

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	舞鶴帯東部の堆積史と造構史
Author(s)	鈴木, 茂之
Citation	広島大学地学研究报告, 27 : 1 - 54
Issue Date	1987-03-31
DOI	
Self DOI	10.15027/52893
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052893
Right	
Relation	



舞鶴帯東部の堆積史と造構史*

鈴木茂之

Sedimentary and Tectonic History of the Eastern Part of Maizuru Zone, Southwest Japan

By

Shigeyuki SUZUKI

Abstract: The Maizuru Zone is a structural belt extending from Maizuru, Kyoto Prefecture, to the western part of Hiroshima Prefecture in ENE-WSW trend, and is geotectonically placed between the Chugoku and the Tamba Zone.

At first, the Maizuru Zone was defined by Matsushita (1950) as a zone distinguished from the surrounding zones, Tango-Tajima Zone (=Chugoku Zone) and Tamba Zone, by the development of the Yakuno Basic Intrusive Rocks and Triassic sediments. About ten years later, it has been made clear by many authors (e.g. Nakazawa, 1958; Kano et al., 1959; Nakazawa, 1961; Shimizu et al., 1961, 1962; Shimizu, 1962) that the Maizuru Zone consists of the Middle to Upper Permian Maizuru Group, Lower to Middle Triassic Yakuno-Shidaka-Miharaiyama Group, Upper Triassic Nabae Group and Yakuno Complex (basic to acid rocks with metamorphics), which are developed in five parallel subzones, namely zone of north intrusive bodies, Shidaka subzone, northern subzone, central subzone and southern subzone. Nakazawa (1961) has assumed that the orogenic movement in the Maizuru Zone occurred after the deposition of the Maizuru Group and before the deposition of the Lower to Middle Triassic strata.

Subsequently, the Working Group of Permian-Triassic System (1975) has shown that, of the two foraminiferal faunas in the Maizuru Group, *Palaeofusulina* fauna and *Lepi dolina* fauna, the former is younger than the latter. Furthermore, on the basis of the analysis of such rock-structures as slaty cleavage and mesoscopic folds in the Akenobe and Yanahara mining districts, Sugita (1973) and Mitsuno et al. (1975) have clarified that the tectonic movement occurred in three stages in the Maizuru Zone. They have also pointed out that the Maizuru Group is lithostratigraphically divided into four formations, using the acid tuff layers as key beds.

Suzuki et al. (1982) have performed the stratigraphical and structural analysis of the Maizuru Group in the Maizuru district and revealed that the group in question is divided into three formations: The Lower Formation consists mainly of basaltic volcanics, the Middle Formation is characterized by mudstone with intercalated thin layers of acid volcanics in upper and lower horizons, and the Upper Formation is mainly composed of graywacke-type sandstone accompanied with conglomerate and turbidite layers in the lower half and of mudstone with limestone lenses in the upper half. The Middle Formation, together with the lower half of the Upper Formation, is correlated with *Lepidolina* zone, while the upper half of the Upper Formation with *Palaeofusulina* aff. *sinensis-Colaniella parva* zone. Further the Maizuru Group forms a synclinorium of southward vergence with axial trend of ENE-WSW. Suzuki et al. (1982) have also suggested that the Upper Triassic Nabae Group is folded in the same fashion as the Maizuru Group. This fact indicates that the post-Carnian folding occurred in the Maizuru Zone.

In this paper, the writer describes in detail the stratigraphy and geologic structure of the Per-

*Doctoral thesis (Science) submitted to Hiroshima University in 1986

mian-Triassic System in the Maizuru, Oe and Shidaka areas, all in Kyoto Prefecture. The sedimentary petrographic analysis of conglomerate and sandstone is also attempted. In conclusion, the writer discusses the sedimentary and tectonic history of the eastern Maizuru Zone.

Shidaka Subzone

The Shidaka Subzone in the Shidaka area is occupied by the Lower to Middle Permian Shimomidani Formation and the Lower to Middle Triassic Shidaka Group. The Shimomidani Formation is characterized by mudstone with intercalated thin layers of acid tuff and basic volcanics, showing near-shore to off-shore facies. It forms overturned folds of southward vergence with axial trend of E-W. The Shidaka Group is mainly composed of arkose-type sandstone accompanied with conglomerate, mudstone and coal, showing beach to brackish-water facies. The Shidaka Group is not folded and covers the Shimomidani Formation with an angular unconformity.

The Shidaka Subzone in the Miharayama route, Hyogo Prefecture, is occupied by the Lower and Middle Formations of the Maizuru Group of Middle Permian age and the Miharayama Group of Lower to Middle Triassic age. The Maizuru Group forms overturned folds of southward vergence with axial trend of E-W. The Miharayama Group is correlated with the Shidaka Group. This Group is not folded and covers the Lower and Middle Formations of the Maizuru Group with an angular unconformity.

Yakuno Northern Subzone (Northern Subzone)

The Yakuno Northern Subzone in the Shidaka area is occupied by the Yakuno granitic rocks, which tectonically intrudes into the Shimomidani Formation and is unconformably overlain by the Shidaka Group. The Subzone in the Maizuru area is also occupied by the Yakuno granitic rocks tectonically intruding into the Middle Formation of the Maizuru Group.

In the Oe area, the Yakuno Northern Subzone is occupied by the Komori Metamorphic Rocks, which is in fault contact with both Shimomidani Formation and Lower Formation of the Maizuru Group. The pebbles of rocks referable to the Yakuno Complex and Komori Metamorphics are found in conglomerate of the Upper Formation of the Maizuru Group.

Central Subzone

The Central Subzone in the Oe area is occupied by the Middle to Upper Permian Maizuru Group and the Lower to Middle Triassic Yakuno Group. The Maizuru Group is divided into the Lower, Middle, Upper and Gujo Formations. The Upper Formation is correlated with the lower half of the Upper Formation in the Maizuru area (Suzuki et al., 1982), and is mainly composed of graywacke-type sandstone accompanied with conglomerate, showing near-shore to off-shore facies. The Gujo Formation is mainly composed of graywacke-type sandstone accompanied with conglomerate, being of deltaic facies. The Yakuno Group consists mainly of arkose-type sandstone accompanied with conglomerate and mudstone, being of off-shore facies. The slaty cleavage is observed in both Maizuru Group and lower horizon of the Yakuno Group. The Maizuru Group and Yakuno Group form a synclorium structure, which is represented by overturned folds of southward vergence with axial trend of ENE-WSW. The slaty cleavage corresponds to the axial plane cleavage of the synclorium. In the Yakuno route, Kyoto Prefecture, the slaty cleavage is also observed in the Yakuno Group, which forms an overturned syncline of southward vergence with axial trend of WNW-ESE.

The Central Subzone in the Maizuru area and the Nabae route, Kyoto Prefecture, is occupied by the Maizuru Group and Nabae Group. The slaty cleavage is observed in both Maizuru Group and lower horizon of the Nabae Group. The Maizuru Group and Nabae Group are both involved in a fold structure, which is represented by overturned folds of southward vergence with axial trend of ENE-WSW.

Yakuno Southern Subzone (Southern Subzone)

The Yakuno Southern Subzone in the Maizuru area is occupied by the Yakuno Basic Rocks. The longitudinal faults are developed in the Yakuno Southern Subzone and Central Subzone, cutting the Upper Triassic Nabae Group and its fold structure.

The results described above suggest that the tectonic movement in the Central Subzone and Yakuno Southern Subzone occurred in later stage than that in the Shidaka Subzone and Yakuno Northern Subzone. In the latter subzones, the folding of the Maizuru Group, associating the intrusion of Yakuno Complex, appears to have taken place during the Late Permian. On the other hand, in the former subzones, the folding of the Maizuru Group, as well as the Triassic strata, appears to have taken place during the Latest Triassic or Jurassic. It may be adequate that the Shidaka Subzone and Yakuno Northern Subzone are tectonically distinguished from the Central Subzone and Yakuno Southern Subzone and included into the Chugoku Zone. The writer concludes that the Maizuru Zone is newly defined as the zone containing only the Central Subzone and Yakuno Southern Subzone, where, after deposition of the Middle to Upper Permian Maizuru Group and Triassic strata, the folding and longitudinal faulting took place during the Latest Triassic or Jurassic.

目 次

I.	まえがき	3
II.	地質概要	6
III.	舞鶴地域の層序と地質構造	9
A.	層序	9
B.	地質構造	11
IV.	大江地域の層序と地質構造	14
A.	層序	14
B.	地質構造	21
V.	志高地域の層序と地質構造	24
A.	層序	24
B.	地質構造	31
VI.	二疊系と三疊系の地質関係	33
VII.	砂岩、礫岩の堆積岩石学的性質	36
A.	砂岩	36
B.	礫岩	43
VIII.	堆積史と造構史	47
A.	堆積環境と堆積史	47
B.	造構史	48
C.	舞鶴帯の定義	49

I. ま え が き

舞鶴帯は、中国帯と丹波帯に挟まれた幅15~20kmの細長い地帯であり、京都府北部の舞鶴市に模式的に分布し、福井県小浜市西方大飯半島から広島県広島市北東方刈田付近まで東北東-西南西方向に連続する。舞鶴帯はこれまで、北から、夜久野岩類からなる北部貫入岩体、おもに中・下部二疊系下見谷層からなる志高帯（本論文では志高亜帯と呼ぶ）、夜久野岩類および高温型広域変成岩からなる北帯（夜久野北亜帯）、中・上部二疊系舞鶴層群、中・下部三疊系

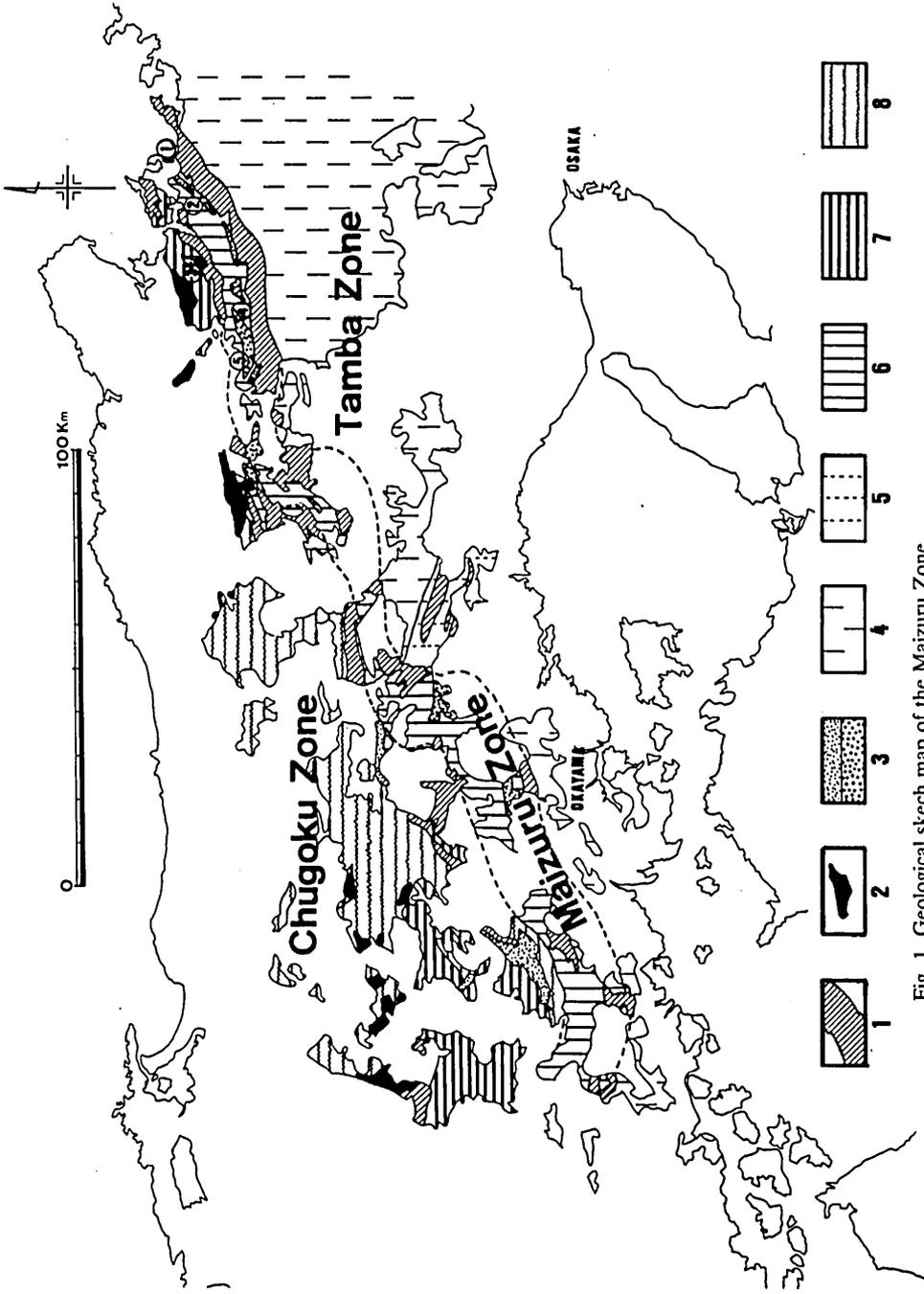


Fig. 1. Geological sketch map of the Maizuru Zone.

- 1: Yakuno Complex, 2: Ultramafic rocks, 3: Triassic strata, 4: Tamba Group, 5: Paleozoic strata of the Kamigori Zone, 6: Maizuru Group, 7: Paleozoic strata of the Chugoku Zone, 8: Sangun Metamorphic Rocks.
- ① Nabae, ② Maizuru, ③ Shidaka, ④ Oc, ⑤ Yakuno, ⑥ Mihariyama.

夜久野層群および上部三畳系難波江層群からなる夜久野帯（中央亜帯）、塩基性の夜久野岩類からなる南帯（夜久野南亜帯）に分けられるとされてきた（中沢，1961）。しかし，本論文では後で議論するように，三畳紀末～ジュラ紀の造山運動を受けた中央亜帯と夜久野南亜帯だけを舞鶴帯とし，二畳紀後期の造山運動を受けた北部貫入岩体，志高亜帯および夜久野北亜帯は中国帯に含まれるものとして取り扱う。

舞鶴帯の模式的な地域である京都府舞鶴周辺の地質調査は，舞鶴港が軍港であったため，戦後になってから本格化した。舞鶴帯という名称も戦後，松下（1950）により三畳系と夜久野塩基性岩で特徴づけられる地帯として命名された。系統的に舞鶴帯の研究が行われたのは1950年代から1960年代で，中沢，志岐，清水，野上による。層序，生層序の研究としては，中沢（1957）による上部三畳系（カーニアン），中沢ほか（1958）による中・下部三畳系（スキチアン～ラジニアン前期），清水ほか（1962a）による中・上部二畳系舞鶴層群の報告がある。このうち清水ほか（1962a）は，舞鶴層群を塩基性凝灰岩からなる下部層，泥岩からなり石灰岩を伴う中部層，砂岩，礫岩，泥岩からなる上部層，砂岩，礫岩からなる公庄層に4区分し，中部層は *Palaeofusulina-Reichelina* 化石群を，上部層は *Lepidolina toriyamai* 化石群を含むとした。地質構造については中沢（1961）によって，舞鶴帯は複向斜が高角断層で寸断された鱗片構造を形成していると推定されていた。構造運動の時期については，二畳系と三畳系との間の不整合と両者の層相の違いから，二畳紀末の変動を重視している（中沢ほか，1958）。

しかしその後，層序についてはペルム・三畳系ワーキンググループ（1975）によって，それ

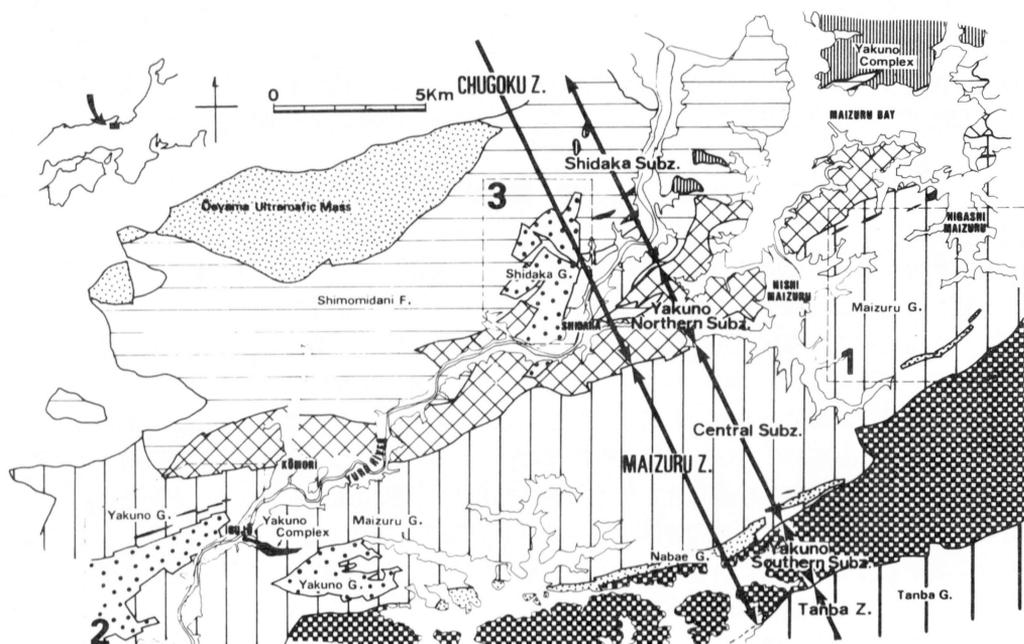


Fig. 2. Geological sketch map of the eastern Maizuru Zone (modified from Igi et al., 1961, 1965).

1: Maizuru area, 2: Oe area, 3: Shidaka area.

まで *Lepidolina* 化石群より下位を占めると考えられていた *Palaeofusulina* 化石群が、逆により上位に位置することが明らかにされた。また、地質構造については杉田 (1973)、光野ほか (1975) によって、舞鶴層群は重複した褶曲構造を形成しており、酸性凝灰岩が鍵層として役立つとともにスレート劈開の利用が褶曲構造の解析に有効であることが示された。以上の経過から、舞鶴層群の層序のみなおしと地質構造の再検討が課題となった。

鈴木ほか (1982a) は舞鶴地域の舞鶴層群について、スレート劈開を利用して褶曲構造の解析を行うとともに、酸性凝灰岩を鍵層として層序のみなおしを行った。その結果、舞鶴層群は複向斜構造をなしていること、清水ほか (1962a) の中部層のうち石灰岩を含む部分は、上部層より上位にすることが明らかになった。さらに上部三疊系難波江層群も舞鶴層群と同じ褶曲作用を受けており、これまで二疊紀末とされていた舞鶴帯の褶曲時期が三疊紀後期 (カーニアン) 後になることを示した。

本論文では、舞鶴帯東部に位置する京都府舞鶴市東舞鶴・西舞鶴周辺 (舞鶴地域)、同市志高周辺 (志高地域) および加佐郡大江町周辺 (大江地域) の二疊系と三疊系の層序・構造を明らかにするとともに砂岩・礫岩について堆積岩石学的検討を加え、これらにもとづいて舞鶴帯の堆積史と造構史を考察する。さらに舞鶴帯の定義について地質構造発達史の観点から再定義を試みる。

謝辞：本研究を進めるにあたって広島大学長谷見教授には終始懇切な指導と激励を賜り、原稿の校閲もしていただいた。同大学沖村雄二助教授、岡山大学光野千春教授、故杉田宗満講師にも激励と貴重な討論をいただいた。広島大学柿谷悟教授、添田品教授、原郁夫教授、矢野孝雄博士、岡山大学柴田次夫講師には種々の助言と援助を賜った。また広島大学鈴木盛久博士には岩石の鑑定について、宮本隆実博士には砂岩の分析について教をいただき、大阪市立大学石賀裕明博士には放散虫の鑑定をしていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

II. 地 質 概 要

舞鶴帯は中国帯と丹波帯の境界に位置し、京都府舞鶴市付近から中国地方東部にかけて東北東-西南西方向に細長く延びている (第1図)。中沢 (1960) は京都府北部地域において舞鶴帯を北から北部貫入岩体、志高帯、中央貫入岩体 (北帯)、夜久野帯 (中帯)、南部貫入岩体 (南帯) の5つの地帯に区分した。本論文で取り扱うのは志高帯より南についてである。ところでこれらの地帯は舞鶴帯と中国帯を細分したものであるため、ここでは、たとえば志高帯とせず志高亜帯と示し、名称については最近呼びならわされるものとして、北から志高亜帯、夜久野北亜帯、中央亜帯、夜久野南亜帯を使う。また本論文では後で述べるように、志高亜帯と夜久野北亜帯は中国帯に、中央亜帯と夜久野南亜帯は舞鶴帯に属するとした (第2図)。各亜帯は断層で境されるのが普通であるが、夜久野北亜帯を構成する夜久野複合岩類は志高亜帯、中央亜帯の地層と多くは貫入関係にある。

次章以下に説明する舞鶴地域は夜久野北亜帯から南亜帯に及び、大江地域は夜久野北亜帯と中央亜帯、志高地域は志高亜帯と夜久野北亜帯を含む。調査地域にあらわれる地質体の岩相、堆積環境、時代、地質構造、褶曲・断層・貫入の時期等を各亜帯ごとにまとめて表1に示す。

	Constituent rocks	Lithology	Sedimentary environment	Age	Structure	Age of folding, faulting & intrusion
Chugoku Zone	Shimomidani F.	mudstone, acidic tuff, basic volcanic rocks	neritic to off-shore	Early & Middle Permian	overturned fold	Late Permian
	Lower & Middle F. of the Maizuru G.	mudstone, turbidite, acidic tuff, basic volcanic rocks	neritic to off-shore	Middle Permian	overturned fold	Late Permian
	Shidaka G. & Miharaiyama G. *A	sandstone, mudstone, conglomerate	beach & brackish-water	Early & Middle Triassic	uniclinal	-----
	Yakuno acidic rocks *B	tonalite, quartz porphyry	-----	Late Permian	-----	Late Permian
Yakuno Northern Subzone	Komori metamorphic rocks	gabbro, amphibolite, gneiss	-----	?	-----	Late Permian
	Maizuru G.	mudstone, turbidite, sandstone, conglomerate, limestone, acidic tuff, basic volcanic rocks	near-shore to off-shore	Middle & Late Permian	overturned fold	Latest Triassic or Jurassic
Maizuru Zone	Yakuno G. *C	sandstone, mudstone, conglomerate	near-shore	Early & Middle Triassic	overturned fold	Latest Triassic or Jurassic
	Nabae G.	sandstone, mudstone	beach & brackish-water	Late Triassic	overturned fold	Latest Triassic or Jurassic
	Yakuno basic rocks	basalt, gabbro, ultramafic rocks, & gneiss	-----	Carboniferous to Triassic *1	-----	Latest Triassic or Jurassic

*1. After SHIBATA et al. (1977).

