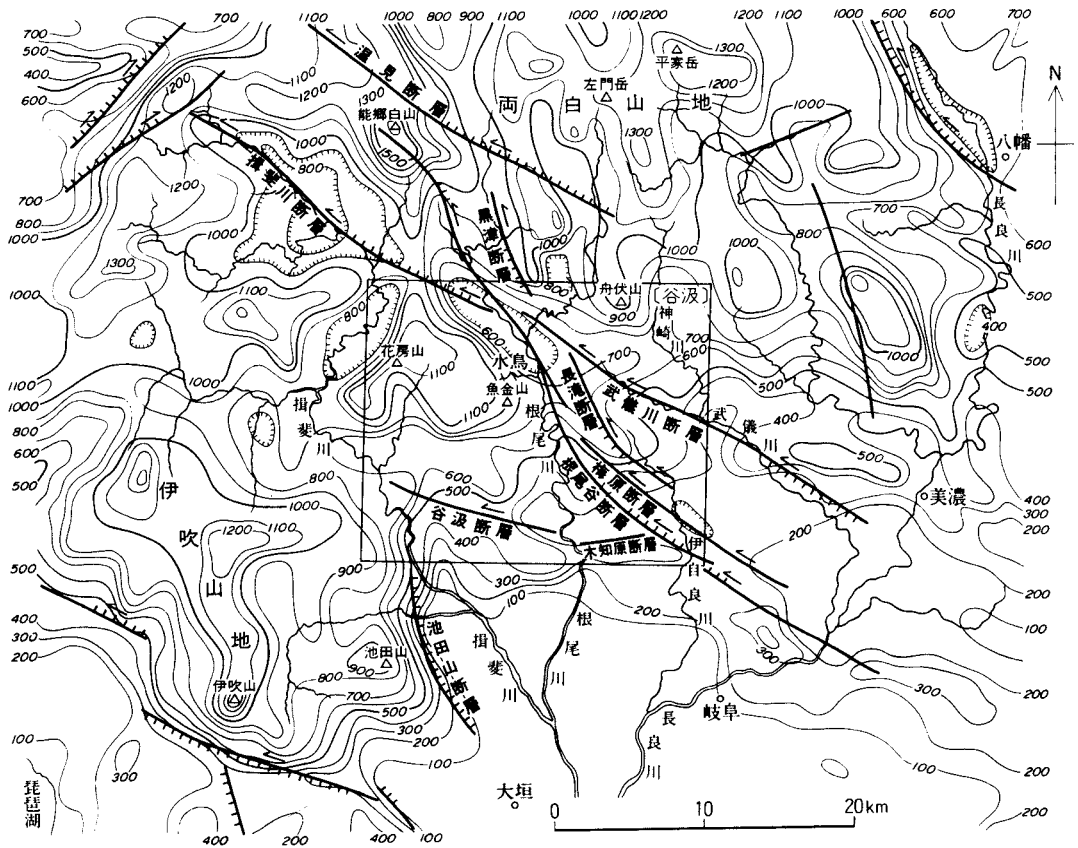
「谷汲」図幅地域は、東経136°30′-136°45′、北緯35°30′-35°40′の範囲で、岐阜県西部に位置している。北方には両白山地、西方には伊吹山地が控え、南方には濃尾平野が広がっている。

本図幅地域の最高峰は、北西部に位置する花房山(1189.5 m)である。北東部には、舟伏山(1040.3 m)がそびえている(第1図)。本図幅地域は、北西部が高く山地を形成し、南東部が低地になっている。この山地から低地へなだらかに移行する全体的な地形に斜交するように、北部から南東部へかけての根尾川に沿ったNW-S E方向の地溝状の細長くぼみが走っている。これは濃尾断層系の位置、方向と一致している。東部の細長い高まりと東南隅の凹地もやはり濃尾断層系によって構造的に形成されたものである。根尾谷断層に沿った地域では、系統的な谷や尾根の屈曲が認められ、これらは左横ずれのセンスを示している。濃尾断層系はWNW-E S EとNNW-S S Wとの2方向の断層があり、また1つの断層でもこの2方向を有する屈曲した断層線を有する。本図幅地域北部やその北方では、この2方向の断層に規制された構造地塊が並んでいる(第2図)。本図幅地域南縁に分布するWNW-E S Eの断層は、濃尾平野の北縁の方向とほぼ一致している。

*地 質 部



第1図 「谷汲」図幅地域北東部にそびえる舟伏山(1040m)の山容



第2図 「谷汲」図幅地域周辺の接峰面図と濃尾活断層系

本図幅地域北西部に存在する山地は、北東隅の高まりとともに緑色岩、石灰岩を主体とする岩体が分布する地域に相当し、基盤の地質とも密接に関係している。

水系は、主に木曾三川の一つの揖斐川水系に属している。本図幅地域南西部に揖斐川の本流が流れ、中央部には揖斐川の大きな支流の一つである根尾川が流れている。揖斐川はNW-S E方向の濃尾断層系に沿った谷に源を発し、北西部の山地の西部をNNE-S SW方向に流れ、西方で東へ流れを変えた後、西隣「横山」図幅地域南西部から南南東へ向かって濃尾平野の北西縁を限る池田山断層(活断層研究会, 1980)に沿って流れ下っている。一方、根尾川は、濃尾断層系にその流れの方向を強く支配され、小さな蛇行を繰り返しながら南へ流下している。本図幅地域東部には、長良川の支流である武儀川・神崎川及び伊自良川が流れている。このうち武儀川の最上流部は明らかにWNW-E SE方向の武儀川断層(活断層研究会, 1980)に規制されている。

II. 地質概説

本図幅地域における地質構成要素は、その大部分がジュラ紀-白亜紀最前期の美濃帯堆積岩コンプレックスである。その他には、白亜紀後期の珪長質岩脈、第三紀の安山岩岩脈及び第四紀の段丘堆積物・崖錐堆積物・現河床堆積物がそれぞれわずかに分布している。本図幅地域の地質の概要を第1表に示す。また、本図幅地域の中央部には、北西-南東方向に走る活断層群(濃尾活断層系; 松田, 1974)がある。

美濃帯堆積岩コンプレックス及びこれに相当するものは、西南日本内帯に広く分布しており、外帯の秩父帯堆積岩コンプレックスとともに、ジュラ紀-白亜紀最前期に形成された日本の骨格をなす地質体である(第3図)。これらの地質体は、東アジアの大陸縁の収束境界において、大陸からもたらされた碎屑物と海洋プレート上の堆積岩や火山岩が混じり合い大陸側に付加された結果形成された付加コンプレックスであると多くの研究者によって推測されている。

本図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは、主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩からなる。SANO(1988a, b, 1989a, b)は、舟伏山地域の玄武岩を伴う石灰岩・チャートの層序及び堆積相を解析し、これらの岩石が二畳紀に海山の一部や海山を覆う堆積物として形成されたことを明らかにした(第4図)。美濃帯には石灰岩や玄武岩をほとんど伴わない厚い層状チャートやこのような層状チャートに密接に伴う珪質泥岩が広く分布している。層状チャートの大半は、三畳紀-ジュラ紀前期に海洋底に堆積した放散虫などプランクトンからなる遠洋性の堆積物で陸源碎屑粒子を全く含まない。珪質泥岩は、しばしばチャートの上に整合に堆積し、放散虫遺骸と陸源碎屑粒子が混じり合った半遠洋性の堆積物とみなされる。このように石灰岩・玄武岩・チャート・珪質泥岩は二畳紀からジュラ紀(一部白亜紀最前期)にかけて大陸縁辺に近づきつつある海洋地殻上で堆積・形成された岩石とみなすことができる(OTSUKA, 1988; WAKITA, 1988)。なかでも珪質泥岩は陸源碎屑粒子を含んでいるので、最も大陸に近い位置で堆積したと推定される。一方、砂岩及び泥岩は、最も新しい地質時代の岩石で、その大半は海溝やその近傍で堆積したタービダイトである。タービダイトは、しばしば珪質泥岩の上に整合に重なっている。これは、石灰岩・玄武岩・チャート・珪質泥岩を載せて大陸縁辺にやってきた海洋地殻が海溝で沈

第1表 地質総括表

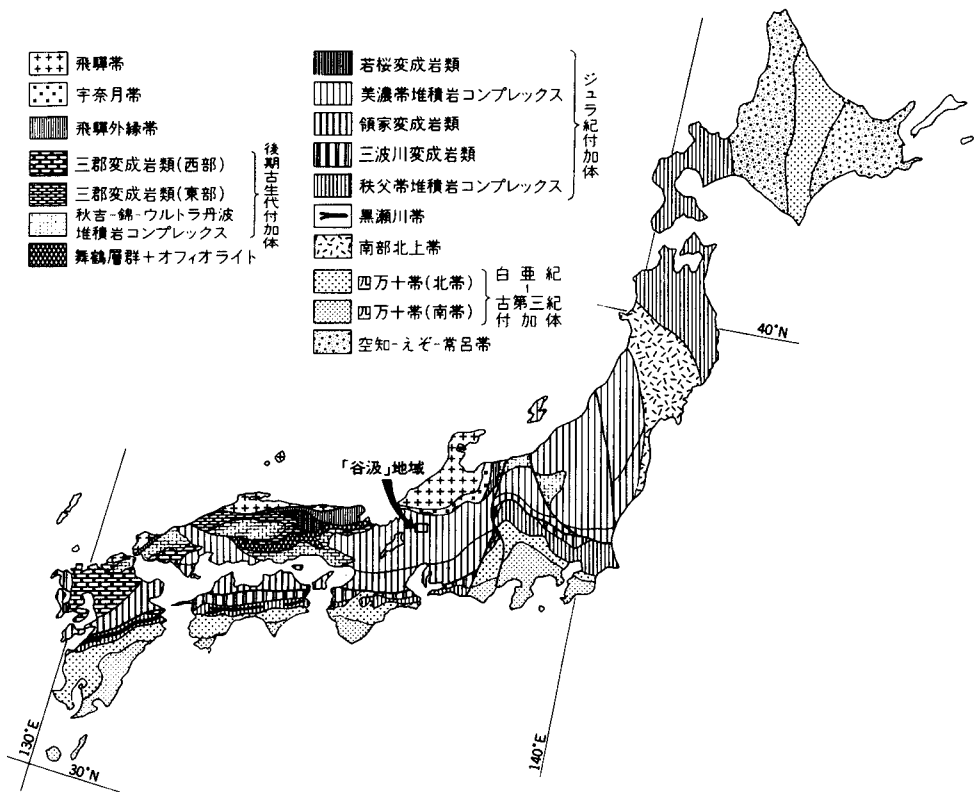
時代		層序	地史
新生代	第四紀	現河床堆積物 段丘堆積物	濃尾活断層系の活動 (濃尾地震など)
	第三紀		岩脈(安山岩)
中生代	白亜紀		岩脈(石英斑岩)
	ジュラ紀	美濃帯堆積岩 コンプレックス	砂岩・泥岩・珪質泥岩の 堆積及附加
	三疊紀		チャート(遠洋性堆積物) の堆積
古生代	二疊紀		玄武岩・石灰岩 (海山)の形成

み込む際に、陸源の砂や泥が海溝に流れ込み珪質岩の上に重なったものと理解できる。

現在の海底の研究の結果、海洋地殻が海溝で沈みこむ際には海溝付近で低角のスラストが発達することが知られている(加賀美ほか, 1983)。海洋地殻の上の玄武岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩やその上に重なる砂岩・泥岩の一部は、海洋地殻とともに沈み込むことなく、このスラストによって陸側に付け加えられる。美濃帯堆積岩コンプレックスは、このような過程(付加過程)を繰り返し、海溝より陸側には数多くの断層で区切られた地質体(付加体)として発達していった(第5図)。

美濃帯堆積岩コンプレックスには、メランジという地質体が発達しており、特に本図幅地域において顕著である。メランジは、泥岩の基質中に石灰岩・玄武岩・チャート・珪質泥岩・砂岩からなる大小さまざまな礫・岩塊を数多く含む地質体である。これらのメランジは、上記の付加過程を経たのち、現在の海洋で認められているような海底地すべりや泥火山・泥ダイアビル、断層に沿った破断変形といった過程が複合することで形成されると推定されている(WAKITA, 1988)。

付加体では、堆積過程と破断・混合過程・変形過程がほぼ同時に進行し、複雑な構造ができる。美濃帯堆積岩コンプレックスのなかに認められる断層・褶曲の多くが、付加体の形成過程と密接に関わった



第3図 日本の地体構造図
美濃帯堆積岩コンプレックスの分布を示す

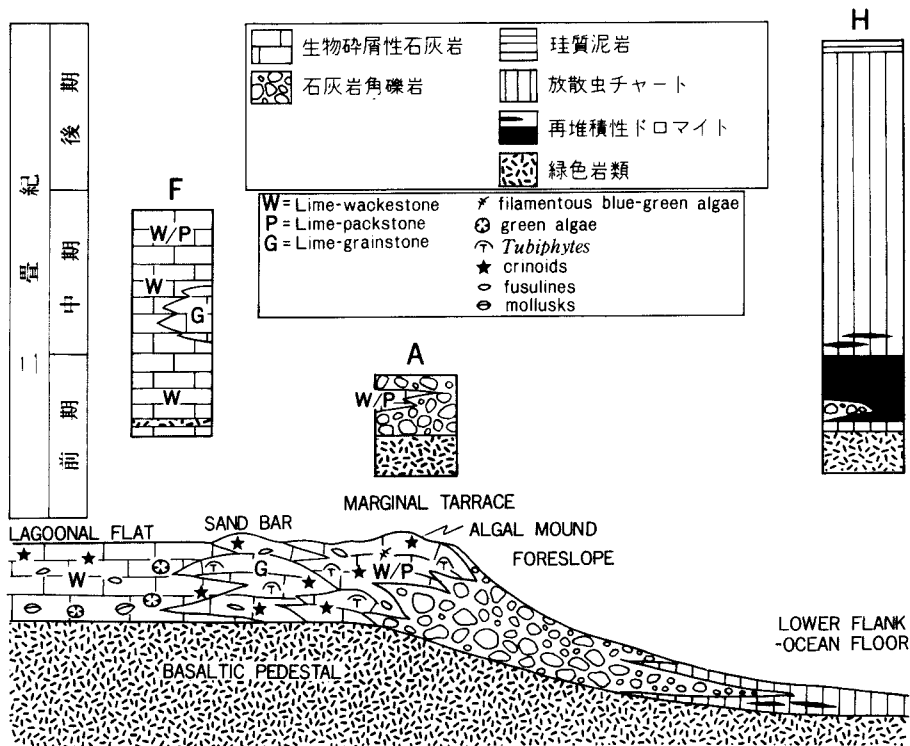
変形運動で形成された。美濃帯堆積岩コンプレックスの形成は、ジュラ紀前期から白亜紀最前期まで行われたが、本図幅地域には、ジュラ紀中期 - 白亜紀最前期に形成された部分が分布している。

白亜紀後期になると、本図幅地域及びその周辺は珪長質火成活動の場になり、褶曲した美濃帯堆積岩コンプレックスは流紋岩類に不整合に覆われ、花崗岩や石英斑岩に貫入されるようになる。しかし流紋岩や花崗岩は露出しておらず、わずかに分布する石英斑岩に珪長質火成活動のなごりが認められる。

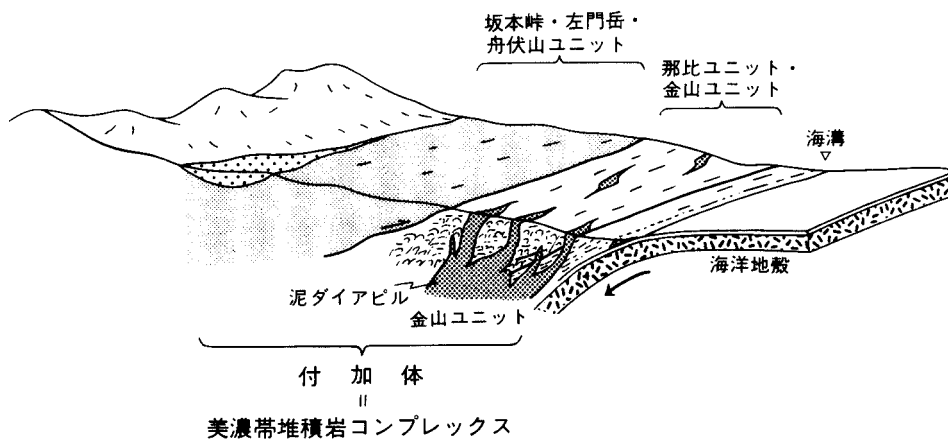
第三紀 - 第四紀前半における地質学的活動の証拠は本図幅地域では乏しい。数m - 数10mの幅の安山岩岩脈が第三紀のものとして推定されるが、地質時代を決定する確たる証拠はない。

第四紀後半、完新世になると、現在とほとんど変わらない地質造構場にあり、東西方向の水平圧縮を受け、北西 - 南東方向の左横ずれ断層(濃尾断層系)が数多く発達する。これらの活断層は、明治24年の濃尾地震の際に数mのずれや垂直変位を地表に生じて人々を驚かせた。

これらの断層にしばしば支配される形で根尾川や武儀川といった河川が本図幅地域内を流れている。これらの河川に沿って段丘堆積物や現河床堆積物が形成されている。



第4図 舟伏山石灰岩の堆積場復元図
(SANO, 1989b, Fig.2)



第5図 美濃帯堆積岩コンプレックスの各ユニットの形成環境
(WAKITA, 1988, Fig.26を一部改変)

Ⅲ. ジュラ系-最下部白亜系(美濃帯堆積岩コンプレックス)

Ⅲ. 1 研究史

本図幅地域は、紡錘虫化石を含む石灰岩が点在し、また濃尾断層系があることなどから、古くから研究が進められてきた。紡錘虫化石を含む石灰岩やその周辺の地層もしくは紡錘虫化石を対象にしたものとしては、全域(藤本ほか, 1962), 揖斐川上流地域(尾原, 1957; 梶田, 1963; 宮村, 1965), 久瀬村小津-津汲地域(関, 1938; OTSUKA, 1964; 大塚・金田, 1965), 舟伏山地域(小林, 1951; Igo and OGAWA, 1958; 河田, 1958; 中村, 1965a, b, 1966a, b, 1967a, b, c, 1969), 根尾村樽見西方(宮村, 1965), 魚金山地域(SASHIDA, 1980), 石山石灰岩地域(IGO, 1983)などがある。

