京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境

木 村 克 己*

Geology and tectonic setting of the Ultra-Tamba Belt in the western part of Ayabe City, Kyoto Prefecture, Southwest Japan

Katsumi KIMURA*

Abstract The Ultra-Tamba Belt is a newly defined geotectonic belt, which is located between the Maizuru Belt to the north and the Tamba Belt to the south. The Ultra-Tamba Belt in the surveyed area is divided into three zones trending ENE-WSW; the Northern, Middle and Southern zones, being separated from each other by reverse faults. Geologic structure of the Ultra-Tamba Belt is characterized by many reverse faults and asymmetrical folds with a southward vergence. Bedding-parallel foliation with shear cleavage is developed in the Southern and Middle zones, resulting from the thrusting of the Ultra-Tamba Belt on the Tamba Belt.

The Northern zone is underlain by the Fuchigaki Formation of a coarsening-upward sequence of bedded chert through siliceous shale to coarse clastic sediments such as alternating sandstone and shale, and black shale. Both bedded chert and siliceous shale are of late Middle to early Late Permian age, and other clastic sediments are of Late Permian age based on radiolarian fossils.

The Middle zone consists of the Tokura Formation, 800 m thick, which is a fining and thinning-upward sequence composed of alternating sandstone and shale, and laminated shale. Radiolarian fossils of early Late Permian age have been reported from the correlative formation in the adjoining area.

The Southern zone consists of the Kuchikanbayashi Formation, approximately 700 m thick, which is coarsening and thickening-upward sequence composed of bedded sandstone, alternating sandstone and shale, and black shale. This formation is assigned to the Late Permian to Triassic(?) because of *Follicucullus*(?) sp. and other geologic evidences.

The sandstones of the Fuchigaki and the Tokura Formations are rich in rock-fragments and poor in quartz, and are similar to those of the Permian Maizuru Group in the Maizuru Belt. On the other hand, the sandstone of the Kuchikanbayashi Formation is arkosic and rather similar to the Triassic sandstones of the Maizuru Belt.

The above mentioned facts and available data for the geologic relation between the Ultra-Tamba and Maizuru Belts suggest that the Ultra-Tamba Belt was formed as an accretionary complex in the subduction zone during Middle Permian to Triassic(?) time.

は じ め に

超丹波帯は, CARIDROIT *et al.* (1985) によって初めに舞鶴帯と丹波帯の間に位置する構造帯として定義・命

名された。彼らはそれがペルム系とおそらく一部中生界からなり, 同時代の舞鶴帯の碎屑岩相, 丹波帯のチャート相との中間的岩相を示すこと, 構造的に強く片状化していることなどで特徴づけられるとした。その後, 超丹波帯の範囲や地質時代については ISHIGA(1986a), 栗本(1986), 武蔵野ほか(1987)などにより一部修正された。

1987 年 10 月 12 日受付。1988 年 2 月 29 日受理。

* 地質調査所地質部。Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-3, Higashi 1-chôme, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

第2図. 京都府綾部市西部地域の超丹波帯の地質図.

1. 沖積層および段丘堆積物, 2. 丹波帯, 3~9. 超丹波帯, 3~5. 口上林層(南帯), 3. 成層砂岩層(上部), 4. 黑色頁岩層(下部), 5. 砂質互層(下部), 6~7. 十倉層・泥質互層(上部), 7. 砂質互層・等量互層(下部), 8~9. 淵垣層(北帯): 8. 粗粒碎屑岩層, 9a. 層状チャート層・珪質頁岩層, 9b. チャート層を含む含角礫頁岩層, 10~11. 夜久野南帯: 10. 市野瀬層群, 11. 夜久野コンプレックス, 12. 逆断層, 13. 上林川断層(活断層), 14. 一對の背斜・向斜褶曲軸, 15~17. 層理面の走向傾斜: 15. 正上位, 16. 逆転上位, 17. 上下不明, 18. フォリエーションの走向傾斜, 19. 地層の上位方向.

第3図. 露頭位置図.

1~5: 放散虫化石産出地点, 6~10: 断層露頭観察地点, ①~⑩: 柱状図作成ルート.

なお, 地点3は CARIDROIT *et al.* (1985), 地点④は武蔵野ほか (1987) が報告した放散虫化石産出地点である.

によって, 調査地域北東方の市野瀬層群の頁岩から *Follicucullus monacanthus* 群集が得られたことから, 同層はペルム紀中世頃と考えられている.

超丹波帯については後で詳述する.

丹波帯はチャート, 緑色岩および碎屑岩からなるジュラ紀の付加体と考えられ, 2つのテクトニックナップ(Ⅱ型地層群とⅠ型地層群)に区分されている(石賀, 1983; 井本ほか, 1982). 丹波帯の北縁部の地層はⅡ型地層群に相当し, ブロック状のチャートと緑色岩を挟む千枚岩質頁岩からなる.

層序および岩相

ISHIGA (1986a) は超丹波帯を構造的上位をなす UT2 亜帯と下位の UT1 亜帯に区分した. 彼によれば, UT1 亜帯は氷上層(広川ほか, 1954), UT2 亜帯は大飯層(広川ほか, 1957)で構成される. しかし, 岩相, 地質構造を詳細に検討した結果, 本地域では超丹波帯は带状配列をなす北・中・南の3帯に区分すべきであることがわかった. よって本論では超丹波帯をこのように3分し, それぞれを構成する地層を淵垣層, 十倉層および口上林層と新たに命名した. ISHIGA (1986a) の区分との関係では, およそ北・中帯が UT2 亜帯に, 南帯が UT1 亜帯に相当する. 調査地域の地質図を第2図, 露頭位置図を第3図に示した.

1. 淵垣層 (新称)

層序および岩相 超丹波帯の北帯を構成する. 淵垣町付近および施福寺南方の道路にそのルートを模式地とする

第4図. 淵垣層の地質柱状図.

①~④: 柱状図作成ルート番号, ●1~4: 放散虫化石産出層準と産出地点番号.

Fm: *Follicucullus monacanthus* 群集, FF: *F. bipartitus*-*F. charveti* 群集, Fs: *F. scholasticus* 群集, No: *Neobaillella ornithoformis* 群集.

(第3図のルート①~④). 超丹波帯の带状構造にはほぼ平行な走向をなし, 北傾斜北上位の同斜構造を示す. 2つの主要な走向断層が認められ, そのうち北側の断層を境に, 地質時代が異なる A・B の2つのユニットに区分される(第2図). 全層準にわたって連続して露出するルートがなく, かつ層状チャート層の分布から考えて, 衝上断層による繰り返しがあると推定されるため正確な柱

状図を作れないが、地質時代と岩相を考慮して、A・B 両ユニットの柱状図を作成した(第4図)。本層の全層厚については上記の理由で正確に判断できないが、これらの柱状図による厚さはおよそAユニットで 350 m, B ユニットで 200 m である。

岩相は主に 砂岩頁岩互層・葉理質黒色頁岩層 からなり、しばしば 含角礫頁岩層、酸性凝灰岩層、珪質頁岩層、層状チャート層を伴う。後述するように、地質時代と各岩相の関係を考慮すると、A・B の両ユニットはともに下位から層状チャート層、珪質頁岩層、そして粗粒碎屑岩層が順次累重する岩相層序をなすと推定される。なお、粗粒碎屑岩層は砂岩頁岩互層、黒色頁岩層、含角礫頁岩層などの粗粒の碎屑岩を総称する名称である。

砂岩頁岩互層*は一般に砂岩部の厚さが 20~100 cm の砂質互層と、2~10 cm の泥質ないし等量互層からなる。比較的層理面の保存は良く、有律互層をなし、級化構造、平行葉理などの内部堆積構造がみられる。砂岩は細粒ないし中粒砂サイズで、青灰色から暗灰色を呈し、酸性火山岩片に富むワッケである。

葉理質黒色頁岩層は一般に黒色のシルト質頁岩で、砂質の平行ないし斜交葉理が発達する。

含角礫頁岩層はチャートと砂岩の礫ないしブロックが剝離質頁岩中に含まれるもので、厚さ 2~5 m のものが数層準で認められた。チャートのブロックは径 1~2 m である。

酸性凝灰岩層は厚さ 1~5 cm で成層する灰白色のガラス質凝灰岩である。同凝灰岩は、鏡下では細~中粒砂サイズの石英、斜長石、カリ長石の結晶片やガラス片の痕跡を含む。

珪質頁岩層は灰緑色で、一般に成層し、ときにより珪質で硬い頁岩部単層を挟み薄互層をなす。酸性凝灰岩層を頻繁に挟む(第5図)。鏡下では粘土鉱物と細粒シルトサイズの石英粒からなり、一般に放散虫化石殻を多く含む細粒・珪質な頁岩である。

層状チャート層は一般に灰緑色で、放散虫化石を多く含む、厚さ 1~3 cm のチャート部と厚さ 1 mm~2 cm ほどの珪質頁岩とが細互層をなすもの(薄互層タイプ)と、厚さ数 cm~15 cm の比較的厚いチャートの単層が泥質薄層をともなって成層するもの(成層タイプ)とがある。薄互層タイプを構成する珪質頁岩は、次に述べる珪質頁岩層の頁岩と類似しているがより細粒である。

