

兵庫県の先白亜系基盤岩とその地質大構造

小林 文 夫

Pre-Cretaceous Basement Rocks and their major geologic structure in and around Hyogo, Southwest Japan

Fumio KOBAYASHI

Abstract

Pre-Cretaceous basement rocks in and around Hyogo are divisible structurally into eight fault-bounded geologic units. They are generally arranged in tectonically descending order, forming thrust sheets, namely: 1)Oeyama Ophiolite (fragment of Ordovician oceanic crust-mantle), 2)Akiyoshi Belt (Permian accretionary complex), 3)Sangun Belt (high P/T type metamorphosed accretionary complex), 4)Maizuru Belt (Permian to Triassic shelf deposits and Yakuno Ophiolite), 5)Ultra-Tamba Belt (Permian accretionary complex), 6)Tamba Belt (Jurassic accretionary complex), 7) Ryoike Belt (low P/T type metamorphosed accretionary complex), and 8)Sambagawa Belt (high P/T type metamorphosed accretionary complex).

Thrust faults are rarely preserved on account of subsequent modification by folding and high-angle faulting. However, regional mapping of the boundary between adjacent units and laterally well-traceable rocks generally indicates that the enveloping surface of the folding of thrust sheets, as well as their constituents, is comprehensively nearly horizontal or gently sloping in various directions. In the distribution areas of the Ultra-Tamba and Tamba Belts, there are many isolated distributions of erosional remnants and eroded areas of thrust sheets, surrounded by structurally lower or upper units. They are comparable to the klippe and fenster of nappe structure, respectively.

In the distribution area of the Sangun Belt, the Jurassic accretionary complex correlatable to that of the Tamba Belt is exposed, and structurally overlain directly by the Sangun metamorphic rocks without any intercalations of rocks assignable to the Maizuru and Ultra-Tamba Belts. This fenster-like structure is thought to have been brought about by differential elevation and denudation in this area to form a dome structure, newly named the "Chizu Dome", and remarkable contraction to produce a disorderly superposition of thrust sheet.

These pre-Cretaceous rocks are highly likely to form a nappe structure, on the whole, although the internal structure and lower-order superposition of thrust sheets are not always clarified.

Key Words: Geologic structure, Pre-Cretaceous, basement rocks, Hyogo, nappe, Chizu Dome