本図幅地域南西部の揖斐川町では褶曲構造の研究(MIZUTANI, 1964)が行われ、北西部の揖斐川流域藤橋村においては、層相のマルコフ解析(HATTORI, 1976)や緑色岩の研究(服部, 1978, 1979)が行われた。

最近になって、放散虫化石による研究が盛んになり、魚金山(山本, 1983, 1985), 舟伏山(SANO, 1988a), 谷谷周辺(WAKITA, 1988; YAMAGATA, 1989), 谷汲(斎藤, 1989)などの地域で放散虫化石の産出やメランジ・スラストの存在が報告されてきた。また、舟伏山地域では舟伏山石灰岩及びその周辺の堆積環境の検討が詳細に行われている(SANO, 1988a, b, 1989a, b)。

なお隣接した地質図幅としては、磯見(1955, 1956), 河合(1964), 脇田(1984)がある。また、美濃帯全体を扱った研究としては、KANUMA(1958), 藤本ほか(1962), MIZUTANI(1964), YOSHIDA(1972), ADACHI(1976), 足立(1979), KANO(1979), MIZUTANI et al.(1981), HATTORI(1982), 脇田(1985), WAKITA(1988), OTSUKA(1988)などがある。

Ⅲ. 2 概要

本図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは、主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩からなる。砂岩は泥岩と互層し、珪質泥岩はチャートに密接に伴っている。また石灰岩は玄武岩を伴うことが多い。構成岩類のなかで最も古い岩石は石灰岩と玄武岩の大半とチャートの一部で二畳紀である。チャートの大半は三畳紀-ジュラ紀前期で、珪質泥岩はジュラ紀中期-白亜紀最前期である。砂岩及び泥岩は地質時代が確定しているものが少ないが、ジュラ紀中期-白亜紀最前期と推定される。

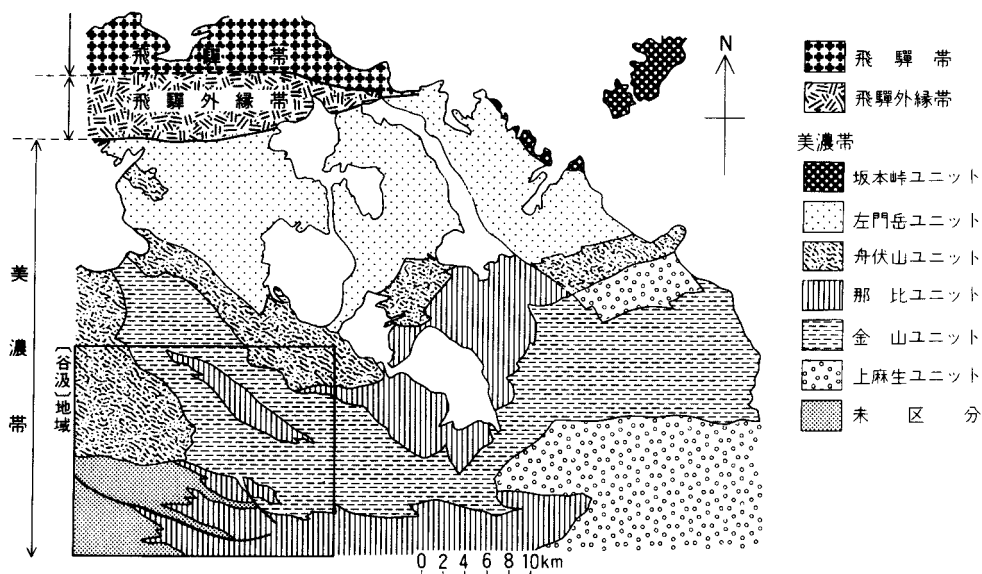
本報告で用いる用語や概念の多くはWAKITA(1988)に従っている。WAKITA(1988)によると、美濃帯堆積岩コンプレックスの構成岩石は、単独もしくは複数が組合せである限られた大きさを有する地質体(package)を形成している。その大きさは、径数cm-数10cmの礫ぐらいの大きさから、数m-数10mの長径を有する岩塊、地質図で表現できる数100km-数10kmの長さの岩体までさまざまである(WAKITA, 1988)。巨大な岩体を形態によってはスラブないしブロックという用語で記載する場合がある。一般に各々の礫・岩塊・岩体のなかでは層序がなりたっている。この層序の成立つ地質体のうちある程度の広がりをもっている地質体を整然相と呼んでいる。これに対してその内部が混沌としており層序が成

り立たない地質体を，メランジと呼んでいる。

メランジは，泥岩基質とそれに含まれる礫・岩塊・岩体とから構成される地質体で，従来美濃帯の研究者によってオリストストローム¹⁾ や海底地すべり堆積物と呼ばれていたものである。本報告でメランジという用語を用いたのは，最近この地域のこの地質体の成因が単に海底地すべりだけではなく，泥ダイアピルや断層運動などを含んだ複雑な過程によるものであることが明らかになってきたためである。かつて，メランジという用語も成因を含めて用いられたが，最近では成因を含めず純粹に記載用語として用いられてきている(RAYMOND, 1984)。ただし，メランジは地質図に描きうる大きさをもつ地質体であるという定義であるため，記載上しばしば泥質混在岩相という用語を併用している。この用語は，“泥岩基質中に岩塊を含む”といった岩相・組織に対して用いている。この用語を用いて，地質図に描けない大きさの岩体や岩体の一部について記載している。

メランジを主体とする本図幅地域のジュラ紀の堆積岩コンプレックスでは，岩石や岩体相互の接触関係は一般に明瞭ではなく，推定される関係の可能性も整合関係・堆積接触関係・断層関係・注入関係など多様で特定できない。本図幅において明らかに断層関係である部分以外は，一般の地層境界と同様の境界線を用いた。したがって，地質図を読む際にはこの点に留意する必要がある。

美濃帯堆積岩コンプレックスは非常に複雑な構造を有していて，その実体を正確に把握することは困難である。近年，数多くの研究者が詳細な地質調査と放射虫化石による地質時代の決定によって，その実体について少しずつ明らかになってきたが，まだまだ不明なところが多く，その記載は便宜的な手法を取らざるを得ない。ある地質時代に特定の形成過程で形成された，地史的なまとまりをWAKITA(1988)はユニットと命名し，6つのユニットを美濃帯堆積岩コンプレックス中に識別した(第6図)。本図幅地



第6図 美濃帯堆積岩コンプレックスの各ユニットの分布
(WAKITA, 1988, Fig.4を一部改変)

1)本報告では，成層砂岩と漸移するなど，明らかに堆積作用によって形成されたことが明らかな混在岩相のみをオリストストロームと呼んでいる。(cf. 小島山オリストストローム)。

域では、WAKITA(1988)に従い、舟伏山ユニット・金山ユニット・那比ユニットを区別し、WAKITA(1988)の定義・区分に該当しない部分は、未区分とした。またそれぞれのユニットを岩相の類似したいくつかのサブユニットに細分した(第2表、第7図)。これらのユニット・サブユニットは多くの場合断層で境されているのだが、泥岩の注入によって指交関係になっている場合がある。

第2表 「谷汲」図幅地域に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスのユニット区分

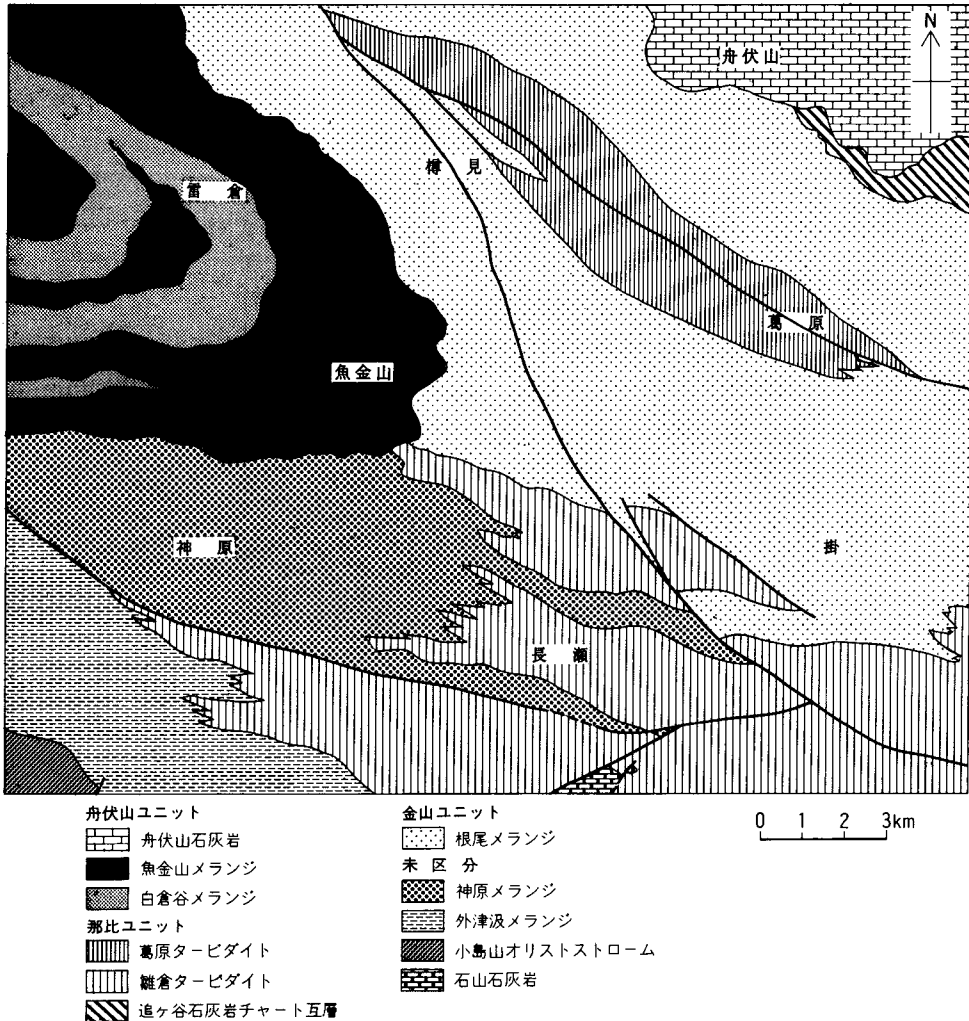
	舟伏山ユニット			金山ユニット	那比ユニット			未区分			
	舟伏山 石灰岩	魚金山 メランジ	白倉谷 メランジ	根尾 メランジ	葛原 タービダイト	離倉 タービダイト	追ヶ谷チャ ート石灰岩 互層	神原 メランジ	外津波 メランジ	小島山 オリスト ストローム	石山 石灰岩
形態 層相	巨大岩体	メランジ	メランジ	メランジ	整然相	整然相	整然相 + スラブ	メランジ	メランジ	オリスト ストローム	巨大岩体
形成年代	ジュラ紀中期			ジュラ紀中期 白亜紀最前期	ジュラ紀中期 の後期 - ジュラ紀後期 の前期	ジュラ紀 後期の前期	ジュラ紀中期 ないしそれ以降	ジュラ紀 中期	?	?	?
主な 構成 要素	石灰岩 玄武岩 チャート	泥岩 玄武岩 石灰岩 チャート	泥岩 砂岩 チャート 珪質泥岩	泥岩 砂岩 チャート 珪質泥岩	砂岩 泥岩 互層	砂岩 泥岩 互層	チャート 石灰岩互層 泥岩 砂岩	泥岩 砂岩 チャート 玄武岩	泥岩 石灰岩 砂岩	砂岩 泥岩 珪質泥岩	石灰岩
主な 構成 要素 の 地 質 時 代	白亜紀										
	後期 ジュラ紀 中期 前期 三疊紀 後期 前期 二疊紀 中期 前期	↑ チャート ↓ 石灰岩	↑ チャート ↓ 石灰岩	↑ 珪質 泥岩 ↓ チャート	↑ 泥岩	↑ 泥岩	↑ 泥岩 ↓ チャート ↓ 石灰岩	↑ 泥岩 ↓ チャート ↓ 石灰岩	↑ 泥岩	↑ チャート	↑ 石灰岩

III. 3 舟伏山ユニット

本図幅地域北東部及び北西部に位置する。岩相から3つのサブユニット(舟伏山石灰岩・魚金山メランジ・白倉谷メランジ)に細分できる。金山ユニットの根尾メランジ、那比ユニットの追ヶ谷石灰岩チャート互層や未区分の神原メランジと断層で接する。

III. 3. 1 舟伏山石灰岩

本図幅地域北東部に位置し、主に石灰岩からなり、玄武岩質溶岩・火山性碎屑岩やチャートを伴う。金山ユニットの根尾メランジや那比ユニットの追ヶ谷石灰岩チャート互層と低角の断層で接する。このサブユニットはSANO(1988b)による舟伏山層と初鹿谷層を含んでいる(第8, 9図)。

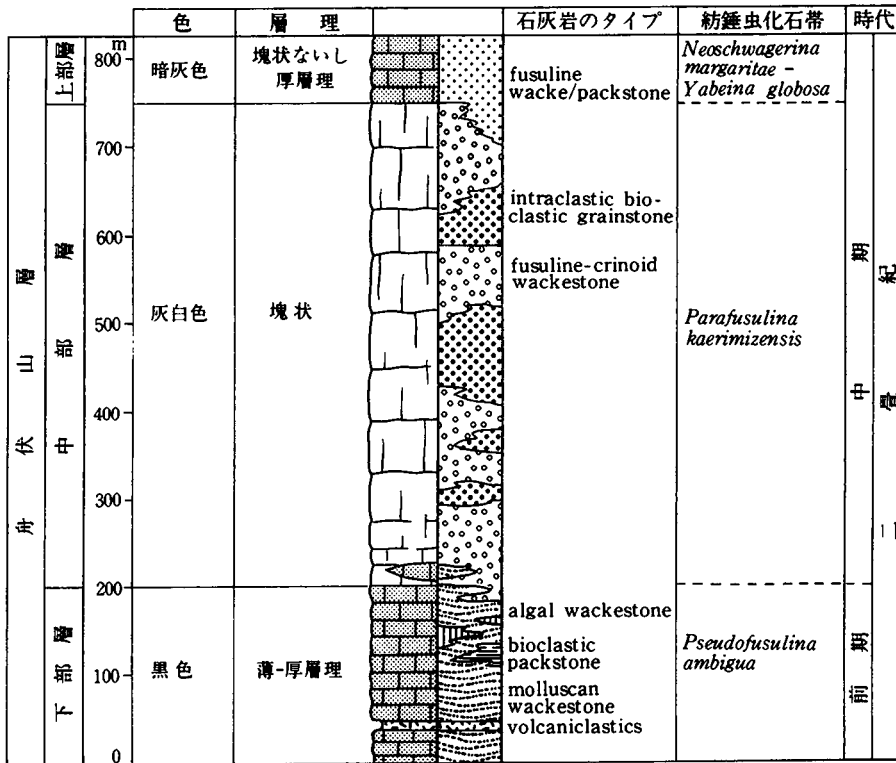


第7図 「谷汲」図幅地域のユニット区分

石灰岩は、灰白色-暗灰色ないし黒色を呈し、一般に塊状で部分的に層状となっている。地域によっては広くドロマイト化している。石灰岩のタイプとしては、molluscan wackestone, algal wackestone, fusuline wacke/packstone, fusuline-crinoid wackestone, intraclastic bioclastic grainstone, bioclastic packstone の6種類が識別されている(SANO, 1988b)。

紡錘虫・二枚貝・巻貝・珊瑚・海ユリなどの化石を産する。なかでも紡錘虫化石は良い示準化石なのでよく研究されている。紡錘虫化石帯では *Pseudofusulina ambigua zone* から *Neoschwagerina margaritae-Yabeina globosa zone* に相当し、地質時代は二疊紀前期の後期から二疊紀中期の後期に及ぶ(Igo and OGAWA, 1958 ; 中村, 1965a, 1966a, b, 1967a, b, c ; SANO, 1988b)。

玄武岩質溶岩・火山性砕屑岩は、緑色-暗緑色ないし暗赤褐色を呈し、厚さ数10 m-200 mで石灰岩やチャート中に挟在している。



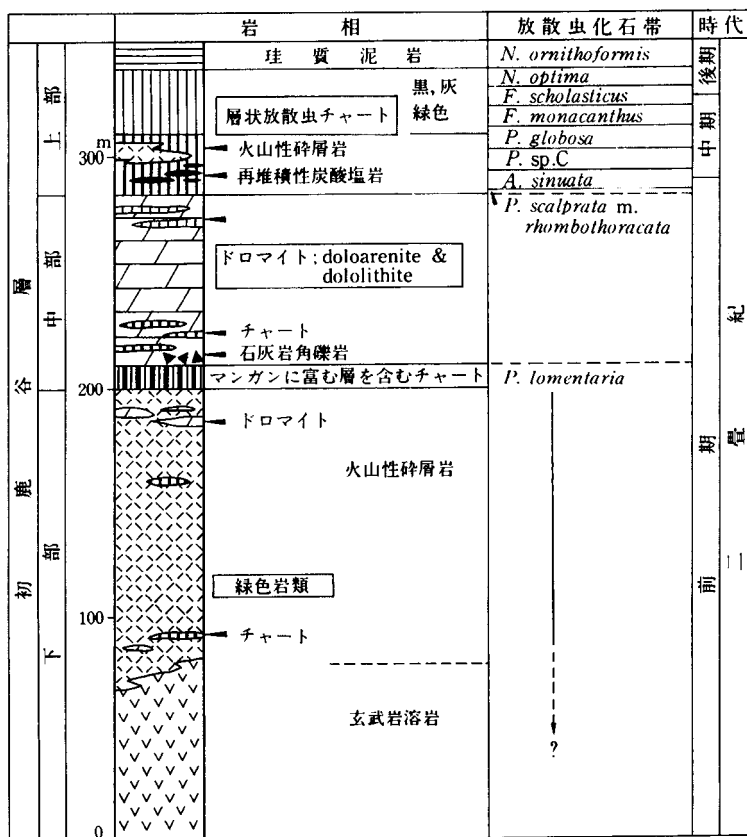
第8図 舟伏山石灰岩の石灰岩相模式層序
(SANO, 1988b, Fig. 4を一部改変)