*A. Covering the Shimomidani Formation and the Lower and Middle Maizuru Group with an angular unconformity.

*B. Intruding into the Shimomidani Formation and the Lower and Middle Maizuru Group.

*C. Covering the Maizuru Group with a parallel unconformity.

Table 1. Outline of geology of the studied area.

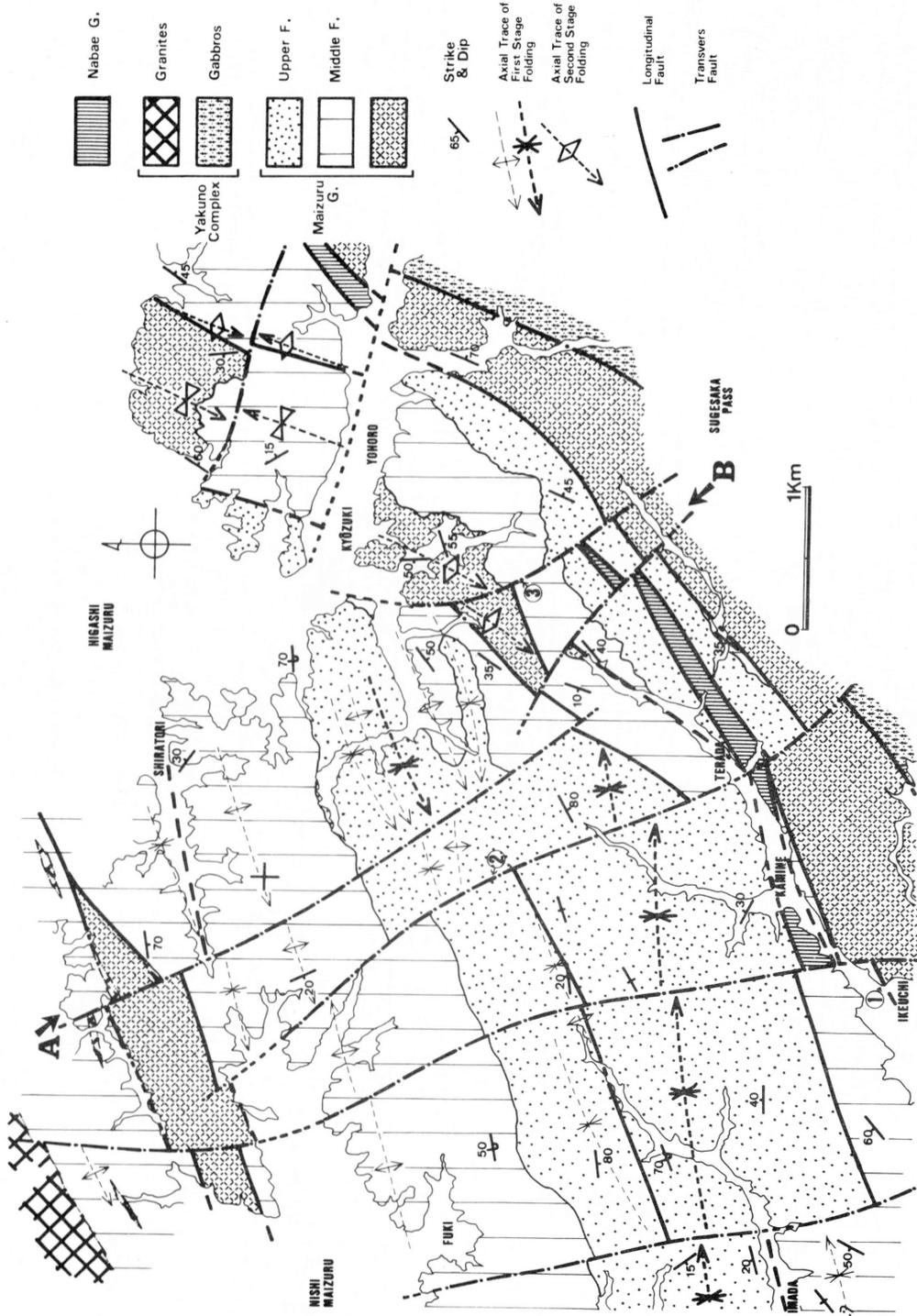


Fig. 3. Geological map of the Maizuru area.

Ⅲ. 舞鶴地域の層序と地質構造

舞鶴地域は京都府舞鶴市東舞鶴から西舞鶴にわたり、夜久野北亜帯、中央亜帯、および夜久野南亜帯の一部を占める。これらの地帯は北東-南西方向に帯状に分布しており、夜久野北亜帯は圧碎花こう岩類、夜久野南亜帯は斑れい岩類からなる。中央亜帯はほとんど舞鶴層群からなるが南縁部に難波江層群を伴う（第3図）。

本地域での調査結果は鈴木ほか（1982）によってすでに報告されており、ここでは化石資料を追加して、層序と地質構造の概略について述べる。

A. 層序

1. 舞鶴層群

清水ほか（1962a）は *Lepidolina* 化石群が *Palaeofusulina* 化石群より上位にあるとしたが、ペルム三疊系ワーキンググループ（1975）および Ishii, Okimura & Nakazawa（1975）は *Palaeofusulina* 化石群が逆に *Lepidolina* 化石群の上位にくることを明らかにした。このため層序全体のみなおしが必要となった。筆者らは酸性凝灰岩を鍵層とし、さらに級化成層ならびに層理面とスレート劈開面との斜交関係による上下判定を利用することによって、新たに下部層、中部層、上部層の3層を区分した（第4図）。

(a) 下部層

本地域の北部と南部に北東-南西方向に延びて分布するほか、南東より中央部の背斜軸部にも分布する。北部と南部の下部層は塩基性熔岩からなり、同質凝灰岩および泥岩を挟む。中央部のものは塩基性凝灰岩が優勢で、同質熔岩、泥岩を伴う。寺田北方約1 kmの道路沿いの露頭では下部層と中部層との境界が観察でき、境界直上約5 mの中部層泥岩中には厚さ約1 mの酸性凝灰岩がはさまれる。層厚は750 m以上である。

(b) 中部層

本地域の北部と南部に、一般に下部層より中央部側によって分布する。泥岩を主体とするが酸性凝灰岩の有無によって下部、中部、上部の3部層に区分できる。

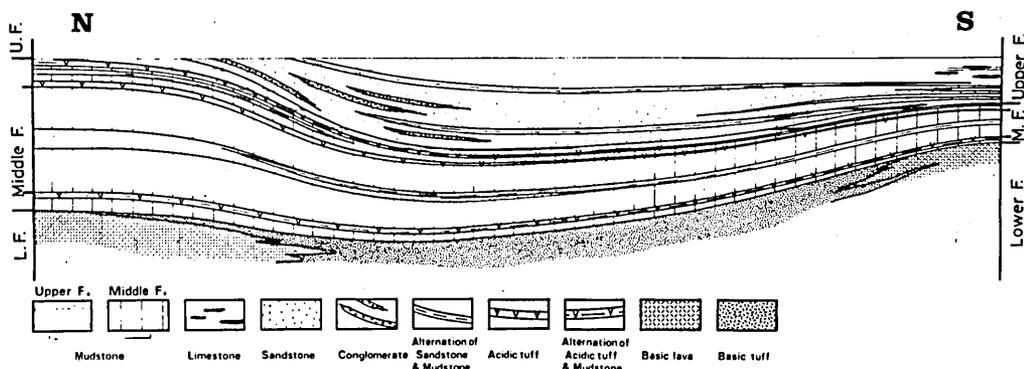


Fig. 4. Schematic stratigraphic profile of the Maizuru Group in the Maizuru area.

中部層下部は泥岩が優勢で砂岩、タービダイトを伴うほか、酸性凝灰岩、砂岩・泥岩・酸性凝灰岩細互層を挟むのが特徴である。中部層中部はほとんど無層理な泥岩からなり、砂岩、タービダイトの薄層を挟む。中部層上部は泥岩が優勢であるが砂岩、タービダイトを頻繁に挟み、上限は砂岩・泥岩・酸性凝灰岩細互層、下限は酸性凝灰岩で定められる。層厚は北で約1500mと厚く、南では約500mと薄くなっている。

(c) 上部層

本地域の中央部と南部に分布する。上部層はさらに砂岩が優勢な下半部と含石灰岩泥岩からなる上半部に2分できる。

上部層下半部はほとんど砂岩からなり、礫岩、タービダイトを伴う。砂岩は典型的な石質ワッケで代表され、礫岩とともに泥質で淘汰が悪いのが特徴である。上部層上半部は泥岩が優勢であり、石灰岩レンズを伴うのが特徴である。層厚は中央部の向斜北翼では700m以上あるが、向斜南翼では約400m、さらに地域内南部では100m程度と、南ほど薄くなる。

なお上部層上半部は清水ほか(1962a)によると中部層に属するとされていたが、酸性凝灰岩を鍵層とすると、中部層上部より上位にあり、さらに上部層下半部の連続と考えられる砂岩と泥岩からなる層の上位に位置することから、本地域内の舞鶴層群の最上位の地層と判断できる。

(d) 舞鶴層群の化石

本地域のフズリナおよび小型有孔虫化石については沖村ほか(1983)によって検討されている。それによると、中部層中部からは1地点(鈴木ほか1982におけるLoc. 1)の産出で *Lepidolina multiseptata shiraiwensis*, *Afghanella* sp., *Yabeina* cf. *toblei* が、中部層上部からは2地点の産出で1地点(鈴木ほか1982におけるLoc. 2)では *Yabeina* cf. *minuta*, *Colania dovillei*, *Praesumatrina* sp., *Afghanella* sp. が、他の1地点(鈴木ほか1982におけるLoc. 3)では *Lepidolina multiseptata multiseptata*, *L. multiseptata shiraiwensis*, *Metadoliolina pseudolepida*, *Cancellina* sp. が、上部層下半部からは2地点の産出で1地点(鈴木ほか1982におけるLoc. 4)では *Yabeina* cf. *minuta*, *Colania dovillei*, *Praesumatrina* sp., *Afghanella* sp. が、他の1地点(鈴木ほか1982におけるLoc. 5)では *Lepidolina multiseptata multiseptata*, *L. multiseptata shiraiwensis*, *Metadoliolina pseudolepida*, *Cancellina* sp. が、いずれも礫岩中に細礫として個体で含まれている。上部層上半部からは2地点の産出(鈴木ほか1982におけるLoc. 6, Loc. 7)で、いずれの地点でも *Palaeofusulina sinensis*, *P. mutabilis*, *Reichelina* sp. および小型有孔虫として *Colaniella parva*, *C. cylindrica*, *C. inflata*, *C. rikoensis*, *C. minima*, *Pseudocolaniella* sp. が石灰岩レンズから得られた。以上から、中部層中部から上部層下半部までは *Lepidolina* 帯、上部層上半部は *Palaeofusulina sinensis*-*Colaniella parva* 帯としてまとめることができ、これはベルム・三疊系ワーキンググループ(1975)による生層序と矛盾しない。

なお上部層上半部の石灰岩レンズからは、サンゴ化石として *Waagenophyllum* (*Waagenophyllum*) *virgalense* が *Palaeofusulina sinensis*-*Colaniella parva* 化石群と共存して産出している(Suzuki & Yamagiwa, 1980)。

2. 難波江層群

本地域南部に中沢(1957)の区分によるN₂層とN₃層が細長く分布する。N₂層は砂岩からな

り礫岩、泥岩をまれに挟む。砂岩は中粒で塊状を呈する。基質は5~7%と少なく、石英、カリ長石に豊む淘汰の良い長石質アレナイトである。礫岩は細礫岩で代表され、基質は砂質で少なく、礫径はそろっている。礫種としては酸性火山岩が過半数を占めるが、花こう岩および石英、カリ長石、斜長石の細礫サイズの単結晶を伴うのが特徴である。N₃層は泥岩からなり、炭層を伴うのが特徴である。

3. 夜久野岩類

夜久野北亜帯に分布するものは舞鶴層群中部層中部と貫入関係で接しており(鈴木, 1983); カタクラスティックな花こう岩類からなる。この花こう岩類はカリ長石をほとんど含まないトーナライトであり、一部に微粒な珪長質岩を伴う。また輝緑岩のゼノリスを含む。

夜久野南亜帯に分布するものはおもに斑れい岩からなる。本地域より東の夜久野南亜帯については石渡(1973)の調査があり、夜久野岩類はオフィオライトとしてとらえられている。一方、猪木ほか(1979)は本地域の南東部に隣接した菅坂峠付近に分布する角閃岩、黒雲母片麻岩(ないし片岩)を河守変成岩とともに舞鶴変成岩とし、舞鶴帯の基盤岩と考えている。

放射性年代は菅坂峠付近の変成岩について測定されており、柴田・猪木(1966)によれば黒雲母角閃岩の黒雲母からK-Ar法で 215 ± 17 Ma, 216 ± 17 Maの値が得られている。同一試料についてRb-Sr法では早瀬・石坂(1967)が306Ma, 柴田ほか(1972)が236(250)Maの値を得ている。また石墨黒雲母片岩の黒雲母からはRb-Sr法で早瀬・石坂(1967)によって332Maの値が得られている。

B. 地質構造

1. 褶曲

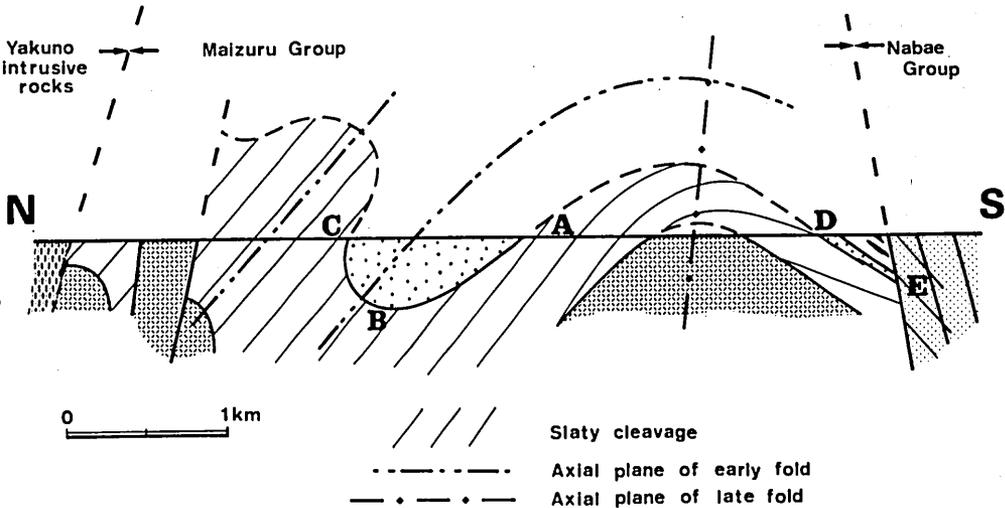


Fig. 5. Schematic structural profile of the Maizuru area.

(a) 解析方法

褶曲構造の解析には鈴木ほか(1982)が示したようにスレート劈開を利用した。スレート劈開は泥岩などのインコンピートな地層によく発達し、圧縮によって二次的に形成された葉片状鉱物の平行配列で示される。地層が圧縮を受けた場合、地層は変形し褶曲するが、スレート劈開は圧縮軸に直交する方向である褶曲軸面に平行に発達する。このようなスレート劈開の特性を利用すると、劈開面の方向から褶曲軸面の方向が、劈開面と層理面の交線から褶曲軸の方向が、層理面に対して劈開面が時計まわりに斜交するかまたはその逆に斜交するかによってその地層が褶曲のいずれの翼にあたるかがわかる。

(b) 解析結果

本地域の地質構造は、猪木ほか(1961)、清水ほか(1962a)によると一部開いた褶曲があるほかは、おおむね北上位の同斜として示されていた。鈴木ほか(1982)は前述した方法で褶曲構造を解析した結果、舞鶴層群は褶曲軸の方向が舞鶴帯の延びと平行で、軸面が北傾斜の過褶曲をなす複向斜構造を形成しており、さらに複向斜南翼部の一部がNE-SW方向の軸を持つ開いた背斜構造を呈していることを明らかにした。

第5図はこれを模式的に示したものである。地域南部では一部をのぞいて、北傾斜の層理面に対し劈開面はより急な北傾斜で斜交する(第5図A)ことから向斜南翼があらわれていると判断できる。地域中央部は、緩傾斜の層理面に対し北傾斜の劈開面が斜交する(第5図B)ことから、向斜軸部と判断できる。地域北部では、ほぼ鉛直ないし北に急傾斜する地層に対し劈開面はより緩やかな北傾斜で斜交する(第5図C)こと、級化成層はいずれも南上位を示すことから、向斜北翼があらわれていると判断できる。以上の結果および地層の分布と劈開面の走向がENE-WSW方向であることから、この褶曲は軸がENE-WSW方向すなわち舞鶴帯の延びの方向をとり、軸面が北傾斜の過褶曲をなす向斜であることがわかる。

本地域南部の与保呂では劈開面が南東に傾斜しており、層理面はより緩く南東傾斜で斜交している(第5図D)。劈開の傾斜は与保呂を通るNE-SW方向の背斜軸部より南東側に南東に傾斜し、その傾斜角は北傾斜部と同様に数 10° である。これは先に形成された向斜の南翼が背斜によって曲げられたことを示すと考えられることからNE-SW方向の軸を有する開いた背斜は軸面劈開を伴う複向斜構造より新しい褶曲であることがわかる。

本地域南部に分布する上部三疊系難波江層群にもスレート劈開が認められる。その劈開面は南に急傾斜する層理面とはより緩い南傾斜で斜交している(第5図E)。この斜交関係は隣接する舞鶴層群における(第5図D)と同じであることから、難波江層群も舞鶴層群と同じく、スレート劈開を伴う褶曲作用を受けたのち、それをさらに曲げる背斜褶曲の影響を受けているといえる。

2. 断 層

舞鶴帯の延びの方向と平行的な縦走断層と、ほぼ直交する横断断層が識別できる(鈴木, 1982b)。

縦走断層はENE-WSW走向で、一般に急傾斜である。中央亜帯の北部のものは北傾斜、南部のものは南傾斜を示す傾向がある。逆断層が多いが正断層の場合もある。いずれも褶曲構造を切っている。横断断層はNWN-SES走向で、急傾斜である。正断層で傾動を伴うと考

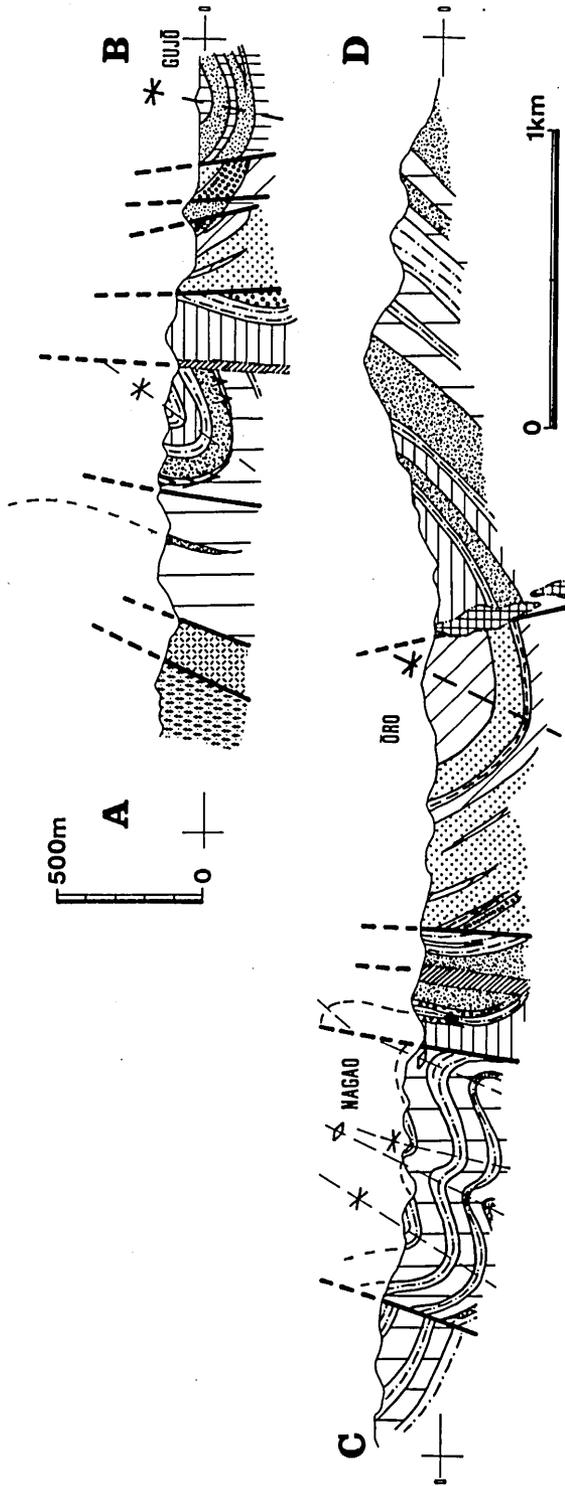


Fig. 6. Geolofiles of the Oe area. See the legend of Fig. 7.