層状チャート層と珪質頁岩層の産状 層状チャート層の産出形態には、再堆積性レンズとして含角礫頁岩中の礫

第5図. 地点1にみられる層状チャート層、珪質頁岩層、砂岩頁岩互層の層序的關係を示す柱状図(淵垣層)。

←1572A, 1572D: 放散虫化石産出層準と試料番号。その他の凡例は第4図を参照。

ないしブロックとして産出する場合と、珪質頁岩層をとめない、これらの層序的に上位に粗粒碎屑岩層が重なり、全体として一連の岩相層序を構成する場合とがある。後者のタイプに属すると判断したものは、地点1と地点3の岩体であり、随伴する珪質頁岩層を含めて、厚さ 10~20 m である。地質図においてはそれらが確認できる範囲を便宜的に示した。

地点1では、道路の切り割に南北 50 m にわたって、地層は西北西—東南東走向、20°~30°北傾斜の構造をなして露出する。第5図に柱状図を示した。しばしば層理にはほぼ平行な断層で地層が断たれるが、みかけ上の下位から、層状チャート層、その上限は断層で断たれてその上位に、各岩相の直接の關係は不確定だが珪質頁岩層、泥質互層、層状チャート層、珪質頁岩層の順で重なり、そしてさらに北上位を示す泥質互層が珪質頁岩層の上に整合に重なる。珪質頁岩層には酸性凝灰岩層が頻繁に挟まれる。1572A のチャートと 1572D の珪質頁岩から同一の放散虫化石群集が得られた(後述)。

以上述べたように、地点1では層状チャート層と珪質頁岩層とは直接の累重關係がわからないが近接して分布しており、かつ珪質頁岩層の上位に整合に泥質互層が重なることから判断して、これらは粗粒碎屑岩層と一連の岩相層序をなすものと推定される。

地点3の層状チャート層の岩体では、周囲の粗粒碎屑岩層との直接の累重關係がわからないが、走向方向に比較的岩体が続くこと、珪質頁岩層を伴っていることなどを考慮して、粗粒碎屑岩層と一連の岩相層序をなすものと推定した。

* 砂岩頁岩互層について、砂岩部と頁岩部の厚さの比によって、砂岩部が厚い互層を砂質互層、頁岩部が厚い互層を泥質互層、ほぼ両者が等量である互層を等量互層として区分する。

産出化石 Aユニットでは今回チャートと珪質頁岩から *Follicucullus monacanthus* 群集(地点1), 黒色頁岩から *F. scholasticus* 群集(地点2)が発見されたが, Bユニットでは砂岩頁岩互層の黒色頁岩から *Neobaillella ornithoformis* 群集(地点4, 武蔵野ほか, 1987), チャートから *F. bipartitus*-*F. charveti* 群集(地点3, CARIDROIT *et al.*, 1985)が報告されている。

対比 ISHIGA (1986a) の大飯層の中では, 層状チャート層を含むユニットに対応するものと考えられる。本地域の東方の福井県大浦半島^{あかぐり}赤礁地域の大飯層(ISHIGA, 1985), 西方の青垣町の大飯層(ISHIGA, 1986a; 武蔵野ほか, 1987)の少なくとも北半分が淵垣層に対比される(第1図を参照)。

前者については現地調査し, 岩相, 岩質の特徴を検討した。同地域の大飯層は層状チャート層と珪質頁岩層を伴い, 砂岩が青灰色～暗灰色を呈し, かつ層理面フォリエーションをもたない点など, 淵垣層に良く類似する。さらに同層の2試料の砂岩のモード組成を検討したが, 淵垣層と類似した特徴をもつ酸性火山岩片に富む石質ワッケであり(第9図), 砂岩組成の特徴からみても, 赤礁地域の大飯層は淵垣層と対比させて良い。

2. 十倉層 (新称)

層序および岩相 超丹波帯の中帯を構成する。十倉名畑町から施福寺にいたるルート^{とくらなはた}を模式地とする(第3図のルート⑤)。超丹波帯の带状構造にほぼ平行な走向をなし, 全体として北傾斜北上位の構造である。本層は, 断層や褶曲による変形が少なく, 全体として上方細粒化の層序を示すことから, 断層などによる地層の繰返しがほとんどないものと考えられる。このことから本層は, 上下限は不明であるが, 比較的正確に 800 m 以上の層厚をもつと判断される。本層の柱状図を第6図に示す。

岩相は主に砂岩頁岩互層, 葉理質黒色頁岩層, 葉理質珪質頁岩層からなり, 層状チャートを産出しない。下部の砂質ないし等量互層から, 上部の泥質互層および葉理質頁岩層へと上方への細粒・薄層化を示す。砂岩と頁岩には, 構造的に形成された層理面フォリエーションがみられ, 片状を呈する。

砂岩頁岩互層は一般に砂岩部の厚さが 5~40 cm の砂質ないし等量互層, 厚さ 1~5 cm の泥質互層からなる。層理面の保存は良く, 有律互層をなし, 級化構造, 平行葉理などの内部堆積構造がみられる。砂岩は一般に灰緑色を呈し, 細粒～極細粒砂サイズで, 酸性火山岩片に富むワッケである。砂岩頁岩互層の泥質部は葉理質黒色頁岩・葉理質珪質頁岩からなり, 十倉層の上部において, 葉理質珪質頁岩が卓越する。

第6図. 十倉層の地質柱状図。

⑤～⑦: 柱状図作成ルート番号。凡例は第4図を参照。

葉理質黒色頁岩層・葉理質珪質頁岩層には, シルトサイズの石英・長石粒子を含む平行葉理(厚さ 1~3 mm ほど)が発達する。しばしばその葉理の部分珪質ラミナにみえるが, 鏡下で観察すると, シルトサイズの石英・長石粒子が葉理を構成し, 基質は隠微晶質石英で充填されている(図版II-1, 2)。このような組織は, この葉理が本来シルト質ラミナであり, 続成作用および変成作用の過程で葉理の基質が圧力溶解(pressure solution)に伴い珪質化したことを示すものである。この岩相は CARIDROIT *et al.* (1985)により, 大飯層の下部の ribbon rock facies と呼ばれたものに相当する。彼らは同相は下部のチャート様珪質岩から, 上方へしだいに碎屑物質が

増加し、上部の珪質葉理を持つ泥質岩になるものとした。しかし、チャート様珪質岩は淵垣層にのみ分布すること、そして珪質葉理状にみえるものの大部分が本来シルト質葉理であることが明らかになったので、こうした岩相を一括して ribbon rock facies と呼ぶのは適当ではない。そのため本論ではチャート様珪質頁岩を層状チャート層(淵垣層)、珪質葉理をもつ泥質岩を葉理質珪質頁岩層・葉理質黒色頁岩層(十倉層)とそれぞれ呼ぶ。

産出化石 本調査地域の十倉層からは化石が得られていない。

対比 ISHIGA(1986a)の大飯層の中で、層状チャート層を含まず、頁岩、砂岩頁岩互層からなるユニットに対応するものと考えられる。本報告地域東方、福井県大飯町付近の大飯層(ISHIGA, 1986a)は、予察的検討によると、主に葉理質黒色頁岩、泥質互層からなり、砂岩は細粒で灰緑色を呈し、層理面フォリエーションが発達する。このような岩相の特徴から判断して、同層は十倉層に相当するとみなしうる。

3. 口上林層 (新称)

層序および岩相 超丹波帯の南帯を構成する。上林川下流およびそれに隣接する道路ぞいを模式地とする(第3図のルート⑩)。口上林層は東部で北東—南西、西部ではほぼ東西の走向をなし、北傾斜 $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ で北上位の構造が卓越する。4本のスラストによる覆瓦構造をなす。上下限が断層で断たれ不明であるが、層厚はおよそ 700 m 以上と判断される。本層の柱状図を第7図に示す。

岩相は主に成層砂岩層、砂岩頁岩互層、葉理質黒色頁岩層からなり、葉理質珪質頁岩層、緑色凝灰岩層、含角礫頁岩層、赤色頁岩層を挟在する。上方粗粒・厚層化をなし、下部では葉理質頁岩が卓越し、上方へしだいに砂岩が厚くなり、成層砂岩・砂質互層が優勢となる。各岩石には層理面フォリエーションが発達し、顕著に片状を呈する。また、しばしば層理面は剪断され、レンズ化しており、特にスラストの周辺で著しい。

成層砂岩層は、中粒ないし粗粒砂岩で、厚さ 1~2 m で成層することが多く、ときに層面が癒着し厚い層をなす。単層は塊状部が卓越し、頂部付近に級化構造、平行ラミナが発達し、基底面はときにゆるく凹凸を示す。

砂岩頁岩互層、葉理質黒色頁岩層、葉理質珪質頁岩層の特徴は前述した十倉層のものと同様である。ただ、互層の砂岩は十倉層のものより一般に粗く、細粒ないし中粒砂である。成層砂岩層と砂岩頁岩互層の砂岩は灰緑色を呈する長石質ワッケで、方解石や石英の脈が発達している。

粘土質凝灰岩層は厚さ数 cm~2 m ほどの、緑灰色を

第7図. 口上林層の地質柱状図。

⑧~⑪: 柱状図作成ルート番号, ●5: 放散虫化石産出層準と産出地点番号, F?: *Follicucullus*(?) sp. 凡例は第4図を参照。

呈する粘土質岩であり、頁岩や砂岩薄層と互層する。凝灰岩は細粒ないし中粒砂サイズの斜長石、カリ長石、石英などの結晶片と不透明鉱物、粘土鉱物などからなる。ガラス片は認められないが、頁岩に比べて淘汰が悪く、石英よりも斜長石が卓越することから、凝灰岩であると推定した。

含角礫頁岩層は砂岩、まれに最大径 10 cm のチャートの礫を含む剝離質黒色頁岩で、一般に厚さ 1~15 m をなし、葉理質黒色頁岩層ないし砂岩頁岩互層に挟まれる。

赤色頁岩層は一露頭でのみ、厚さ 15 m の岩体が認められた。シルト質頁岩で、褐色ないし暗赤色を呈し、しばしば厚さ 5~10 cm で成層している。

産出化石 地点5の黒色頁岩から *Follicucullus*(?) sp. の放散虫化石を得た。

第1表. 放散虫化石産出表.