チャートは、赤褐色・緑色・灰色・黒色を呈し、厚さ5-10cmの珪質部と厚さ1cm以下の泥質部が繰り返す層状構造を示す。チャートからは、*Pseudoalbaillella lomentaria*, *P. sp. aff. P. scalprata*, *P. sp. aff. P. longicornis*, *Follicucullus scholasticus* m. I&m. II など二畳紀前-後期の放散虫化石が産出している(SANO, 1988a)。

Ⅲ. 3. 2 魚金山メランジ

本サブユニットは本図幅地域北西部に分布し、金山ユニットの根尾メランジ、未区分の神原メランジ、舟伏山ユニットの白倉谷メランジと断層で接している。泥岩基質中に玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などを岩塊として含むメランジからなる部分と、玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩が単独もしくはそれらの組合せで巨大なスラブやブロックを形成している部分から構成される。魚金山メランジでは時代や岩相が異なる岩石が複雑に入り乱れて分布するため、ルートマップは非常に複雑なものになる(第10図)。

メランジの泥岩基質は、暗灰色ないし黒色の泥岩で剥離性が発達している。砕屑粒子は一般に少なく、ときに全く認められないものがある。また多くの玄武岩質岩片を含んでいる。岩塊としては、玄武岩が最も多く(第11図)、チャート・砂岩が次ぎ、まれに石灰岩が含まれる。泥岩にはジュラ紀中期の放散虫化石を産する(第3表)。

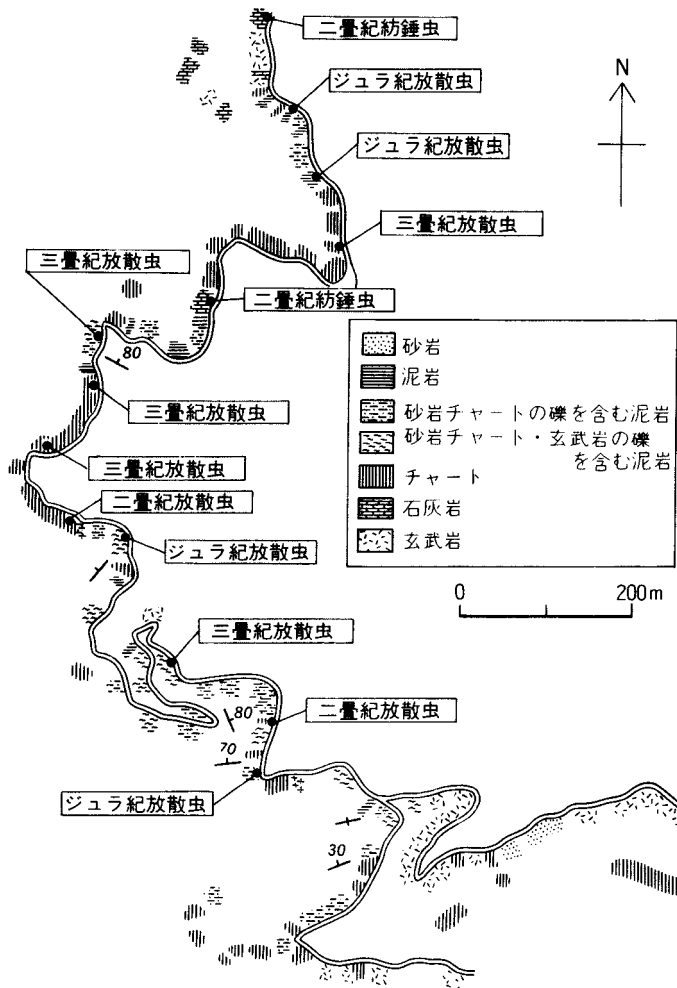


第9図 舟伏山石灰岩のチャート相模式層序
(SANO, 1988a, Fig.8を一部改変)

玄武岩は暗緑色ないし暗赤褐色を呈し、枕状溶岩(第12図)・塊状溶岩及び火山性砕屑岩からなる。溶岩は斜長石・普通輝石・かんらん石(pseudomorph)の斑晶を含むが、これらの斑晶はしばしば変質して緑泥石・方解石・絹雲母・スフェーン・ぶどう石・パンペリー石に置換されている。

チャートは、白色・灰白色-暗灰色・褐色・青灰色・緑色・赤色などさまざまな色を呈し、厚さ2-20cmの珪質部と厚さ1cm以下の泥質部の互層からなる層状チャートである。チャートからは二疊紀前-後期及び三疊紀中-後期の放散虫化石(山本, 1985; 斎藤, 1989)及び三疊紀後期のコノドント(斎藤, 1989)を産出している(第4, 5表)。チャートはまれに石灰岩ないしドロマイトと互層することがある(第13図)。この互層中のドロマイトからは、二疊紀型のコノドント *Neogondolella* sp. (斎藤, 1989)を産する。

石灰岩は白色・灰白色-暗灰色を呈し、一般に塊状でところどころに層状もしくは角礫状の部分がある。化石に富み、紡錘虫・珊瑚・二枚貝・巻貝・腕足類・石灰質藻類などの化石を産する。紡錘虫化石は *Acervoschwagerina endoi* subzone から *Neoschwagerina simplex* subzone にわたり、二疊紀前期から二疊紀中期の前半を指示する(SASHIDA, 1980; 斎藤, 1989)。

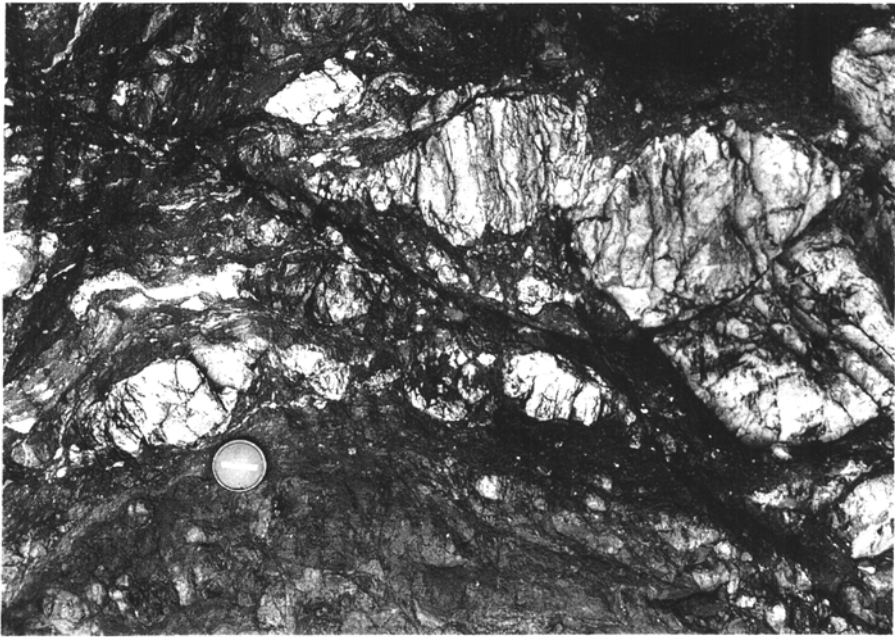


第10図 魚金山メランジの岩相分布とそれぞれの地質時代を示すルートマップ
根尾村水鳥谷林道(山本, 1985, Fig.5を一部改変)

Ⅲ. 3. 3 白倉谷メランジ

本サブユニットは本図幅地域北西部において、魚金山メランジと断層で繰り返しながら交互に分布している。泥岩基質中に砂岩・チャート・珪質泥岩などを岩塊として含むメランジからなる。白倉谷メランジは、魚金山メランジとは以下の点で明瞭に異なっている。まず、巨大なスラブやブロックがなく、最大の岩体でも長径1km程度である。魚金山メランジに特徴的であった玄武岩質溶岩・火山性碎屑岩がほとんど含まれていない。泥岩基質は灰褐色-暗灰色を呈し、シルトサイズの碎屑粒子を沢山含むなど鏡下での組織もかなり異なっている。第14図に模式地白倉谷林道におけるルートマップを示す。

チャートは長径数cm-約1000mで、岩塊としては最も大きいものを含んでいる。白色・灰白色-暗灰色・赤褐色を呈し、厚さ1-10cmの珪質部と1cm以下の泥質部の互層からなる。チャートにはしばしば層



第11図 魚金山メランジの泥岩基質と玄武岩岩塊
久瀬村高地谷

内褶曲が認められる(第15図)。砂岩の岩塊の長径は、一般に1-10数cmでときに10m以上に達する。砂岩の粒度は細粒ないし中粒で、一部粗粒である。灰白色-暗灰色を呈し、分級はよくない。珪質泥岩は、灰白色-暗灰色・暗緑色・赤褐色を呈し、塊状の場合と層状の場合がある。本サブユニットとしては例外的ではあるが、高尾谷上流には、二疊紀の紡錘虫化石を含む石灰岩からなる径数10mの岩塊が含まれる(山本, 1985)。

III. 4 金山ユニット

金山ユニットは、本図幅地域北部から東部にかけて広く分布している。本図幅地域では根尾メランジというサブユニットが唯一存在している。舟伏山ユニットや那比ユニットの追ヶ谷石灰岩チャート互層とは断層で接している。那比ユニットの葛原タービダイトと雛倉タービダイトとは部分的には断層で接しているが、他の部分では金山ユニットの泥岩の注入によって指交関係となっている。金山ユニットの根尾メランジが那比ユニットの葛原タービダイトに接する部分にはしばしば破断砂岩泥岩互層が分布している。WAKITA(1988)は、この破断砂岩泥岩互層を岩相の連続的変化を理由に那比ユニットに含めている(第16図)。最近YAMAGATA(1989)は、この破断砂岩泥岩互層から金山ユニットの根尾メランジとほぼ同時代のジュラ紀後期-白亜紀最前期の放散虫化石(*Tricolocapsa yaoi* 群集 - *Pseudodictyomitra cf. carpatica* 群集)の産出を報告している。この破断砂岩泥岩互層は葛原タービダイトの層序的上位層であり、葛原タービダイトに含めるという見解と、破断砂岩泥岩互層は根尾メランジが葛原タービダイト

第3表 魚金山メランジ及び根尾メランジ中に産するジュラ紀中期放散虫化石
(山本, 1985, Table 3を改変)

Rock Specimen No.	金山ユニット (根尾メランジ)							舟伏山ユニット (△: 魚金山メランジ, ○: 白倉谷メランジ)															
	679	728	733	830	841	854	898	○ 725	△ 731	○ 732	○ 734	○ 766	○ 767	○ 768	○ 769	○ 774	△ 825	△ 826	△ 828	○ 845	○ 846	○ 852	△ 857
<i>Acanthocircus</i> cf. <i>protiformis</i> YAO									X														
<i>A.</i> cf. <i>suboblongus</i> YAO									X														
<i>Emiluvia</i> (?) sp.								X	X														
<i>Pachyoncus</i> sp.																							
<i>Pantanelium foveatum</i> M. & K.*									X	X	X	X			X			X					
<i>P.</i> sp.										X	X	X			X			X				X	
<i>Paronaella</i> sp.															X			X					
<i>Zartus</i> sp.								X							X			X					
<i>Amphipyndas</i> (?) sp.	X	X				X			X				X					X					X
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X	X	X	X	X		X
<i>Archicapsa</i> sp.															X								
<i>Canoptum</i> sp.	X					X							X		X			X					X
<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> YAO									X	X													X
<i>Dictyomitra</i> sp.		X																					
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> M. & K.*	X											X									X	X	
<i>D.</i> (?) sp.	X	X							X	X											X	X	
<i>Eucyrtidellum</i> (?) <i>unumaense</i> YAO	X	X				X	X	X	X	X	X				X	X			X			X	
<i>E.</i> (?) sp. a (KIDO <i>et al.</i> 1982)									X	X	X				X	X							
<i>E.</i> (?) sp. b (KIDO <i>et al.</i> 1982)		X												X		X	X						
<i>E.</i> (?) sp.	X												X	X					X				
<i>Hsuum</i> sp. a group (KIDO <i>et al.</i> 1982)	X	X	X		X	X						X	X		X		X			X			
<i>H.</i> sp.	X	X	X		X	X						X	X		X					X			
<i>Napora</i> sp.													X										
<i>Parahsuum</i> sp.																				X			
<i>Protunuma</i> sp.				X																			
<i>Saitoum</i> sp.									X	X					X								
<i>Sethocapsa</i> (?) sp.																							
<i>Spongocapsula</i> (?) sp. C (YAO <i>et al.</i> 1982)														X									
<i>S.</i> sp.							X																
<i>Stichocapsa japonica</i> YAO						X			X	X	X												
<i>S.</i> (?) sp. A (WAKITA 1982)									X	X	X				X								
<i>S.</i> sp. b (KIDO <i>et al.</i> 1982)						X															X		
<i>S.</i> sp.								X			X												
<i>Stichomitra</i> sp.	X	X																					
<i>Thanarla</i> sp.							X																
<i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> YAO			X	X					X	X	X				X	X						X	
<i>T.</i> (?) aff. <i>fusiformis</i> (YAO)						X		X	X	X	X				X								X
<i>T. plicarum</i> YAO	X				X	X		X	X									X			X		
<i>T. tetragona</i> MATSUOKA				X																			
<i>T.</i> sp.	X		X																				
<i>Unuma echinatus</i> ICHIKAWA & YAO								X															
<i>U.</i> sp.	X					X	X	X	X		X	X		X				X	X	X	X		

M. & K.* : MIZUTANI & KIDO

中に注入している両サブユニットの漸移帯であるという考え方がある。

美濃帯の本図幅周辺地域では砂岩を伴う泥岩の多くがジュラ紀中期の後期からジュラ紀後期の前期の時代に限られることから(WAKITA, 1988), 本報告では地質時代を重視しこの破断砂岩泥岩互層を金山ユニットに含めた。

III. 4. 1 根尾メランジ

泥岩基質中に砂岩・チャート・珪質泥岩などからなるさまざまな大きさの岩塊を含むメランジ岩体で、チャートや砂岩の巨大なスラブやブロックを含む(第17, 18図)。SANO(1988a)の根尾層やYAMAGATA(1989)の根尾層及び谷合層, 山本(1985)のチャート-砂岩相に相当する。山本(1985), SANO(1988a)やYAMAGATA(1989)のほかWAKITA(1988)の研究がある。



第12図 魚金山メランジの枕状溶岩
根尾村水鳥谷

第4表 魚金山メランジ中に産する二疊紀放射虫化石

a)

Rock Specimen No.	691	723	724	764	770	842	871	872	873	875
<i>Abaillella levis</i> ISHIGA, KITO & IMOTO								X		
<i>A. triangularis</i> ISHIGA, KITO & IMOTO					X	X				
<i>A. sp. A</i>										
<i>A. sp.</i>										
<i>Follicucullus monacanthus</i> ISHIGA & IMOTO				X						
<i>Fo. scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK	X	X						X	X	
<i>Fo. ventricosus</i> ORMISTON & BABCOCK			X							X
<i>Fo. sp.</i>	X	X	X	X			X	X	X	X
<i>Pseudoabaillella rhombothoracata</i> ISHIGA & IMOTO										
<i>Ps. sp.</i>				X						

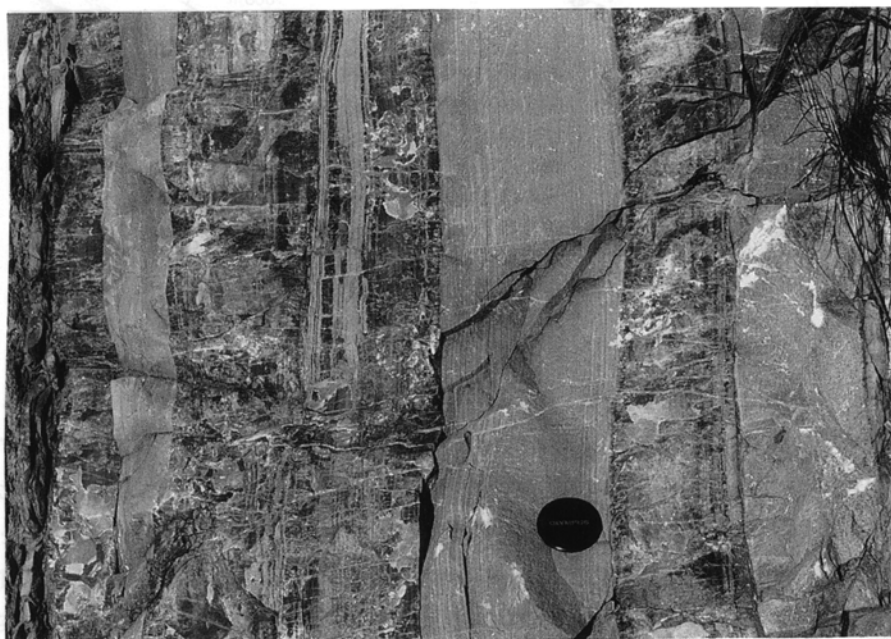
b)

Rock type	CH	CH	SH	CH	CH	SH	CH	CH	CH
Sample No. (JMP)	1307	1306	1309	1313	1314	1315	1427	1496	1498
<i>Pseudoabaillella fusiformis</i>	X								
<i>Pseudoabaillella sp. aff. P. longicornis</i>	X								
<i>Pseudoabaillella sakumarensis</i>				X					
<i>Pseudoabaillella sp. cf. P. lomentaria</i>						X			X
<i>Pseudoabaillella sp.</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X