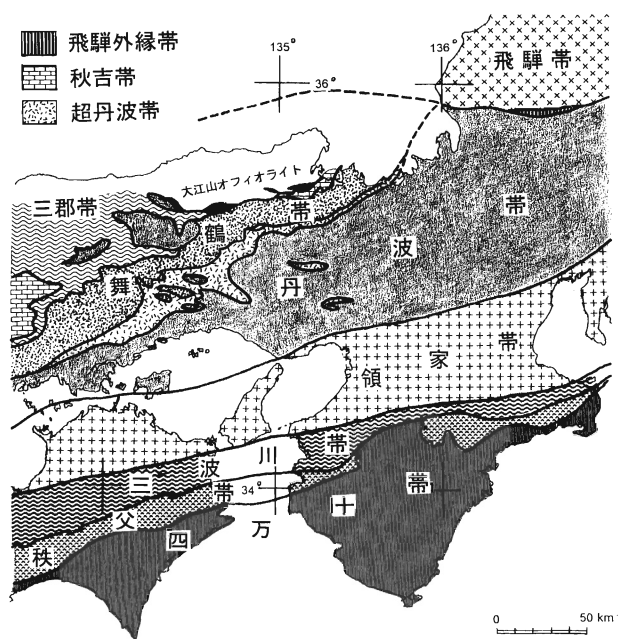
はじめに

兵庫県に分布する先白亜系基盤岩類は、広域にわたり白亜紀後期から古第三紀の酸性火成岩類や火山碎屑岩に

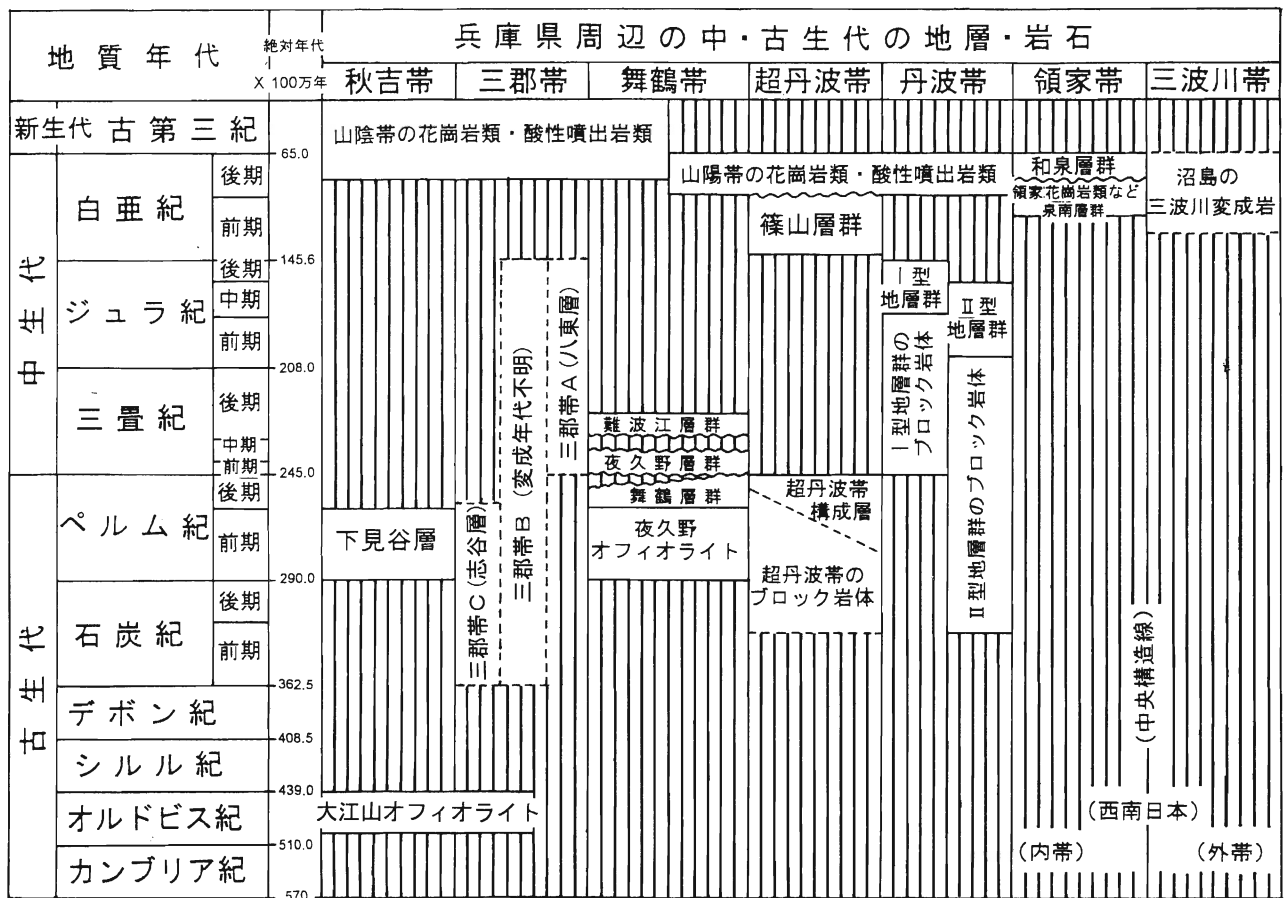
貫入・被覆されているため、但馬南部、丹波、川西北方、西播地方などに分断分布している。付加体地質学の進展により、それらは成因上、(1)古生代の海洋地殻の断片とみなされるオフィオライト、(2)海洋プレートの沈み

込みによるペルム紀から白亜紀前期の付加体, (3)ペルム紀～三畳紀の浅海陸棚相に区分され, 形成年代・岩相・地質構造の相違に基づくと, 地表レベルで確認できる先白亜系基盤岩類は, 北から南へ, (1)大江山オフィオライト, (2)秋吉帯, (3)三郡帯, (4)舞鶴帯, (5)超丹波帯, (6)丹波帯, (7)領家帯, (8)三波川帯に分けられることが判明した(第1図). これらは大局的には, 北側に分布する地帯を構成する地層や岩石ほど古い形成年代を示す(第2図).

兵庫県東部では1980～1990年代に地質調査所から多くの地域地質調査報告(5万分の1地質図幅)が出版され, 舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯の区分, 構成層の岩相・年代, 地質構造が明らかにされている. 一方, 兵庫県西部とその西方の先白亜系基盤岩類は東部のそれらとは異なった構造的累重関係を示し, 東部にはみられない三郡変成岩類や低度の広域変成作用を受けたジュラ紀付加体が分布している. 鳥取県南東部では三郡帯の変成岩類が, 舞鶴帯・超丹波帯を欠き, 丹波帯のジュラ紀付加体に対比される非変成層と断層で接し, 兵庫県西部では带状分布す



第1図 近畿地方の地帯構造区分(小林, 1995).



第2図 兵庫県周辺の基盤岩の年代分布(小林, 1995).