種 名	試料番号	1571	1572A	1572D	1622
	地点	2	1	1	5
	岩相	bs	ch	sil	bs
	層 準	FG	FG	FG	KK
<i>Follicucullus scholasticus</i> morphotype I Ishiga		●		●	
<i>F. scholasticus</i> morphotype II Ishiga		●	○	○	
<i>F. monacanthus</i> I&I			○	○	
<i>F. (?) sp.</i>					○
<i>Pseudoalbaillella</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> I&I				○	
<i>Ps.</i> sp.				○	
<i>Nazarovella</i> sp.			○		
<i>Latentibifistula asperspongiosa</i> S&T				●	
<i>L.</i> sp.			○	○	
<i>Entactiniidae</i> gen. et sp. indet.			○	○	
<i>Praeconocaryomma</i> sp.				○	

●: cf, ○: common, FG: 淵垣層, KK: 口上林層,
bs: 黒色頁岩層, ch: 層状チャート層, sil: 珪質頁岩層,
I&I: Ishiga & Imoto, S&T: Sashida & Tonishi,

対比 ISHIGA (1986a) の超丹波帯の区分においては, UT 2 亜帯の氷上層が口上林層にほぼ対比されるが, 厚層理緑色砂岩が卓越し, 頁岩を挟むという岩相の特徴と, 本地域内での氷上層の分布範囲とから判断すると, 氷上層は口上林層の上部におおよそ相当する。

産出化石と超丹波帯各層の時代

1. 産出化石

本報告地域内において, 3 地点, 4 試料から時代決定に有効な放散虫化石を今回得たが, すでに 2 地点において放散虫化石の産出が報告されている (CARIDROIT *et al.*, 1985; 武蔵野ほか, 1987). 第 3 図に各試料の採集地点を, 第 1 表に放散虫化石リストを示す。なお, 放散虫化石の同定には, CARIDROIT & DE WEVER (1984), 石賀 (1986), ORMISTON & BABCOCK (1979), SASHIDA & TONISHI (1985) などを参照した。

各地点付近の地質と産出化石は以下のとおりである。

地点 1 (試料 1572A と 1572D): 北帯 A ユニットの北縁部に位置する地点で, 道路の切り割の露頭である。露頭の特徴は淵垣層の層序の項で述べたので, ここでは省略する。試料 1572A は層状チャート, 試料 1572D は比較的硬い珪質頁岩より採集した。

試料 1572D からは最も保存の良い放散虫化石を多数抽出できた。 *Follicucullus monacanthus* は *F. monacanthus* 群集帯 (ISHIGA, 1986b) を特徴づける種であり, かつ *Follicucullus* 属では *F. scholasticus* morphotype II

を多く含むが, *F. scholasticus* m. I がほとんどみつからないこと, および *Pseudoalbaillella* sp. aff. *Ps. longicornis* を含むことなど, *F. monacanthus* 群集帯の種構成に最もよく類似する。

試料 1572A から産出した放散虫化石種は少ないが, *F. scholasticus* m. II, *F. monacanthus* を含むことから, 同試料の放散虫化石群集も *F. monacanthus* 群集帯に対比されるものと判断される。

地点 2 (試料 1571): 北帯 A ユニットの南縁部の道路の切り割に露出する。厚さ 3m の剝離質の葉理質黒色頁岩層の頁岩から試料を採集した。頁岩層の上下限は不明である。南側 2m の位置に厚さ 1.5m の層状チャート層が分布する。

試料 1571 からは, *F. scholasticus* m. I と *F. scholasticus* m. II が得られ, 一方 *F. monacanthus* がみつからないことから, 同試料の放散虫化石群集は *F. scholasticus* 群集帯 (ISHIGA, 1986b) に対比される。

地点 5 (試料 1622): 南帯口上林層上部に相当する, 上林川の河床に露出する片状の葉理質黒色頁岩層 (厚さ 6m) の頁岩から試料を採集した。同頁岩層は下位の砂岩頁岩互層, 上位の成層砂岩と整合に接する。

試料 1622 の放散虫化石は強く再結晶し保存が極めて悪く, 表面構造がほとんどみられない。そのため放散虫化石の属種の決定は難しいが, 栗本 (1986) が検討したと同様に, その形状が *Follicucullus* 属 (ORMISTON & BABCOCK, 1979) に類似したものがあることから, それらを

年代とフズリナ化石帯 1				放散虫化石帯 2		舞鶴層群 3	超丹波帯				中帯 十倉層	南帯 口上林層
							北帯 淵垣層					
							Aユニット	Bユニット	赤礁地域 4	青垣地域 5		
ペ ル ム 紀	新世	Dorashamian	<i>Palaeofusulina sinensis</i> zone	<i>Neobaillella ornithoformis</i>		上部
		Dzhulfian	<i>Codonofusiella-Reichelina</i> zone	<i>N. optima</i> A-zone								
		Guadalupian	<i>Lepidolina kumaensis</i> zone	<i>F. -F. A-zone</i>								
			<i>Follicucullus scholasticus</i> A-zone									
	中世	Leonardian	Roadian	<i>Pseudoalbaillella globosa</i> A-zone								
			Late	<i>Ps. sp. C</i> A-zone								
			Early	<i>Albaillella sinuata</i> R-zone								
	古世	Wolfcampian	Late	<i>Ps. scalprata</i> m. <i>rhombothoracata</i>								
			Middle	<i>Ps. lomentaria</i> R-zone								
				<i>Ps. u-forma</i> m. II A-zone								
			Early	<i>Ps. u-forma</i> m. I A-zone								

含礫岩砂岩層
 成層砂岩層
 砂岩頁岩互層
 黒色頁岩層
 珪質頁岩層
 層状チャート層
 玄武岩類

A-zone: Assemblage-zone, R-zone: range-zone, F.-F.: *Follicucullus bipartitus*-*F. charveti*, m.: morphotype

第8図. 超丹波帯・舞鶴層群の層序・地質時代総括図。

引用文献: 1. ROSTOVTSSEV & AZARYAN(1973), 2. ISHIGA(1986), 3. 清水ほか(1962a), ISHIGA(1984), 4. ISHIGA(1985), 5. 武蔵野ほか(1987)。

F. (?) sp とした。

2. 地質時代

超丹波帯の層序・地質時代の総括図を第8図に示した。なお、各放散虫化石群集の年代については、ISHIGA(1986b)に基づいた。

淵垣層: CARIDROIT *et al.*(1985), ISHIGA(1986a), 武蔵野ほか(1987)は、すでに本地域の淵垣層から産出した微化石を報告している。これらと今回得られた産出化石に基づいて、本層の地質時代について検討する。

本層のAユニットでは、層状チャート層、珪質頁岩層と黒色頁岩層から今回1地点ずつ放散虫化石が得られた。それらによると、層状チャート層と珪質頁岩層はペルム紀中世後期、黒色頁岩層はペルム紀中世最後期から新世前期の年代となる。

また、Bユニットでは、今回得られなかったが、CARIDROIT *et al.*(1985)は地点3(第3図)の層状チャート層から *Follicucullus bipartitus*-*F. charveti* 群集、ISHIGA(1986a)と武蔵野ほか(1987)は地点4(第3図)の砂岩頁岩互層の頁岩から *Neobaillella ornithoformis* 群集をそれぞれ報告している。これらによると層状チャート層はペルム紀新世前期、砂岩頁岩互層はペルム紀新世後期の年代となる。

以上のことから、淵垣層の地質時代は、Aユニットではペルム紀中世後期から新世前期、Bユニットではペルム紀新世前期から後期に及ぶと考えられる。

十倉層: 本層からは今回、時代決定に有効な放散虫化石が得られず、また従来も本地域の十倉層からの報告はない。しかし、本報告地域東方、福井県大飯町に分布する本層相当層の大飯層について、ISHIGA(1985, 1986a)は数地点の頁岩から、*F. bipartitus*-*F. charveti* 群集を報告している。したがって、十倉層の年代はペルム紀新世前期を含むと考えられる。

口上林層: 今回、本層上部の頁岩から *F. (?) sp.* を得た。また、本地域の西に隣接する福知山市および綾部市西部の本層相当層から、*F. (?) sp.* の産出が報告されている(栗本, 1986)。得られた放散虫化石試料は乏しく、時代論の詳細は不明だが、*F. (?) sp.* を得たことから、口上林層は中ないし上部ペルム系を含む可能性がある。口上林層の年代については考察において再度検討する。

砂岩組成の特徴と比較

超丹波帯の氷上層に属する砂岩(本論の口上林層の上部に相当する)について、楠ほか(1985, 1986)、石賀・楠(1986)、ISHIGA(1986a)により、砂岩組成が検討され、そ

第9図. 砂岩のモード組成についての三角ダイアグラム.