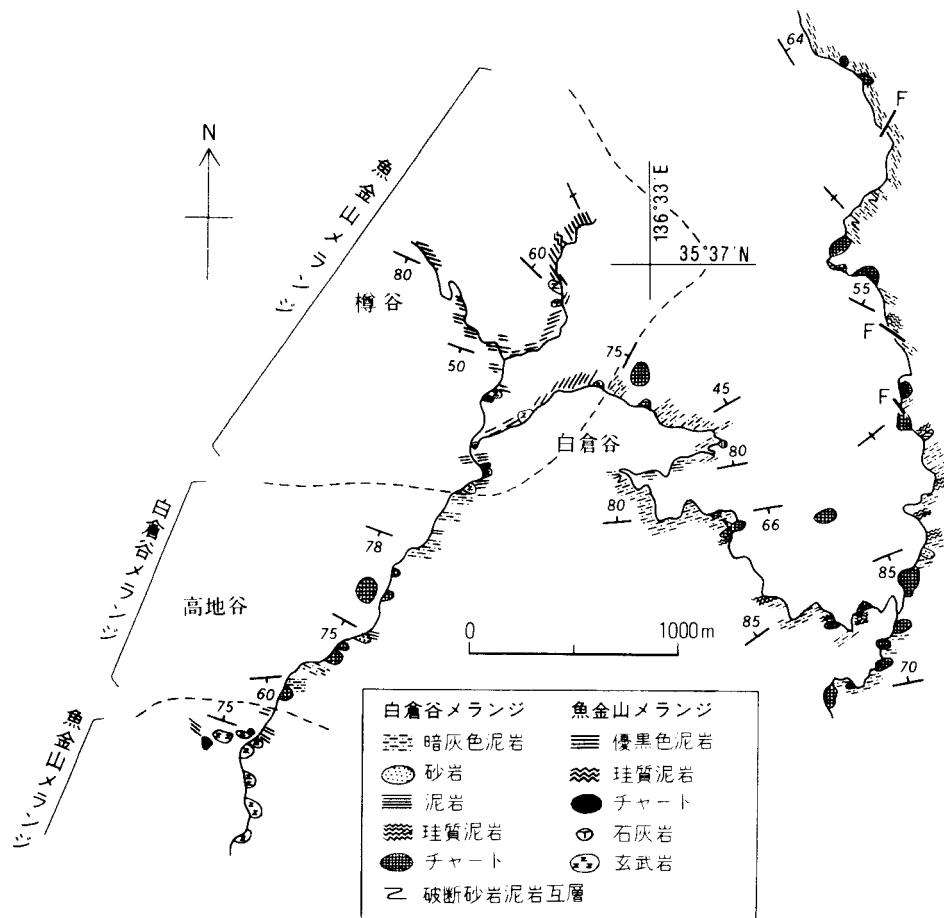
(a : 山本, 1985, Table 1 ; b : 斎藤, 1989, Table 19を改変)。各番号の産出地点は原著を参照のこと

第5表 魚金山メランジ中に産するコノドントと紡錘虫化石
(斎藤, 1989, Table 4)

		Melange		III						
		Rock type		CH	CH	CH	LS	LS	LS	
		Species		Sample No.	1509	1466	1494	F-01	F-02	F-03
Conodonts	Triassic	' <i>Cypridolella</i> sp.'			×					
		' <i>Enantiognathus zieglerei</i> '			×					
		<i>Epigondolella primitia</i>			×					
		<i>Epigondolella</i> sp. cf. <i>E. abneptis</i>			×					
		<i>Epigondolella</i> sp.			×					
		<i>Neogondolella</i> sp. (Permian type)				×	×			
Fusulinids	Permian	<i>Pseudofusus</i> ! <i>ina vulgaris</i> <i>Pseudofusulina</i>								×
		<i>Pseudofusulina</i> sp. aff. <i>P. japonica</i>								×
		<i>Pseudofusulina</i> sp.						×	×	×
		<i>Pseudoschwagerina</i> sp.						×	×	×



第13図 魚金山メランジの石灰炭チャート互層
久瀬村小津東方



第14図 魚金山メランジと白倉谷メランジの産状を示すルートマップ
(WAKITA, 1988, Fig.11を一部改変)

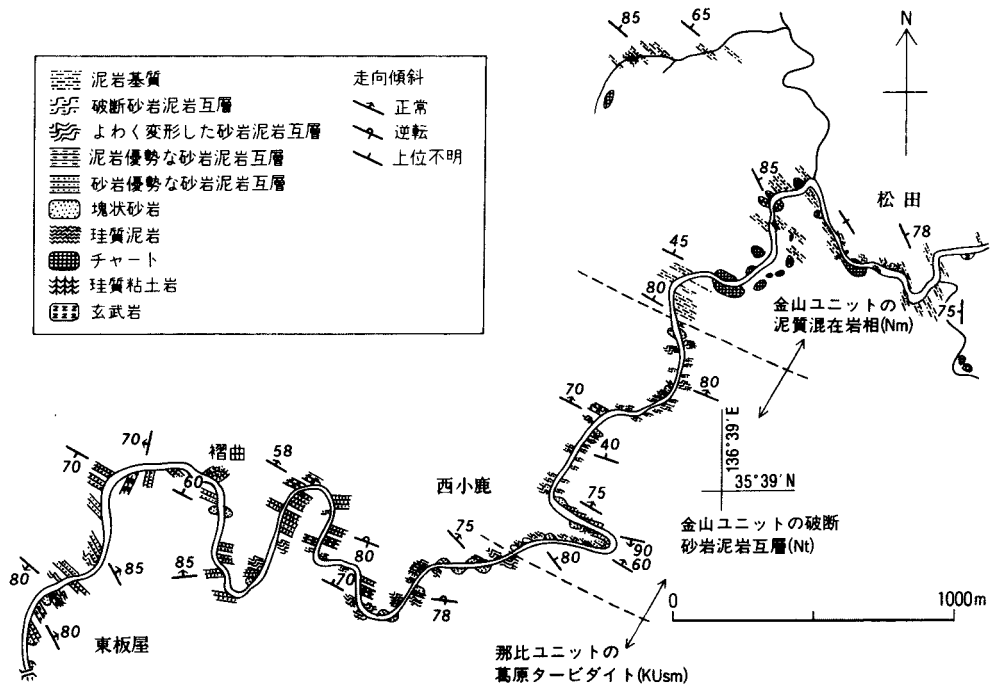
玄武岩・石灰岩からなる岩塊は、本サブユニットの分布域のうち北東部に集中し、巨大なチャート岩体は南部に多いなど地域的に含まれる岩塊・岩体が若干異なっている。那比ユニットの葛原タービダイトと接する混在岩相はほとんど砂岩岩塊のみからなり、本来互層していた砂岩・泥岩が破断され礫化したとみなされる形態を示している(第19, 20図)。本報告ではこの岩相を破断砂岩泥岩層として塗色した。

基質の泥岩は、暗灰色ないし黒色を呈し、弱い剥離性がある。肉眼観察でも鏡下での観察でも基質の泥岩は、不均質でさまざまなタイプの泥岩が混じり合っている(第21図)。鏡下では粘土質の基質に石英・長石・絹雲母などのシルトサイズの碎屑粒子を含んでおり、碎屑粒子は剥離面の方向にほぼ平行に伸び定向配列している。顕微鏡下で観察される岩片にはシルト岩が多く、玄武岩・石灰岩・苦灰岩・チャートがまれに含まれる。基質の泥岩からはジュラ紀中期-白亜紀最前期の放散虫化石(*Guexella nudata* 群集-Pseudodictyomitra cf. carpatica 群集)が報告されている²⁾(佐野・山縣, 1987; YAMAGATA, 1989), (第6表)。破断砂岩泥岩層の泥岩からはジュラ紀後期-白亜紀最前期(*Tricolocapsa yaoi* 群集-

2) 佐野・山縣(1987)及びYAMAGATA(1989)は、P. cf. carpatica 群集の年代をジュラ紀後期としている。



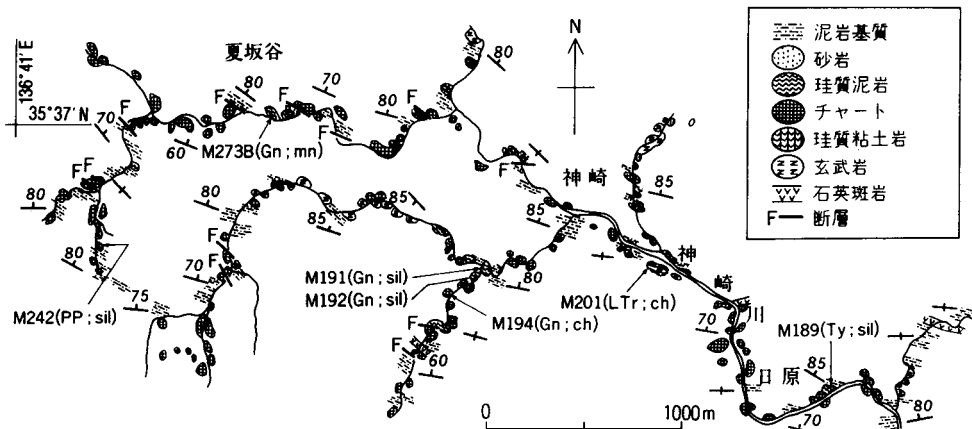
第15図 白倉谷メランジのチャートの層内褶曲
久瀬村白倉谷林道



第16図 根尾メランジと葛原タービダイトが分布する根尾東谷川沿いのルートマップ
(WAKITA, 1988, Fig.14を一部改変)



第17図 根尾メランジの泥岩基質
美山町追ヶ谷



LTr: 後期三畳紀の放射虫化石, Gn: Guexella nudata 群集, Ty: Tricolocapsa yaoui 群集,
PP: Pseudodictyonitra primitiva-P.sp.A 群集, mn: マンガン炭酸塩岩塊, sil: 珪質泥岩, ch: チャート

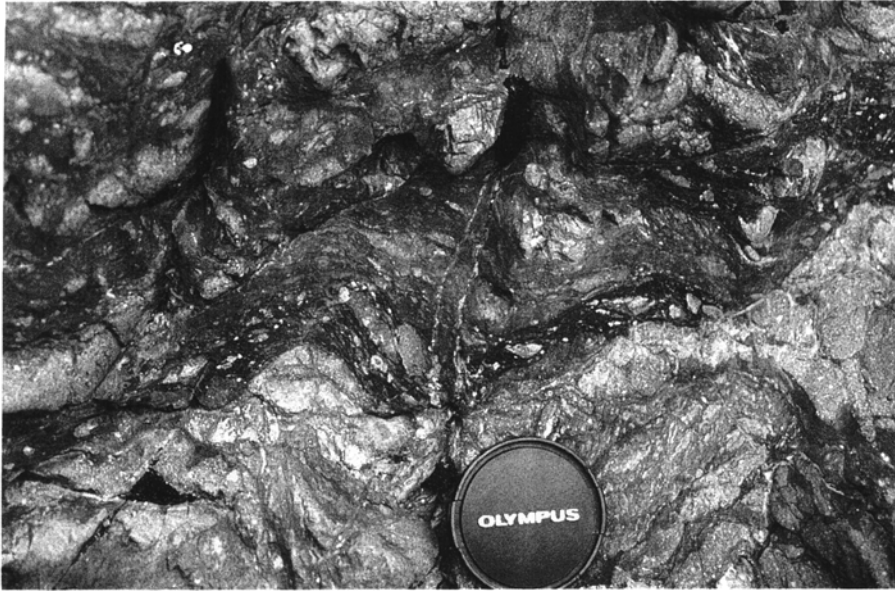
第18図 根尾メランジの岩相と化石産出地点を示すルートマップ(WAKITA, 1988, Fig.18を一部改変)
sil: 珪質泥岩, ch: チャート, mn: 炭酸マンガン塩岩塊, LTr: 三畳紀後期, Gn: Guexella
nudata 群集, Ty: Tricolocapsa yaoui 群集, PP: Pseudodictyonitra primitiva-P.sp.群集



第19図 根尾メランジの破断砂岩泥岩層
美山町谷合。下半分では、比較的良くもとの互層の成層状態が保存されている。破断変形は、層理に平行な膨縮と正断層によって形成されている



第20図 根尾メランジの破断砂岩泥岩層
第19図の上部の拡大。美山町谷合。泥質岩が卓越する部分では、砂岩層のレンズ化が著しく、泥質岩中に孤立した礫として含まれる



第21図 根尾メランジの泥岩基質

根尾村宇津志北方。泥岩基質は、均質ではなく、灰色の部分と黒色の部分がある。
図の中央や下よりに薄い黒色(暗い部分)の泥岩が注入した部分が見える

Pseudodictyomitra cf. carpatica 群集)の放散虫化石を産する(YAMAGATA, 1989)。

メランジ中のチャート岩塊は、径数cmから厚さ数100m長径数kmに達する巨大なものまでさまざまな大きさのものがある。巨大な岩体ではしばしば珪質泥岩や珪質粘土岩、チャート石灰岩互層が密接に伴う。チャートは一般に灰白色-暗灰色を呈し、暗緑色・緑灰色・赤褐色・赤色のものを伴う。一般的な層状チャートで、珪質部は1-15cm 泥質部は1cmの厚さでリズムカルに互層している。チャート石灰岩の互層部では、厚さ2-30cmの白色ないし暗灰色のチャートと厚さ10-30cmの灰色石灰岩ないし苦灰岩が互層している。チャートからは、三疊紀中期-ジュラ紀中期の放散虫化石(*Triassocampe deweveri* 群集, *T. nova* 群集, *Parahsuum simplum* 群集, *Guexcella nudata* 群集)が産出している(佐野・山縣, 1987; WAKITA, 1988; YAMAGATA, 1989), (第7, 8表)。

珪質泥岩は、径数mmから厚さ数10mまでさまざまであるが、厚い岩体はしばしば層状チャートに密接に伴っている。黒色・暗灰色-灰白色・灰褐色・緑灰色を呈し、葉理を有するもの(葉理珪質泥岩)、層状のもの(層状珪質泥岩)、極細粒で碎屑粒子を含まないもの(珪質粘土岩)がある。このうち葉理珪質泥岩が最も優勢である。葉理珪質泥岩(山本, 1985の泥岩を含む)は、粘土質基質に石英・長石などからなる0.02-0.08mmの碎屑粒子や放散虫遺骸を含み、ジュラ紀中期-白亜紀最前期の放散虫化石(*Unuma echinatus* 群集 - *Pseudodictyomitrella cf. carpatica* 群集)を産出する(山本, 1985, 佐野・山縣, 1987; WAKITA, 1988; YAMAGATA, 1989)(第7, 8, 9表)。

砂岩は、長径1cm-10数cmのレンズ状岩塊が卓越するが(第22図)、まれに数10m以上の岩塊も認められる。灰色を呈し、細粒-粗粒で一部極粗粒のものが存在し、分級が悪い。石英・カリ長石・斜長石などの鉱物片や泥岩・珪質火山岩・玄武岩・半深成岩・石灰質岩などの岩片からなる。重鉱物として雲母・

第6表 根尾メランジに産するジュラ紀中期-ジュラ紀最後期ないし白亜紀最前期*の放散虫化石
(YAMAGATA, 1989, Table 2), * : YAMAGATA (1989)は*Pseudodictyomitra carpatica*
群集の時代をジュラ紀後期としている

地 層 放 散 虫 群 集	根 尾 層				谷 合 層							
	Gn-GS				Pc		Ty		Ty-PP		PP	Pc
SPECIES	SAMPLES				99	235	193	172	164	192	167	148
	81	217	221	280								
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.	X			X	X		X	X	X		X	X
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.							X					
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> Y.	X											
<i>E.</i> spp.												X
<i>Hsuum</i> sp.	X	X	X				X	X	X		X	
<i>Sethocapsa</i> spp.	X		X		X	X					X	X
<i>Stichocapsa</i> spp.	X						X	X				
<i>Tritrabs</i> sp.	X											
<i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. rüsti</i> T.	X											
<i>T.</i> spp.		X	X				X	X			X	
<i>T. coneza</i> MA.	X	X	X	X								
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> M. & K.	X											
<i>Eucyrtidiellum pustulatum</i> B.	X											
<i>Hsuum inexploratum</i> BL.	X											
<i>Tetraditryma</i> sp.	X											
<i>Williriedellum</i> sp.	X											
<i>Dictyomitrella</i> sp.	X								X			
<i>Parvicingula</i> sp.	X	X		X			X	X				
<i>Cinguloturris</i> sp.			X				X	X			X	
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> R. & S.					X	X	X	X			X	
<i>Protunuma</i> sp.			X		X	X						
<i>Andromeda</i> sp.				X								
<i>Hsuum maxwelli</i> P.				X			X					
<i>Pantanellium</i> sp.							X					
<i>Podobursa</i> sp.							X					
<i>Tricolocapsa yaoi</i> MA.							X					
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (M.)						X		X			X	X
<i>Protunuma japonicus</i> MA. & Y.									X		X	X
<i>Tricolocapsa</i> sp. A MA. & Y.					X	X			X	X	X	X
<i>Mirifusus</i> sp.											X	X
<i>M. mediodilatatus baileyi</i> P.						X					X	X
<i>Parvicingula mashitaensis</i> MA.					X						X	X
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> MA. & Y.											X	X
<i>Pseudoeucyrtis</i> sp.											X	X
<i>Sethocapsa</i> sp. A MA.											X	X
<i>Solenotryma</i> (?) sp.											X	X
<i>Spongocapsula</i> sp.											X	X
<i>Xitus</i> sp.						X					X	X
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> R.					X						X	X
<i>A. bloweri</i> T.					X						X	
<i>A. cf. pseudoscalaris</i> T.					X							
<i>Eucyrtidiellum cf. pyramis</i> A. & O.						X						
<i>Mita</i> sp.					X							
<i>Pseudodictyomitra cf. carpatica</i> (L.)					X							X
<i>P.</i> sp.					X	X						

A. & O. : AITA & OKADA, B. : BAUMGARTNER, BL. : BLOME, L. : LOZYNAK,
MA. : MATSUOKA, MA. & Y. : MATSUOKA & YAO, M. : MIZUTANI, M. & K. :
MIZUTANI & KIDO, P. : PESSAGNO, R. : RÜST, R. & S. : RIEDEL & SANFILIPPO,
T. : TAN SIN HOK, Y. : YAO

Gn : *Guxella nudata* 群集 GS : *Gongylothorax sakawaensis-Stichocapsa naradaniensis* 群集
Ty : *Tricolocapsa yaoi* 群集 PP : *Pseudodictyomitra primitiva*-P. sp. A 群集
Pc : *Pseudodictyomitra cf. carpatica* 群集

第7表 根尾メランジ中に産する三疊紀中期-ジュラ紀後期の放散虫化石及び三疊紀後期のコノドント化石(≠)
(WAKITA, 1988, Table 7)