えられる。褶曲構造および縦走断層を切っている。

IV. 大江地域の層序と地質構造

大江地域は、京都府福知山市北部から加佐郡大江町にかけて由良川西岸地域を占める。北部に夜久野北亜帯が分布する以外、本地域は中央亜帯で構成される。夜久野北亜帯は河守変成岩からなり、中央亜帯は中・上部二疊系舞鶴層群と中・下部三疊系夜久野層群からなっている。これらは北から河守変成岩、舞鶴層群、夜久野層群、舞鶴層群と延びが東西方向の帯状配列をなす(第6, 7図)。

A. 層序

1. 舞鶴層群

大江地域の舞鶴層群については、中沢ほか(1958)、猪木ほか(1965)によって化石・岩相を中心に記載がされている。筆者は、鍵層としての酸性凝灰岩の追跡と、スレート劈開と層理の斜交関係を利用したの褶曲構造の解析にもとづいて層序と構造の再検討を行った。その結果は鈴木ほか(1981)で既に要約したが、ここではその後の調査結果も加え、とくに舞鶴地域の層序との比較に留意しながら記述を進める(第8, 9図)。本地域の舞鶴層群は下部層、中部層、上部層、公庄層に区分できる。下部・中部・上部の各層は舞鶴地域における鈴木ほか(1982)の同名の地層に対比される。

(a) 下部層

小原田から河守西方に細長く分布する。岩相は舞鶴地域北部の余部の下部層(鈴木ほか1982)と同様で、塩基性熔岩がほとんどを占め、同質凝灰岩、泥岩を伴う。塩基性熔岩は濃緑色～暗褐色を呈す塊状の岩石であり、一般に非顕晶質である。同質凝灰岩は濃緑色～淡緑色を呈し熔岩中に挟まれるが熔岩との境界は不明瞭な場合が多い。中部層との関係は蓼原から小原田に至る道路ぞいで観察できる。すなわち塩基性熔岩、同質凝灰岩からなる下部層の上位に中部層の泥質砂岩を挟む泥岩が整合に重なり、境界から10m上位の泥岩中に厚さ数mの酸性凝灰岩が挟まれる。この境界部の状況は舞鶴地域寺田北方で観察される下部層と中部層の境界部のそれと一致することから、本地域の下部層とした地層は舞鶴地域の下部層と完全に対比できるものと考えられる。ただし中沢ほか(1958)、猪木ほか(1965)は本層を舞鶴層群とは別の古生層としている。層厚は、下限が不明であるため明らかでないが、300m以上である。

(b) 中部層

調査地域北部の長尾から河守にかけてと、南部の上天津付近に東西方向に細長く分布する。舞鶴地域の中部層と同様に酸性凝灰岩の有無によって下部、中部、上部の3つの部層に区分できる。

中部層下部は蓼原北方に分布し、下部層とは整合で接する。泥岩が優勢で泥質砂岩、礫岩、タービダイトを伴い、酸性凝灰岩を挟む(第8図、柱状図Y)。このうち礫岩は含礫泥岩様であり、塩基性火山岩と泥岩の礫が多いのが特徴である。層厚は上限を断層で切られるため正確さを欠くが、180m以上と推定される。

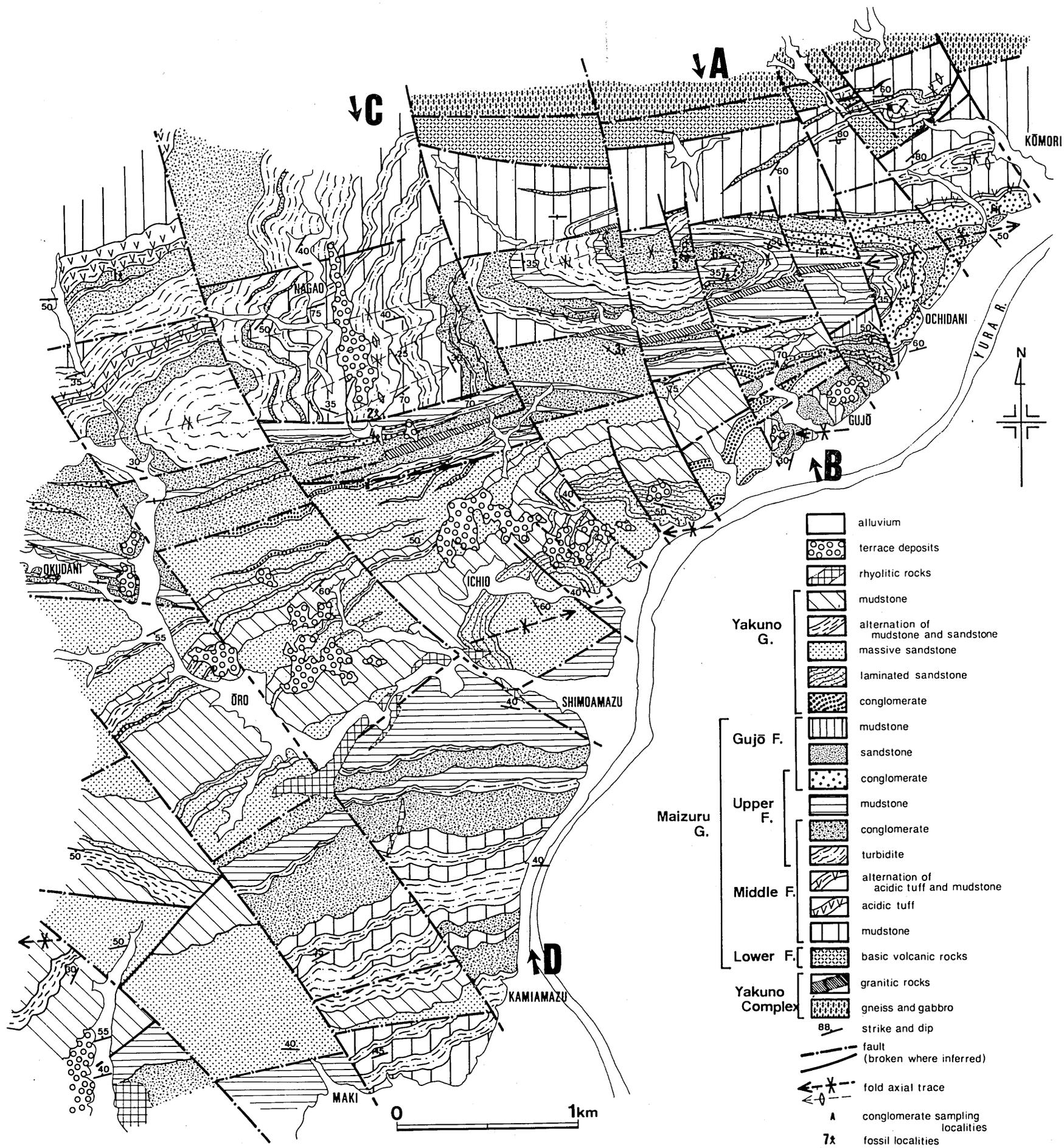


Fig. 7. Geological map of the Oe area.

中部層中部は公庄北方に分布し、無層理の厚い泥岩で特徴づけられ、砂岩、タービダイトを伴う。層厚は、下限を断層で切られるが、450m以上である（第8図、柱状図V~X）。

中部層上部は長尾付近及び上天津に分布し、泥岩、砂岩、礫岩、タービダイト、酸性凝灰岩からなる。タービダイトにはブーマ・サイクルがしばしば認められる。酸性凝灰岩は、1~30mの厚さの単層として産するものと、泥岩、砂岩と1~数cm程度の厚さをもつてくりかえし互層するものがある。本部層の上限と下限は舞鶴地域におけると同様に鍵層として有効な2枚の酸性凝灰岩をもって定めた。層厚は約600mである（第8図、柱状図P~U）。

(c) 上部層

奥谷から落合にかけてと下天津付近に三疊系をとりまくように分布する。中部層上に整合に重なり、公庄層とは断層関係にあるらしい。おもに砂岩、礫岩からなり、タービダイト、泥岩を伴う。砂岩、礫岩とも泥質で淘汰が悪い。礫岩中には圧碎花こう岩および河守変成岩に対比できる角閃岩、黒雲母片麻岩、斑れい岩の礫がみだされる。本地域の上部層は舞鶴地域の上部層の下半部に相当する。舞鶴地域の上部層上半部に対比される地層は本地域には分布しない。舞鶴地域と比較すると、本地域のほうが礫岩の発達がよく、また礫岩には undurable な礫が多量に含まれる。このことは本地域のほうが舞鶴地域よりも後背地に近かったことを示すものと

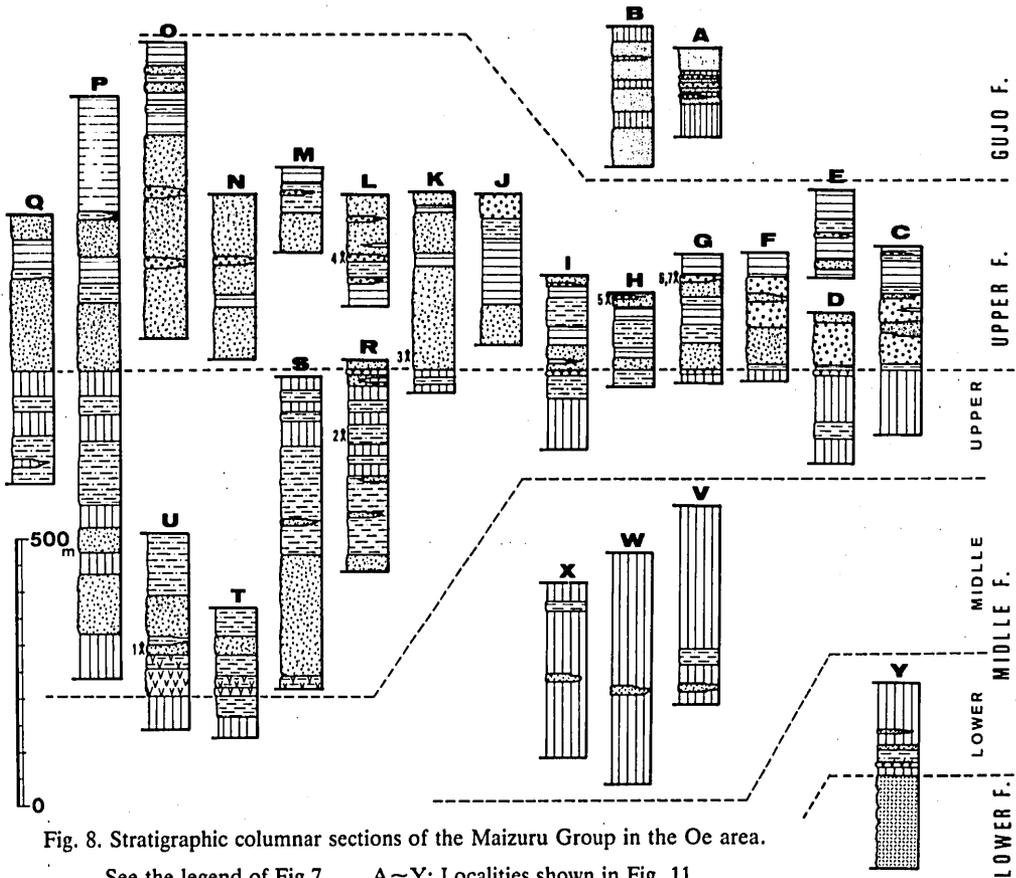


Fig. 8. Stratigraphic columnar sections of the Maizuru Group in the Oe area.

See the legend of Fig.7. A~Y: Localities shown in Fig. 11.

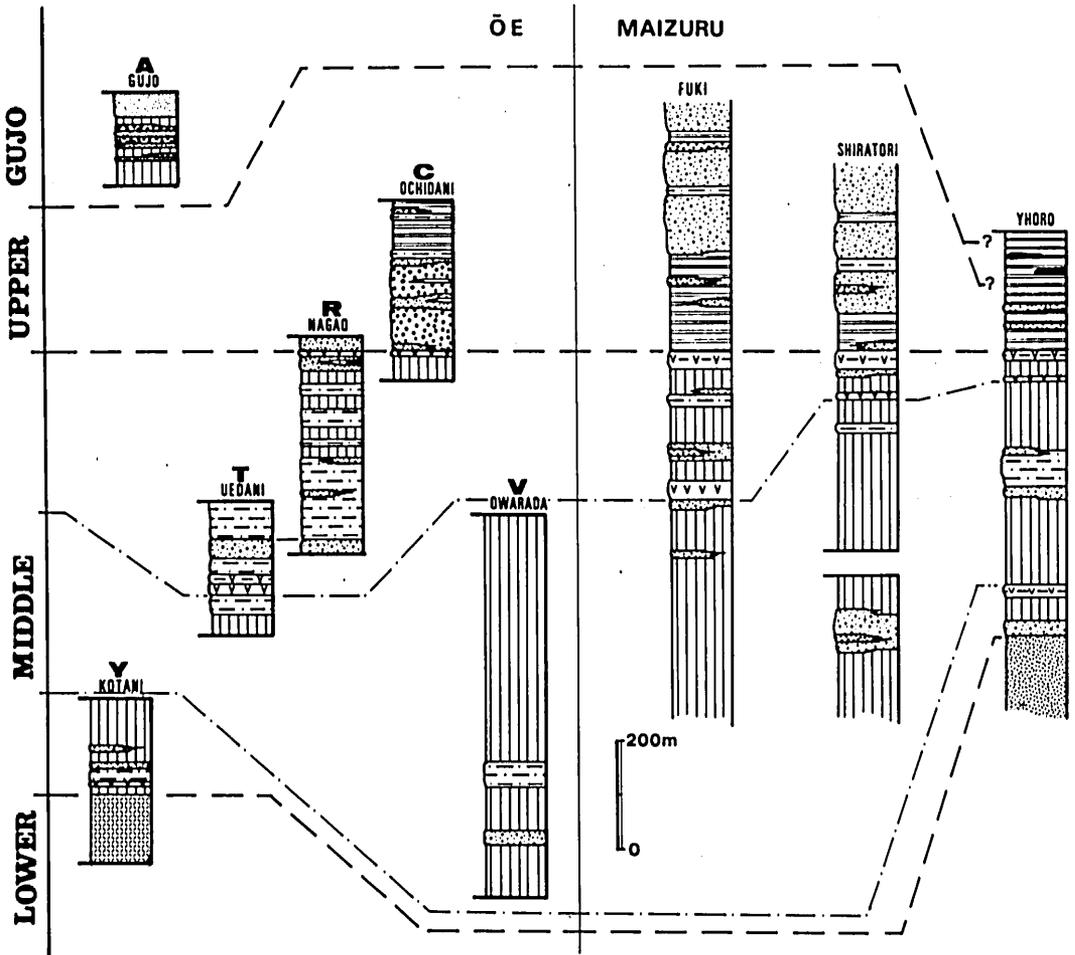


Fig. 9. Diagram showing the correlation of stratigraphic columnar sections of the Maizuru Group between the Ōe area and the Maizuru area.

考えられる。層厚は約600mと推定される（第8図，柱状図C～Q）。

(d) 公庄層

公庄付近に分布する砂岩、礫岩、泥岩、シルト岩からなる地層である。Kambe (1951) によって三疊系とされていたが、中沢ほか (1958) は二枚貝化石の検討から舞鶴層群に属する地層として再定義した。砂岩は、組成では舞鶴層群上部層のものと酷似するが、基質が少なく淘汰係数がより小さい点ではむしろ三疊系の砂岩に似る。本層からは腕足貝や二枚貝の化石が産出し、岩相とあわせて浅海で堆積したことを示すものと考えられる。本地域には上部層上半部に相当する地層が分布しないので、公庄層と上部層上半部との層位関係は明らかにできないが、ベルム・三疊系ワーキンググループ (1975) による化石の検討からは、公庄層は上部層上半部より上位に位置するかまたは同時異相と判断されている。層厚は270m以上である（第8図，柱状図A, B）。

(e) 舞鶴層群の化石および時代

本地域の舞鶴層群中部層，上部層からはフズリナおよび放散虫を，公庄層からは二枚貝，腕足貝を産出する。

フズリナは礫岩から産し，石灰岩礫中に含まれるものとそれ自体が細礫として個体で含まれるものがある。ここでは個体で産するもののみ取り扱う。今回の調査で得られたのは中部層上部から2地点，上部層から5地点である。中部層上部 (Loc. 1, Loc. 2) では *Lepidolina multiseptata multiseptata*, *L. multiseptata schraiwensis*, *Yabeina* sp., *Pseudodoliolina* sp. など，上部層 (Loc. 3, Loc. 4, Loc. 5, Loc. 6, Loc. 7) では *Lepidolina kumaensis*, *L. multiseptata multiseptata*, *Yabeina* sp., *Pseudodoliolina* sp.などを産する。舞鶴層群の小型有孔虫

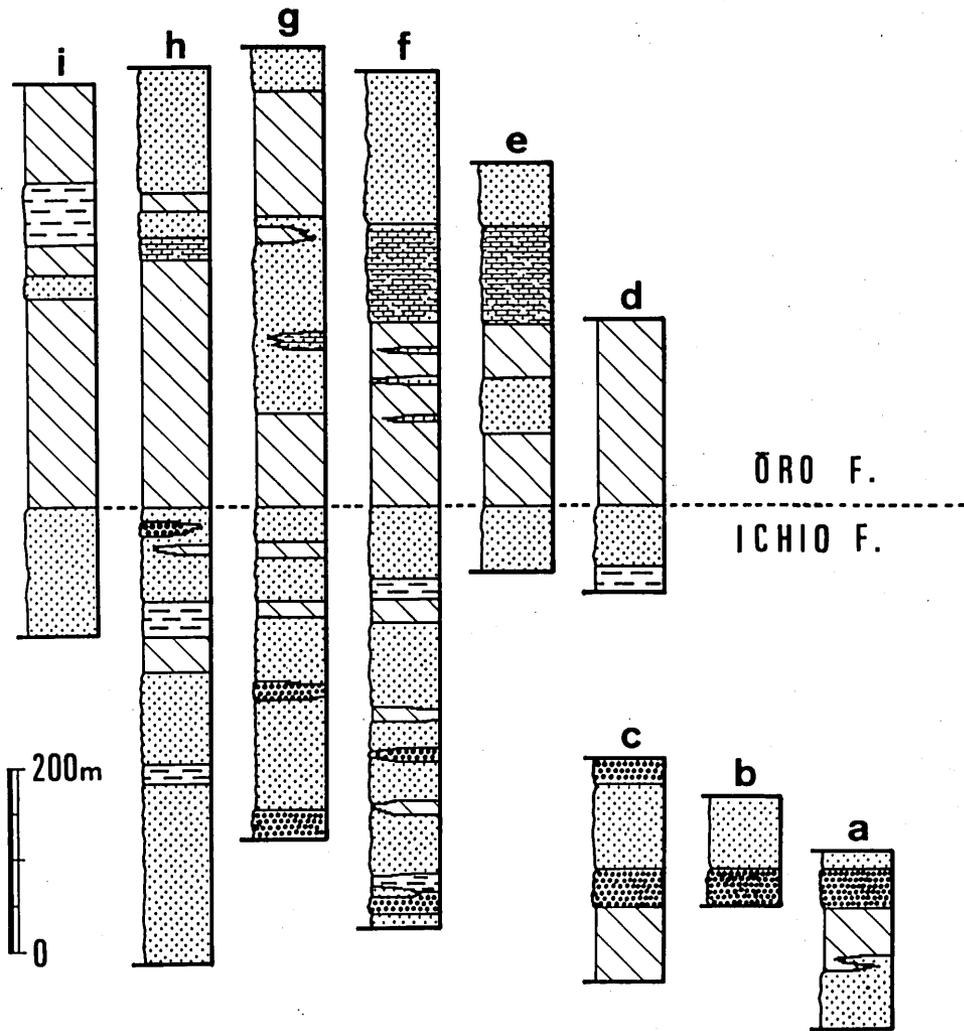


Fig. 10. Stratigraphic columnar sections of the Yakuno Group in the Oe area.