Qt-F-R: 全石英(単結晶石英と多結晶石英)—長石—岩片, Qm-P-K: 単結晶石英—斜長石—カリ長石.

の特徴と後背地の特性について論じられた. ここでは超丹波帯の各層の砂岩組成を記述し, そして舞鶴帯のペルム系舞鶴層群, および三畳系の砂岩との比較検討を行う.

1. 超丹波帯各層の砂岩組成

検討した砂岩試料は 淵垣層の 細～中粒砂岩 9 試料(そのうち 2 試料は 福井県大浦半島赤礁地域のもの), 十倉層の 細粒砂岩 3 試料, 口上林層の 中粒～粗粒砂岩 7 試料, 舞鶴層群の中粒～粗粒砂岩 5 試料*(京都府加佐郡大江町河東地域のもの)の計 24 試料である.

モード組成の測定においては, カリ長石を染色した上でポイントカウント法により各薄片試料について 500～700 ポイントを測定した. ただし, 舞鶴層群の砂岩は染色していない. なお, 30 μ 以下の粒子は基質として扱った. 粒度についてはポイントカウント法により, 全粒子(著しく細長い粒子は除く)の長径を 100 ポイント測定した.

検討結果について, 第9図にモード組成の三角ダイアグラム, 第10図に岩片の量と平均粒径の関連, 第11図に岩片の組成を示した.

初めに, 主要鉱物について, 各層に共通した特徴を述べる.

石英は大部分単結晶石英で, 多結晶石英は全石英量の 10% 以下である. 斜長石はアルバイト双晶を示すものが多く, ミルメカイト構造を示すものがわずかに認めら

れる. カリ長石では多くがパーサイト構造を示し, マイクロクリン構造, グラフィック組織をなすものはごく微量である.

石英・長石には融食形をなすものが含まれるが, 特に口上林層の砂岩に多い. 層界面フォリエーションの存在から判断して, 大部分圧力溶解(pressure solution)によるものであろう.

岩片には酸性火山岩, 中性ないし塩基性火山岩, 酸性半深成ないし深成岩, 頁岩などが多く, その他チャート, 結晶片岩などが認められる. 火山岩片については, 石基の組織に基づいて3つに分類した. 酸性火山岩とした岩片は, 石英・長石の斑晶を含む隠微晶質ないし珪長岩質組織をもち, まれに流理構造や球状構造を示す. きわめて微量だが, ユータキシティック組織を呈すことから溶結凝灰岩とみられるものがある. 中性火山岩としたものは, ピロタキシティックないし, ハイアロピリティック組織を示す岩片で, 塩基性火山岩としたものは, インターサタル組織を呈するものである. 結晶片岩はほとんど石英片岩, 石英雲母片岩, 泥質片岩である.

随伴鉱物としては不透明鉱物のほか, 白雲母, 黒雲母, 緑泥石, エピドート, ジルコン, スフェーンが多く, 口上林層では微量ながら電気石がみられる.

淵垣層の砂岩: 一般に層界面フォリエーションや剪断劈開がない. モード組成は, 基質 22～36%, 石英 7～15

* 舞鶴層群の薄片は京都大学志岐常正助教授のものをお借りした.

第 10 図. 砂岩の平均粒径と岩片量との二成分ダイアグラム.

Mz: 平均粒径, R: 岩片量. 記号は第 9 図を参照.

AV: 酸性火山岩, IV: 中性火山岩, BV: 塩基性火山岩, C: チャート,
P: 酸性半深成・深成岩, S: 堆積岩, M: 変成岩

第 11 図. 砂岩の岩片のモード組成.

%, 長石 20~25% (カリ長石/長石=0.23~0.41), 岩片 26~37%, 雲母類 1~4%, 重鉱物微量である. 平均粒径は 0.16~0.28 mm.

十倉層の砂岩: 口上林層に比べて弱い普遍的に層理面フォリエーションがみられ, 碎屑粒子の周囲にはプレッシャーシャドウが発達している. モード組成は基質 33~37%, 石英 10~15%, 長石 19~28% (カリ長石/長石=0.21~0.43), 岩片 16~22%, 雲母類 5~9%, 重鉱物 1% 以下である. 平均粒径は 0.13~0.18 mm.

口上林層の砂岩: 普遍的に層理面フォリエーションが発達し, 碎屑粒子には種々の変形構造やその周囲にはプレッシャーシャドウが発達している. また, 基質や長石には一般に方解石, 緑泥石, プレーナイト, エピドートなどができており, 方解石や石英の脈がよくみられる. 砂岩のモード組成は基質 22~40%, 石英 20~24%, 長石 27~48% (カリ長石/長石=0.20~0.33), 岩片 5~10%, 雲母類 0.4~2%, 重鉱物 1.4% 以下である. 平均粒径は 0.22~0.40 mm.

次に超丹波帯の各層の砂岩組成を比較する. なお, 砂岩のモード組成が粒度による影響を受けることは良く知られている (志岐, 1959 など). そこで粒度による影響を受けやすい岩片の量と平均粒径の関係を検討した (第 10 図). ほとんどの砂岩の平均粒径は 0.13~0.3 mm の範囲に入り, 岩片の量と平均粒径との相関性がない. また, 口上林層の砂岩のいくつかは平均粒径 0.3 mm 以上であるが, 粒度によるモード組成上の変化がほとんどない (第 9, 10 図). したがって, 今回検討した砂岩のモード組成は, 粒度による影響をほとんど受けていないと判断される.

石英—長石—岩片の三角ダイアグラム (第 9 図の Qt-F-R) でみると, 淵垣層および十倉層の砂岩は石英に乏しく, 岩片に富み, 一方, 口上林層の砂岩は長石質である. 同図に楠ほか (1986) による氷上層砂岩の範囲を参考のため記入した. この範囲は口上林層の砂岩の組成範囲と一部重なり, 両者は類似した組成をもつとみなしうる. 淵垣層と十倉層, および口上林層の 2 つのグループの砂岩組成は, 第 9 図の Qm-P-K 図ではほぼ同じ領域に分布するが, Qt-F-R 図上で明確に区別される. また岩片の組成では, すでに述べたように 3 層とも主要な岩片の構成は同一だが, 淵垣層, 十倉層に比較し, 口上林層では中性火山岩片の割合が小さく, 一方, 酸性半深成~深成岩類の割合が大きい.

2. 舞鶴帯のペルム系舞鶴層群・三疊系砂岩との比較

超丹波帯の堆積環境を考える上で, 同帯の北側に隣接して分布し, 同時代である舞鶴帯の碎屑岩との比較は重要である. 超丹波帯各層の粗粒碎屑岩の時代については, 既述したように放散虫化石年代に基づく, 淵垣層の砂岩頁岩互層と十倉層はペルム紀新世, 口上林層はペルム紀中~新世頃と考えられる. 清水ほか (1962a), 鈴木 (1987) によると, 舞鶴層群の粗粒碎屑岩は中・上部層に発達し, 主にペルム紀新世を示す (第 8 図). すなわち, 超丹波帯の各層と同時代である.

舞鶴層群の砂岩の特徴について, 志岐 (1959), SHIKI (1962) は典型的なグレイワッケであり, 石英と長石粒が少なく, 基質と岩石片が多いと記述し, さらに鈴木 (1987) は砂岩のモード組成と岩片組成を詳細に検討し, 酸性火山岩片に富む石質ワッケであることを示した.

本論において京都府加佐郡大江町河東地域の舞鶴層群の砂岩について, モード組成, 岩片の特徴などを検討した. なお舞鶴層群の砂岩のモード組成は粒度によって強い影響を受けることが志岐 (1959) で示されている. 第 10 図に舞鶴層群の砂岩について, 岩片と平均粒径の関係を示した. 試料は少ないが, やはり両者の相関性が強い

く示唆される。そこで、超丹波帯の砂岩との比較のために、既述したように超丹波帯の砂岩のモード組成において粒度の影響がほとんど出ない平均粒径 $0.13 \sim 0.3 \text{ mm}$ の砂岩についてだけ検討を行った。

舞鶴層群の砂岩のモード組成は淵垣層・十倉層とよく類似し、Qt-F-R 図では淵垣層とかなり領域が重なる(第9図)。鈴木(1987)によって検討された舞鶴層群の砂岩組成(ただし、平均粒径 $0.13 \sim 0.3 \text{ mm}$ の砂岩について)は、淵垣層・十倉層よりも全体に岩片に富む領域に入る(第9図)。岩片の組成では、各岩片種の割合が淵垣層と十倉層に比較的類似するが、両層に比べて中性から塩基性の火山岩片や堆積岩などのより不安定な岩片が高い割合で含まれる(第11図)*。また、超丹波帯にはみられなかった蛇紋岩・石灰岩・ガラス質玄武岩などの岩片がわずかながらも含まれる。粒度については、舞鶴層群には粗粒砂岩が多い(Shiki, 1962)のに対し、淵垣層と十倉層の砂岩は細粒ないし中粒砂とより細粒であるという違いがある。このように、舞鶴層群の砂岩は、淵垣層と十倉層に比較し、岩片の量や組成、粒度の点で異なるが、舞鶴層群内においても北部と南部の砂岩とで同様の違いがみられる。すなわち、北部域の砂岩は南部域の砂岩に比べ、より粗粒で岩片量が多く、かつより不安定な岩片の割合が増加する(鈴木ほか, 1982)。