試料 番号	採取場所		岩相	化石 群集	特 徴 種	
	緯度	経度				
R38234	Neo	35°39'49"	136°38'47"	sil	PP	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> , <i>P. sp.</i> , <i>C. carpatica</i>
R38168	Kanzaki	35°37'43"	136°41'17"	sil	PP	<i>P. okamurai</i> , <i>P. sp.</i> D, <i>M. baileyi</i> , <i>Protunuma japonica</i> , <i>T. blakei</i> , <i>Cinguloturris carpatica</i>
R38166	Kanzaki	35°37'17"	136°43'44"	sil	Ty	<i>T. sp. cf. T. yaoi</i> , <i>E. ptyctum</i> , <i>C. carpatica</i> , <i>Pseudodictyomitra sp.</i>
R38176	Kanzaki	35°37'14"	136°42'18"	sil	GS	<i>D. Parvicingula cf. mashitaensis</i> <i>E. ptyctum</i> , <i>C. carpatica</i> , <i>Parahsuum stanleyensis</i>
R38173	Kanzaki	35°37'37"	136°42'34"	sil	Gn	<i>Guexella nudata</i> , <i>T. tetragonna</i>
R38179	Kanzaki	35°37'34"	136°42'32"	sil	Gn	<i>G. nudata</i> , <i>Archaeodictyomitra (?)</i> <i>amabilis</i> , <i>Amphpyndax durisaeptum</i>
R38181	Kanzaki	35°38'02"	136°41'52"	Mn	Gn	<i>Guexella nudata</i> , <i>E. ptyctum</i> ,
R38186	Kanzaki	35°37'32"	136°42'27"	ch	Gn	<i>Protunuma ochinensis</i> , <i>T. aff.</i> <i>fusiformis</i> , <i>E. unumaense</i>
R38235	Kanzaki	35°38'34"	136°40'31"	ch	Ue	<i>Stichocapsa japonica</i> , <i>C. cf.</i> <i>mastoidea</i> , <i>E. unumaense</i>
R38187	Kanzaki	35°37'37"	136°43'10"	ch	L TR	<i>Epigondollella bidentata</i> #
R38233	Kanzaki	35°39'14"	136°39'35"	ch	L TR	<i>Capnuchochaera (?) sp.</i>
R38174	Kanzaki	35°36'32"	136°44'40"	ch	M TR	<i>Triassocampe spp.</i>
R38231	Neo	35°39'34"	136°39'11"	ch	M TR	<i>Triassocampe spp.</i>

sil : 珪質泥岩

Mn : マンガン炭酸塩団塊

ch : チャート

PP : *Pseudodictyomitra primitiva*-*P. sp. A* 群集

Ty : *Tricolocapsa yaoi* 群集

GS : *Gongylothorax sakawaensis*-*Stichocapsa naradaniensis* 群集

Gn : *Guexella nudata* 群集

Ue : *Unuma echinatus* 群集

電気石・不透明鉱物を含む。

玄武岩は、厚さ数m-数10mで側方によく伸びた岩塊として出現する。しばしば層状チャートに密接に伴う。緑灰色ないし暗褐色の火山性砕屑岩と、緑色ないし暗緑灰色の枕状溶岩からなる。玄武岩が泥岩基質に接する部分では第23図に示すように複雑な形態を示すことが多い(山縣・佐野, 1987)。化石を直接には産出しないが、神崎では三疊紀後期の放散虫化石を産するチャートと密着して接しているので、少なくとも玄武岩の一部には三疊紀後期の部分があると考えられる。

第8表 根尾メランジ中に産する三疊紀-ジュラ紀中期の放散虫化石
(YAMAGATA, 1989, Table 3)

地 層	根 尾 層							谷合層										
化石群集	Td							Tn	Ct	Ps	Ue	Gn-GS	Td					
SAMPLES	13	44	105	107	115	137	171	254	8	113	37	116	28	142	62	27	170	251
SPECIES																		
<i>Triassocampe</i> (?) sp. A Y.					x													
<i>T. deweveri</i> (N. & N.)	x		x	x	x	x	x	x									x	x
<i>T. (?) japonica</i> (N. & N.)					x		x										x	
<i>T. (?) annulata</i> (N. & N.)		x																
<i>T. spp.</i>	x	x	x	x	x	x	x	x									x	x
<i>Tripocyclia</i> sp.																	x	x
<i>Staurosphaera</i> sp.					x												x	x
<i>Eptingium</i> sp.	x																x	x
<i>Archaeospongoprunum</i> spp.					x	x	x	x							x		x	x
<i>A. japonicum</i> N. & N.	x				x	x	x											
<i>Pentactinocarpus</i> sp.	x		x	x	x												x	x
<i>P. fusiformis</i> DU.					x												x	x
<i>Yeharaia elegans</i> N. & N.								x									x	
<i>T. nova</i> Y.									x	x								
<i>Rezum?</i> sp.									x	x								
<i>Capnodoce</i> spp.									x	x								
<i>C. sarisa</i> DE.									x	x								
<i>Sarla</i> sp.									x									
<i>Corum</i> sp.										x								
<i>Gorgansium</i> sp.										x								
<i>Palaeasaturnalis</i> spp.											x	x		x				
<i>P. bifidus</i> (K. & M.)											x	x						
<i>Canoptum</i> sp.											x							
<i>Bentraccium</i> sp.											x	x						
<i>Stichocapsa</i> (?) spp.											x	x	x	x				
<i>Syringocapsa</i> sp.											x							
<i>Pantanelium</i> sp.											x							
<i>Parahsum simplum</i> Y.												x	x					
<i>Stichocapsa</i> sp. B Y.												x	x					
<i>Praeorbiculiformella</i> (?) sp.												x	x					
<i>Paronaella?</i> sp.												x	x					
<i>Saitoum?</i> sp.												x	x					
<i>Staurodors</i> (?) sp.												x	x					
<i>Trillus</i> sp.												x	x					
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) sp. C Y.												x	x					
<i>Lithostrobis</i> sp.												x	x					
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.															x			
<i>Dictyomitrella</i> sp.															x			
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> Y.															x			
<i>Hsum</i> sp.															x			
<i>Pantanelium foveatum</i> M. & K.															x			
<i>Sethocapsa</i> spp.															x			
<i>Stichocapsa japonica</i> Y.															x			
<i>S. convexa</i> Y.															x			
<i>S. spp.</i>															x			
<i>Tritrabs</i> sp.															x			
<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Y.															x			
<i>T. plicarum</i> Y.															x			
<i>T. sp. cf. T. riisti</i> T.															x			
<i>T. conexa</i> MA.															x			

DE.: DE WEWER, DU.: DUMITRICA, K. & M. 5: KOZUR & MOSTLER,
M. & K.: MIZUTANI & KIDO, N. & N.: NAKASEKO & NISHIMURA,
MA.: MATSUOKA, T.: TAN SIN HOK, Y.: YAO.

Td: *Triassocampe deweveri* 群集 Tn: *Triassocampe nova* 群集 Ct: *Canoptum friassicum* 群集
Ps: *Parahsum simplum* 群集 Ue: *Unuma echinatus* 群集 Gn: *Guxell nudata* 群集
GS: *Gongylothorax sakawaensis* - *Stichocapsa naradaniensis* 群集

第9表 根尾メランジ中に産するジュラ紀後期の放散虫化石
(山本, 1985, Table 4)

Rock Specimen No.	N E O									
	675	692	693	694	695	704	706	726	727	856
<i>Orbiculiforma sakaii</i> MIZUTANI					X					
<i>O. (?) kanayamaensis</i> MIZUTANI	X									
<i>Paronaella</i> sp.	X									
<i>Praeconocaryomma</i> sp.	X		X	X						
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	X	X	X	X	X	X			X	X
<i>Dictyomitra</i> sp. C (YAO <i>et al.</i> 1982)	X	X					X			
<i>D.</i> sp.	X	X			X					X
<i>Eucyrtidium (?) ptyctum</i> RIEDEL & SANFILIPPO	X		X		X		X			
<i>E. (?)</i> sp.			X							
<i>Hsuum cf. maxwelli</i> PESSAGNO	X		X							
<i>H.</i> sp.	X		X					X		
<i>Mirifusus baileyi</i> PESSAGNO	X			X						
<i>M. guadalupensis</i> PESSAGNO			X							
<i>M.</i> sp.	X							X		
<i>Parvicingula mashitaensis</i> MIZUTANI	X			X	X				X	X
<i>P. cf. altissima</i> RUST	X									
<i>P.</i> sp.	X	X								X
<i>Podobursa</i> sp.	X			X						
<i>Protunana fusiformis</i> ICHIKAWA & YAO		X			X					
<i>Pseudodictyomitra minoensis</i> MIZUTANI		X			X	X			X	X
<i>Spongocapsula</i> sp. B (MIZUTANI 1981)	X				X					
<i>Stichomitra</i> sp.		X	X		X			X		
<i>Williriedellum cf. crystallinum</i> DUMITRICA	X								X	X
<i>Xitus gifuensis</i> MIZUTANI	X						X			
<i>X.</i> sp.	X							X		



第22図 根尾メランジの砂岩岩塊
根尾村宇津志北方



第23図 根尾メランジの玄武岩岩塊と泥岩基質(暗色部)の関係
美山町片符

Ⅲ. 5 那比ユニット

本図幅地域北東部に分布する葛原タービダイトと追ヶ谷チャート石灰岩互層と南部に広がる雛倉タービダイトの3つのサブユニットに細分できる。ジュラ紀中期-後期の前期の放射虫化石を産する泥岩と砂岩の互層を含む整然相の堆積岩類からなる。それぞれのサブユニットは地理的に離れており、関係は不明である。

Ⅲ. 5. 1 葛原タービダイト

本図幅地域北東部に位置し、金山ユニットの根尾メランジに囲まれて分布している。中央に武儀川断層が走るがこのあたりを境として北東側では北上位、南西側では南西上位で、全体として背斜構造を形成していると考えられる。YAMAGATA(1989)の葛原層に相当する。

主に砂岩泥岩互層(第24図)からなる。一般的に整然とした地層であるが、地域によっては砂岩層がしばしば膨縮したり途切れたり礫化している。武儀川断層より北東側では、この砂岩層の破断変形の程度が上位(北東方向)に向かって次第に強くなる傾向がある。本図幅においてはWAKITA(1988)の turbidite, slightly disrupted turbidite, weakly disrupted turbidite に相当する部分を砂岩泥岩互層とした。この破断変形は、砂岩優勢な互層よりむしろ泥岩優勢な互層で顕著である。

砂岩層や泥岩層の厚さは一般に1-50cmである。砂岩優勢な互層と泥岩優勢な互層があり、前者では砂岩層が厚さ10cm以上のことが多い。砂岩は灰色を呈し、一般に細-中粒で、厚い砂岩層ではまれに粗粒の



第24図 葛原タービダイトの
砂岩泥岩互層
美山町葛原馬場

ものが見受けられる。しばしば級化成層や平行葉理・底痕などの堆積構造が観察される。泥岩は暗灰色ないし黒色を呈し、まれに葉理を含むことがある。

本サブユニットの砂岩泥岩互層中の泥岩からは、ジュラ紀中期の後期からジュラ紀後期の前期の放散虫化石が報告されている(山縣, 1988)。

Ⅲ. 5. 2 雑倉タービダイト

本図幅地域南部に広く分布し、塊状砂岩・砂岩泥岩互層・珪質泥岩・チャートなどからなる。頻繁に泥質混在岩相を挟むが、本報告ではこの泥質混在岩相部は根尾メランジや神原メランジ・外津波メランジに含め、本サブユニットからは除外する。

本サブユニットを構成する塊状砂岩・砂岩泥岩互層・珪質泥岩・チャートは、それぞれ厚いスラブやブロックを構成している。そのうち、堆積関係で重なるチャート・珪質泥岩・砂岩泥岩互層がチャートの下底の断層で繰返す形態は、秩父帯(松岡, 1984)や美濃帯東部(大塚, 1985)に認められるような下位から珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・砂岩泥岩互層の順で重なる一連の地層の断層による繰返しに類似している。

塊状砂岩は、灰色を呈する中-粗粒の砂岩からなる。厚さは数m以上で、砂岩泥岩互層に密接に伴われている。砂岩泥岩互層は、灰色細-中粒砂岩と暗灰色-黒色泥岩の繰返しからなり、しばしば級化成層や平行葉理・底痕などの堆積構造が観察される。泥質-シルト質部には、まれに生痕化石が観察される。砂岩層の厚さが1-20cmのものが多く、数10cm-100cmの厚い砂岩層をときどき挟む。本サブユニット内北部では砂岩優勢な互層が多く南部では泥岩優勢な互層が多い。また砂岩泥岩互層は、葛原タービダイト

と同様に砂岩層が膨縮したり途切れたり礫化している場合がある。しかし砂岩層の破断変形の程度は葛原タービダイトに比べて弱く、破断変形がほとんど認められない整然とした互層が多い(第25, 26 図)。



第25図 雑倉タービダイトの厚層理砂岩と泥岩優勢な砂岩泥岩互層
岐阜市雑倉



第26図 雑倉タービダイトの砂岩泥岩互層の泥岩部
岐阜市雑倉、層理に平行な葉理が認められる

砂岩と互層する泥岩中から、ジュラ紀後期の前期の放散虫化石が産出している(WAKITA, 1988)。

珪質泥岩は、本サブユニット内南部に発達し、一般に層状チャートと泥岩優勢な砂岩泥岩互層や泥岩層との間に挟在している。灰色ないし暗灰色を呈し、層状構造を持つものが多い。厚さは数10 m - 数100 mで側方への連続性はよい。

チャートは、白色・灰白色・灰色・暗灰色・淡褐色などを呈し、珪質部の単層の厚さが1-10数cmの層状チャートである。それぞれのチャート層は数10 mから数100 mの厚さで、側方に数100 m - 数1000 mまで連続している。チャート層はしばしば下位に灰白色の珪質粘土岩層や優黒色の泥岩を伴ったり、一部に厚さ数cm - 数10cmの単位で石灰岩と互層する部分が挟在したりする場合がある。また、谷汲村長瀬から岐阜市秋沢北方にかけてのチャート層は暗緑色の玄武岩溶岩及び火山性碎屑岩を挟在する。

Ⅲ. 5. 3 追ヶ谷チャート石灰岩互層

本サブユニットは本図幅地域北東部に位置し、美山町追ヶ谷・神崎などに分布している。本サブユニットは主にチャートからなり、石灰岩・玄武岩・泥岩を伴う。チャートは、数cmの珪質部と1cm以下の泥質部からなる層状チャートで、灰白色 - 暗灰色を呈する。本サブユニットを特徴づけるのは石灰岩チャート互層で、厚さ数cm - 数10cmの白色石灰岩と厚さ5cmの暗灰色チャートが繰り返している。石灰岩は灰白色を呈し、しばしば角礫と基質からなる角礫質石灰岩となっている。玄武岩は暗赤褐色 - 暗緑色の玄武岩質溶岩及び火山性碎屑岩で、数m - 数10 mの厚さでチャート中に挟在されている。泥岩は、暗灰色で剥離性が発達し、ときおり1cm - 数cmの厚さの細粒砂岩層が挟在している。

本サブユニットのチャートからは、三疊紀中 - 後期の放散虫化石(*Triassocampe deweveri* 群集, *T. nova* 群集, *Canoptum triassicum* 群集; YAMAGATA, 1989)が、石灰岩からは二疊紀前期の後期から二疊紀中期の中期の紡錘虫化石(*Pseudodoliolina* cf. *ozawai*, *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Schubertella* sp., YAMAGATA, 1989)が、泥岩からはジュラ紀中期の放散虫化石(*Unuma echinatus* 群集と *Guxella nudata* 群集, YAMAGATA, 1989; WAKITA, 1988)を、それぞれ産出している。

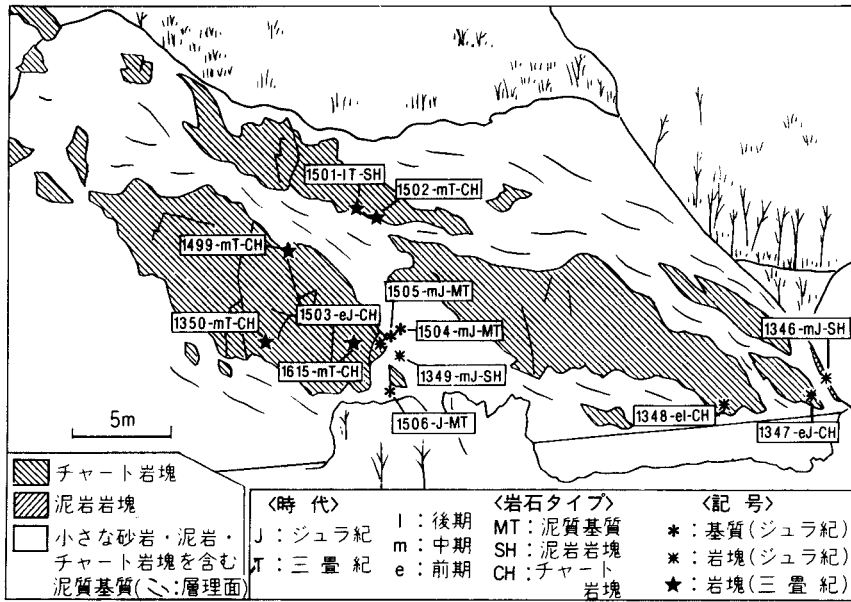
Ⅲ. 6 未区分

本図幅地域南西部に分布する神原メランジ・外津汲メランジ・小島山オリストストローム・石山石灰岩は、WAKITA(1988)の六つのユニットのいずれの定義にもあてはまらず、本報告では未区分として扱う。

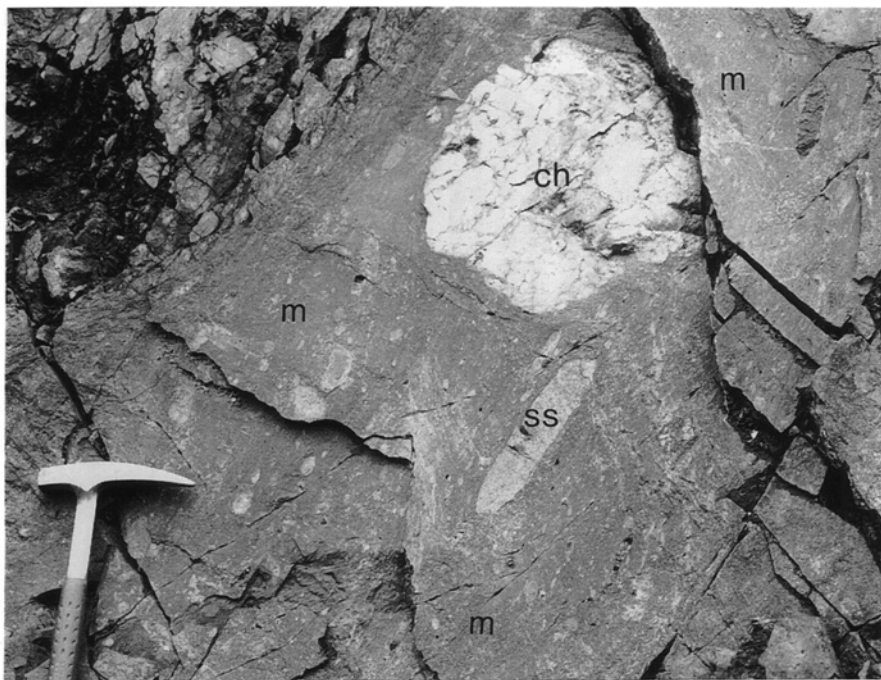
Ⅲ. 6. 1 神原メランジ

本図幅地域南西部に主に分布するメランジ岩体で、泥岩基質中に砂岩・チャート・玄武岩などからなるさまざまな大きさの岩塊やスラブ・ブロックを含む(第27, 28図)。斎藤(1989)の調査地域南半部のMelange I及びMelange IIに当たる。魚金山メランジや外津汲メランジと断層で接し、鎌倉タービダイトに注入し指交関係を形成している。