See the legend of Fig. 6. a~i: Localities shown in Fig. 11.

ーフズリナ化石群集については、Ishii et al. (1975) の研究につづいて沖村ほか (1983) は *Palaeofusulina sinensis-Colaniella parva* 化石群, *P. simplex-C. minima* 化石群, *Lepidolina kumaensis* 化石群, *L. multiseptata multiseptata* 化石群, *L. multiseptata schraiwensis* 化石群, *Yabeina-Colania* 化石群の6化石群を識別している。これによると、本地域から産出したフズリナのうち中部層上部のものは *Lepidolina multiseptata multiseptata* 化石群を、上部層のものは *L. kumaensis* 化石群を代表しており、*L. kumaensis* は上部層から出現するといえる。

放散虫はIshiga (1984) によって調査地域外の河守東方南有路および地域内の下天津で発見された。前者の産出地点は岩相から中部層に属すると推定され、*Follicucullus monacanthus* 群集が、後者の産出地点は上部層に属し、*F. schlasticus* 群集が得られている。*F. monacanthus* 群集はレオナルジャン後期～グァダルピアンを、*F. schlasticus* 群集はグァダルピアンを示し、全体として舞鶴層群の時代が中期～後期二疊紀にあたることを支持する。

二枚貝についてはKambe (1951), Nakazawa (1959, 1960) の記載があり、腕足貝についてはShimizu (1963) の記載がある。Nakazawa (1959, 1960) は二枚貝化石から公庄層を二疊紀最末期の地層としている。

2. 夜久野層群

大江地域の三疊系は中沢ほか (1958) によって下位から一尾層、大呂層の2層に区分され、時代はスキチアンからアニシアンにわたることが明らかにされている。ここでは層序区分、時代論ともに中沢ほか (1958) に従って略述する (第10図)。

(a) 一尾層

大呂から公庄にかけてと牧の北方に分布する。おもに砂岩からなり礫岩、砂岩泥岩互層、泥岩を伴う。砂岩は細粒～中粒の淘汰の良い長石質アレナイトで、一般に無層理である。方解石片を多く含む砂岩、基質が石灰質な砂岩も一部に認められる。礫岩は円礫からなり、基質は砂質である。礫径は中礫サイズにそろい、礫種の8割は酸性火山岩とチャートが占める。砂岩泥岩互層は砂岩優勢で、級化層理は発達しない。全体としての層厚は約550mである。なお牧の北方から上天津にかけて分布する弱くホルンフェルス化した地層は、これまでの報告 (中沢ほか1958, 猪木ほか1965) では舞鶴層群とされていたが、厚い無層理の砂岩からなること、砂岩は組成的に長石質アレナイトで代表されることから、夜久野層群一尾層のものと判断した。

(b) 大呂層

大呂から下天津にかけて分布する。おもに砂岩と泥岩からなり、砂岩泥岩互層を伴う。砂岩は一尾層と同じ組成を示し、ほとんどが細粒である。成層する砂岩も認められる。泥岩は暗灰色から灰緑色を呈し、一般に無層理である。石灰質な泥岩もしばしば認められる。層厚は約500mである。中沢 (1957) は本層より *Monophyllites* を発見し、夜久野層群の上限の時代がアニシアンにのびることを明らかにした。

3. 夜久野岩類

本地域内の夜久野岩類は北部に分布する河守変成岩と、舞鶴層群中に脈状に分布する花こう岩類とに大別できる。

河守変成岩 角閃岩、黒雲母片麻岩および変成はんれい岩が主体の高温型広域変成岩である。加納ほか (1958), 猪木ほか (1965) によって記載され、周囲の非変成の地層や夜久野花

こう岩類とは異質な岩体として着目されている。加納ほか(1958)は内帯中・古生代地向斜の基盤岩としてこれをとらえている。本岩体は北側で下見谷層と、南側で舞鶴層群と接しており、それらとは断層関係にあると考えられる。河守変成岩の礫が舞鶴層群上部層の礫岩中に見いだされることから、上部層堆積時には河守変成岩は地表に露出していたといえる。

花こう岩類 舞鶴層群中に5~50mの幅をもって東西方向にのびる脈状ないしレンズ状の小岩体としてあらわれる。岩石は花こう斑岩および花こう閃緑岩またはトーナライトである。この岩体は舞鶴層群を切る縦走断層にそう貫入岩体でありおそらくジュラ紀になってからの貫入であることが、岩体の産状と地質構造上の位置づけから示されている(鈴木, 1983)。

B. 地質構造

1. 褶曲

(a) 解析方法

スレート劈開は舞鶴層群中部層、上部層によく発達するが、公庄層、夜久野層群では発達の程度が弱い。(舞鶴層群下部層は塩基性熔岩が主体をなすため、劈開はほとんど観察されない)。舞鶴地域では上位(浅所)の地層ほどスレート劈開の発達程度が弱くなる現象が認められており(鈴木, 1980)、本地域でも公庄層と夜久野層群は層序的に上位にあるため、および砂岩が優勢なコンピーテナ層であるため劈開の発達が弱いと考えられる。

本地域のスレート劈開は、走向ENE-WSWで北に50°~70°傾斜し、ほぼ一定している。それに対して層理面は一般に走向ENE-WSWで傾斜は変化に富む。スレート劈開面と層理面とは常に斜交しており、斜交関係には以下の4つの場合がある(第11図)。

I) 層理面と劈開面はともに北傾斜であるが、層理面に対して劈開面がより急傾斜をなす場合、II) ほぼ水平な層理面に北傾斜の劈開面が斜交する場合、III) 南傾斜の層理面に北傾斜の劈開面が斜交する場合、IV) 層理面と劈開面はともに北傾斜であるが、層理面に対して劈開面がより緩傾斜をなす場合。I) は向斜南翼または背斜北翼に、II) は褶曲軸部に、III) IV) は向斜北翼または背斜南翼にあたる。なお級化層理によって地層の正逆が判別できたところでは、I) ~ III) の場合は正常位を、IV) の場合は逆転を示し、層理面と劈開面との斜交関係から推定される上位方向と一致する。

(b) 解析結果

スレート劈開と層理面との斜交関係ならびに級化層理から、本地域は第11図に示されるように南から1, 2, 3, 4, 5, 6-6', 7の小地質構造区に区分することができる。これらは断層によってブロック化しているが、東西方向にそれぞれ細長く延びる帯状配列を示している。

最南部の地区1には舞鶴層群中部層、上部層および夜久野層群が分布している。層理面と劈開面はともにE-W走向ないしNE-SW走向で、両者の斜交関係はI)に相当し、級化層理は北上位を示す。この部分は向斜の南翼に相当するとみなされる。

地区2は本地域のほぼ中央部にあたり、舞鶴層群上部層、公庄層および夜久野層群が分布する。層理面は水平に近く、N-S走向で西または東に緩傾斜するものが多い。層理面と劈開面との斜交関係としてはII)の関係が観察される。すなわち向斜の軸部に相当する。

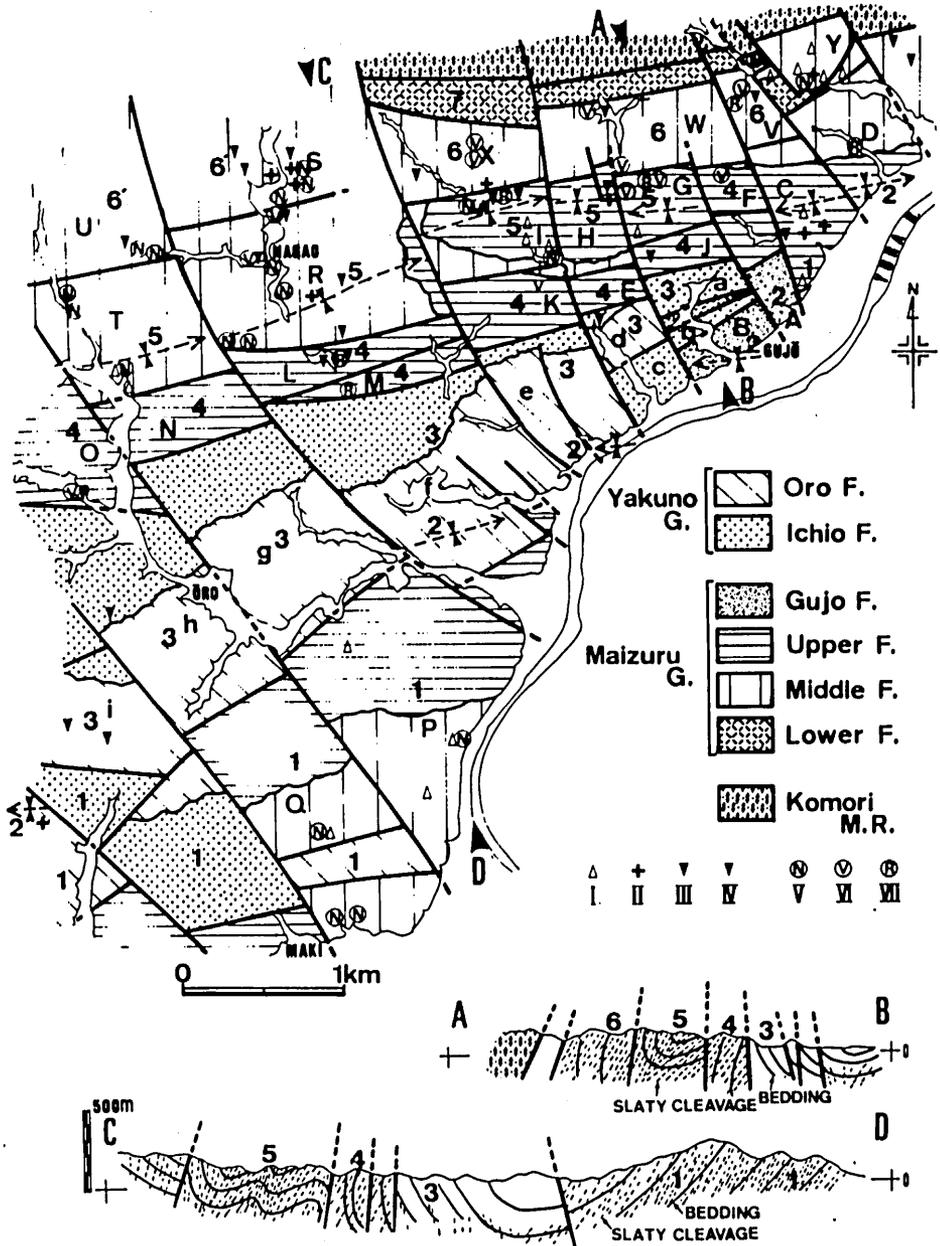


Fig. 11. Geological map and profiles of the Oe area.

I~IV: For explanation, see page 21, V: Grading normal, north-side-up,
 VI: Bedding vertical, south-side-up, VII: Grading reverse, south-side-up.

地区3も地域中央部に位置し、舞鶴層群公庄層と夜久野層群が分布する。層理面はE-W走向で南に50°~60°傾斜し、層理面と劈開面とはⅢ)の関係にある。夜久野層群中の劈開面は垂直に近く南傾斜を示すものが多い。向斜の北翼に相当する。

地区4から地区7は地域の北部に位置する。地区4には舞鶴層群上部層が分布し、層理面はE-W走向で北に急傾斜する。層理面と劈開面とはⅣ)の関係にあり、地層が逆転していることを示唆するが、級化層理もそれを支持するものが観察できる。向斜の北翼に相当する。

地区5には舞鶴層群中部層上部と上部層が分布する。層理面と劈開面との関係は地区内の南から北へⅠ), Ⅱ), Ⅲ)またはⅣ)の順に変化し、地区内で一つの向斜をなしていることがわかる。長尾では2つの背斜と2つの向斜が観察されるが、全体の地層の分布からは一つの向斜とみなすことができる。

地区6'には舞鶴層群中部層中部および同層上部が分布する。層理面と劈開面とはⅢ)の関係にある。地区6には中部層中部が分布するが、層理面はE-W走向で北に急傾斜し、層理面と劈開面とはⅣ)の関係にある。地区6'と地区6は向斜北翼にあたる。

地区7には舞鶴層群下部層が分布する。層理面はE-W走向で急傾斜である。ほとんどが塩基性熔岩からなるため、劈開は観察しえなかったが、中部層の北に位置することから、南上位で、向斜の北翼にあたると思われる。

以上を総合すると、地区2を中心に南北両側ほど古い地層が分布すること、地区2より北では南上位が卓越し、南ではすべて北上位であることから本地域の舞鶴帯は一つの複向斜構造をなしているといえる。すなわち地区2は複向斜構造の軸部に、地区1は南翼に、地区3, 4, 5, 6-6', 7は北翼に相当する。そのうち地区5は複向斜よりスケールが一段階小さい向斜部を代表している。地区5の向斜の対にあたる背斜は、地区4と地区5の間にあつたと考え

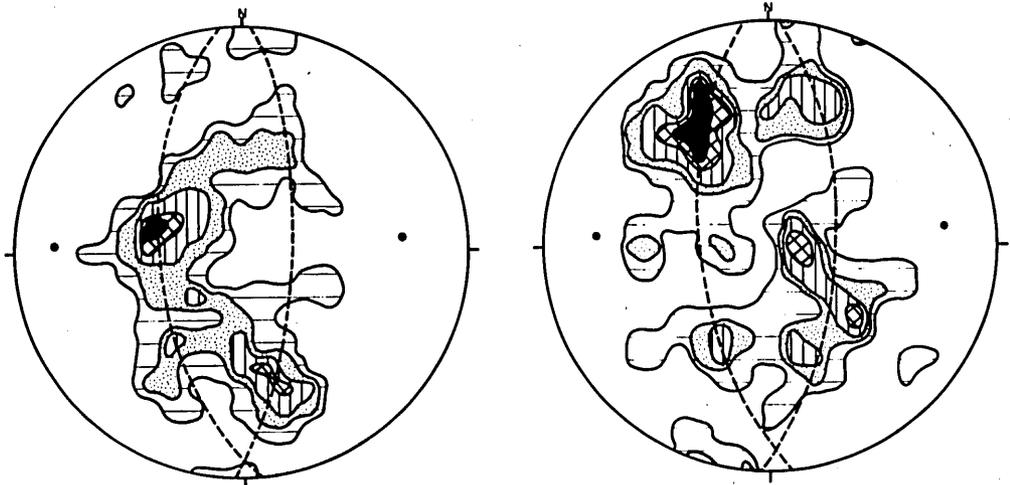


Fig. 12. π -diagrams for the bedding planes of the Permian and Triassic strata in the Oe area.

Left: Data for the Permian strata. Contours: 7-5-3-2-1%.

Right: Data for the Triassic strata. Contours: 7-5-3-2-1%.

られるが、縦走断層によって欠如したと推定される。

褶曲軸面は劈開面と平行であり、E-W走向で北に60°傾斜する。褶曲の形態は、向斜南翼の傾斜が北に30°~60°、向斜北翼の傾斜が南に70°~北に80°であることから軸面が北に傾斜した非対称な過褶曲であることがわかる。

2. 断層

本地域の断層についての記載、スケッチおよび形成時期についての議論は鈴木(1982b)に示してある。ここでは断層をひいた根拠および断層の性状について概要をのべる。以下の3つの地質状況が認められた場合、断層を推定した。すなわち、①地層がくいちがったり急にときれたりしている場合、②不整合の可能性が考えられない部分に地層の欠如がある場合、③褶曲軸の両側で地層が非対称に分布する場合である。実際の断層露頭が推定した位置にあり、断層の走向が推定された方向と矛盾しない場合は実在断層とした。本地域の断層は縦走断層と横断断層に区別できる。

縦走断層 走向はほぼ東西で周囲の地層の伸びや褶曲軸の方向と平行的である。一般に北に50°~60°傾斜するが、地域南部では南傾斜をとることが多い。上盤側がより古い地層であることが多いことから逆断層が卓越すると考えられるが、正断層と推定できるものもあり、またE-W走向北傾斜の断層を切る同走向南傾斜の断層も認められ、縦走断層を複数の断層系に区分しうる可能性がある(鈴木, 1982b)。

横断断層 N-S走向、高角度の断層である。露頭で観察できる共役関係とひきずりから正断層と判断される(鈴木, 1982b)。断層の両側で地層の走向傾斜が変化すること、横断断層で区切られたブロックごとに褶曲軸のプランジの方向が逆になる場合が多いことから、この断層によって地塊が傾動していると考えられる。第12図は二疊系、三疊系それぞれの層理面の極を投影したものでおのおの2つの大円が認められる。これらは杉山(1981)による解析法にもとずくと、E-W方向の褶曲のあと横断断層によって地塊が傾動したことを示すと解釈でき、先に述べた地塊傾動の見解を支持する。

牧北方ではNE-SW走向で南傾斜の断層が存在し、その一部では断層にそって流紋岩脈が貫入している。これらの断層が横断断層と一連の活動で形成されたものか、独立した断層系かは現在のところ明らかでない。

V. 志高地域の層序と地質構造

志高地域は京都府舞鶴市西部の由良川北岸に位置する。本地域についての既存の調査としては神戸(1950)、猪木ほか(1965, 1963)がある。本地域は志高亜帯と夜久野北亜帯を占め、中国帯に属するとみなされる。中・下部二疊系下見谷層(近海~沖合相)、中・下部三疊系志高層群(汽水~海浜相)、夜久野花こう岩類で構成される(第13, 14図)。

A. 層序

1. 下見谷層

下見谷層は猪木ほか(1965)によって舞鶴市西部の下見谷付近を模式地として命名され、

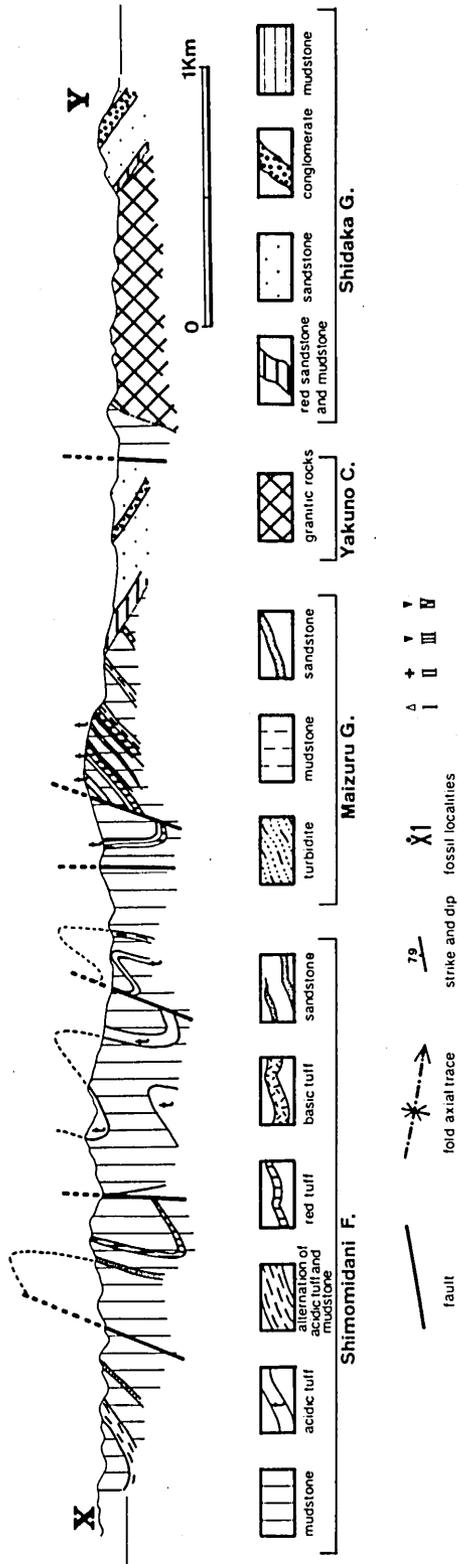


Fig. 13. Geological profiles of the Shidaka area. I~IV: For explanation, see page 32.