したがって、舞鶴層群のより南側に淵垣層が位置することから判断して、上に記述した舞鶴層群と、淵垣層、十倉層の両層との砂岩の違いは、後背地から堆積場に至る碎屑物の運搬距離の差異を反映したものであり、運搬過程で、より不安定な岩片が風化・分解・淘汰され、岩片の量や組成の違いを生み出したことによるものと考えられる。すなわち、淵垣層と十倉層の後背地を構成する地質は、舞鶴層群のそれとほぼ同一の特徴をもったものと考えて良い。

一方、口上林層の砂岩は長石質であり、これらの各層とはそのモード組成においてまったく異なり、違った地質構成の後背地が考えられる。舞鶴帯においては、三畳系の砂岩は全体に長石質となり、特に上部三畳系の難波江層群の砂岩は基質 10% 以下、長石 20% 以上の典型的なアルコーズ砂岩である(志岐, 1959; Shiki, 1962; 鈴木, 1987)。第9図のQt-F-R図には、鈴木(1987)のデータに基づいて、夜久野層群と難波江層群の砂岩の範囲を平均粒径 $0.13 \sim 0.3 \text{ mm}$ のものについて書き入れた。同図は、口上林層の砂岩が舞鶴帯の三畳系、特に難波江層群の砂岩に類似していることを示している。す

なわち、砂岩のモード組成の特徴から判断すると、口上林層の後背地は、舞鶴帯のベルム系よりも三畳系のそれに類似していると考えられる。

地 質 構 造

1. 大構造

夜久野南帯(夜久野コンプレックス・市野瀬層群)、超丹波帯(北・中・南帯)、そして丹波帯は東北東—西南西走向、北傾斜の帯状構造をなす。

各帯・亜帯の境界をなす断層について、本地域内では地点 6~10(第3図)において、断層破碎帯の特徴が観察された。各露頭では断層面やそれに伴う破碎帯がみられ、 $50^\circ \sim 70^\circ$ 北傾斜の面構造をもつ。断層破碎帯および断層に伴う剪断を受けた周囲の地層には、逆断層のセンスを示すドラッグ褶曲、剪断面の非対称配列などの剪断変形構造が観察される。これらの観察事実から判断して、各帯・亜帯の境界をなす断層はいずれも $50^\circ \sim 70^\circ$ 北傾斜の逆断層である。

超丹波帯の各帯は東北東—西南西走向、北傾斜 $50^\circ \sim 70^\circ$ で北上位が卓越する同斜構造をなす。主要な地質構造として、覆瓦構造と半波長 $10 \sim 30 \text{ m}$ の中規模褶曲構造が認められる。覆瓦構造は北帯と南帯とに発達している。南帯の口上林層は断層により、5回繰り返す、南縁部には半波長 500 m 、軸部が逆断層で切られた同斜褶曲が存在する(第2図)。中規模褶曲構造(半波長 $10 \sim 30 \text{ m}$ ほど)は北帯と中帯にしばしば認められるが、いずれも南フェルゲンツの閉じた非対称褶曲である。同褶曲軸面にはほぼ平行な劈開が超丹波帯全域を通じてみられる。

以上述べたように、本地域の主要な地質構造は、北傾斜の逆断層と南フェルゲンツの非対称褶曲を特徴とする。

2. 小構造

詳細は別の論文で記述するので、ここでは層理面に平行なフォリエーションについてだけ簡単に記す。

層理面フォリエーションは層理面に平行な面構造からなり、葉片状雲母の密集層や隠微晶質石英で充填された層などの分化層(differentiated layering, 図版II-1, 2, 6)、定向配列をなす石英や長石などの粒子、そして層理面剪断劈開(図版II-3, 4)などによって構成される。剪断劈開は黒色の微粒子からなり、網目状に配列するシーム(seam)群と、これに平行に配列する雲母フィルムで構成される。

層理面剪断劈開の形成に伴った種々の変形構造が、砂岩を構成する各鉱物粒子に生じているが、ここでは代表的な石英と斜長石を中心に記述する(図版II-3~5を参

* 舞鶴層群の中性から塩基性の火山岩片は変質し、組織がはっきりみえないものが多く、そのため第11図では両者を一括した。

照)。

石英では強い波動消光, 伸長し融食された外形, 変形ラメラ, 変形バンドなどがしばしばみられる。斜長石では, 主なものとして変形バンド, 微小すべりを伴うキンクバンド, ディスプレイズドブロンクン(displaced broken)構造があり, そのほかに曲げ(bending)および波動消光, プルアパート構造などが認められる。また, 碎屑粒子の周りには, ひげ(beard)様の形態をなす雲母, 緑泥石, 石英などで構成されたプレッシャーシャドーが発達している。

また, フォリエーションに平行な面においては, 石英の伸長, 長石のプルアパート構造, プレッシャーシャドーなどの線構造が発達し, 線構造に平行で, フォリエーションに垂直な薄片で観察すると, しばしばディスプレイズドブロンクン構造などの非対称微小構造がみられる(図版Ⅱ-3~5)。

これらの鉱物粒子にみられる変形構造は, TULLIS & YUND(1977), 高木(1985)によると, カタクラサイト化作用とマイロナイト化作用との両方それぞれを特徴づける種類からなり, brittle-ductile transition 場での圧碎変形の特徴(SIMPSON, 1985)に類似する。

層理面フォリエーションは, 口上林層で普遍的に発達し, 十倉層では比較的弱い認められ, 上部に向かってしだいに弱くなる。また淵垣層では認められない。これらの小構造は褶曲変形を受け, かつ, その褶曲軸面に平行な劈開により切られているので(図版Ⅱ-6), 前項で記述した南フェルゲルツの地質構造の形成に先行して形成されたものである。

考 察

1. 超丹波帯の層相

ここで, 超丹波帯の各層の岩相, 地質構造の特徴についてさらに吟味し, 堆積および造構環境を考える上で重要な点についてまとめる。

A. 北帯淵垣層の層相

岩相層序 ここで, 淵垣層の岩相層序について詳細に検討する。本地域には, 淵垣層の岩相層序全体にわたる層序断面が認められないため, その各部の岩相の累重関係や産出化石の年代を総合して考える。

既述したように, 各岩相の産出化石に基づくと, Aユニット, Bユニットともに, 粗粒碎屑岩層が層状チャート層や珪質頁岩層よりも年代が新しく, Aユニットでは層状チャート層と珪質頁岩層とは同一の放散虫化石群集を産出した(第4図)。

岩相の累重関係について観察されたのは地点1であ

り, そこでは既述したように, 珪質頁岩層の上位に粗粒碎屑岩層の泥質互層が整合に重なり, 層状チャート層と珪質頁岩層とが, それらの直接の累重関係はわからないが, 近接して分布している(第5図)。本地域では, 層状チャート層と珪質頁岩層との層序的關係について, それを直接示す露頭がなく, 産出化石の違いもないため, 確定できないが, 後述する赤礁地域(ISHIGA, 1985)や青垣地域(ISHIGA, 1986a; 武蔵野ほか, 1987)の淵垣層相当層では, 層状チャート層の上位に珪質頁岩層が整合に重なるという層序的關係が直接確かめられている。

以上述べたように, 岩相の随伴関係, 岩相の産出化石の年代, そして他地域の淵垣層相当層について従来報告されている岩相の層序的關係に基づくと, 淵垣層の岩相層序は, 下位から層状チャート層, 珪質頁岩層, 粗粒碎屑岩層の順に重なっているものと考えられる。

ユニット区分と岩相層序の年代的極性 淵垣層は A・B の2つのユニットに区分されるが, 両ユニットの岩相層序の年代を比較すると, Bユニットの層状チャート層は, Aユニットの層状チャート層と珪質頁岩層に比べて産出化石の年代が明らかに新しく, 粗粒碎屑岩層についても, Bユニットの砂岩頁岩互層がAユニットの黑色頁岩層よりも産出化石の年代が新しい(第4, 8図)。

したがって, Bユニットの岩相層序は, Aユニットのそれよりも新しい年代の岩相から構成されると考えられる。

次に他地域の淵垣層相当層について, その岩相層序とその年代について検討する。既述したように, 本地域の東方の福井県大浦半島赤礁地域の大飯層(ISHIGA, 1985)と, 西方の青垣町の大飯層(ISHIGA, 1986a; 武蔵野ほか, 1987)の少なくとも北半分が淵垣層に対比される(第1図を参照)。

各地域では下位から層状チャート層, 珪質頁岩層, 粗粒碎屑岩層の連続する岩相層序の一部もしくは全部をもつ岩体について, 微化石に基づく地質年代が明らかにされている(第8図)。なお, ISHIGA(1986a)の赤色成層チャートと珪質頁岩の互層, 武蔵野ほか(1987)の厚層チャートおよび層状チャートを層状チャート層として一括した。

赤礁地域では, 下位から層状チャート層, 珪質頁岩層, そして黑色頁岩層が整合に重なる厚さ 36.5 m の岩体について検討され, いずれの岩相から, *Follicucullus bipartitus* - *F. charveti* 群集が報告されている(ISHIGA, 1985)。

青垣地域では, 下位から層状チャート層, 珪質頁岩層が整合に重なる厚さ約 130 m の岩体において, 層状

ャート層の下部に挟まれる石灰岩からはベルム紀古世を示す小型有孔虫およびフズリナが、層状チャート層の上部からは *F. bipartitus*-*F. charveti* 群集が、そして珪質頁岩層からは *Neobaillella ornithoformis* 群集が報告されている(武蔵野ほか, 1987)。