基質の泥岩は、暗灰色・黒色ないし灰褐色を呈し、弱い剥離性がある。鏡下では、石英・長石などが



第27図 神原メランジの泥質混在相
 ジュラ紀中期の泥質基質中に三畳紀中期-ジュラ紀前期のチャート岩塊
 を含む(斎藤, 1989, Fig.4)



第28図 神原メランジの基質の暗灰色泥岩とそこに含まれるチャート・砂岩岩塊
 久瀬村東津汲東方

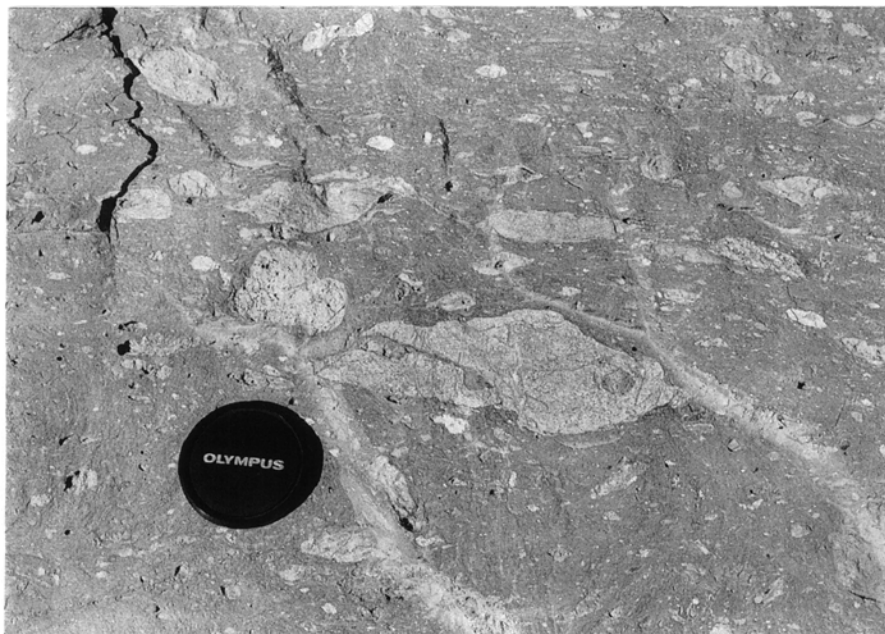
らなるシルトサイズの碎屑粒子を含んでいる。基質の泥岩からは第10表に示したように、*Dictyomitrella* (?) *kamoensis*, *Eucyrtidiellum pustulatum*, *E. unumaense*, *Guexella nudata*, *Hsuum maxwelli*, *H. cf. parasolense* などジュラ紀中期の放散虫化石の産出の報告がある(斎藤, 1989) (第10表)。

砂岩は、一般に灰色を呈し、細粒-中粒のものが多く、一部に粗粒ないし極粗粒のものが存在する。砂岩礫は、基質の泥岩の剝離面の方向に伸びたレンズ形ないしブロック状の形態をしている。露頭規模より大きい砂岩岩塊は、しばしば砂岩泥岩互層を密接に伴い、両者で一つの岩塊を形成することがある。

本サブユニットに特徴的な岩相としてチャート角礫岩がある。チャート角礫岩は、大小さまざまなチャートの角礫からなり、基質も極細粒なチャートからなる。一見すると普通のチャートと見間違えやすい。このチャート角礫岩は、チャート角礫を含む砂岩層に移化する。

チャートは、灰白色・灰色・暗灰色・淡緑色・赤褐色などを呈し、一般に数cmの珪質部と1cm以下の泥質部からなる層状チャートである。チャートからは、*Pseudoalbaillella fusiformis*, *P. sp. aff. P. longicornis* など二畳紀中期の放散虫化石や *Triassocampe deweveri*, *Pseudostylosphaera sp.* などの三畳紀中期の放散虫化石、*Acanthocircus vibrassi*, *Pseudoheliodiscus sp.* などの三畳紀後期の放散虫化石、*Parahsuum simplum* などジュラ紀前期の放散虫化石などが産出している(斎藤, 1989)。

玄武岩は、巨大なチャートスラブに密接に伴って産出する。暗緑色を呈し、塊状の溶岩及び火山性碎屑岩からなる。しばしば赤褐色の泥岩を伴ったり、チャートのレンズを含んだりする。玄武岩が産出する付近にはしばしば剝離性の発達した優黒色の泥岩にチャート・玄武岩・石灰岩などの礫を含む混在岩相が分布する(第29図)。この混在岩相は、砂岩礫や碎屑粒子をほとんど含まないなどの点で、魚金山メランジの岩相に類似している。



第29図 神原メランジ中の玄武岩・石灰岩の岩塊を多く含む優黒色泥岩
久瀬村東津汲東方

久瀬村東津汲には、径1.5-5 mの暗灰色-黒色石灰岩が岩塊として泥質基質中に含まれている。この石灰岩には *Sikamaia* sp. が含まれている。

神原メランジは、舟伏山ユニットの魚金山メランジと白倉谷メランジを合せたような岩相をしており、産出する放散虫化石の地質時代も類似している。しかし、地体構造上の位置からは、神原メランジを舟伏山ユニットに入れることはできないので未区分としている。

Ⅲ. 6. 2 外津汲メランジ

本図幅地域南西部に位置し、神原メランジとは断層で接し、雛倉タービダイトとは指交関係にある。小島山オリストストロームとの関係は不明である。

本サブユニットは、巨大な石灰岩スラブやブロックを多数含むメランジの部分と、泥岩基質中に砂岩岩塊のみを含む破断砂岩泥岩層からなる。全体として北西-南東方向の走向を有し、北東側にメランジ、南西側に破断砂岩泥岩層が分布する。破断砂岩泥岩層分布域の南西端には、チャートと珪質泥岩のスラブがある。またその東方揖斐川町広尾には石灰岩の巨大なブロックがあり、その周囲にはチャートや石灰岩の小岩塊を含む泥質混在岩相がわずかに分布している。

メランジは、暗灰色ないし黒色を呈し弱い剥離性が発達する泥岩を基質とし、大小さまざまな岩塊やスラブ・ブロックを含んでいる。地質図上に表現できる大きさのスラブやブロックや岩塊は、圧倒的に石灰岩が多く、次いでチャートの小規模な岩塊がわずかに認められる。しかし、露頭で観察される10 m以下の岩塊は、その大半が砂岩で、ほかに少量のチャートがあるが、石灰岩はほとんど見受けられない。石灰岩は、灰白色ないし灰色を呈し、塊状である。久瀬村西津汲では、石灰岩体の北東端に暗緑色の玄武岩溶岩・火山性砕屑岩が伴っている。チャートは、灰白色-暗灰色ないし淡緑色を呈し、珪質部の単層の厚さが数cm-数10cmの層状チャートである。

破断砂岩泥岩層は、暗灰色ないし黒色の泥岩と灰色砂岩からなり、本来は両者が数cm-数10cmの厚さで互層していたとみなされる。砂岩層は膨縮し途切れ、多くの場合礫化している。この砂岩層の破断変形の程度は強く、葛原タービダイトの武儀川断層より北東側に分布する破断砂岩泥岩層とよく類似している。

分布地域の南西端に位置する珪質泥岩とチャートは暗灰色を呈し、それぞれ厚さ100-200 m、長さ数kmのスラブとして産する。

Ⅲ. 6. 3 小島山オリストストローム

本図幅地域南西端にわずかに分布し、泥質混在岩相の地層(泥質混在岩層)と厚い珪質泥岩層からなる。それぞれの厚さは、数100 mである。

泥質混在岩層は、黒色ないし暗灰色の泥岩基質中に砂岩やチャートの岩塊を含んだ地層である。基質の泥岩は、黒色ないし暗灰色を呈し、剥離性がごく弱いか全くない(第30図)。砂岩層を挟有し、砂岩やチャートの礫を全く含まない正常堆積の泥岩層としばしば互層する。このように明らかに堆積作用で形成されたと認識できる泥質混在岩相の地層は従来美濃帯には知られていない。

珪質泥岩は暗灰色を呈し、黒色-暗灰色の泥岩層を密接に伴う。



第30図 小島山オリストストロームの泥質混在岩相
 揖斐川町広尾西方

Ⅲ. 6. 4 石山石灰岩

本図幅地域南端中央に位置し、石灰岩からなる。南東縁では雛倉タービダイトと、南縁は南隣図幅地域の小島山オリストストロームに類似した泥質混在岩層とそれぞれ断層で境されている。

石灰岩は灰色ないし暗灰色を呈し、一般に塊状で一部礫状の部分がある。この石灰岩からは、二疊紀中期-後期の紡錘虫化石・小型有孔虫・石灰藻などが産出している(藤本ほか, 1962; IGO, 1983)。

石山石灰岩が元来どのサブユニットに属したかは、重要な問題である。舟伏山石灰岩と外津汲メランジの二つのサブユニットが候補であるが、いずれとも決めがたい。重要な情報としては、石山石灰岩は岩相層序が本図幅地域外南方の赤坂石灰岩に類似している点(藤本ほか, 1962)、石山石灰岩の南側(構造的低位)に小島山オリストストロームに類似した地層が分布している点があげられる。

Ⅲ. 7 地質時代

美濃帯堆積岩コンプレックスの形成年代は、ジュラ紀前期から白亜紀最前期である(WAKITA, 1988)。その構成岩石の地質年代は、石炭紀前期から白亜紀最前期に及ぶ。構成岩石の地質年代とコンプレックスの形成年代が異なるのは、前者が海溝から遥か離れた海洋プレート上でかつて形成された岩石の年代を示すのに対して、後者が海溝付近で行なわれた付加過程の時代を表しているからである(脇田, 1989)。この形成年代は、各ユニットの構成岩石のうち最も新しい地質時代を示す泥岩や砂岩の年代とほぼ同時かそれよりやや若いと判断して決定している。

本図幅地域に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスは、ジュラ紀中期から白亜紀前期に形成されてい

る。金山ユニットの根尾メランジはジュラ紀中期から白亜紀最前期に形成されたが、根尾メランジを除くほとんどのユニット(未区分を含む)はジュラ紀中期ないしジュラ紀後期の前期に形成されている。

本図幅地域に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスの構成岩石の地質時代は、二疊紀前期から白亜紀最前期に及ぶ。各ユニットごとの構成岩石の地質時代は、第2表のようにまとめられる。

舟伏山ユニットの舟伏山石灰岩は、石灰岩から二疊紀前期の後期から二疊紀中期の後期の紡錘虫化石を、チャートから二疊紀前-後期の放散虫化石をそれぞれ産する。玄武岩の形成年代は、玄武岩がチャートや石灰岩に密接に伴うことから、二疊紀と判断される。

本図幅地域の北側に隣接する、舟伏山北方天ノ河原地域における舟伏山石灰岩中には、ジュラ紀中期の中期の泥岩層が断層によって薄く挟み込まれている(佐野, 1985)。この断層がサブユニットの形成過程に関係しているのか(メランジ内部の各スラブの境界断層に類するもの)、他のサブユニットや他のユニットとの境界形成に関係しているものなのか(例えば白倉谷メランジと魚金山メランジの境界の断層)、現段階では判断できない。本報告では、このような断層による繰返し構造を舟伏山石灰岩の特徴として捉え、舟伏山石灰岩の全体としての形成年代は、ジュラ紀中期後期ないしそれ以降とした。

舟伏山ユニットの魚金山メランジは、基質の泥岩にジュラ紀中期の放散虫化石を産するほか、チャートからは二疊紀前期-後期及び三疊紀中-後期の放散虫化石と三疊紀後期のコノドント、石灰岩から二疊紀前期-二疊紀中期の前半の紡錘虫化石を産する。メランジの形成年代は、ジュラ紀中期と考えられる。

舟伏山ユニットの白倉谷メランジには、基質の泥岩や珪質泥岩からジュラ紀中期の放散虫化石が産出しており、チャートからは三疊紀の放散虫化石が産出している。また、わずかに含まれる石灰岩からは、二疊紀の紡錘虫化石が産出している(山本, 1985)。このメランジの形成年代もジュラ紀中期と考えられる。

金山ユニットの根尾メランジでは、基質の泥岩からはジュラ紀中期-白亜紀最前期の放散虫化石を、チャートからは三疊紀中期-ジュラ紀中期の放散虫化石がそれぞれ産出している。玄武岩の一部には、三疊紀のチャートを密接に伴うものがある。根尾メランジの形成年代は、ジュラ紀中期ないし後期から白亜紀前期と考えられる。

那比ユニットの葛原タービダイトと雛倉タービダイトは、砂岩泥岩互層からなり、その堆積年代が形成年代に一致する。葛原タービダイトの泥岩からは、ジュラ紀中期の後期からジュラ紀後期の前期の放散虫化石(山縣, 1988)が、雛倉タービダイトの泥岩からはジュラ紀後期の前期の放散虫化石(WAKITA, 1988)がそれぞれ産出している。

那比ユニットの追ヶ谷石灰岩チャート互層では、チャートから三疊紀中-後期の放散虫化石(YAMAGATA, 1989)が、石灰岩からは二疊紀前期の後期から二疊紀中期の中期の紡錘虫化石(YAMAGATA, 1989)が、泥岩からはジュラ紀中期の放散虫化石(YAMAGATA, 1989; WAKITA, 1988)をそれぞれ産出している。形成年代は、ジュラ紀中期ないしそれ以降である。

未区分のうち、神原メランジは、泥岩からジュラ紀中期の放散虫化石が、チャートから二疊紀中期-ジュラ紀前期の放散虫化石をそれぞれ産出している(斎藤, 1989)。その形成年代はジュラ紀中期以降である。一方、外津波メランジ及び小島山オリストストロームから化石の報告はない。また石山石灰岩は、二疊紀中-後期の化石を産出している。

Ⅲ. 8 地質構造

美濃帯堆積岩コンプレックスはメランジを主体とし、複雑な地質構造を有する。大構造としては、低角な断層と垂直に近い軸面を有する褶曲が認められる。

低角な断層は、本図幅地域北東部において舟伏山ユニットの下底や追ヶ谷チャート石灰岩互層の下底に沿って走るほか、本図幅地域北西部の舟伏山ユニットの下底やユニットに存在する。

本図幅地域北東部では舟伏山ユニットの舟伏山石灰岩の下底において幅数mの破砕帯が複数確認できる。この断層は、石灰岩の分布を追っていくことによって低角であることがわかる。この地域では、追ヶ谷チャート石灰岩互層もやはり同様に低角の断層で舟伏山石灰岩や根尾メランジと接している。

本図幅地域北西部においても、舟伏山ユニットの魚金山メランジは、根尾メランジや神原メランジの構造的上位に低角の断層で重なっている。また、舟伏山ユニット内部において、魚金山メランジと白倉山メランジは同様な低角の断層で接し、何度も繰り返し重なっている。

垂直に近い軸面を有する褶曲は、西北西-東南東ないし東西の走向を有している。最も大規模なシンフォーム構造は、本図幅地域北西部に認められ、そのシンフォーム軸は、花房山の北西から魚金山を通り宇津志にかけて西北西-東南東に走っている。一方、それに対応するアンチフォームは、西板屋北西から谷合にかけて武儀川に沿ってシンフォーム軸とほぼ平行しているのだが、そのアンチフォーム軸は、武儀川断層によって切られて分らなくなっている。このシンフォーム軸とアンチフォーム軸の距離から判断して、この褶曲の半波長は、約6kmである。

波長1-3kmのより小規模な褶曲は、本図幅南東部に認められ、軸面はほぼ垂直で走向は東西から西北西-東南東である。

Ⅳ. 岩 脈

本図幅地域内には、珪長質岩脈と安山岩質岩脈がある。本図幅地域周辺には、白亜紀後期の珪長質火成活動によって形成されたとみなされている花崗岩類・流紋岩類が点在している(棚瀬, 1982)。これらの花崗岩類・流紋岩類には珪長質岩脈が密接に伴っており、本図幅地域の珪長質岩脈も白亜紀後期に形成されたと推定できる。また、本図幅地域周辺に同じく分布する安山岩質岩脈は白亜紀後期の花崗岩類・流紋岩類を貫き、鮮新世-更新世の火山岩類を貫いていないことから第三紀に貫入したと考えられており(脇田, 1984)、本図幅地域内の安山岩質岩脈も第三紀のものと推定している。

珪長質岩脈のほとんどは石英斑岩で、本図幅地域北東部に発達し、幅は一般に数m-数10mで最大約100mに達する。貫入方向は一様ではないが、東-西から北西-南東方向が卓越する。色は、乳白色-淡灰色で、風化面では褐色である。微晶質の石基に径5mm以下で自形ないし一部溶食形の石英斑晶を数多く含み、カリ長石・斜長石と少量の黒雲母などの斑晶も認められる。

安山岩質岩脈は、神崎西方及び谷合西方などにわずかに認められる。暗灰色ないし暗緑色を呈し、斑晶は斜長石・角閃石・普通輝石・かんらん石などの斑晶からなる。幅数10cm-数mで、方向はおおむね東-西であるが一般にはっきりしない場合が多い。

V. 第四系

本図幅地域では第四系の分布は非常に少ない。そのほとんどが河川に沿って分布する段丘堆積物や現河床堆積物・崖錐堆積物である。濃尾平野の北東縁に近い本図幅地域の南縁部では、その分布がやや広い。

V. 1 段丘堆積物

段丘は、揖斐川・根尾川・武儀川・神崎川の沿岸に発達している。段丘面と現河床面との高度差は、数m - 数10 mである。段丘堆積物(第31図)は礫と砂からなるが、堆積物の断面を示す露頭が極めて少なく詳細は明らかではない。