チャートを伴う泥岩優勢層として記載された。鈴木 (1982a) は、チャートとされていた岩石は碎屑粒 (石英粒, 長石粒, 流紋岩片) および雲母族鉱物を含むことから酸性凝灰岩であると、鍵層として追跡した。さらにスレート劈開と層理との斜交関係を利用した褶曲構造の解析結果をもとに層序の見なおしを行い、上部は酸性凝灰岩が多く、中部はほとんど泥岩からなり、下部では砂岩を伴うという特徴があることを示した。

本論文では調査範囲を鈴木 (1982a) より西に約 1 km 広げて層序を再検討した。本層を構成する岩石は泥岩, 砂岩, 酸性凝灰岩, 赤色凝灰岩, 塩基性火山岩であり、いわゆる地向斜相のうち、泥岩を主体とする非チャート相である (第15図)。

泥岩は無層理, 黒色で、しばしば酸性凝灰岩質な部分を伴う。泥岩と酸性凝灰岩質泥岩との境界は漸移的であるが、明瞭な層面をもって境される場合もある。酸性凝灰岩質な部分はよく放散虫を含む。鏡下では微小な碎屑粒と基質が観察されるが、碎屑粒はまれな場合が多い。碎屑粒は石英, 長石からなり、まれに岩片を伴う。基質は dusty な微粒鉱物の集合からなり、白色雲母, 緑泥岩, 不透明な板状鉱物を伴う。下見谷層の泥岩と舞鶴層群の泥岩との区別は、後者がシルト質で砂粒の含有量が多いのに対して、前者はより微粒で、しばしば凝灰岩質であることである。

砂岩は細粒~中粒で、一般に厚さ数 m 程度の薄層としてレンズ状に挟まれる。一部では泥岩と互層するが級化層理は発達しない。鏡下では碎屑粒と基質が観察できる。碎屑粒は石英, 長石, 岩片からなる。岩片は碎屑粒の半数以上を占め、その中の大半は酸性火山岩片である。しかし、そのほかに塩基性火山岩片, 泥岩片のように undurable なものが岩片中 15% を占めるのが特徴である。基質は 15% を占める。このような砂岩は石質ワッケに属するといえる。

礫岩は泥岩中にレンズ状に挟まれて産し、厚さは 1 m 程度で連続しない。基質は泥質で、含礫泥岩状を呈するものが多い。礫は一般に細礫サイズであるが、砂粒サイズから小礫サイズまでばらつきがあり、淘汰は悪い。亜角礫~亜円礫からなる。礫の半数は酸性火山岩礫からなるが、その他に同時礫と考えられる泥岩礫が多いのが特徴である。また細粒花こう岩の礫も含まれる。

酸性凝灰岩は白色から緑灰色を呈す珪質緻密な岩石である。1~数 10 m の単層として産するものと泥岩と互層するものがある。後者は厚さ 1~10 cm の酸性凝灰岩と酸性凝灰岩質泥岩とのリズムカルな互層である。鏡下では碎屑粒と珪質な基質が観察できる。碎屑粒としては斜長石が最も多く、石英, 酸性火山岩片がこれに次ぐ。まれに石英が大半を占めるものがある。基質は一般に約 70% 以上を占め、ほとんど微粒なモザイク状の石英からなる。石英粒子の形は不定形で境界が不明瞭なものが多い。石英のほかに白色雲母, dusty な鉱物およびわずかの緑泥石と不透明鉱物を伴う。

赤色凝灰岩は珪質なものと泥質のものまである。これらの岩質の違いは同一層準内においても認められ、互いに漸移する。また珪質なものは酸性凝灰岩と、泥質のものは塩基性凝灰岩と漸移関係にある。一般に厚さ 30 m 以下の層として産し、連続性は良い。鏡下では碎屑粒と基質が観察できる。珪質なものでは碎屑粒は石英とわずかの斜長石からなる。基質の量は多く、微粒な石英のモザイク状の集合からなり、dusty な雲母状鉱物と不透明鉱物を伴う。しばしば放散虫を伴う。泥質のものは碎屑粒として、放散虫, 海綿骨針片, 石英およびわずかの斜長石を含み、基質は dusty な微粒鉱物, 白色雲母及び赤色不透明な板状鉱物からなる。泥質のもの

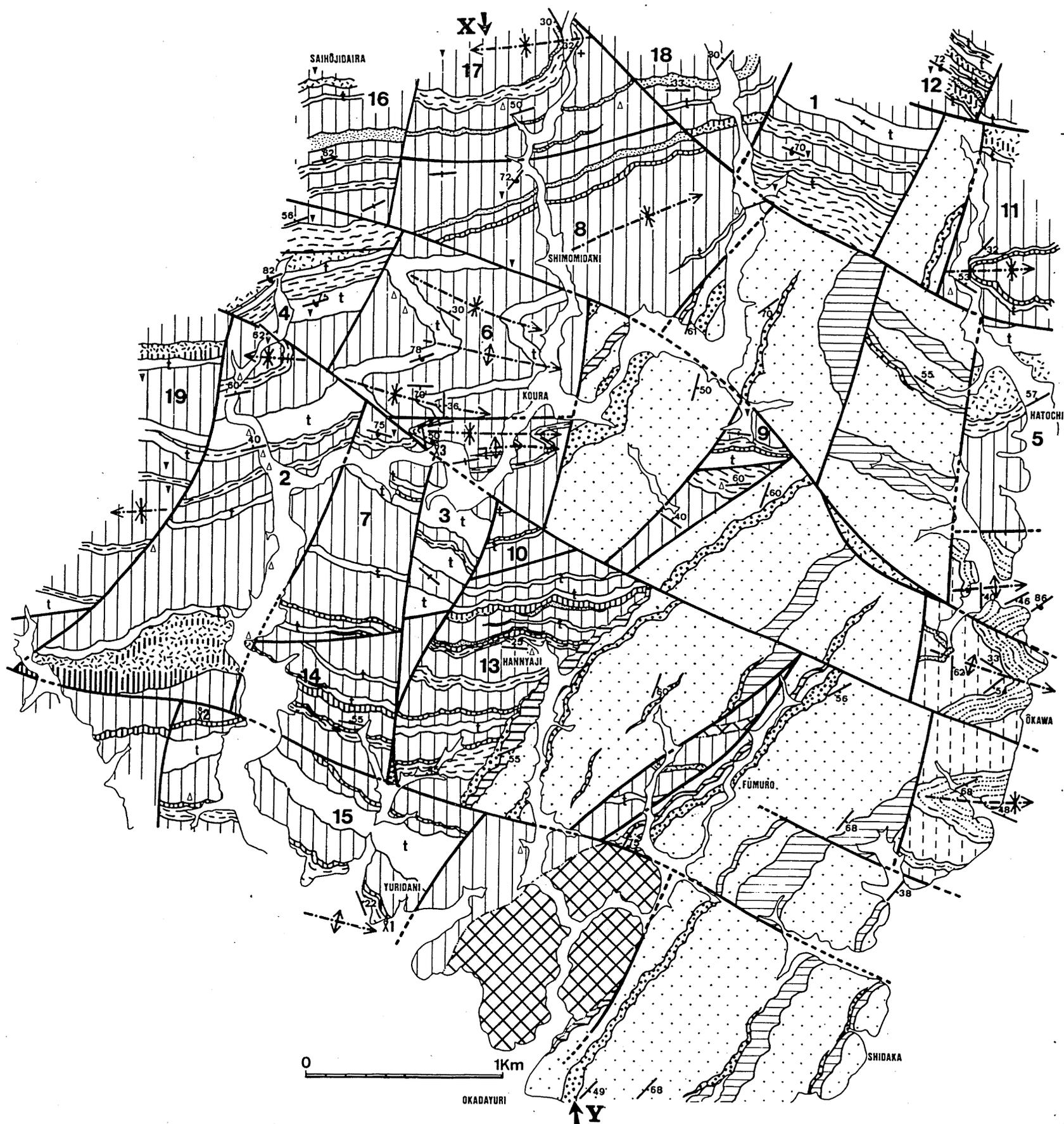


Fig. 14. Geological map of the Shidaka area. See the legend of Fig. 13.

と漸移する塩基性凝灰岩質なものでは、碎屑粒は玄武岩質岩片からなり、基質は不透明で赤色を呈す。

塩基性火山岩は無層理で、濃緑色から暗褐色を呈する。熔岩、凝灰角礫岩、凝灰岩からなり、赤色凝灰岩と漸移的に移化するところがある。厚さ20~150mの層として産し、連続性は良い。熔岩は鏡下の観察では非顕晶質または微晶質であり、長石、輝石は完全に結晶化せず羽毛状を

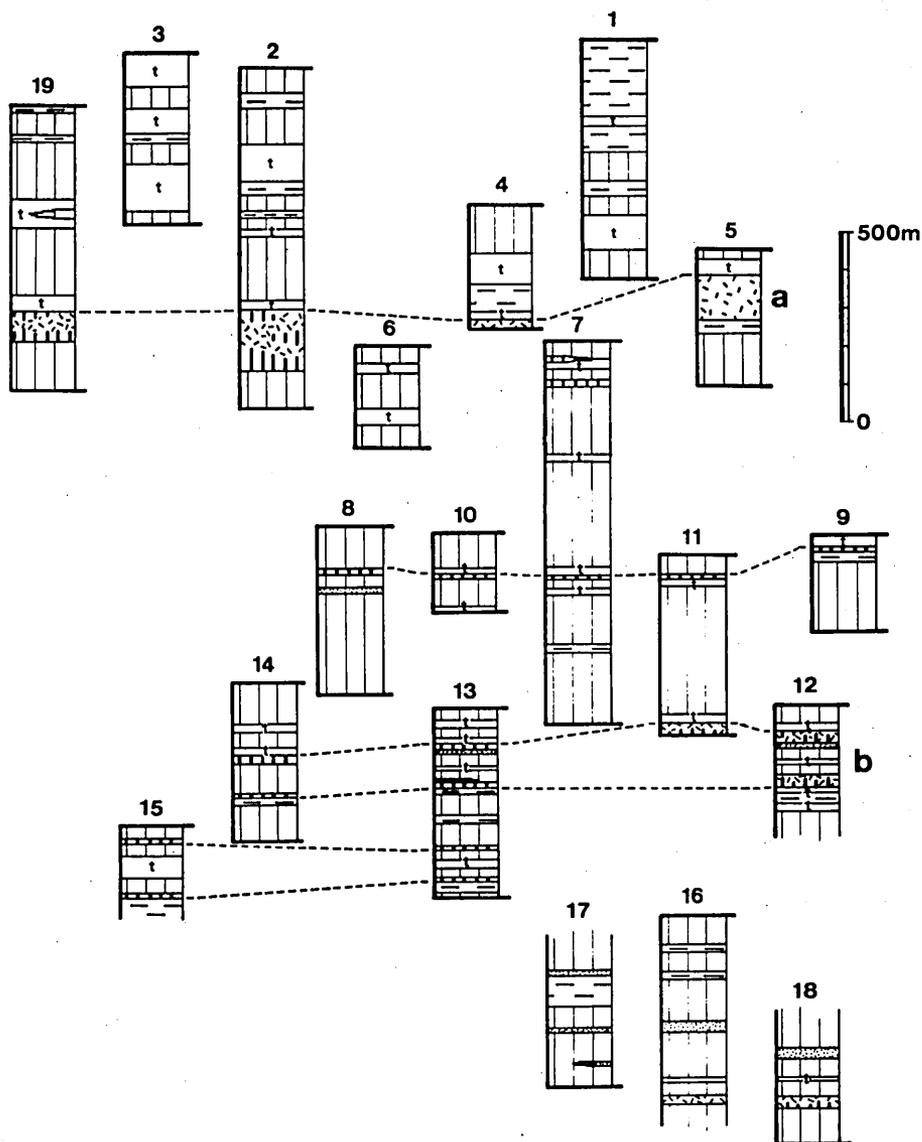


Fig. 15. Stratigraphic columnar sections of the Shimomidani Formation in the Shidaka area.

See the legend of Fig. 13. 1~19: Localities shown in Fig. 14.

呈する場合が多い。結晶質なものは間粒状組織を示す。凝灰角礫岩は0.1~数cmの熔岩の角礫と基質からなる。鏡下では礫を構成する熔岩は非顕晶質なものが多く、基質は不透明またはdustyな鉱物からなる。凝灰岩は鏡下では斜長石などの碎屑粒を含み、基質は不透明またはdustyでガラス質な微粒鉱物からなる。

以上の岩石のうち鍵層として有効と考えられる特徴的な地層が2層認められる。1つは本層上部に挟まれる塩基性火山岩であり、赤色凝灰岩を伴い、上位に酸性凝灰岩をおいている(第15図a)。他の1つは本層中部と下部との境界に認められ、2枚の赤色凝灰岩からなるが、上位の赤色凝灰岩はその下位に砂岩、その上位に酸性凝灰岩を伴い、下位の赤色凝灰岩はその下位に酸性凝灰岩と泥岩を伴うのが特徴である(第15図b)。このような特徴的な組合せの地層が調査地域内にある程度追跡できること、スランプ性の堆積構造が認められず層理が乱れていないことから、本層はオリストストローム相ではなく沖合に堆積したとおもわれる正常な地層であり、後述する褶曲と断層によって分布が複雑化したものと考えられる。本層の全体としての層厚は3000m以上である。

本層の時代は、Ishiga & Suzuki (1984) によって調査地域内およびその西方から放散虫ならびにコノドントが検出されたことによって明らかにされた。すなわち泥岩および凝灰岩から放散虫では *Albaillella* sp. D, *A. asymmetrica*, *Pseudoalbaillella* spp. など、コノドントでは *Diplognathodus* sp., *Polygnathus* (?) sp., *Gnathodus* sp. などが得られ、これらはいずれも二疊紀中紀のレオナルディアンを示すものである。

2. 舞鶴層群

本層群は調査地域内では大川付近に小分布し、泥岩とタービダイトからなる。泥岩はシルト質であり、下見谷層のしばしば凝灰質な泥岩とは区別できる。タービダイトを頻繁に伴うことから舞鶴地域の舞鶴層群中部層上部に対比できると考えられる。

3. 志高層群

神戸(1950), Nakazawa (1958), 猪木ほか(1961, 1965)によって岩相、層序および生層序の記載がなされている。Nakazawa (1958) は下位から般若寺層、富室層、岡田下層、志高層の4層に区分した。第16図はNakazawa (1958) の区分に従って各ブロックの層序を対比したものである。

本層群はほとんど砂岩からなり、礫岩、泥岩を挟む。泥岩は淡緑灰色から茶灰色を呈し、シルト質である。砂岩は中粒で、基質を5~10%含み、淘汰は良い。石質アレナイトまたは長石質アレナイトに属し、組成は夜久野層群の砂岩と酷似するが、岩片がやや多い。岩片の約8割は酸性火山岩片とチャート片が占めるが、大江山超苦鉄質岩体由来する可能性がある蛇紋岩様の岩片を10%程度含むのが特徴である。礫岩は円礫ないし亜円礫からなり、中礫サイズにそろっている。基質は砂質で、量は少ない。礫種としては酸性火山岩が大半を占め、中性火山岩、チャート、砂岩、泥岩、石灰岩、花こう岩なども伴われるが、蛇紋岩を含むのが特徴である。岡田由里の採石場で漣痕が観察されること、浅海性二枚貝および植物化石、石炭を産することから、海浜ないし汽水域の堆積環境を示すものといえよう。層厚は全体で約1200mである。

時代については三疊紀前期とする説と後期とする説の2つがあるが、岩相および二枚貝化石

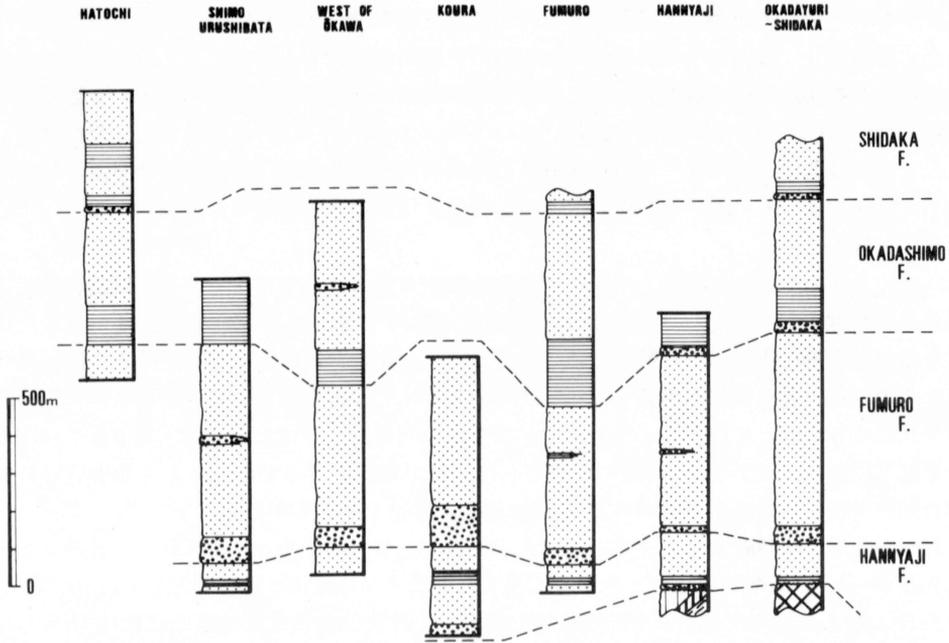


Fig. 16. Stratigraphic columnar sections of the Shidaka Group. See the legend of Fig. 13.

から本層群と対比される御祓山層群から三疊紀前期を示すアンモナイトが発見されている（長谷ほか, 1983）ので、志高層群も下部～中部三疊系に属する可能性が大きい。

4. 夜久野岩類

夜久野北帯の構成岩として調査地域南部に分布するものと、下見谷層中に小岩体として分布するものがあるが、いずれも鈴木（1983）が示したように下見谷層と貫入関係にある。これらは花こう岩類であり、トーナライトまたは花こう閃緑岩および花こう岩に属する。下見谷層中に小岩体として分布するものにはカリ長石を伴うものがあるが、夜久野北亜帯を構成するものはカリ長石を含まない花こう閃緑岩がほとんどであり、塩基性火山岩の捕獲岩を含む。

B. 地質構造

1. 褶曲

(a) 解析方法

調査地域内ではスレート劈開は下見谷層に認められるが志高層群には認められない。下見谷層のうち、劈開は泥岩によく発達するが、砂岩、酸性凝灰岩および珪質凝灰質泥岩には発達しない。劈開の走向傾斜はE-W, 50°~70°Nでほぼ一定であるのに対し、層理面の走向傾斜はN50°E~N50°W, 40°~60°Nが一般的であり、垂直または南傾斜のものもあって変化に富む。層理面と劈開面は斜交しており、両者の斜交関係には大江地域におけると同様4つの場合があ

る。すなわち I) 層理面と劈開面はともに北傾斜であるが、層理面に対し劈開面がより急傾斜をなす場合、II) ほぼ水平な層理面に北傾斜の劈開面が斜交する場合、III) 南傾斜の層理面に北傾斜の劈開面が斜交する場合、IV) 層理面と劈開面はともに北傾斜であるが、層理面に対し劈開面がより緩傾斜をなす場合である。この区分によると I) は向斜南翼または背斜北翼に、II) は褶曲軸部に、III) IV) は向斜北翼または背斜南翼にあたり、層理面と劈開面の両方を測定した露頭では、その測定点が褶曲構造のどの位置にあたるかを知ることができる。

(b) 解析結果

以上の方法で解析した結果、下見谷層の褶曲軸の方向は E-W 方向であり、褶曲の形態は、褶曲軸面が北傾斜をなし、北上位を示す翼が北に数 10° 傾斜し、南上位を示す翼が北または南に急傾斜する過褶曲である。解析方法で示した I) ~ IV) の斜交関係が判定できた露頭について、その位置と斜交関係を地質図(第14図)上に示したが、南上位と北上位が0.2~1 km間隔で交互にくりかえしていることがわかる。調査地域内南半部では北上位が、北半部では南上位が卓越し、調査地域外北方2 kmの範囲でも南上位が卓越することから、大きな構造としては調査地域中央部に向斜が、地域外北方2 km以北に背斜が推定できる。

舞鶴層群は下見谷層より上位にあるうえ、泥岩がシルト質であるためスレート劈開はまれにしか認められないが、タービダイトが多く挟まれることから級化層理による上下判定ができる。それによると、走向は E-W 方向が卓越しており、北上位を示す部分は北に数 10° 傾斜し、南上位を示す部分は北または南に急傾斜する。すなわち舞鶴層群の褶曲も軸が E-W 方向で、軸面が北傾斜の過褶曲の形態をなしており、下見谷層と方向性、形態とも調和的であるといえる。

2. 断 層

志高地域の断層については鈴木(1982b)で既に述べている。断層を推定した根拠は、大江地域の場合と同様であり、断層露頭を確認したものは実在断層とした。本地域の断層は E-W 系、NNE-S SW系、WNW-E SE系に区分されるが、E-W系は上記の②と③、NNE-S SW系とWNW-E SE系は①によって推定される。