これらの2地域の淵垣層相当層と、本地域の北帯のA・Bユニットとのそれぞれの岩相層序の年代について、特に珪質頁岩層の年代に注目して検討すると、赤礁地域の淵垣層相当層は北帯のBユニットに、一方、青垣地域の淵垣層相当層はBユニットよりもさらに年代が新しく、地帯配列の極性から判断すると、その南側に位置すると想定される別のユニット(Cユニット)をなすものと考えられる。

以上述べたように、淵垣層は、他地域で報告されている同層相当層を含めて、スラストで境され、岩相層序の同一岩相層準の年代が異なる3つのユニットが識別され、そして、Cユニットの位置はわからないが、その年代は北から南へと新しくなるという極性を示す。すなわち、淵垣層は年代極性を示すスラスト覆瓦構造をなすと考えられる。

B. 中帯十倉層の層相

十倉層は下部の砂質ないし等量互層から上部の泥質互層および葉理質頁岩へと上方細粒・薄層化をなし、層状チャート層を伴わない。また、地質構造では、岩相の側方への連続性が良く、逆断層による繰返しもほとんどない、整然とした北傾斜・北上位の同斜構造を示す。これらの特徴は、淵垣層とは明らかに異なり、淵垣層と十倉層とを区別することを意義づける。

C. 南帯口上林層の層相

口上林層は主に葉理質頁岩からなる下部から、上部の成層砂岩が卓越する岩相へと上方へ粗粒・厚層化の岩相層序をなし、チャート礫を含む含角礫頁岩を伴う。

口上林層について、栗本(1986)および本論で得られた放散虫化石は、いずれも *Follicucullus*(?) sp. であり、淵垣層および十倉層との年代的関係の詳細がわからない。そこでこの問題について、口上林層の地質学的特徴から検討する。既述したように本層の砂岩のモード組成は長石質ワッケであり、他のベルム系淵垣層と十倉層の砂岩とは明確に異なる。舞鶴層群よりも、三疊系の砂岩に類似する(第9図)。そして中国帯から丹波帯にかけての地帯配列は、より南東へ若くなるという年代的極性を示すとされており(Ishiga, 1986a など)、地帯構造的に口上林層は、超丹波帯の中でも最南部の南帯を構成している。これらのことは、口上林層が淵垣層や十倉層より若くなる(ベルム系最上部または三疊系?)可能性を示唆

している。

2. 層理面フォリエーションのテクトニクス

既述したように、層理面フォリエーションは brittle-ductile transition 場(SIMPSON, 1985)での圧砕変形によって形成された変形構造である。層理面フォリエーションは、超丹波帯では構造的下部の南帯口上林層に顕著に発達し、上部に向かって弱くなり、最上部の北帯では生じていない。一方、予察の検討によると、超丹波帯の南に隣接する丹波帯では、泥質岩は千枚岩質となり、砂岩には圧砕変形がみられ、その程度は超丹波帯との境界付近で強くなる。

こうした変形構造の地域分布は、超丹波帯の下底面に沿うずれによって圧砕変形が生じたことを示し、そして丹波帯の構造的上位に超丹波帯が重なっている(Ishiga, 1986 a)ことから判断すると、石賀・楠(1986)が指摘したように、超丹波帯が丹波帯の構造的上位へ衝上した運動にその原因をもとめることができる。

層理面フォリエーションの形成後、超丹波帯の全域にわたって北傾斜の逆断層と南フェルゲンツの非対称褶曲が形成されるが、これらの変形構造はその分布と運動のセンスから考えて、上記の衝上断層運動の後期に、層理面フォリエーションの形成に引き続き、形成されたものと判断される。

3. 超丹波帯の造構環境

淵垣層と十倉層の造構環境については、同時代の舞鶴層群を含めて検討する。なお、口上林層については地質時代が明確でなく、砂岩のモード組成もこれらと異なるため、別に考察する。

A. 淵垣層と十倉層の造構環境

後背地については、既述した砂岩のモード組成および岩片の特徴から考えて、酸性火山岩類に富み、酸性半深成～深成岩、中性火山岩および堆積岩、結晶片岩を伴うような地質構成が考えられる。

後背地の特徴について、より詳しい検討が舞鶴層群の礫岩、砂岩、層相からすでになされている。加納ほか(1961)は舞鶴層群の礫岩の礫の特徴から、その後背地は流紋岩一斑岩一花こう質岩類からなる複合岩体を持ち、夜久野北帯から三郡変成岩帯および中央非変成帯を含む中国脊稜山地全般にわたるとした。ただし、同山地内に丹波帯相当のジュラ系やベルム系上部の碎屑岩(早坂・磯崎, 1983 など)が発見されているので、この見解は訂正される必要があり、ここでは後背地を夜久野北帯から中国帯の一部を含む中国脊稜山地と考える。また、舞鶴層群にはいくつかの層準に厚さ 50 m 程度の酸性凝灰岩を伴う(鈴木, 1987)ので、後背地において酸性火山活動

があったと考えられる。

このように後背地には酸性火成複合岩体が存在し、かつ酸性火山活動が生じていた。したがって、ペルム紀新世の後背地は活動的火山弧の特徴をもっていたと考えられる。

舞鶴層群は夜久野コンプレックスを基盤とし、全体として上方へ粗粒化し、上部層には、浅海性相の二枚貝や腕足類を多く含む三角州成層が発達する(清水ほか, 1962a)。

夜久野コンプレックスについては、ペルム紀古～中世にかけて形成された厚い海洋地殻であるとの見解がある(石渡, 1978; ISHIWATARI, 1985)。また一方、同岩体には舞鶴層群の中・上部層に貫入している火成岩体(中沢・志岐, 1954; 猪木ほか, 1961; 鈴木, 1987)や、ペルム紀より古い絶対年代を示す 420 Ma の圧砕花こう岩(西村ほか, 1976)、332 Ma の石墨黒雲母片岩(早瀬・石坂, 1967)の存在が報告されており、SHIKI & MISAWA(1982)は、こうした複雑な構成岩体からなる同岩体を前弧域の火成複合岩体とする見解を示している。いずれにしても、夜久野コンプレックスは単一のオフィオライトではなく、前弧域における時代の異なった火成・変成岩類からなる複合岩類(中沢, 1987)ととらえられよう。

淵垣層は、下位から層状チャート層、珪質頁岩層、粗粒碎屑岩層が順次重なる上方粗粒化の岩相層序を示す。PIPER *et al.* (1973), MOORE *et al.* (1982), SCHWELLER & KULM(1978)などによって、現世海溝の充填堆積物は、遠洋性堆積物の上位に、半遠洋性堆積物、タービダイトを含む陸源堆積物が順次重なる上方粗粒化の岩相層序を構成することが明らかにされている。VON HUENE (1974), LASH(1985)などは、この上方粗粒化の岩相層序が過去に海溝充填堆積物の重要な指標になることを指摘している。淵垣層においては、その岩相層序を構成する層状チャート層は遠洋性堆積物に、珪質頁岩層は半遠洋性堆積物に、そして粗粒碎屑岩層は陸源堆積物にそれぞれ対応して考えることができる。したがって、淵垣層は海溝充填堆積物に相当させうる。

淵垣層の造構環境として、海溝を想定するならば、付加体の特徴的な地質構造が淵垣層に期待されるが、超丹波帯の地質構造について、層理面フォリエーションの形成に先行する変形構造をはっきりと識別できていない。しかし、淵垣層における年代的極性を示すスラスト覆瓦構造は、SEELY *et al.* (1974)などによりモデル化された付加体の地質構造によく比較できることから、もともと付加される時に覆瓦構造が形成され、その後、衝上断層運動による重複変形を被り、スラストなどが再動したも

のと考えられる。

以上述べたことから、淵垣層は海溝充填堆積物であり、引き続き海洋プレートの沈み込みによって、覆瓦構造をなす付加体を構成したという造構環境が考えられる。

一方、十倉層は、岩相的に砂岩頁岩互層と頁岩層だけからなり、遠洋性堆積物を欠くこと、地質構造的にも、岩相の側方への連続性が良く、逆断層による繰り返しほとんどなく、整然とした北傾斜・北上位の同斜構造を示す。これらの特徴と、淵垣層の堆積環境との比較から判断して、十倉層の堆積場としては下部海溝斜面堆積盆(lower trench slope basin)を想定することが適当である。

以上、述べてきた後背地の性質、舞鶴層群・淵垣層・十倉層の層相および堆積環境、そしてこれらが北側から順に東北東―西南西方向に 120 km にわたって帯状配列をなす(ISHIGA, 1986a)ことから考えて、これらの造構環境としては弧―海溝系が最も良く適合する。すなわち、北側から、活動的火山弧としての性格をもつ後背地、前弧海盆堆積体としての舞鶴層群、海溝充填堆積物が付加テクトニクスを受け、これらが付加体をなしたと考えられる淵垣層、下部海溝斜面堆積盆の十倉層とそれぞれ対応させて考えることができる。

なお、十倉層は淵垣層よりも古い基盤(淵垣層よりも古期の付加体か夜久野コンプレックスと推定される)の上に堆積したと想定されるので、淵垣層と十倉層の現在の位置関係は付加体の海洋側への極性をなす構造とは異なっている。この点については後で述べるジュラ紀末以降のナップテクトニクスによって、再配置を受けたものと解釈する。