第31図 揖斐川沿いの段丘堆積物
久瀬村外津波東方

V. 2 崖錐堆積物

根尾川及び揖斐川に沿った地域にわずかに分布する。主として礫、砂及び泥からなる。

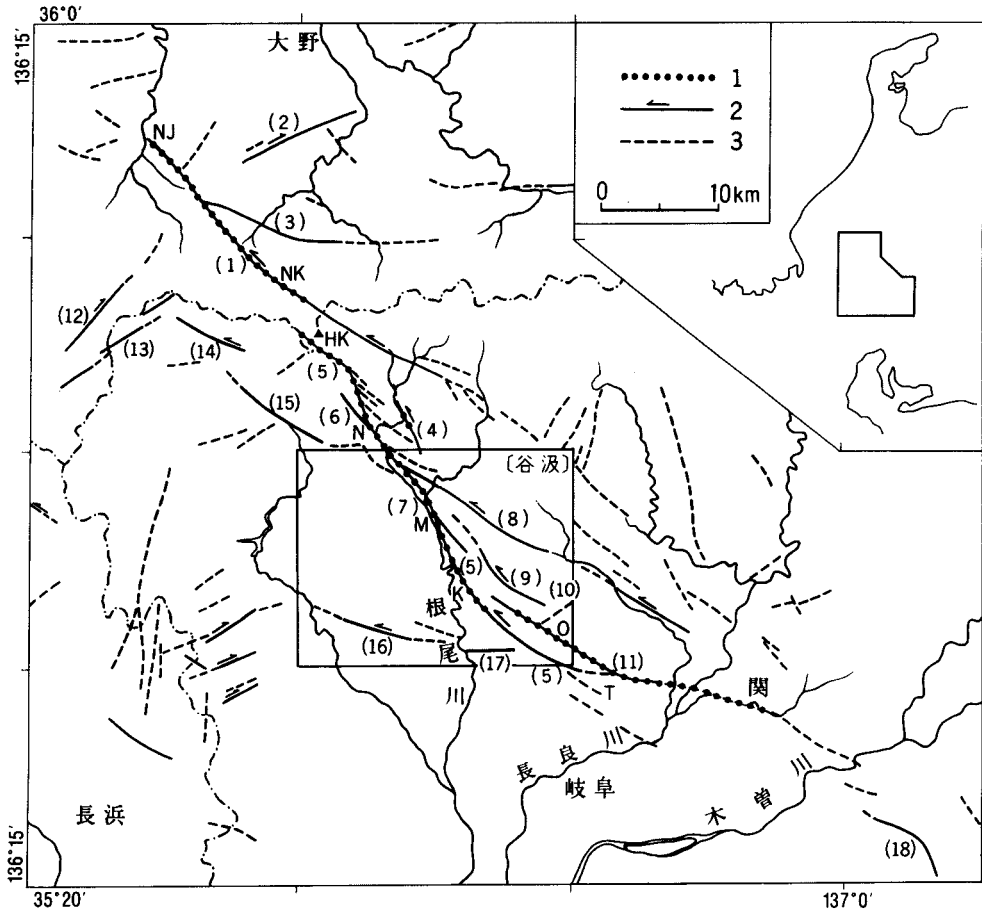
V. 3 現河床堆積物

現在の河川に沿って分布する。主として礫、砂及び泥からなる。

VI. 地震と活断層

濃尾地震と濃尾活断層系

明治24年(1891)10月28日、岐阜県中部で発生した濃尾地震は、わが国では最大規模の内陸地震で、マグニチュードは8.0とされている(国立天文台編, 1989; 加藤, 1989)。震央は35.5°N, 136.6°Eで、本図幅地域の中央部魚金山付近に当たる。本震の数年前から地震活動が活発化し、M. 6.0を最大とする前震



第32図 「谷汲」 図幅地域周辺の濃尾活断層系(松田, 1974, Fig.1を一部改変)

1: 濃尾地震時に地表を切った断層, 2: 既に存在していた活断層, 3: リニアメントもしくは活断層の可能性のあるもの, HK: 能郷白山, K: 金原, M: 水鳥, N: 能郷, NJ: 野尻, NK: 温見, O: 大森, T: 高富, 図中の番号は表11の番号に一致する

が起こっている。余震は、本震後2年間で岐阜で3,365回に及び(大森, 1899), このうち1892年1月3日, 9月7日, 1894年1月10日に強い余震が発生している。

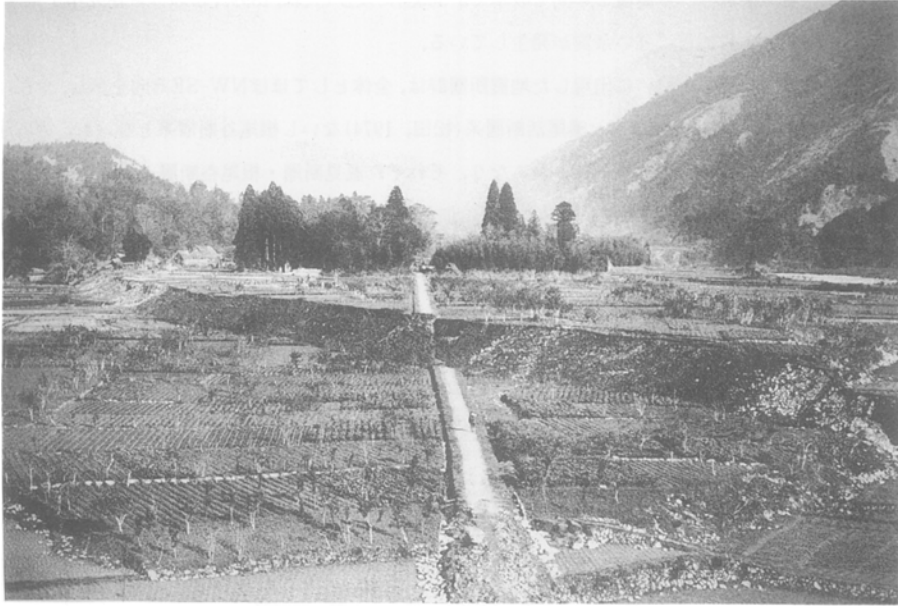
濃尾地震に際して根尾川沿いに出現した地震断層群は、全体としてほぼNW-SE方向を示し、全長は約80kmに達する。この地震断層群は、濃尾活断層系(松田, 1974)ないし根尾谷断層系と呼ばれ、第32図に示したようにいくつかの断層セグメントからなり、それぞれ温見断層・根尾谷断層・黒津断層・梅原断層と名づけられている(Koto, 1893; 松田, 1974; 加藤, 1989)(第11表)。ミ型の雁行状に配列したそれぞれの断層線はかなり湾曲している(岡田, 1979)。これらの断層は左ずれ成分が大きく、これらを横切る河谷や尾根は系統的に食い違っている。

根尾谷断層に沿う金原や中村, 日当などでは、畑の畦が濃尾地震の際に3~4m(一部8m)左ずれ方向にずれたことが報告されている(松田, 1974)。根尾谷断層に沿う垂直変位はあまり大きくないが、一般に断層の北東側が低下している。後述の水鳥付近を除くと濃尾地震時には北東側が数10cm程度相対的に沈降した。

根尾村水鳥付近では、第33, 34図のような断層崖が濃尾地震(本震)の際に出現した(Koto, 1893; MILNE et al., 1891)。この断層崖は走向N35°Wで西落ちで垂直変位は6m, 水平方向には左に2mずれた

第11表 「谷汲」図幅地域周辺の主要な活断層
(松田, 1974, Table 3)

番号	断層名	長さ(km)	一般走向	断層変位			
				第四紀		濃尾地震(1981)	
				水平成分	隆起側	水平成分	隆起側
(1)	温見	40	N40°W N60°W	左	東	左	北
(2)	宝慶寺	12	N65°E	右	西南	—	南
(3)	巢原	20	N65°E N90°W	左	南北	—	—
(4)	黒津	7	N20°W	左	—	左	—
(5)	根尾谷	40	N40°W	左	西	左	—
(6)	上原	5	N40°W	左	西	—	—
(7)	水鳥	6	N35°W	—	西南	左	—
(8)	武儀川	28	N60°W	左	西南	—	—
(9)	長滝	7+	N50°W	左	北	—	—
(10)	宮洞	3+	N45°E	—	南	—	—
(11)	梅原	28	N60°W	左	南	左	—
(12)	金草缶	14	N40°E	右	東	—	—
(13)	笹ヶ峰	9	N40°E	—	南	—	—
(14)	冠山	7	N60°W	左	—	—	—
(15)	揖斐	11	N50°W	—	南	—	—
(16)	谷汲	10	N75°W	左	南	—	—
(17)	木知原	4+	N85°E	右	南	—	—
(18)	華立	8	N70°W N20°W	—	南	左	南



第33図 濃尾地震で形成された断層崖
根尾村水鳥。地震当時(明治24年)の撮影(MILNE et al.,1891)



第34図 根尾村水鳥の断層崖の現在の様子(山崎晴雄技官撮影)

(国立天文台編, 1989). この水鳥の断層崖の他に, この地域には東西方向の水鳥大將軍断層とNNW-SSE方向の根尾谷断層が走り, この三つの断層に囲まれた水鳥三角地では, 水鳥断層から水鳥大將軍断層に鉤ノ手型に屈曲した部分が左ずれで隆起したと考えられている(松田, 1974; 岡田, 1979).

京都大学防災研究所は, 根尾谷断層の南端に位置する岐阜市佐野と, 梅原断層の北端付近の岐阜県高富町高田の2か所でトレンチ掘削を行った(京都大学防災研究所, 1983). このうち前者は, 本図幅地域東南部に位置しているが, ここでは地震時の断層の変位は認められていない. したがって, 濃尾地震時の変位は, 根尾谷断層の南端までは及んでいないと考えられている(京都大学防災研究所, 1983).

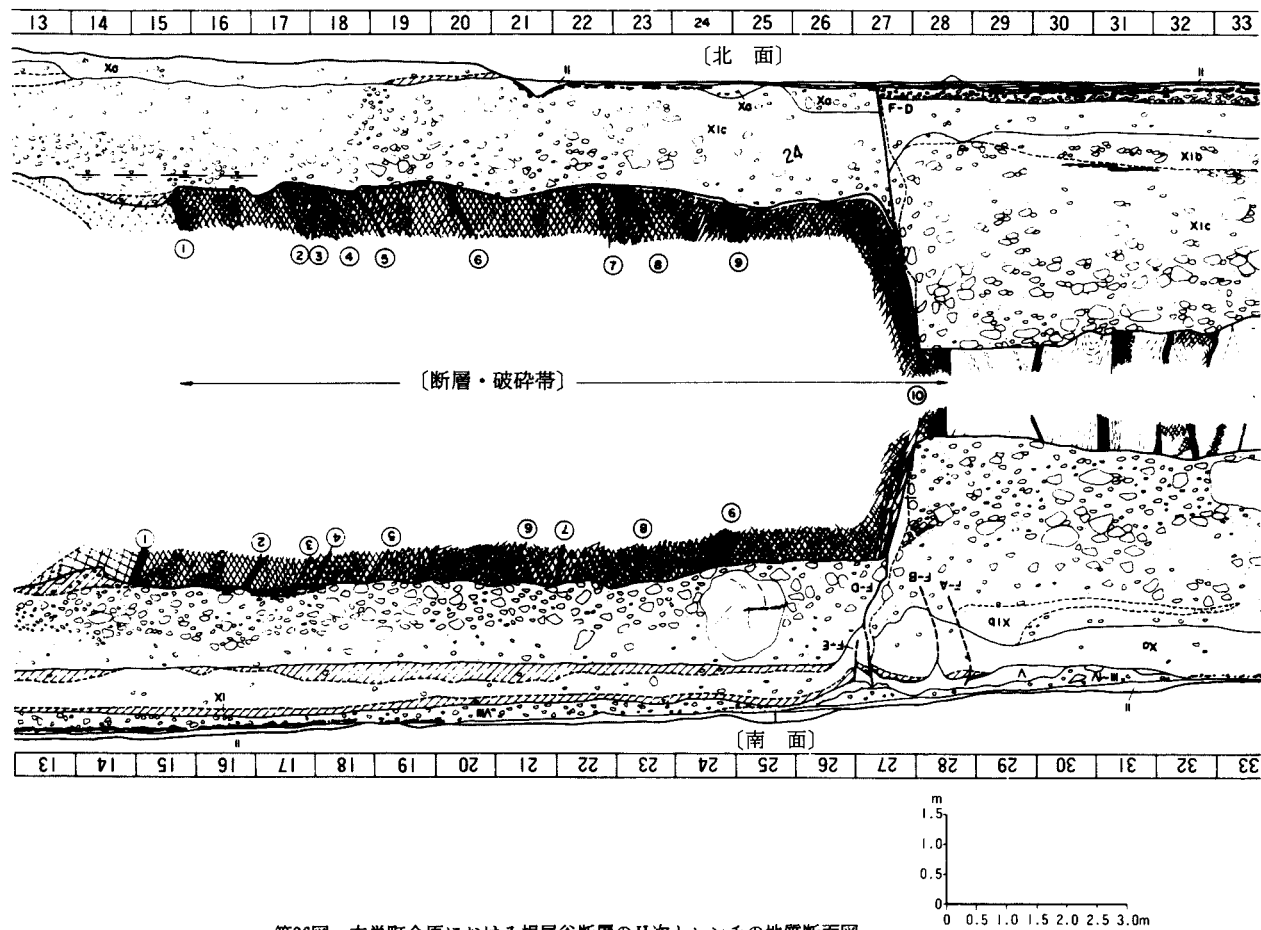
最近, 岐阜県本巣町金原において, 電力中央研究所が根尾谷断層中央部のトレンチ掘削を試みた(第35, 36, 37図). その結果, 金原における根尾谷断層は, 基盤岩中の断層破砕帯の上盤側境界が断層変位面として活動したものであり, 旧河床堆積層(推定堆積年代約20,000年)の堆積以後, 濃尾地震の活動も含め, 少なくとも4回以上の活動があったことを明らかになった(宮腰ほか, 1988).

本図幅地域には, 濃尾断層系の主要なNW-SW方向の断層のほかに, 活断層として木知原断層, 谷汲断層がある(松田, 1974; 活断層研究会, 1980). 本図幅地域東南部の木知原断層は, 東西からENE-WSWの走向を有し, 右ずれで, 長さは4.5kmと短い. 本図幅地域南西部に位置する谷汲断層は, WNW-ESEの走向を有し, 左ずれで, 長さは約11kmである.

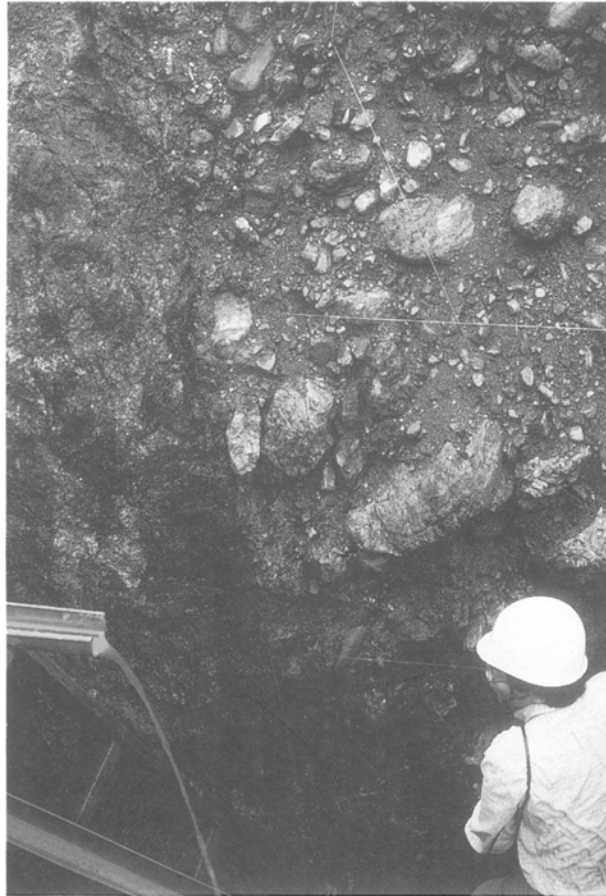
1833年5月27日(天保4年4月9日)には谷汲断層のすぐ南側に当たる 35.5°N 136.6°E の地点を震源とする地震が起こり, 大垣市北方の村々で山崩れが起きた. その余震は同年8月まで続いた(国立天文台編, 1989).