E-W系断層 下見谷層の褶曲軸面と平行的な縦走断層で E-W 走向、北傾斜をとる。断層両盤の層準の比較から推測して逆断層のほうが卓越すると考えられる。本断層は後述する NNE-S SW系とWNW-E SE系の断層に切られており、志高層群に変位を与えていない。また本断層は大江地域北方で河守変成岩と下見谷層を境する下見谷層南限の断層と同性格のものと考えられる。以上のことから本断層の形成時期は河守変成岩が地表にもたらされた二疊紀後期(鈴木, 1982b)と考えられる。

NNE-S SW系断層 下見谷層ならびに舞鶴層群の褶曲軸にほぼ直交する横断断層で、NNE-S SW走向、急傾斜を示す。一方、志高層群はNNE-S SW走向、東傾斜の同斜構造をなしており、NNE-S SW系断層と走向が調和的であることから、本断層によって傾動しているものと考えられる。下見谷層も本断層によって傾動したことが、スレート劈開と層理の交線が東または西にブランチすることから推定できる(鈴木, 1982b)。本断層は、走向が舞鶴帯にほぼ直交すること、傾動を伴うことから、舞鶴帯の横断断層(鈴木, 1982b)と同性格のものと考えられ、形成時期もそれと同じ白亜紀頃と推定される。

WNW-E SE系断層 WNW-E SE走向、急傾斜を示す。志高層群をほぼ直角に切ることから志高層群の横断断層としてとらえることができる。本断層によっても地塊が傾動して

いることが、下見谷層のスレート劈開と層理の交線の分布から推定される。NNE-SSE系断層を切ることから形成時期はそれより新しい。

VI. 二畳系と三畳系の地質関係

清水ほか(1964a)は志高亜帯から中央亜帯に分布する二畳系と三畳系を比較し、①前者がタービダイト相あるいは沖合相で特徴づけられるのに対して後者は浅海から汽水相で特徴づけられること、②兵庫県大屋町御祓山、岡山県柵原町飯岡、京都府大江町広畑において二畳系舞鶴層群と下部三畳系夜久野層群およびその相当層との間の不整合が、京都府舞鶴市志高において夜久野岩類と三畳系志高層群との間の不整合がみいだされたこと、③二畳系は三畳系より変形が強いことなどから、二畳紀と三畳紀との間に褶曲運動があったとした。しかし、不整合についてみると御祓山では傾斜不整合的であるのに対して飯岡、広畑では平行不整合的であり、また二畳系・三畳系の地質構造にも不明な点が多かったので、その間の地殻変動の内容については必ずしも明確でなかった。

鈴木ほか(1981)は中央亜帯において舞鶴層群と夜久野層群の構造解析を行い、両者が同一の褶曲作用を受けていることを明らかにした。さらに鈴木ほか(1982)は中央亜帯において舞鶴層群と難波江層群の構造解析を行い、両者が同一の褶曲作用を2回受けており、初めのほうの褶曲時期は三畳紀後期以後、おそらくジュラ紀であることを示した。また鈴木(1982a)は志高亜帯において下見谷層と志高層群との地質構造の違いを明らかにして、その間に褶曲作用があったことを認め、志高亜帯の褶曲時期は中央亜帯におけるよりも古く、二畳紀後期であることを示した。

ここでは前述した舞鶴地域、大江地域、志高地域における調査結果のほかに、福井県高浜町難波江、京都府夜久野町夜久野、兵庫県大屋町御祓山におけるルート調査結果を加えて、二畳系と三畳系が志高亜帯および中央亜帯のおのおのにおいてどのような地質関係にあるかを述べる。

1. 中央亜帯における二畳系と中・下部三畳系の関係

大江地域では前述したように中・下部三畳系が二畳系のつくる複向斜構造の軸部に分布し、それ自体向斜構造をなしている。①三畳系の褶曲軸の方向および褶曲の形態は二畳系のそれらと調和的であること、②三畳系にもスレート劈開が認められ、その方向は二畳系のものと平行的であること、③第12図に示す二畳系と三畳系の層理面の極の分布に差異は認められず、これから求められた褶曲軸の方向もよく一致すること、以上の3点から二畳系と三畳系の構造に差がなく、両者は同一の褶曲作用で変形したと判断することができる。

大江地域の西方10kmの夜久野地域は大江地域と同様中央亜帯に位置し、中・下部三畳系夜久野層群の模式地である(第17図)。夜久野層群の泥岩にはスレート劈開がよく発達しており、層理面と劈開面の斜交関係を見ると、南部では層理面がWNW-ESE走向、30°~50°北傾斜に対し劈開面はWNW-ESE走向、60°~70°北傾斜とより急傾斜で斜交し、北部では層理面がEW走向、50°~60°南傾斜に対し、劈開面はWNW-ESE走向、80°南傾斜で斜交する。このことから、夜久野層群は向斜構造をなしており、劈開面は褶曲軸面とほぼ平行であるが断面

をとってみると軸部を中心に外側に開く扇状をなしていることがわかる。二畳系の褶曲構造と同様に①軸面劈開を伴うこと、②形態が過褶曲であること、③褶曲軸の方向が舞鶴帯の延びの方向と一致すること、以上の3点から二畳系と三畳系は同一の褶曲作用を受けたといえる。なお、中央亜帯において二畳系舞鶴層群と中・下部三畳系福本層群および夜久野層群との不整合露頭が岡山県柵原町飯岡、京都府大江町広畑で発見されている。いずれも中沢ほか (1954c)、中沢ほか (1958) によると広域的に傾斜不整合と解釈されているが、露頭では平行不整合であることが示されている。

2. 中央亜帯における二畳系と上部三畳系の関係

舞鶴地域においては鈴木ほか (1982) によって舞鶴層群と難波江層群の地質構造の解析が行われ、①難波江層群下部の泥岩にはスレート劈開が形成されていること、②劈開面と層理面の走向・傾斜ならびに両者の斜交関係が、難波江層群とその北に隣接する舞鶴層群とで同一であること、以上の2点から舞鶴層群と難波江層群はともに同一の褶曲作用を受けたことが示された。

難波江地域は舞鶴地域の東北東約10kmにあり、上部三畳系難波江層群の模式地である。難波江の海岸には舞鶴層群および難波江層群N₂層、N₃層があらわれ、スレート劈開は舞鶴層群とN₂層に観察できる。第18図に示されるように、難波江層群と舞鶴層群で観察される層理面と劈開面との斜交関係は、いずれの場合も北傾斜の層理面に対し同じく北傾斜を示す劈開面が、より急傾斜をもって斜交している。①二畳系と上部三畳系の劈開面の走向傾斜が平行的であること、②両地層の層理面と劈開面の斜交関係が同じであることから、両者は同一の褶曲作用を受けたといえる。

以上の大江地域、夜久野地域、舞鶴地域、難波江地域の結果から、舞鶴帯中央亜帯においては褶曲作用は上部三畳系(カーニアン)堆積後におこり、舞鶴層群、夜久野層群、難波江層群は同じ時期で同一形成の複向斜構造に参加していると結論してよいであろう。

3. 志高亜帯における二畳系と三畳系との関係

志高地域内岡田由里において中沢 (1961) は夜久野北亜帯圧碎花こう岩と志高層群との不整合露頭をみだし、志高層群は夜久野北亜帯圧碎花こう岩貫入後の堆積であることを明らかにした。下見谷層と志高層群との関係は猪木ほか (1965) によって傾斜不整合と推定されていたが、今回の調査によって下見谷層と舞鶴層群の褶曲構造が明らかになったことから、同斜構造をなす志高層群と過褶曲構造をなす下見谷層・舞鶴層群との構造的不調和性が示され、傾斜不整合の存在がより確かになった。

御祓山地域は夜久野地域の西方約30kmに位置し、夜久野北亜帯に連続する圧碎花こう岩およびその北側に位置する舞鶴層群と中・下部三畳系御祓山層群が分布する(第19図)。御祓山地域は夜久野北亜帯より北側にあり、志高地域と同様、夜久野北亜帯と志高亜帯にまたがっており中国帯に属すといえる。舞鶴層群は下部の塩基性火山岩層と、上部の無層理泥岩優勢層に分けられ、後者はその上部と下部に酸性凝灰岩を挟むことを特徴とする。岩相上、塩基性火山岩層は舞鶴地域の舞鶴層群下部層に、泥岩優勢層は同層群中部層に対比でき上部層は欠如している。舞鶴層群にはスレート劈開が発達しており、その解析から同層群は褶曲軸がE-W方向

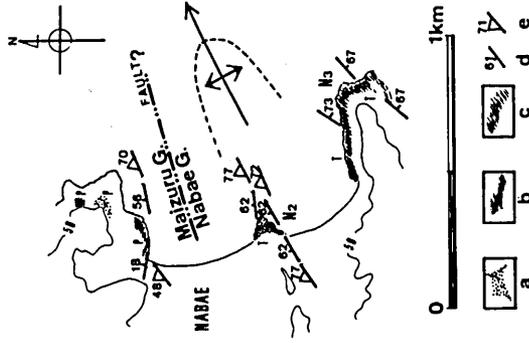


Fig. 18. Route map of the Nabae area.

- a: Sandstone, b: Alternation of sandstone and mudstone,
- c: Mudstone, d: Strike and dip of bedding plane,
- e: Strike and dip of slaty cleavage.

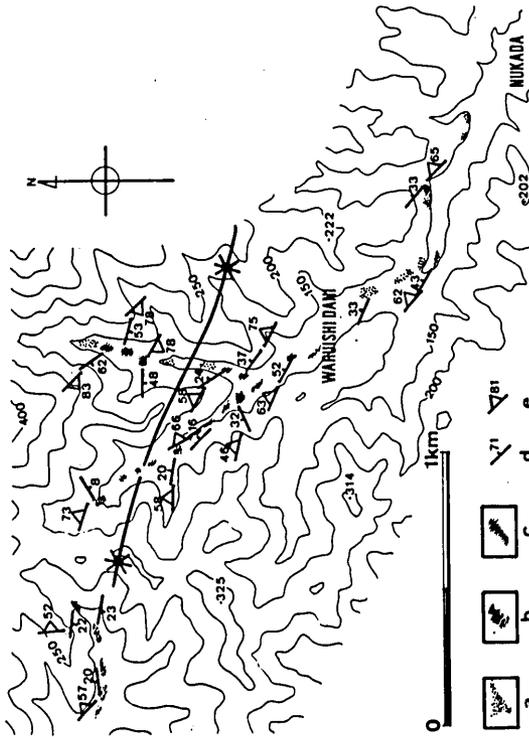


Fig. 17. Route map of the Yakuno area.

- a: Sandstone, b: Alternation of sandstone and mudstone, c: Mudstone,
- d: Strike and dip of bedding plane, e: Strike and dip of slaty cleavage.

で軸面が北に 60° ~ 70° 傾斜した過褶曲をなしていることがわかる。それは御祓山地域では全体として半波長2 kmの向斜構造としてとらえることができる。一方、御祓山層群は志高層群とよく似た砂岩主体の地層であり、南東に 20° ~ 40° 傾斜する同斜構造をなす。中沢ほか(1954b)は舞鶴層群と御祓山層との不整合露頭を発見し、両者が傾斜不整合関係にあることを明らかにしたが、以上の結果からその間の構造的不調和性は明らかであり、舞鶴層群が褶曲した後に御祓山層群が堆積したことがわかる。

このように志高地域、御祓山地域が代表する中国帯では二疊系舞鶴層群中部層堆積後、中・下部三疊系御祓山層群堆積前に褶曲作用があったということが出来る。

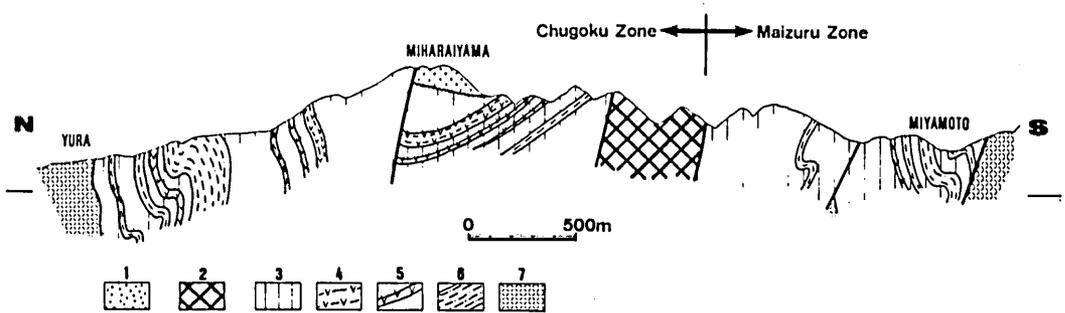


Fig. 19. Geological profile of the Miharaiyama area.

- 1: Miharaiyama Group (Lower to Middle Triassic), 2: Yakuno Complex (Tonallite),
- 3~7: Maizuru Group (Middle Permian)(3: Mudstone, 4: Alternation of acid tuff and mudstone, 5: Acid tuff, 6: Turbidite, 7: Basic volcanic rocks).

Ⅶ. 砂岩、礫岩の堆積岩石学的性質

舞鶴帯周辺の二疊・三疊系各層はそれぞれ古環境・古地理を反映した層相をもっている。堆積環境ないし後背地の地質を推定し、地殻変動との関係を考察するなどの目的をもって、砂岩・礫岩など粗粒碎屑岩の堆積岩石学的研究が行われる。志岐(1959), Shiki(1961, 1962)は舞鶴層群と難波江層群の砂岩の研究から前者が近海に後者が海浜に堆積したものであることを示した。本論文では下見谷層、舞鶴層群、夜久野層群、志高層群、難波江層群を対象に、砂岩および礫岩について粒度・組成の分析を行った。以下その結果を記述する。

A. 砂岩

分析試料数は次のとおりである。下見谷層6試料、舞鶴層群上部層11試料、同層群公庄層8試料、夜久野層群18試料、志高層群12試料、難波江層群N₂層8試料、合計63試料。試料採取地は下見谷層、志高層群が志高地域内、舞鶴層群上部層、同層群公庄層、夜久野層群が大江山

域内、難波江層群が舞鶴市東部金剛院、高浜町難波江、綾部市北部黒谷である。分析にあたって、粒度は鏡下で測線上にのった全粒子（0.06mm以上）の長径を1薄片につき300個以上測定し、Folk & Ward（1957）の式によって中央値と淘汰係数を求め、鉱物組成はポイント・カウンターで1薄片500点以上をカウントし、石英・長石・岩片・基質の量比を算出した。岩片については岩種を区別した。分析の結果を表2、3、第20～24図に示し、以下説明を加える。

(a) 淘汰係数（第20図）

横軸に淘汰係数、縦軸に試料数を示す。下見谷層は0.60～0.75、舞鶴層群上部層は0.55～0.75、同層群公庄層は0.43～0.78、志高層群は0.45～0.70、夜久野層群は0.35～0.60、難波江層群は0.35～0.50の値を示し、上位の地層の砂岩ほど淘汰が良くなっている。また二畳系は0.50～0.75、三畳系は0.40～0.60に集中しており、両者の違いは明瞭である。

(b) 基質の量（第21図）

縦軸に基質の含有量、横軸に粒径の中央値を示す。いずれの地層の砂岩も細粒のものほど基質が多くなる傾向が認められるが、下見谷層では10.3～16.6%（平均14.4%）、舞鶴層群上部層では15.1～26.0%（平均20.5%）、同層群公庄層では9.9～19.8%（平均14.0%）、夜久野層群では6.8～12.6%（平均9.5%）、志高層群では4.2～10.5%（平均7.0%）、難波江層群では4.8～9.4%（平均6.5%）と、上位の地層の砂岩ほど基質が少なくなる傾向がある。二畳系では粒径にばらつきがあり、基質も多いが、三畳系では粒径のばらつきが小さく、基質も少なくなっており、図中での両者の分布は対照的である。

(c) 石英、長石および岩片+基質の量比（第22図）

三角ダイアグラムの端成分は石英、長石、岩片+基質である。岩片+基質の量は、下見谷層では52.5～64.1%（平均57.8%）、舞鶴層群上部層では66.3～82.3%（平均73.7%）、同層群公庄層では61.4～89.6%（平均77.3%）、志高層群では31.3～53.0%（平均44.0%）、夜久野層群では30.3～44.5%（平均37.6%）、難波江層群では15.6～27.4%（平均19.3%）である。石英の量は、下見谷層では10.6～18.5%（平均13.7%）、舞鶴層群上部層では5.7～14.3%（平均9.2%）、同層群公庄層では4.3～17.7%（平均10.5%）、志高層群では7.1～30.5%（平均23.1%）、夜久野層群では20.4～38.1%（平均26.0%）、難波江層群では37.9～55.9%（平均48.2%）である。長石の量は、下見谷層では22.1～37.1%（平均28.6%）、舞鶴層群上部層では4.6～21.8%（平均16.5%）、同層群公庄層では6.1～25.4%（平均12.0%）、志高層群では14.6～40.5%（平均33.0%）、夜久野層群では25.4～43.3%（平均36.5%）、難波江層群では22.0～42.1%（平均32.4%）である。第22図に示されるように、各地層の砂岩はそれぞれ一定の領域に集中して分布しており、下見谷層を別にすれば、二畳系、中・下部三畳系、上部三畳系の順に岩片+基質の量が減少し石英の量が増加している。また長石については、下見谷層で平均28.6%とやや多いが、舞鶴層群上部層・公庄層が平均14.6%であるのに対し三畳系では平均34.5%となり、二畳系と三畳系とで違いが明瞭である。

(d) 石英、斜長石およびカリ長石の量比（第23図）

三角ダイアグラムの端成分は石英、斜長石、カリ長石である。石英の量は、下見谷層では22.0～40.9%（平均32.6%）、舞鶴層群上部層では23.6～49.6%（平均37.3%）、同層群公庄層では34.2～60.8%（平均47.6%）、志高層群では32.2～52.9%（平均40.9%）、夜久野層群では32.0～60.0%（平均41.6%）、難波江層群では47.3～71.7%（平均59.8%）である。カリ長石

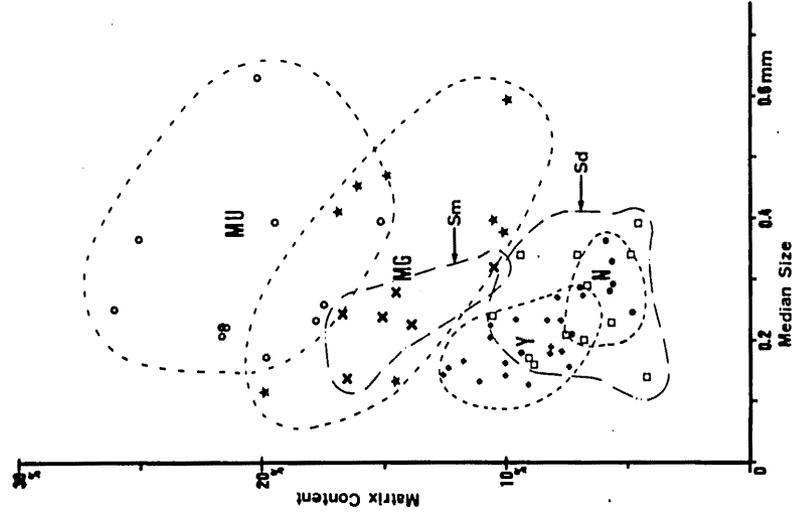


Fig. 21. Scatter diagram of matrix content versus median size of sandstone from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.
 Sm: Shimomidani Formation, MU: Upper Formation of the Maizuru Group, MG: Gujo Formation of the Maizuru Group, Y: Yakuno Group, Sd: Shidaka Group, N: Nabae Group.

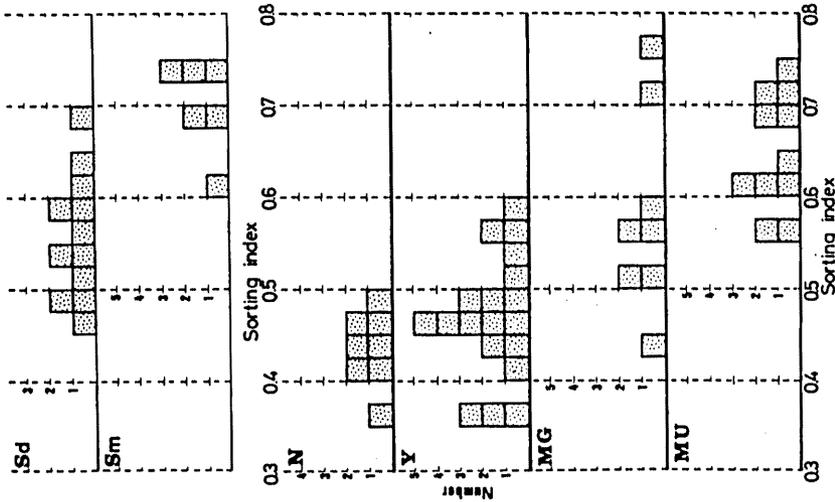


Fig. 20. Histograms showing sorting index of sandstones from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.
 Sd: Shidaka Group, Sm: Shimomidani Formation, N: Nabae Group, Y: Yakuno Group, MG: Gujo Formation of the Maizuru Group, MU: Upper Formation of the Maizuru Group.