B. 口上林層の造構環境

直接的に堆積場を示す有力な証拠はないが、地帯配列と地質時代から考えて、堆積および造構環境は淵垣層と十倉層から引き続いていると推定される。そして口上林層は遠洋性堆積物を伴わないが、上方粗粒化の岩相層序をもち、チャート礫を含む含角礫頁岩を伴うこと、顕著な覆瓦構造を示すなどの層相と地質構造の特徴をもち、これらは十倉層よりも淵垣層に類似する。以上の特徴は、口上林層が付加体を構成した海溝充填堆積物であることを示唆する。

口上林層の後背地について、本層の上部に相当する氷上層の砂岩組成の特徴に基づいて、ISHIGA(1986a)は dissected active magmatic arc(DICKINSON, 1984)であることを示した。口上林層の砂岩が長石質でかつ花こう岩質岩片に富むという本論での検討の結果も、彼の結論

を支持する。

4. 超丹波帯の造構史

以上の考察に基づいて、舞鶴帯と超丹波帯の造構史について概説する。

ペルム紀中世前期頃、前弧域に夜久野オフィオライトが新しく海洋地殻として形成され、それを基盤として舞鶴層群の堆積が始まる。*Follicucullus monacanthus* 群集が示すペルム紀中世後期においては、舞鶴帯では舞鶴層群下部層(CARIDROIT *et al.*, 1985) および中部層下部(ISHIGA, 1984)の細粒堆積物が主に堆積し、噴出岩を含む塩基性火成岩類の形成(栗本・木村, 1985 によると少なくとも一部は泥質岩中に再堆積した岩体である)があった。また、超丹波帯での堆積物は、淵垣層の半遠洋性～遠洋性の層状チャート層と珪質頁岩層だけであり、海溝充填堆積物に相当する粗粒な碎屑岩はまだ存在しない。これらのことから、この時代にはまだ付加体は形成されておらず、舞鶴層群の堆積場はまだ深かったと推定される。

ペルム紀新世において、前弧堆積盆には舞鶴層群中・上部層の礫岩を含む粗粒碎屑岩が厚く堆積し、上部で浅海化する。同礫岩には夜久野岩類起源の礫岩が含まれることから、基盤をなしていた夜久野北帯の隆起を伴ったと考えられる(清水ほか, 1962b; 鈴木, 1987)。付加体の形成は、淵垣層の黒色頁岩や砂岩頁岩互層が堆積する時代のペルム紀新世から始まり、下部海溝斜面堆積盆(十倉層の堆積)もこの時期に形成された。

KARIG & SHARMAN(1975)が示したように、現世海洋の前弧域においては付加体が成長することによって、前弧盆が拡大・発展している。この見解に従えば、超丹波帯の付加体の外側および上方への成長が、舞鶴層群の基盤をなす夜久野北帯の隆起や、前弧堆積盆の浅海化をもたらした主要な原因と考えられる。

また、南帯の口上林層は淵垣層に続いて海溝充填堆積物として付加体をなしていたと推定される。

後背地はペルム紀新世においては酸性火山活動が起きている活動的火山弧であったが、隆起・浸食の結果、口上林層の堆積時期(ペルム紀新世最後期または三疊紀?)には火山弧は解析され、花こう岩質岩類に富むものとなった。

丹波帯のI型地層群の堆積後(ジュラ紀末以降)、舞鶴帯と超丹波帯は南東側の丹波帯上に大規模に衝上し、その初期に超丹波帯の中・南帯は広域に剪断され、マイロナイト化作用を受け、後期には逆断層や南フェルゲンツの非対称褶曲が形成された。その際、超丹波帯の付加体形成時の地帯構造の一部は再配置され、十倉層が淵垣層

の南東側に位置することになった。こうして現在の舞鶴帯から丹波帯にかけてのパイルナップの基本構造が形成された。

ま と め

1. 調査地域の超丹波帯は、岩相・地質年代・地質構造の検討に基づくと、互いに断層で境され、東北東—西南西方向に帯状配列をなす北・中・南の三亜帯に区分される。それぞれを構成する地層を淵垣層、十倉層および口上林層と新たに命名した。

2. 淵垣層は、断層で境されたA・Bの2つのユニットに区分され、それぞれ下位から層状チャート層、珪質頁岩層、粗粒碎屑岩層の順に重なる上方粗粒化の岩相層序をなす。なお、粗粒碎屑岩層は砂岩頁岩互層、葉理質黒色頁岩層、含角礫頁岩を総称する名称である。

Aユニットを構成する地層は、およそ350mの厚さで、今回得られた放散虫化石によると、層状チャート層と珪質頁岩層の年代はペルム紀中世後期から新世前期、黒色頁岩層はペルム紀新世前期を示す。Bユニットでは、厚さ約200mで、すでに報告されている放散虫化石によると、層状チャート層の年代はペルム紀新世前期、砂岩頁岩互層の年代はペルム紀新世後期である。

3. 十倉層は、800mの厚さをもち、下部の砂質ないし等量互層から上部の泥質互層・葉理質頁岩層へと上方細粒・薄層化の岩相層序をなす。地質年代は、同層に相当する地層から報告された放散虫化石に基づくと、主にペルム紀新世前期である。

4. 口上林層はおよそ厚さ700mで、主に葉理質頁岩からなる下部層から、成層砂岩層、砂質互層が卓越する上部層へと上方粗粒・厚層化の岩相層序をなす。少量の粘土質凝灰岩層、含角礫頁岩層を挟む。既報告を含む数地点で得られた放散虫化石 *Follicucullus*(?) sp. によると、口上林層の地質時代は、ペルム紀中世ないし新世頃になると推定される。しかし、砂岩のモード組成や、超丹波帯の最南帯に位置するという地帯配列の特徴は、口上林層の時代が淵垣層や十倉層よりも若くなり、ペルム紀新世後期から三疊紀にわたる可能性を示唆する。

5. 超丹波帯の3層と中・上部ペルム系舞鶴層群の砂岩のモード組成を検討した。その結果、次のことが明らかになった。淵垣層と十倉層の砂岩は岩片に富み、石英に乏しく、舞鶴層群の砂岩に類似する。一方、口上林層の砂岩は長石質であり、舞鶴帯の三疊系の砂岩に類似する。

6. 超丹波帯の全域にわたって、逆断層と軸面劈開を

もち、南フェルゲンツを示す褶曲が発達する。そして、これらの地質構造の形成に先行して、広域剪断作用によって形成された、剪断劈開などの層理面フォリエーションが南帯と中帯に発達している。この構造の形成は超丹波帯が丹波帯上へ衝上するテクトニクスに帰因する。

7. 以上の超丹波帯の特徴、および舞鶴層群と超丹波帯との地質学的関係に基づく、超丹波帯の各層は、沈み込み付加コンプレックスをなしていたと考えられる。すなわち、ペルム紀新世において、淵垣層は沈み込みに伴い海溝陸側斜面上に付加された海溝充填堆積物であり、十倉層は下部海溝斜面堆積盆の堆積物であった。口上林層はおそらく淵垣層に続いて、海溝充填堆積物として、沈み込みに伴い海溝陸側斜面上に付加された堆積体であったと推定される。

文 献

- CARIDROIT, M. and DE WEVER, P., 1984 : Description de quelques nouvelles especes de *Follicucullidae* et d'*Entactiniidae* (Radiolaires Polycystines) du Permien du Japon. *Geobios*, no. 17, 639-644.
- , ICHIKAWA, K. and CHARVET, J., 1985 : The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan—its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area —. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **39**, 210-219.
- DICKINSON, W. R., 1984 : Interpreting provenance relations for detrital modes of sandstone. In ZUFFA, G. G., eds. : *Provenance of Arenites*, 333-361. D. Riedel Publishing Company.
- 原 郁夫・秀 敬・西村祐二郎, 1980 : 西南日本の中・古生代造構作用の諸問題. 構造地質研究会誌, no. 25, 1-12.
- 早坂康隆・磯崎行雄・原 郁夫, 1983 : 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見. 地質雑, **89**, 527-530.
- 早瀬一一・石坂恭一, 1967 : Rb-Sr 法による地質年令, (I) 西南日本. 岩鉱, **61**, 182-189.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男, 1957 : 5 万分の 1 地質図幅「小浜」および同説明書. 地質調査所, 31p.
- ・東郷文雄・神戸信和, 1954 : 5 万分の 1 地質図幅「但馬竹田」および同説明書. 地質調査所, 51p.
- 市川浩一郎, 1984 : 中国東部・日本列島の基盤構造の発展. 藤田和夫編著, アジアの変動帯, 223-238, 海文堂, 東京.
- 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, 50p.
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ, 1982 : 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 92, 6.
- 石賀裕明, 1983 : “丹波層群”を構成する 2 組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, **89**, 443-454.
- ISHIGA, H., 1984 : *Follicucullus* (Permian Radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **38**, 427-434.
- , 1985 : Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan and its significance. *Ibid.*, **39**, 175-185.
- , 1986a : Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosciences, Osaka City University*, **29**, 45-88.
- , 1986b : Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Ibid.*, **29**, 89-100.
- 石賀裕明, 1986 : 日本の石炭紀新世—ペルム紀放散虫化石層序とくにペルム紀新世の *Follicucullus* 属放散虫の分布と系統について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, **7**, 1-8.
- ・楠 利夫, 1986 : 兵庫県西部の超丹波帯. 同上, no. 7, 167-174.
- 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, no. 32, 300-310.
- ISHIWATARI, A., 1985 : Igneous petrogenesis of the Yakuno Ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Min. Petr.*, **89**, 155-167.
- 加納 博・中沢圭二・志岐常正, 1961 : 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.
- KARIG, D. E. and SHARMAN, G. F., 1975 : Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 377-389.
- 活断層研究会, 1980 : 日本の活断層—分布図と資料. 363p., 東京大学出版会.
- 栗本史雄, 1986 : 京都府福知山地域の超丹波帯—構成岩類と分布について—(短報). 地球科学, **40**, 64-67.
- ・木村克己, 1985 : 福知山・綾部地域の舞鶴帯および超丹波帯ペルム系. 日本地質学会関西支部報, no. 99, 10-12.
- 楠 利夫・安養寺寿樹・武蔵野実・石賀裕明, 1985 : 丹波帯北部に分布する灰緑色砂岩層について. 同上, no. 99, 10-12.
- ・武蔵野実・安養寺寿樹・石賀裕明, 1986 : 丹波帯と超丹波帯の砂岩組成. 碎屑性堆積物の研究, no. 4, 23-32.
- LASH, G. G., 1985 : Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence. *Geol.* **13**, 867-870.
- MOORE, J. C. WATKINS, J. S. and *et al.*, 1982 : Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico : results from Leg 66 DSDP. In LEGGETT, J. K., eds. : *Trench-forearc geology* : *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **10**, 77-94.
- 武蔵野実・桐村成己・石賀裕明, 1987 : 超丹波帯大飯層からのペルム紀新世 *Neoalibaillella* 属放散虫の発見. 地球科学, **41**, 194-197.
- 中沢圭二, 1961 : 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩

- 類. 榎山次郎教授記念論文集, 149-161.
- , 1987: 近畿地方の地質構造発達史. 日本の地質「近畿地方」編集委員会編, 近畿地方, 233-236, 共立出版, 東京.
- ・志岐常正, 1954: 兵庫県養父郡御祇山地区の地質, 特に三疊系御祇山層群について. 地質雑, **60**, 192-201.
- 西村 進・桂 京造・笹島貞雄, 1976: 舞鶴地帯の花崗岩質礫岩の礫のフィッシュントラック年代. 地質雑, **82**, 413.
- ORMISTON, A. and BABCOCK, L., 1979: *Follicucullus*, new radiolarian genus from the Guadalupian (Permian) Lamar Limestone of Delaware Basin. *Jour. Paleont.*, **53**, 328-334.
- PIPER, D. J. W., VON HUENE, R. and DUNCAN, J. R., 1973: Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench. *Geol.* **1**, 19-22.
- ROSTOVTSSEV, K. O. and AZARYAN, N. R., 1973: The Permian-Triassic boundary in Transcaucasia. In LOGAN, A. and HILLS, L. V., eds.: *The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary Canad. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 2, 89-99.
- SASHIDA, K. and TONISHI, K., 1985: Permian radiolarians from the Kanto Mountains, central Japan—Some Upper Permian Spumellaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, B, **6**, 1-19.
- SCHWELLER, W. J. and KULM, L. D. 1978: Depositional patterns and channelized sedimentation in active eastern Pacific trenches. In STANLEY, D. J. and KELLING, G., eds.: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross, 311-324.
- SEELY, D. R., VAIL, P. R. and WALTON, G. G., 1974: Trench slope model. In BURK, C. A. and DRAKE, C. L., eds.: *The geology of continental margins*. 249-260. New York, Springer-Verlag.
- 志岐常正, 1959: 舞鶴地帯に分布する二疊系の砂岩の2・3の性質, とくに maturity の問題について. 地球科学, **42**, 5-17.
- SHIKI, T., 1962: Studies on sandstones in the Maizuru Zone, Southwest Japan III. *Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto*, [B], **28**, 571-609.
- and MISAWA, Y., 1982: Forearc geologic structure of the Japanese Islands. In LEGGETT, K. eds.: *Trench forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **10**, London, Blackwell Sci. Publ., 63-73.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生, 1962a: 舞鶴層群の層序. 地質雑, **68**, 237-246.
- ・志岐常正・中沢圭二・野上裕生, 1962b: 舞鶴層群の堆積と二疊紀構造運動. 同上, **68**, 334-340.
- SIMPSON, C., 1985: Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.*, **7**, 503-511.
- 鈴木茂之, 1982: 舞鶴地帯の造構作用. 構造地質研究会誌, no. 27, 155-165.
- , 1987: 舞鶴帯東部の堆積史と造構史. 広島大学地学研究報告, **27**, 1-54.
- ・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.
- 高木秀雄, 1985: 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類. 同上, **91**, 637-651.
- TULLIS, J. and YUND, A., 1977: Experimental deformation of dry Westerly granite. *Jour. Geoph. Res.*, **82**, 5705-5718.
- VON HUENE, R., 1974: Modern trench sediments. In BURK, C. A. and DRAKE, C. L., eds.: *The geology of continental margins*. New York, Springer-Verlag. 261-283.

(要 旨)

木村克己, 1988: 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, **94**, 361-379. (KIMURA, K., 1988: Geology and tectonic setting of the Ultra-Tamba Belt in the western part of Ayabe City, Kyoto Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 361-379.)

調査地域の超丹波帯は互いに断層で境された北・中・南の三亜帯に区分される. それぞれを構成する地層を新たに淵垣層・十倉層・口上林層と命名した. 淵垣層(ペルム紀中世後期からペルム紀新世)は, 2つのユニットに区分され, それぞれ下位から層状チャート層, 珪質頁岩層, 粗粒碎屑岩層が重なる上方粗粒化の岩相層序をなす. 十倉層(ペルム紀新世前期)は, 砂岩頁岩互層・葉理質頁岩層からなる上方細粒・薄層化の層序をなす. 口上林層(ペルム紀新世～三疊紀?)は, 主に成層砂岩層, 砂岩頁岩互層, 黒色頁岩層からなる上方粗粒・厚層化の層序をなす. 淵垣層と十倉層の砂岩は岩片に富み, 舞鶴層群の砂岩に類似する. 一方, 口上林層の砂岩は長石質であり, 舞鶴帯の三疊系の砂岩に似る. 超丹波帯の造構環境について考察し, 超丹波帯を構成する地層は沈み込み付加コンプレックスをなしていたと判断した.

図 版 説 明

第 I 図版—放散虫化石

1. *Follicucullus scholasticus* morphotype II ISHIGA, $\times 180$ (地点 1, 1572D).
2. 同上, $\times 120$ (地点 1, 1572D).
3. *F. sp. cf. F. scholasticus* m. II ISHIGA, $\times 230$ (地点 2, 1571).
4. *F. sp. cf. F. scholasticus* m. I ISHIGA, $\times 150$ (地点 1, 1572D).
5. *F. (?) sp.*, $\times 300$ (地点 5, 1622).
6. *F. monacanthus* ISHIGA & IMOTO, $\times 230$ (地点 1, 1572A).
7. 同上, $\times 180$ (地点 1, 1572D).
8. *Pseudoalbaillella sp. aff. Ps. longicornis* ISHIGA & IMOTO, $\times 180$ (地点 1, 1572D).
9. *Ps. sp.*, $\times 230$ (地点 1, 1572D).
10. *Follicucullus (?) sp.*, $\times 300$ (地点 5, 1622).
11. *Entactiniidae* gen. et sp. indet, $\times 230$ (地点 1, 1572D).
12. *Nazarovella sp.*, $\times 450$ (地点 1, 1572A).
13. *Latentibifistula sp. cf. L. asperspongiosa* SASHIDA & TONISHI, $\times 120$ (地点 1, 1572D).
14. *Praeconocaryomma sp.*, $\times 150$ (地点 1, 1572D).

第 II 図版—顕微鏡写真

1. 葉理質珪質頁岩(十倉層)一層理面フォリエーションに直交する薄片.
葉理にはシルトサイズの石英などの碎屑粒子が密集する. 葉理には再結晶雲母や隠微晶質石英ができていたため, 基質よりも明るく見える. 単ニコル, スケール: 0.2 mm.
2. 葉理質黒色頁岩(十倉層)一層理面フォリエーションに直交する薄片.
褶曲したシルト葉理には, 不規則な外形を示す多数の石英粒子と隠微晶質石英で充填された基質がみえる. 単ニコル, スケール: 0.2 ミリ.
- 3~6: いずれも著しく剪断変形を受けた砂岩(口上林層).
- 3・4. 層理面フォリエーション(S1)に直交し, 線構造に平行な薄片.
基質には剪断劈開(Sls)が発達し, 碎屑粒子には種々の変形構造が形成され, その周りにプレッシャーシャドーがみられる. 石英は融食された輪郭をもって伸長し, 波動消光・変形ラメラ(D1)などの変形を示す. 斜長石にはディスプレイスドブロンクン(displaced broken)構造(Db)がみられる. この非対称性は左ずれを示す. 3. 単ニコル, 4. 直交ニコル, スケール: 1 mm.
5. S1 に平行な薄片. 線構造(L1)として, 伸長した碎屑粒子やプレッシャーシャドーの定方向配列がみられる. 単ニコル, スケール: 0.5 mm.
6. S1 と褶曲軸に直交する薄片. 層理面フォリエーションを曲げたり, 切ったりする劈開(S2)が発達する. 単ニコル, スケール: 1 mm.