第35図 本巣町金原における根尾谷断層のトレンチ(山崎晴雄技官撮影)



第36図 本巢町金原における根尾谷断層のII次トレンチの地質断面図
 (宮腰ほか, 1988, 図-20)



第37図 本巢町金原のトレンチにおける根尾谷断層の破碎帯
(山崎晴雄氏撮影)

VII. 資 源

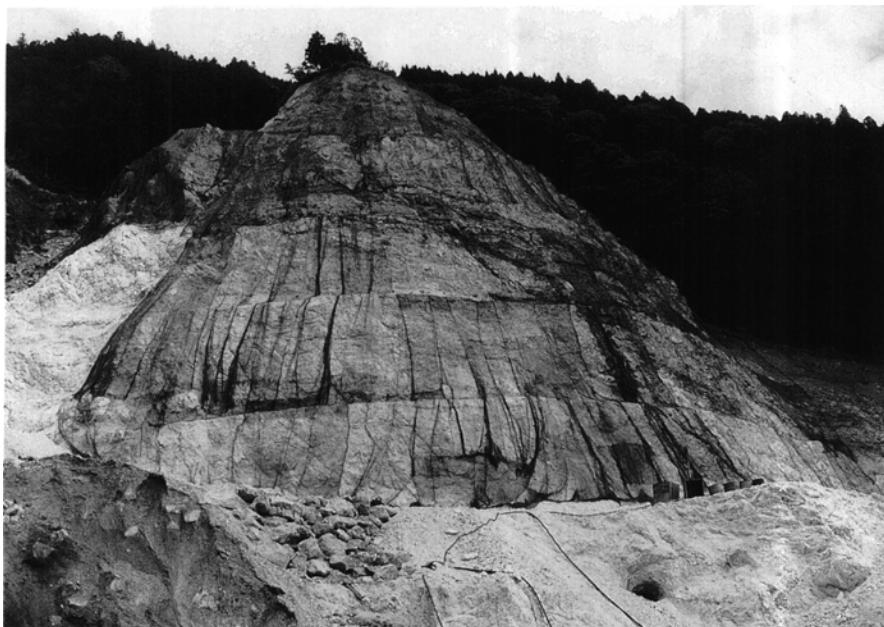
本図幅地域内で現在稼行している鉱山には、石灰岩・ドロマイトの非金属鉱山がある。過去にマンガ
ンなどの金属資源を一部の地域で採掘していたが、現在稼行している金属鉱山は存在しない。本図幅地
域南部などにはいくつかの砕石場が点在している。

VII. 1 石灰岩・ドロマイト

本図幅地域最南部には、住友セメント岐阜鉱山があり、石山石灰岩を採掘している。この地域におけ
る石灰岩の採掘は昭和10年代に始まり、現在年間1,500,000tの石灰岩を採掘し、セメントや石灰の原料と
して供給している。

本図幅地域南西部の久瀬村西津汲には、植田石灰製造株式会社久瀬鉱山があり、年間 110,000t の石灰岩を採掘している。

本図幅地域北部の舟伏山石灰岩はドロマイトを産することで有名で、本図幅地域には伊住戸の新鉱工業美山鉱山と田原の川鉄鉱業宝谷鉱山があり、それぞれ現在年間約200,000t、70,000t のドロマイトが出鉱されている(第38図)。



第38図 美山町伊住戸のドロマイト鉱山

VIII. 自然災害

本図幅地域内には濃尾断層系などの断層が数多く走り、しばしば自然災害の原因となっている。なかでも、明治24年(1891)10月28日に発生した濃尾地震は、数えきれないくらいの山崩れや地すべりを引き起こし、建物や橋などの建造物に被害を与えたばかりではなく、根尾谷だけで142人の死者が出た。また、水鳥では断層崖が形成され、地面が上下に6m左に4mもずれた(小出ほか, 1979)。

大雨は、断層沿ったところなど軟弱な部分からの山崩れ・地すべりを誘発し、被害を与える。本図幅調査中にも、平成元年9月5-7日に記録的な集中豪雨が起り、道路や橋の決壊、田畑や家屋への土砂の流入など甚大な被害がでた(第39, 40図)。



第39図 平成元年9月初旬の集中豪雨による道路の崩壊
久瀬村三倉北方



第40図 平成元年9月初旬の集中豪雨による土石流堆積物
谷汲村神原

文 献

- ADACHI, M. (1976) Paleogeographic Aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.23/24, p.13-55.
- 足立 守(1979) 日本の中・古生代地向斜の発展. 日本列島の基盤, 加納博記念論文集, p.119-141.
- HATTORI I. (1976) Lithology and Markov analysis of the Paleozoic strata in the Fujibashi area, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.82, p.19-33.
- 服部 勇(1978) 内帯古生層地域に分布する緑色岩類中に認められる沸石相および低変成相の広域的分帯の地質学的意義. 岩鉱. vol.73, p.222-230.
- (1979) 美濃帯西部の緑色岩類中に認められる岩石組織の地域的变化. 地質雑, vol.85, p.177-185.
- (1982) The Mesozoic evolution of the Mino terrane, central Japan: A geologic and paleomagnetic synthesis. *Tectonophysics*, vol.85, p.313-340.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義(1962) 飛騨山地の上部古生界について. 飛騨山地の地質研究, p.44-70.
- IGO, Hh. (1983) Upper Permian Foraminifers from the Ishiyama Limestone, Ono Town, Ibi County, Gifu Prefecture. *Bull. Tokyo Gakugei University Sect. IV*, vol.35, p.101-115.
- IGO, Hy. and OGAWA, K. (1958) Fusulinids from the Funafuseyama Limestone, Part 1, *Jub. Pub. Comm. Prof. H. Fujimoto*, p.49-57.
- 磯見 博(1955) 5万分の1地質図幅「大垣」及び同説明書. 地質調査所, 24p.
- (1956) 5万分の1地質図幅「近江長浜」及び同説明書. 地質調査所, 51p.
- 加賀美英雄・塩野清治・平朝彦(1983) 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, vol.53, p.429-438.
- 梶田澄雄(1963) 揖斐川上流地域の地質. 岐阜大学学芸学部研報, vol.3, p.192-200.
- KANO, K. (1979) Giant deckenpaket and olistostrome in the eastern Mino district, central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*, vol.20, p.31-59.
- KANUMA (1958) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, Part I, *Stratigraphy. Jub. Publ. Com. Prof. H. Fujimoto*, p.1-48.
- 加藤碩一(1989) 地震と活断層の科学. 朝倉書店, 280p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料, 東海大出版会, 363p.
- 河田茂磨(1958) 岐阜県舟伏山ドロマイト層の層位学的研究. 石膏と石灰, no.36, p.39-47.
- 河合正虎(1964) 5万分の1地質図幅「根尾」及び同説明書. 地質調査所, 66p.
- 小林 優(1951) 岐阜県舟伏山の地質といわゆる舟伏クリッペについて. 地質雑, vol.56, p.263.
- 小出 仁・山崎晴雄・加藤碩一(1979) 地震と活断層の本, 国際地学協会, 123p.

- 国立天文台編(1989) 理科年表 昭和64年 第62冊, 丸善
- KOTO, B. (1893) On the cause of the great earth quake in Central Japan, 1891. Jour. Coll. Science, Imp. Univ. Japan, vol.5, p.296-353
- 京都大学防災研究所(1983) 濃尾地震断層系のトレンチ調査地震予知連絡会会報, no.29, p.360-367.
- 松田時彦(1974) 1891年濃尾地震の地震断層. 東大地震研研究速報, no.13, p.85-126
- 松岡 篤(1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, vol.90, p.455-477.
- MILNE, J., BURTON, W. K. and K. OGAWA(1891) The great earthquake of Japan, 1891., Lane, Crawford & Co., Yokohama, Japan.
- 宮腰勝義・緒方正虎・角田隆彦・佐竹義典・田中和広・木方建造・金折裕司(1988) 根尾谷断層の活動性—岐阜県金原における断層の分析・性状と活動様式の解析—. 電力中央研究所報告, 研究報告:U88052, 38p.
- 宮村 学(1965) 岐阜県揖斐郡横山地区の古生層について. 地質雑, vol.71, p. 5-17.
- MIZUTANI, S. (1964) Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. Jour. Earth Sci. Nagoya Univ., vol.12, p.17-83.
- , HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, Y., KIDO, S., KAWAGUCHI, I., KOJIMA, S. (1981) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. Proc. Japan Acad., vol.57, Ser. B, p.194-199.
- 中村萬次郎(1965a) 岐阜県舟伏山ドロマイト層の層位学的研究. 石膏と石灰, no.76, p.348-358.
- (1965b) 岐阜県神崎川沿岸地方の二畳系岩相. 石灰石, no.98, p.839-846.
- (1966a) 舟伏石灰岩の岩質. 石灰石, no.101, p.7-21.
- (1966b) 岐阜県舟伏山地域に発達する二畳系の層位学的研究. 石灰石, no.103, p.146-149.
- (1967a) 岐阜県舟伏山地域に発達する二畳系の層位学的研究(2). 石灰石, no.105, p.363-379.
- (1967b) 岐阜県舟伏山地域に発達する二畳系の層位学的研究(3). 石灰石, no.106, p.417-432.
- (1967c) 岐阜県舟伏山地域に発達する二畳系の層位学的研究(4). 石灰石, no.107, p.465-477.
- (1969) 岐阜県舟伏山石灰岩中のP. 205 およびMgOの成分分布と地質について. 石膏と石灰石, no.98, p.4-15.
- 尾原信彦(1957) 岐阜県揖斐川上流電源開発土木地質調査報告書. 地調月報, vol.8, p.31-40.
- 岡田篤正(1979) 愛知県の地質・地盤(その4) 活断層—愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震—. 愛知県防災会議地震部会, 122p.
- 大森房吉(1899) 明治二十四年十月二十八日濃飛第地震ニ関スル調査震災予調報, vol.28, p.79-95
- 大塚 勉(1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質雑, vol.91, p.583-598.
- OTSUKA, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic Sedimentary Complex in the Eastern Mino Terrane, Central Japan and its Jurassic Tectonism. Jour. Geosci. Osaka City Univ., vol.31, p.63-122.
- OTSUKA, S. (1964) On some Permian Fusulinids from Ozu, Gifu Prefecture Japan. Mem. Mejiroga-kuen, Junior Coll., vol.1, p.29-36.
- 大塚韶三・金田利通(1965) 岐阜県揖斐郡小津付近の上部古生界について. 目白学園女子短大研究紀

- 要. Vol. 2, p. 29-32.
- OTUKA, S. and KANEDA, T. (1967) On some Permian Fusulinids from Ozu, Gifu Prefecture Japan (Supplement). Mem. Mejirogakuen, Junior Coll., vol. 4, p. 21-28.
- RAYMOND, L. A. (1984) Classification of melanges, In RAYMOND, L. A. ed. Melanges: Their nature, origin and significance. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 198, p. 7-20.
- 斎藤 眞(1989) 美濃帯西部岐阜県谷汲村地域のジュラ紀メラングエ. 地質雑, vol. 95, p. 579-594.
- 佐野弘好(1985) 美濃山地のペルム系の研究 1. 舟伏山北方天ノ河原地区. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨. p. 192.
- ・山縣 毅(1987) 岐阜県舟伏山南方の後期ジュラ紀混在岩層 2. 時代. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨. p. 248.
- SANO, H. (1988a) Permian Oceanic Rocks of Mino terrane, central Japan. Part I. Chert facies. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 94, p. 697-709.
- (1988b) Permian oceanic rocks of Mino terrane, central Japan. Part II. Limestone facies. *ibid.*, vol. 94, p. 963-976.
- (1989a) Permian oceanic rocks of Mino terrane, central Japan. Part III. Limestone-breccia facies. *ibid.*, vol. 95, p. 527-540.
- (1989b) Permian oceanic rocks of Mino terrane, central Japan. Part IV. Supplement and concluding remarks. *ibid.*, vol. 95, p. 595-602.
- SASHIDA, K. (1980) Some Permian fusulinids from the Yoganeyama district, Gifu prefecture, central Japan. Prof. Saburo Kanno Mem. Vol., p. 291-308.
- 関 武夫(1938) 伊吹山及びその附近の紡錘虫石灰岩の化石に就て(豫報). 地質雑, vol. 45, p. 425-429.
- 棚瀬充史(1982) 奥美濃酸性岩類一両白山地における白亜紀火成作用一. 地質雑, vol. 88, p. 271-288.
- 脇田浩二(1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 89p.
- (1985) 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, vol. 39, p. 18-30.
- 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. Geol. Surv. Japan, vol. 39, p. 675-757.
- 脇田浩二(1989) 付加テクトニクスと用語. 構造地質, No. 34, p. 3-7.
- 山縣 毅(1988) 美濃帯中西部、根尾・谷合地域の整然層. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 181.
- YAMAGATA, T. (1989) Mesozoic chaotic formations of Mino terrane, Northwestern Mino mountains, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 95, p. 447-462.
- 山縣 毅・佐野弘好(1987) 岐阜県舟伏山南方の後期ジュラ紀混在岩層 1. とくに緑色岩の産状. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨. p. 248.
- 山本博文(1983) 岐阜県根尾村より *Mirifusus baileyi* 群集(ジュラ紀後期)の放散虫化石の産出. 地質雑, vol. 89, p. 595-596.

山本博文(1985) 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層. vol.91, p.353-369.

YOSHIDA, S. (1972) Configuration of Yamaguchi zone-Analytical study on a fold zone. Jour. Fac. Sci. Uni. Tokyo, sec. II, vol.18, p.371-429.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa (10) No.81



GEOLOGY

OF THE

TANIGUMI DISTRICT

By

Koji WAKITA

(Written in 1990)

(Abstract)

The Tanigumi district is underlain mainly by the Mino sedimentary complex of Jurassic to earliest Cretaceous age. Late Cretaceous felsic and Tertiary intermediate dikes are intruded into the complex. The Quaternary comprises talus and present river deposits, and unconformably covers the Pre-Quaternary rocks. Active faults are developed in the central part of the district. The geology of the Tanigumi district is summarized as shown in Table 1.

The Mino sedimentary complex in this district consists mainly of melange, turbidites and allochthonous blocks of chert, limestone and basalt. The formation of the complex is considered to have been caused by the accretionary process along the convergent margin in Jurassic to earliest Cretaceous time.

The Mino sedimentary complex is roughly divided into three units on the basis of the lithology and the age of their components (Table 2).

The Funafuseyama unit consists of Middle Jurassic melanges and allochthonous blocks

Table 1 Summary of the geology of the Tanigumi district

Age		Stratigraphy	Geologic History
Cenozoic	Quaternary	Present river deposits talus deposits	Active fault movement
	Tertiary		Andesitic dike
Mesozoic	Cretaceous		Felsic dike
	Jurassic	Sedimentary (Accretionary) complex of the Mino terrane	Sedimentation of trench turbidite and hemipelagic shale, and accretion of oceanic materials
	Triassic		Deposition of pelagic chert
Paleozoic	Permian		Formation of seamounts (basalt and limestone)

Table 2 Classification of units and subunits in the Mino sedimentary complex

Funafuseyama Unit
 Funafuseyama Limestone
 Youkinzan Melange
 Shirakuradani Melange
Kanayama unit
 Neo Melange
Nabi Unit
 Kuzuhara Turbidite
 Hinagura Turbidite
 Oigatani Chert-limestone
Undivided
 Kambara Melange
 Totsukumi Melange
 Kojimayama Olistostrome
 Ishiyama Limestone

and slabs. It is divided into three subunits, i.e. Funafuseyama Limestone, Youkinzan Melange and Shirakuradani Melange. The Funafuseyama Limestone is the largest allochthonous blocks in the unit. It consists mainly of limestone, and is associated with basalt

and chert. The limestone and chert in this subunit yield fusulinids and radiolarians of Permian in age, respectively. The Youkinzan Melange includes numerous clasts of basalt, limestone and chert within a deep-black mudstone matrix lacking in clastic grains. The Shirakuradani Melange is different from the Youkinzan Melange in the nature of matrix and the dominant rock types of clasts. It includes numerous clasts of sandstone, siliceous mudstone and chert within a dark gray mudstone matrix which contains silt-sized clastic grains of quartz, feldspars and other minerals.

The Neo Melange of the Kanayama unit is Middle Jurassic to earliest Cretaceous in age, and includes a great numbers of blocks and slabs of chert, siliceous mudstone, sandstone and basalt in a dark gray mudstone matrix. The chert yields Middle Triassic to Middle Jurassic radiolarians (WAKITA, 1988; SANO, 1988; YAMAGATA, 1989), while the siliceous mudstone and mudstone of matrix yield radiolarians of Middle Jurassic to earliest Cretaceous age.

The Nabi unit consists mainly of coherent sedimentary sequences, i.e. turbidite and massive sandstone. The turbidite is usually disrupted to various degree. The unit is subdivided into three subunits, i.e. Kuzuhara Turbidite, Hinagura Turbidite and Oigatani Chert-limestone. The Kuzuhara Turbidite consists mainly of turbidite disrupted to various degree. The mudstone of the subunit includes late Middle to early Late Jurassic radiolarians. The Hinagura Turbidite consists of massive sandstone, turbidite, and slabs of siliceous mudstone and bedded chert. The mudstone of the subunit yields early Late Jurassic radiolarians (WAKITA, 1988). The Oigatani chert-limestone is characterized by the occurrence of thick slabs of bedded chert which is locally interbedded or associated with limestone and dolostone. The chert yields Middle to Late Triassic radiolarians, and the limestone yields late Early to middle Middle Permian fusuline fossils (YAMAGATA, 1989). The chert and limestone slabs of the Oigatani chert-limestone is intercalated with the mudstone and mudstone-dominant turbidite sequences. Some of the mudstone yields Middle Jurassic radiolarians (WAKITA, 1988; YAMAGATA, 1989).

The Kambara Melange, the Totsukumi Melange, the Kojimajima Olistostrome and the Ishiyama Limestone are subunits but can not be determined to which units of WAKITA(1988) to belong. The Kambara melange is of Middle Jurassic age, and contains blocks and slabs of sandstone, chert, limestone and basalt usually within a dark gray, locally deep-black mudstone matrix. The chert in the blocks and slabs yields Middle Permian to Early Jurassic radiolarians, and the mudstone matrix contains Middle Jurassic radiolarians.

The Totsukumi Melange characteristically includes a number of limestone blocks and slabs. The matrix is dark gray mudstone with smaller blocks of limestone, sandstone and chert.

The Kojimayama Olistostrome consists of siliceous mudstone and olistostromal sequences. The olistostromal sequences includes abundant clasts of sandstone and chert within a dark gray mudstone matrix which is not sheared at all. The sequence is intercalated with well-stratified sandstone and mudstone beds. These lines of evidence show that the Kojimayama Olistostrome is neither tectonic or diapiric but sedimentary in origin.

The Ishiyama Limestone is an allochthonous block of limestone, and yields Middle to Late Permian fusuline fossils. The relationship between this subunit to the others is not known.

Some dikes are intruded into the Mino sedimentary complex. The wideness is less than 100m, and the length is less than 1km. The dikes range in composition from felsic to andesitic. The andesitic dikes may be related to the Tertiary andesite widely distributed to the north of the Tanigumi district.

The felsic dikes such as quartz porphyry are usually associated with granites and rhyolites of Late Cretaceous to Paleogene age in the area adjacent to the Tanigumi district. Their age is considered to be Late Cretaceous.

The terrace and present river deposits are distributed along the main rivers such as the Ibi, Neo, Mugi, and Kanzaki. They are composed of gravel, sand silt and mud of fluvial origin.

Active faults of the Nobi fault system (MATSUDA, 1974) are famous for the displacement along them when the Nobi Earthquake (M 8.0) occurred in 1891. Most of them are left lateral faults trending NE-SW. The associated vertical component was marked by the formation of the famous Midori fault scarp. The surface faulting appeared on several pre-existing Quaternary fault lines (MATSUDA, 1974).

Limestone and dolostone contained as large slabs of the Mino sedimentary complex in the Tanigumi district are economically important raw materials for cement, solvent and fertilizer.

文献引用例

脇田浩二 (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), 地質調査所, 53 P.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

WAKITA, K. (1991) *Geology of the Tanigumi district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 53p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成 3 年 2 月 4 日 印 刷

平成 3 年 2 月 8 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 亀田修平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

©1991 Geological Survey of Japan