の量は、下見谷層では3.1～10.2% (平均6.2%)、舞鶴層群上部層では0.0～11.0% (平均2.9%)、同層群公庄層では0.0～17.8% (平均6.3%)、志高層群では0.0～17.5% (平均8.5%)、夜久野層群では4.5～26.8% (平均10.9%)、難波江層群では11.9～24.2% (平均18.5%)である。このように上位の地層の砂岩ほど石英とカリ長石の量が増え、花こう岩の組成に近づく傾向がある。また二疊系は石英が20～55%、カリ長石が0～10%の領域に、中・下部三疊系は石英が30～60%、カリ長石が0～30%の領域に、上部三疊系は石英が50～75%、カリ長石が15～30%の領域にそれぞれまとまって分布する傾向がある。

(e) 岩片の内容 (第24図)

図は、各層ごとに砂岩中の岩片の内容を棒グラフで示したものである。いずれも酸性火山岩片が60～80%と多い。undurableな岩片(塩基性火山岩、泥岩、石灰岩)の量比について比較すると、少ない方から難波江層群、夜久野層群、下見谷層、志高層群、舞鶴層群上部層、同層群公庄層の順となる(夜久野層群の砂岩には同時堆積と考えられる方解石片が多いが、これを除くとundurableな岩片は10%弱になる)。舞鶴帯中央亜帯についてみるとundurableな岩片は二疊系で20～40%であるのに対し、三疊系では10%弱程度と少なく、両者の間に明瞭な差が認められる。

(f) まとめ

岡田(1968)の分類によると二疊系の砂岩はほとんどが石質ワッケに属する。一方、三疊系志高層群の砂岩は石質アレナイトと長石質アレナイトの境界付近の組成を示し、夜久野層群の砂岩は一部石質アレナイトを伴うが一般に長石質アレナイトであり、難波江層群の砂岩はカリ長石に富む長石質アレナイトで代表される。

二疊系のうち舞鶴層群上部層と同層群公庄層の砂岩を比較すると、公庄層の方が基質が少なく、泥岩片が多い。岩相および化石から上部層は沖合～近海の、公庄層は浅海の環境を示すとおもわれるが、このことと考えあわせると以下のような解釈ができるであろう。すなわち、上部層の砂岩の方が基質が多く淘汰が悪いことは、混濁流による急な堆積を暗示し、後背地においてある種の地殻変動があったことが推定される。一方、公庄層の砂岩の方が基質が少ないことは、浅海の環境に変化したため、波や海流などによって洗われたためと解釈できる。また公庄層で泥岩片が多いことは、浅海化することによって、上部層の泥岩が侵食されてもたらされたものであろう。

中・下部三疊系の志高層群と夜久野層群の砂岩を比較すると、志高層群の方が基質が少なく、undurableな岩片が多い。岩相および化石から志高層群では海浜～汽水の、夜久野層群では浅海の環境が推定されるが、このことと考えあわせて以下の解釈が可能となろう。すなわち、志高層群の砂岩の方が基質が少ないのは、より海浜に近い環境にあり、波に洗われたためと考えられ、undurableな岩片が多いのは、後背地により近く位置していたためであろう。中沢(1958)は中・下部三疊系堆積時には後背地は中国帯側にあり、岩相も中国帯に近いほど粗粒になることを示しているが、このことは砂岩の分析結果とも調和している。

上部三疊系と中・下部三疊系の砂岩を比較すると、上部三疊系の方がカリ長石と石英に富み、岩片および基質に乏しい。また淘汰も上部三疊系の方が良い。淘汰が良く基質も少ないことは、さらに安定した海浜の環境を示し、カリ長石と石英が多くなることは、花こう岩質岩体からの碎屑物の供給が増えたことを物語るであろう。

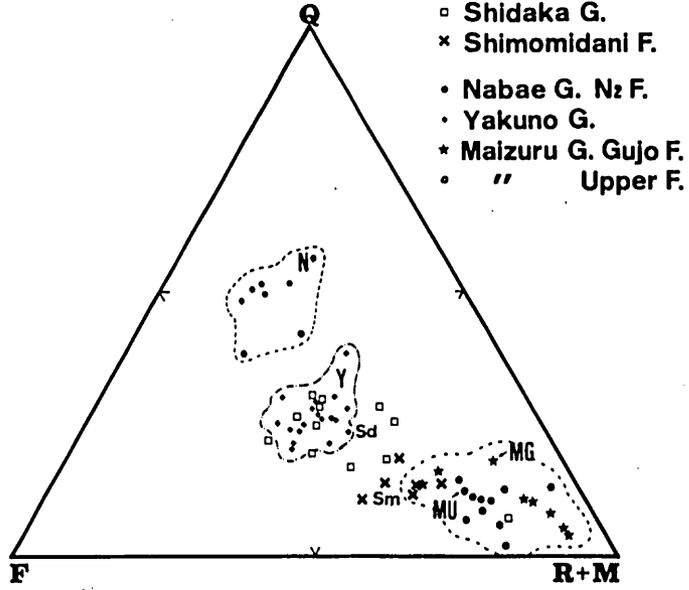


Fig. 22. Quarz-Feldsp-(Rock fragments + Matrix) diagram for sandstones from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

Sm, MU, MG, Y, Sd, N: For explanation, see Fig. 20.

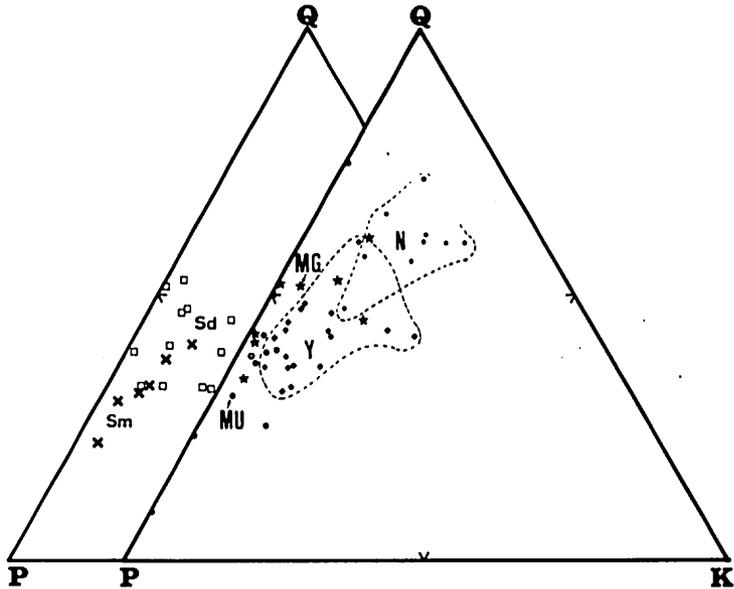


Fig. 23. Quarz-Plagioclase-K-feldsp diagram for sandstones from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

Sm, MU, MG, Y, Sd, N: For explanation, see Fig. 20.

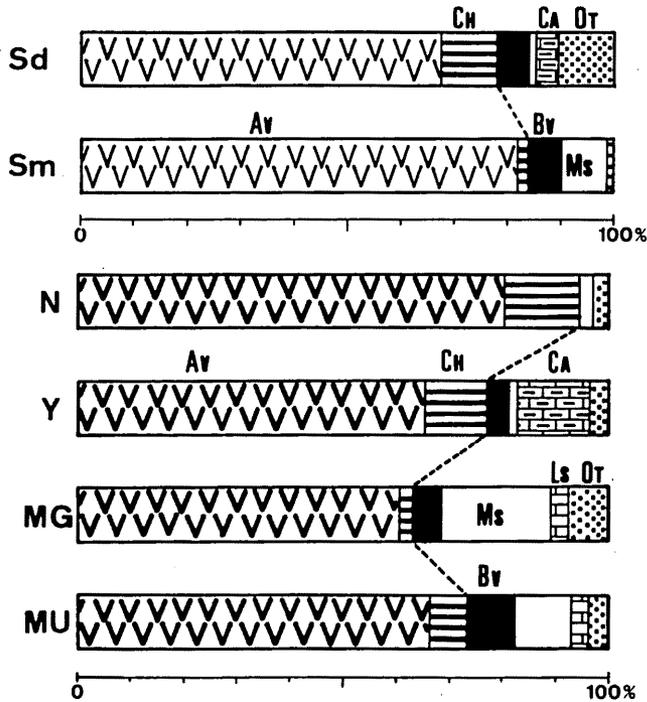


Fig. 24. Mode of rock fragments in sandstones from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

Sm, MU, MG, Y, Sd, N: For explanation, see Fig. 20.

Av: Acid volcanic rocks, Bv: Basic volcanic rocks, Ch: Chert, Ms: Mudstone, Ca: Calsite, Ls: Limestone, Ot: Others.

B. 礫 岩

下見谷層から2試料，舞鶴層群中部層下部から2試料，同層群上部層から8試料，同層群公庄層から1試料，夜久野層群から2試料，志高層群から2試料，難波江層群N₂層から2試料の合計19試料について分析を行った。試料採取地は下見谷層，志高層群が志高地域内，舞鶴層群，夜久野層群が大江地域内，難波江層群が舞鶴市東部金剛院および綾部市北部黒谷である。分析は，中礫以上からなる礫岩については野外で，細礫からなる礫岩については鏡下で行った。野外では露頭に線をひき，その線にかかる礫100個以上の礫径（露頭面に現われた長径）と礫種を記載した。鏡下では薄片上の長径2mm以上の礫すべてについて礫径と礫種を記載した。結果は各試料ごとに礫種の量比を棒グラフに示し，平均礫径をその右に付記した（第25図）。以下各層の礫岩の特徴について述べる（第26図）。

(a) 下見谷層

基質は全体の約10~20%を占め，泥質である。礫形は亜角礫から亜円礫であり，大きさは細

礫から中礫に及び不ぞろいである。礫種としては多いものから順に酸性火山岩、泥岩、砂岩、塩基性火山岩、花こう岩、チャートが観察された。泥岩礫は礫全体の3.5割を占め、これを合めて undurable な礫は約5割と多い。花こう岩は細粒で圧砕を受けている。

(b) 舞鶴層群

中部層下部 基質は泥質であり、多いものは20%以上を占め、含礫泥岩様を呈する。礫形は角礫から亜角礫であり、大きさは細礫から大礫に及び不ぞろいである。礫種としては塩基性火山岩が最も多く、泥岩、酸性火山岩がこれに次ぐが、undurable な礫が約8割を占める。ほかに細粒花こう岩、アバタイトに富む片麻岩、緑泥石状鉱物の集合からなる蛇紋岩(?)の礫がそれぞれ1個ずつ認められた。

上部層 基質は泥質であり、約10~20%を占め、一部、含礫泥岩様を呈する。礫形は亜角礫から亜円礫であり、大きさは細礫から大礫に及び不ぞろいである。礫種は産地によって内容が異なるが、平均的にみれば多いものから順に酸性火山岩、泥岩、石灰岩、塩基性火山岩、花こう岩、砂岩、チャート、片麻岩などとなる。undurable な礫は約7割を占める。夜久野岩類起源と考えられる圧砕花こう岩、はんれい岩、片麻岩、角閃岩の礫が全体の13%を占めるのが特徴である。蛇紋岩とおもわれる礫も3%認められる。

公庄層 基質は砂質であり、量比は上部層、中部層、下見谷層におけるより少ない。ほとんど亜円礫からなるが、礫径は変化に富む。礫種は上部層のものとはほぼ同様であるが、夜久野岩類由来の礫が少なくなる。undurable な礫は約6割を占める。

(c) 夜久野層群

基質は砂質であり、量比は10%程度と少ない。ほとんど円礫からなり、礫の大きさも産地による変化が少なく、中礫サイズにそろっている。礫種はチャート(軟珪石)と酸性火山岩がほとんどを占め、その他中性火山岩、砂岩、塩基性火山岩、花こう岩、泥岩が観察される。undurable な礫は礫全体の1割以下である。ホルンフェルス2個、黒雲母を含む高压型の結晶片岩1個が観察された。

(d) 志高層群

夜久野層群の礫岩と似ており、基質は砂質で量比は10%程度と少ない。礫形は亜円礫から円礫であり、大きさは中礫サイズにそろっている。礫種は酸性火山岩が主体を占め、ついでチャート、砂岩、中性火山岩、泥岩、花こう岩、石灰岩の順となる。undurable な礫の占める割合は3割程度である。花こう閃緑岩(トーナライト)が数個、緑泥石片岩、藍閃石片岩が各1個観察された。蛇紋岩礫がよくみつき、花こう岩礫の礫径が平均以上であることもこの礫岩の特徴である。

(e) 難波江層群

基質は砂質で、量は少ない。ほとんど円礫からなるが、泥岩礫で亜角礫のものもある。大きさは細礫サイズにそろっている。礫の大部分は酸性火山岩とチャートで占められ、中性火山岩、砂岩、泥岩を伴うが、花こう岩および細礫大の石英、斜長石、カリ長石があわせて20%近くに達するのが特徴である。undurable な礫は1割程度である。

(f) まとめ

各層の礫岩を比較すると、加納ほか(1958)が示すように、二疊系と三疊系で大きな差が認められる。すなわち二疊系の礫岩は亜円礫ないし亜角礫からなり、礫径は不ぞろいで、undura-

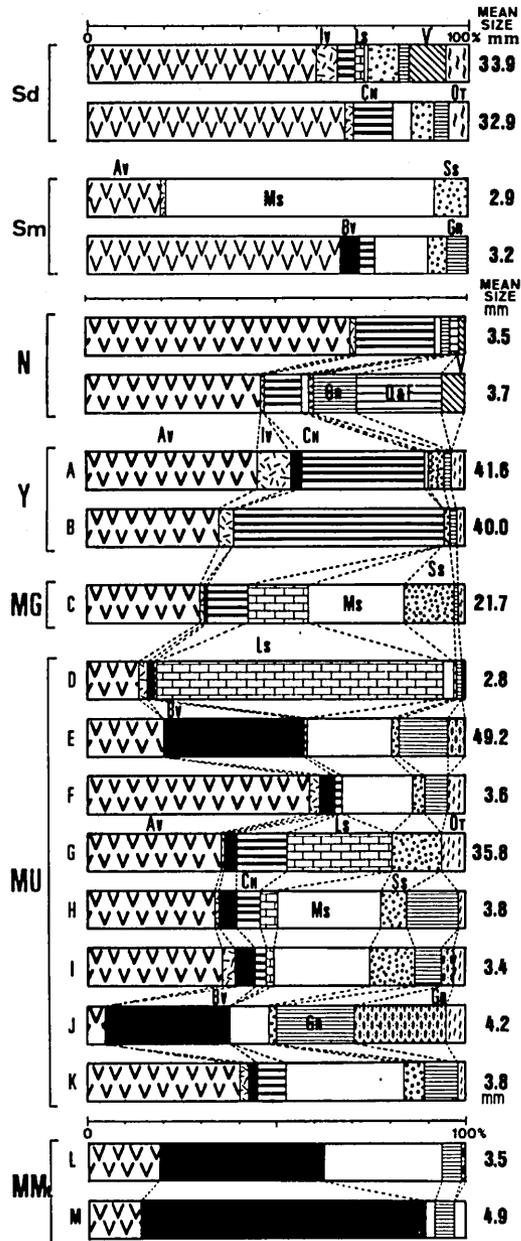


Fig. 25. Mode of gravals in conglomerates from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

Sm, MU, MG, Y, Sd, N: For explanation, see Fig.20. MMI: Middle Formation of the Maizuru Group.

Av: Acid volcanic rocks, Iv: Intermediate volcanic rocks, Bv: Basic volcanic rocks, Ch: Chert, Ls: Limestone, Ms: Mudstone, Ss: Sandstone, Gr: Granite, Gb: Amphidolite, gneiss and gabbro, Q & F: Grains of quartz and feldspar, V: Vein quartz, Ot: Others.

bleな礫が礫全体の5～8割を占める。おもな礫種としては、産地による違いはあるが、塩基性火山岩、泥岩、石灰岩、酸性火山岩などがあり、また夜久野岩類起源とおもわれる花こう岩や変成岩の礫が含まれることも注目される。基質は1～2割を占め泥質である。それに対し三疊系の礫岩は円礫からなり、礫径はそろい、礫全体の中に占める undurable な礫の割合は1～3割と少ない。礫種はおもに酸性火山岩とチャートからなる。基質は1割程度と少なく、砂質である。

各層の礫種内容の違いから後背地の変化を推定すると、二疊系の礫岩は舞鶴帯内の地層や岩石と夜久野岩類を含む中国帯の地層や岩石に由来する礫からなり、淘汰も悪いことから供給源は近く、舞鶴帯自体の一部とこれに隣接する中国帯からもたらされたと考えられる。それに対して三疊系の礫岩は比較的成熟度がよく、中国帯に知られていない高压型の片岩や、花こう岩体の存在を示す石英、斜長石、カリ長石の細礫を含むことから、供給源は中国帯だけでなくさらに北側の地帯も含まれるようになったと考えられる。

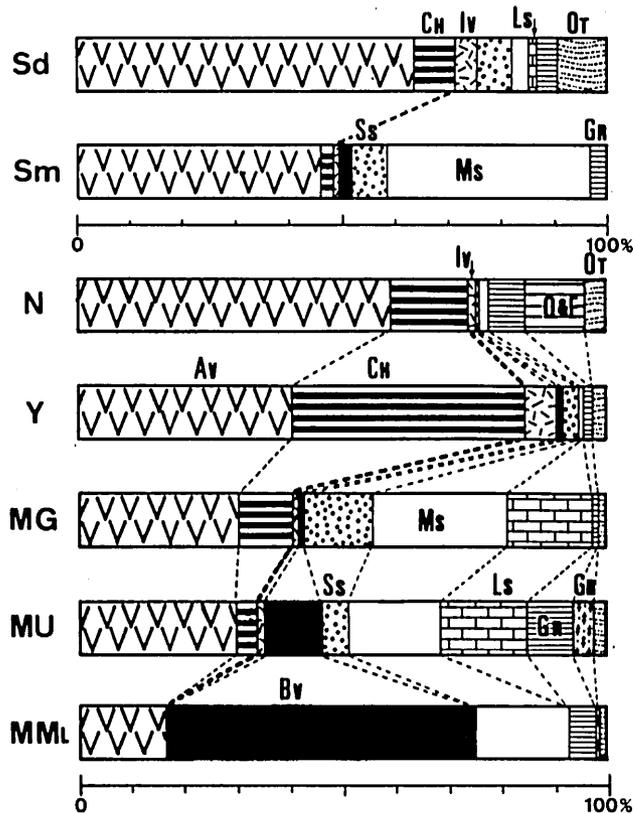


Fig. 26. Average mode of gravals in conglomerates from the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

Sm, MML, MU, MG, Y, Sd, N: Av, Iv, Bv, Ch, Ls, Ms, Ss, Gr, Gb, Q&F, Ot:
For explanation, see Fig. 25.

Ⅷ. 堆積史と造構史

前章までに記述した二畳・三畳系各層の層序、層相、構造および礫岩・砂岩の堆積岩石学的性質にもとづいて、以下、堆積環境と堆積史ならびに造構史を考察し、舞鶴帯についての再定義を試みる(第27, 28図)。

A. 堆積環境と堆積史

(a) 二畳紀

下見谷層は舞鶴層群とよく似た岩相を示すが、タービダイトを伴わず、砂岩、礫岩の挟在が少ない。舞鶴層群と比較してより沖合の環境にあったか、あるいはこの時期にはまだ後背地の隆起が小さかったと推定される。下見谷層には酸性凝灰岩がよく挟まれることから、後背地で酸性火山活動があったことがわかる。

舞鶴層群下部層は玄武岩質溶岩・火砕岩で特徴づけられ、それ以外の岩石はまれである。すなわちこの時期、舞鶴帯は連続した塩基性火山活動の場であったとみなされる。

舞鶴層群中部層は無層理の泥岩の厚層からなることから、比較的安定した堆積場での堆積が推定される。しかし中部層上部になると、タービダイトがひんぱんに挟まれるようになり、一部地帯の隆起を伴って地殻変動が活発化したと考えられる。

舞鶴層群上部層下半部は淘汰の悪い砂岩や礫岩の厚層からなり、砂岩は石質ワッケで代表され、礫岩も成熟度が良くない。後背地の接近と急激な堆積が推定される。礫岩の礫は夜久野北亜帯の岩石を含む中国帯の岩石からなることから、上部層堆積時には中国帯は夜久野北亜帯まで後背地化していたと考えられる。

上部層上半部は泥岩が優勢で、礫性石灰岩の小レンズを伴い、浅海の安定した環境での堆積を示す。

公庄層は比較的粗粒相を示し、産出貝化石からしても浅海の堆積物であろう。

(b) 三畳紀前・中期

中沢ほか(1958b)は、舞鶴帯の中・下部三畳系の層相は中国帯に近いほど粗粒であり、後背地は中国帯側であったとした。夜久野層群と志高層群の礫岩は、中国帯に多く分布するチャート、酸性火山岩の礫が主体を占めており、組成の上でも中国帯が後背地であったことを示す。北側、中国帯の一部に位置する志高層群は浅海生二枚貝化石、植物化石、石炭を含み、海浜から汽水の環境であったのに対して、南側、中央亜帯に位置する夜久野層群は二枚貝、アンモナイト化石を産し、浅海の環境であったことから、中国帯側が陸側にあたるといえる。夜久野北亜帯由来と考えられる礫はわずしか含まれないことから、礫の供給源は舞鶴層群上部層堆積時より中心を北に移したと推定される。また砂岩には舞鶴層群の砂岩にまれなカリ長石が含まれるようになる。礫岩、砂岩とも舞鶴層群のものより成熟度が良い。

(c) 三畳紀後期

淘汰の良い砂岩が優勢であり、炭層を挟むことから海浜から汽水の環境と考えられる。砂岩は石英、斜長石、カリ長石が全体の約75~85%を占め、礫岩には花こう岩および石英、斜長石、

カリ長石の結晶が細礫として20%近く含まれ、後背地に花こう岩の岩体が想定される。夜久野北亜帯の圧砕花こう岩にはカリ長石がほとんど含まれないことから、供給源はこの花こう岩ではなく、中国帯より北方の花こう岩体であり、夜久野北亜帯より北の中国帯は平坦化していたと推定される。

B. 造構史

構造の解析、とくにスレート劈開を利用した褶曲構造の解析と不整合の存在から、時期および場を異にする2つの変動を識別することができた。

(a) 二疊紀後期の変動

御祓山地域での舞鶴層群と御祓山層群との傾斜不整合、志高地域での夜久野北亜帯圧砕花こう岩および下見谷層と志高層群との傾斜不整合で代表される変動であり、志高層群あるいは御祓山層群と下位の下見谷層あるいは舞鶴層群との間の構造的不調和性は明らかである。変動の中心は夜久野北亜帯より北側の中国帯にあったと考えられる。下見谷層にみられるように、褶曲軸面が北傾斜の過褶曲構造が形成され、褶曲軸面に平行的な縦走断層が生じた。また夜久野北亜帯花こう岩類の貫入および河守変成岩の断層運動による上昇も起こった。

変動の時期は、夜久野北亜帯を構成する岩石の礫が舞鶴層群上部層に認められること、御祓山地域では中・下部三疊系御祓山層群が舞鶴層群中・下部層をおおっており、上部層は欠如していることから、舞鶴層群中部層堆積後、中・下部三疊系堆積前であり、むしろ上部層堆積前または堆積中ではないかと考える。舞鶴帯中央亜帯の舞鶴層群は、中部層中部が無層理泥岩で特徴づけられるのに対して、中部層上部でタービダイトをひんぱんに伴うようになり、上部層では淘汰の悪い砂岩・礫岩が優勢になる。このことは中部層堆積の後期から上部層堆積の間に後背地に隆起を伴う変動があったことを示唆する。すなわち、二疊紀後期の変動は舞鶴帯中央亜帯の沈降と相補的な中国帯側の造山運動としてとられられるであろう。

(b) 三疊紀末～ジュラ紀の変動

舞鶴帯中央亜帯において舞鶴層群、夜久野層群、難波江層群が同一形式の褶曲構造に参加していることから、これらを変形された変動の存在を知ることができる。変動の中心は舞鶴帯中央亜帯にある。大江地域で明らかにされたように、向斜軸が舞鶴帯中央を舞鶴帯の延びと平行的に走る複向斜構造が形成され、同じく舞鶴帯の延びと平行的な縦走断層が生じている。褶曲は軸面が北に傾斜した非対称的な過褶曲である。

変動の時期は、中・上部二疊系舞鶴層群から上部三疊系難波江層群までが同一形式の複向斜構造に参加していること、岡山県英田郡福本では褶曲した舞鶴層群および中・下部三疊系福本層群（両者は平行不整合関係）を、時代未詳中礫岩層と白亜系“硯石層群”が水平に近くおおう（光野ほか、1975）ことから、上部三疊系堆積後、白亜系堆積前と考えられる。舞鶴帯の南に隣接する丹波帯ではジュラ紀のオリストストロームが発達する。舞鶴帯の造山運動としての上記の変動と、丹波帯の堆積盆内におけるオリストストロームの形成が互いに関連するものである可能性が十分にある。

C. 舞鶴帯の定義

中沢(1961)は舞鶴帯の範囲を、北から北部貫入岩体、志高亜帯、夜久野北亜帯、中央亜帯、夜久野南亜帯を含むものとした。清水ほか(1962a, b)は舞鶴帯を、二疊紀中期の海底火山活動にはじまり、ひきつづく急速な沈降と舞鶴層群の堆積、中国帯の隆起と夜久野岩類の貫入ののち、二疊紀末に褶曲陸化があり、さらに三疊紀初期の沈下、中期の上昇、後期の沈下をへて帯状構造が発達するに至った地帯であるとした。しかしこれまで述べてきたように、志高亜帯と夜久野北亜帯では二疊紀後期に褶曲・断層の運動と夜久野岩類の貫入が、中央亜帯と夜久野南亜帯では三疊紀末～ジュラ紀に褶曲・断層の運動があったことが明らかになった。すなわち、従来の舞鶴帯は2つの独自の地史をもつ地帯に区分できると考えられる。以下、舞鶴帯の範囲と定義について再検討を加える。

1. 舞鶴帯の範囲

舞鶴帯の中心部は、塩基性火山岩とタービダイト相で特徴づけられる舞鶴層群の堆積盆であった中央亜帯であるといえる。筆者は、三疊紀末～ジュラ紀の造山運動を受けた地帯として中央亜帯と夜久野南亜帯だけを舞鶴帯とし、二疊紀後期に造山運動のあった志高亜帯と夜久野北亜帯は舞鶴帯から切り離して中国帯に属するものとした。中国帯には酸性凝灰岩が広く分布し(光野1959, Mitsuno 1963)、二疊紀前・中期を示す放射虫化石が得られている(西村ほか1984, 中ほか1985, 磯崎1984, 三宅1985)ことは、中国帯に下見谷層と対比できる地層が広く分布する可能性を示し、志高亜帯を中国帯に含める見解と矛盾しない。また、夜久野岩類が中国帯に分布すること(光野1963)も夜久野北亜帯を中国帯に含める見解と矛盾しない。

2. 舞鶴帯の定義

舞鶴帯を定義する場合、これまでに述べた堆積史と造構史の両面からこれをとらえる必要がある。舞鶴帯の堆積史の中で最も重要なできごとは舞鶴層群の堆積である。これは塩基性火山活動とそれに続く比較的安定した環境のもとでの泥岩の堆積、さらに中国帯側の造構運動と上昇を反映したタービダイトを伴う砂岩・礫岩の堆積という歴史をたどる。三疊系は砂岩・礫岩を主とする海浜付近の堆積相を示し、舞鶴帯の堆積史の中では後期を代表するもので、二疊系に比べればむしろ従的なものであると考える。舞鶴帯の造構史についてみると、中国帯側に起

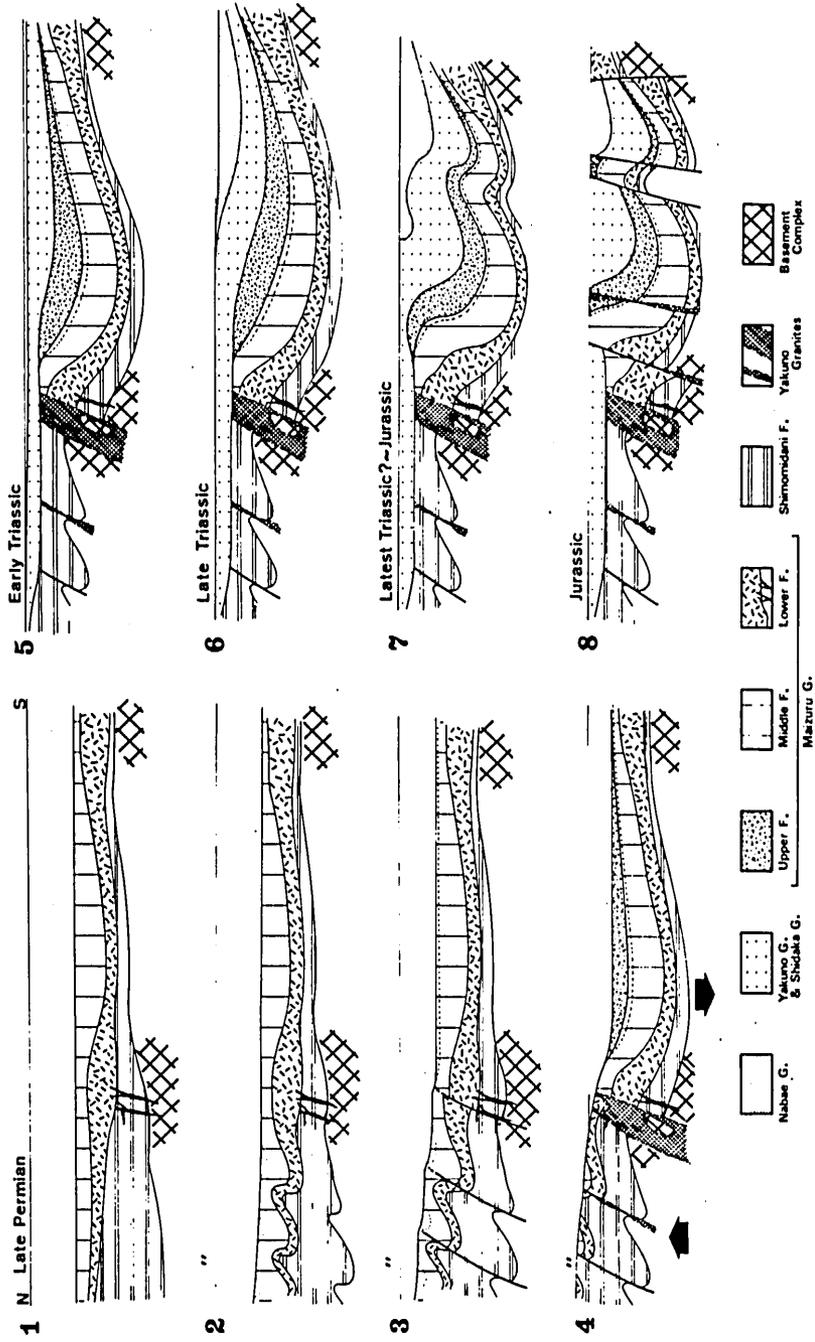


Fig. 27. Schematic diagram showing the structural development of the Maizuru Zone and a part of the Chugoku Zone.

こった二疊紀後期の変動は舞鶴帯中央亜帯およびその南側には波及していない。夜久野花こう岩類の貫入および河守変成岩の上昇を伴う中国帯側の隆起と相補的に舞鶴帯中央亜帯の沈降が起こったが、この時期に褶曲で代表される変形は舞鶴帯には認められない。舞鶴帯での主要な変動は中央亜帯の二疊系と三疊系がつくる複向斜構造の形成にあずかった三疊紀末～ジュラ紀の変動である。舞鶴帯の延びの方向と平行的に走る断層の形成もこの時期の変動に含まれる。

以上から、舞鶴帯の定義を最も要約した形で示すと、舞鶴帯とは1) 二疊紀中・後期の舞鶴層群の堆積があり、2) 三疊紀末～ジュラ紀の間に褶曲と断層を伴う変動が起こった地帯であるということができよう。

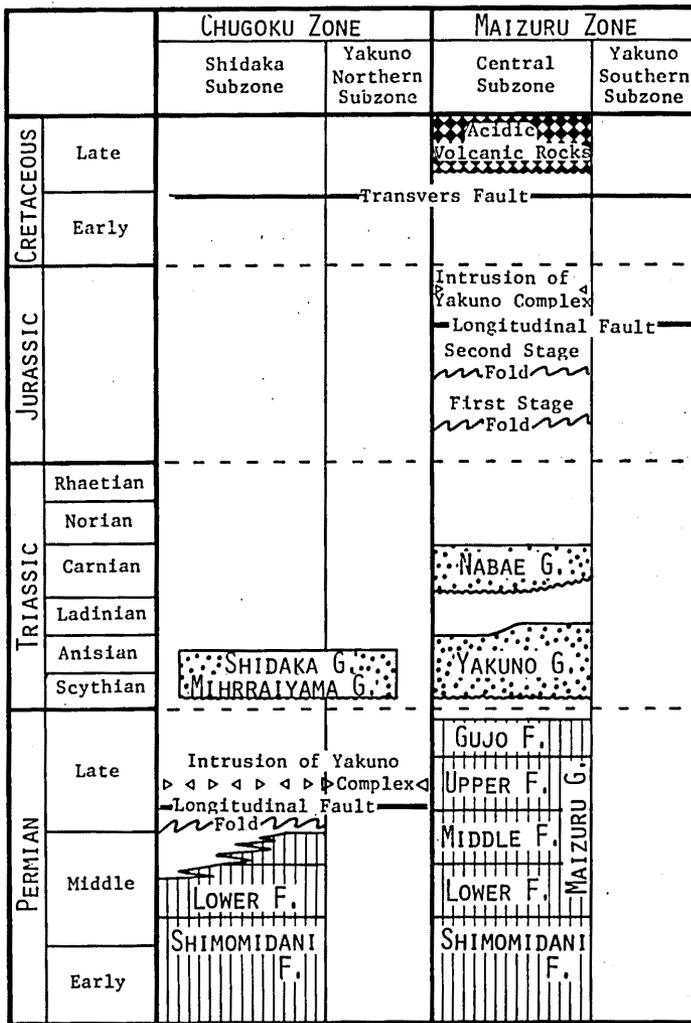


Fig. 28. Correlation of geologic history in the Maizuru Zone, Chugoku Zone and Tamba Zone.

参考文献

- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957: Brazos river bar; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27, 3-26.
- 長谷 晃・大岡隆・坂東祐司, 1983: 舞鶴帯の御祓山層群より前期三疊紀アンモナイトの発見. *地質雑*, 89, 669-672.
- 早瀬一一・石坂恭一, 1967: Rb-Srによる地質年令(1), 西南日本. *岩鉱*, 58, 201-202.
- 猪木幸男・黒田和男・服部 仁, 1961: 5万分の1地質図幅「舞鶴」および同説明書. *地質調査所*.
- , 1965: 5万分の1地質図幅「大江山」および同説明書. *地質調査所*.
- , 中沢圭二・黒田吉益, 1979: 舞鶴帯の基盤岩. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, 143-152.
- Ishiga, H., 1984: *Follicucullus* (Permian Radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, Southwest Japan. *地球科学*, 38, 427-434.
- , and Suzuki, S., 1984: Discovery of Permian Radiolarians and Conodonts from the Shimomidani Formation in the "Maizuru Belt" Southwest Japan and its significance. *地球科学*, 38, 197-206.
- Ishii, K., Okimura, Y., and Nakazawa, K., 1975: On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 19, 107-129.
- 石渡 明, 1978: 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. *地球科学*, 32, 300-310.
- 磯崎行雄, 1984: 広島県帝釈台地域からのペルム紀放射散虫化石の産出と層序の再検討(予報). *DESK 総研報告*, 28-34.
- 神戸信和, 1950: 京都府加佐郡志高地方の地質. *地質雑*, 56, 119-125.
- Kambe, N., 1951: On the *Myophorians* from Kyoto prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan N.S. No. 2*, 49-56.
- 加納 博・中沢圭二・志岐常正, 1958: 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望. *地質雑*, 67, 463-475.
- 松下進, 1950: 京都府地質誌. *地学*, No. 2.
- 三宅啓司, 1985: 岡山県勝山地域の二疊紀オリストストローム. *地質雑*, 91, 463-475.
- 光野千春, 1959: 中国地方東部の三郡変成帯概報. *地質雑*, 65, 49-65.
- , 1965: 中国地方東部の「いわゆる夜久野進入岩類」について, 広大地研報, No. 14, 317-330.
- , 瀧木輝一・杉田宗満・浅見正雄, 1975: 柵原鉱床地域の地質と硫化鉄鉱床の産状, : 柵原地域の地質・鉱床の研究(その1). *鉱山地質*, 25, 331-345.
- Mitsuno, C., 1963: Zur Kenntnis des Oberpälaozoikums in östlichen Chūgoku, Südwest Japan. *Geol. Rept., Hiroshima Univ.*, No. 12, 419-443.
- 中 孝仁・石賀裕明, 1985: 三郡-中国帯西部に分布する錦層群からのペルム紀放射散虫の発見. *地球科学*, 39, 229-233.
- 中沢圭二, 1957: 舞鶴地帯より *Monophyllites* の発見とその意義. *地球科学*, No. 35, 40-41.

- , 1961: 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類. 横山次郎教授記念論文集, 149-161.
- Nakazawa, K., 1958: The Triassic System in the Maizuru Zone, Southwest Japan. Mem. Coll. Sei. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 24, No. 4, 265-313.
- , 1959: Permian and Eo-Triassic *Bakevellias* from the Maizuru Zone, Southwest Japan. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 25, No. 2, 193-213.
- , 1960: Permian and Eo-Triassic *Myophoriidae* from the Maizuru Zone, Southwest Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol. 29, No. 1, 49-62.
- 中沢圭二, 志岐常正・清水大吉郎, 1954 a: 岡山県英田郡福本村付近の中・古生層. 地質雑, 60, 97-105.
- ・—, 1954 b: 兵庫県養父郡御祓山地区の地質, 特に三疊系御祓山層群について. 地質雑, 60, 192-201.
- ・—・清水大吉郎, 1954 c: 岡山県飯岡村に発見された下部三疊系基底の不整合. 地質雑, 60, 703.
- ・野上裕生, 1958 a: 京都府大江町河西付近の中・古生層. 地質雑, 64, 68-77.
- ・志岐常正・清水大吉郎, 野上裕生, 1958 b: 舞鶴地帯の中・下部三疊系総括. 地質雑, 64, 125-137.
- 西村祐二郎, 磯崎行雄, 1984: 山口県東部の錦層群の放散虫化石及び放射年代. 内帯高压変成帯, 2, 37-40.
- 岡田博有, 1968: 砂岩の分類と命名. 地質雑, 74, 371-374.
- 沖村雄二・鈴木茂之, 1983: 舞鶴層群の化石層位学的再検討. DESK Newsletter No. 3, 1-5.
- ベルム・三疊系ワーキンググループ, 1975: 日本におけるベルム・三疊系境界付近の層序と対比. 地質雑, 81, 165-184.
- 柴田 賢・猪木幸男, 1966: 舞鶴変成者(河守変成岩)のカリウムアルゴン年代. 地質雑, 72, 358-360.
- ・Wanless, R.K.・加納 博・吉田 尚・野沢 保・猪木幸男・小西健二, 1972: 日本列島の2, 3のいわゆる基盤岩類のRb-Sr年令. 地調月報, 23, 505-510.
- Shibata, K., Igi, S. and Uchiumi, S., 1977: K-Ar age of hornblendes from gabbroic rock in Southwest Japan. Geochemical Jour. 11, 57-64.
- 志岐常正, 1959: 舞鶴地帯に分布する二疊系および三疊系の砂岩の2・3の性質, とくにmaturityの問題について. 地球科学, No. 42, 5-17.
- Shiki, T., 1961: Studies on sandstones in the Maizuru Zone, Southwest Japan II. Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 27, 293-308.
- 1962: Studies on sandstones in the Maizuru Zone, Southwest Japan III. Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 28, 571-609.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生, 1962 a: 舞鶴層群の層序. 地質雑, 68, 237-246.
- ・志岐常正・中沢圭二・—, 1962 b: 舞鶴層群の堆積と二疊紀構造運動. 地質雑, 68, 334-340.

- 杉田宗満, 1973: 明延・大身谷地域の舞鶴層群の構造. 地質学会80年学術大会演旨, 294.
- 杉山隆二, 1961: "Bedding Fabric Analysis (B.F.A)"——層理面の測定値より地質構造およびその発達史を解析する方法 (その1). 東海大学海洋資源学教室, p. 79.
- 鈴木茂之, 1980: 舞鶴地帯のスレート劈開. 構造地質研究会誌, No. 25, 59-64.
- , 1982 a: 舞鶴地帯の造構作用. 構造地質研究会誌, No. 27, 155-165.
- , 1982 b: 舞鶴地帯の断層. 構造地質, No. 28, 47-60.
- , 1983: 夜久野花こう岩類の産状. 構造地質, No. 29, 77-88.
- Suzuki, S. and Yamagiwa, N., 1979: Some newly discovered Late Permian Corals from the Maizuru Group. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., No. 114, 64.
- 鈴木茂之・長谷 晃, 1981: 京都府大江地域における舞鶴地帯中・古生界の層序と地質構造. 中生代造構作用の研究, No. 3, 184-189.
- ・杉田宗満・光野千春, 1982: 舞鶴地域における舞鶴層群の層序と地質構造. 地質雑, 88, 835-848.

(1986年1月10日受理)
岡山大学理学部地学教室