る地帯の主要分布域から孤立し、大小の島状に分布する先白亜系も数多くみられる(第1図)。これら兵庫県西部に分布する基盤岩類の地質構造、西部と東部におけるそれらの構造関係、さらには周辺域を含めた兵庫県の基盤岩類全体の地質構造についても不明な点が多い。

最近、兵庫県地質解説書・地質編、同・土木地質編、兵庫県地質図(10万分の1)から成る「兵庫の地質」(兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996)が刊行された。県下の先白亜系基盤岩類も新たな地帯構造区分に従い、地帯と地域ごとに構成層・構成岩の起源、岩相、年代、地質構造の概要が1993年までに得られたデータをもとに記述されている。同書には周辺域を含めた兵庫県全体の大地質構造図や同断面図などは掲載されているが、詳細についての説明はなされていない。

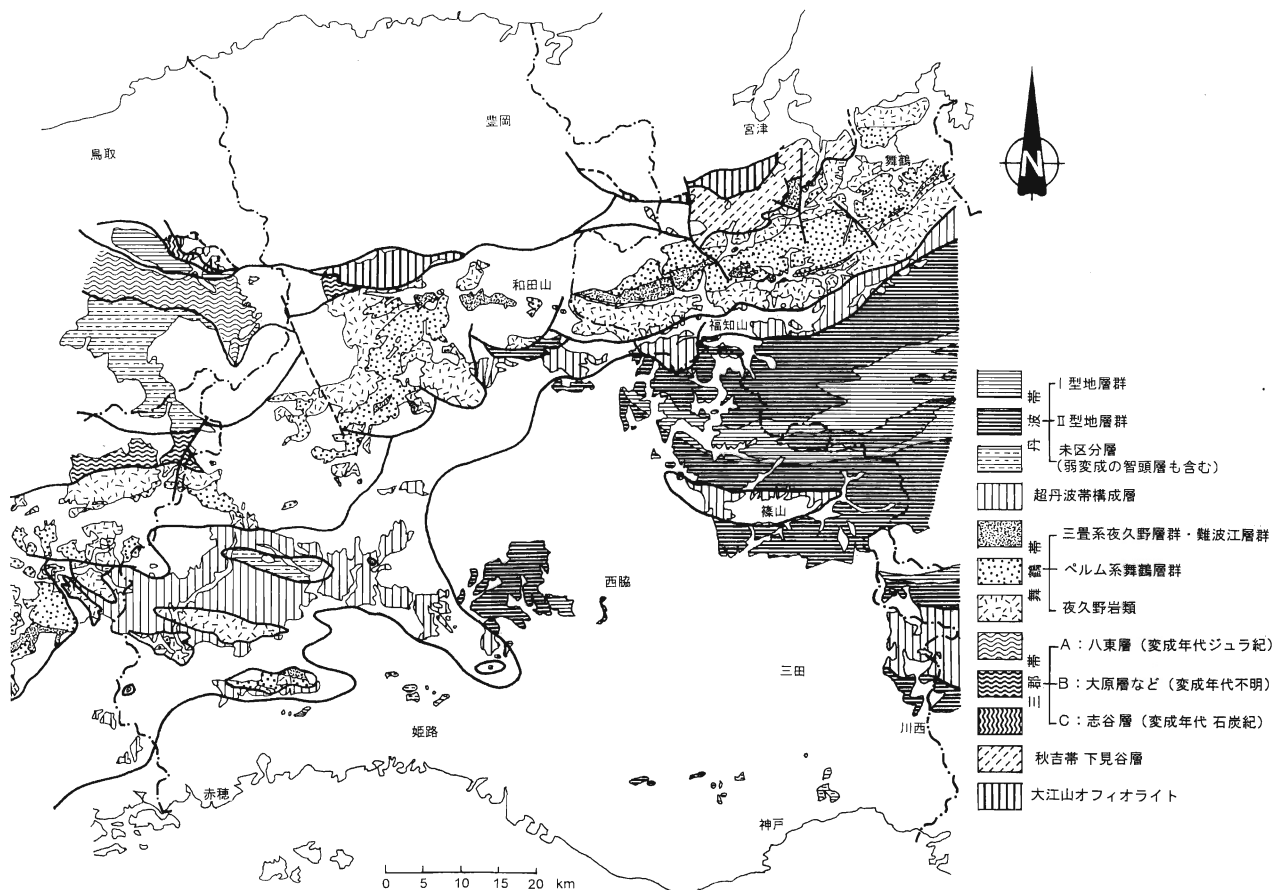
本文では、兵庫県とその周辺に分布する先白亜系基盤岩類の露出分布の概略を第3図に示し、前述した8つの構造区分にしたがい、主として分布域・岩相・地質構造を中心にして記述する。そして、これらをもとにして形成期と形成過程に触れながら先白亜系基盤岩類の地質大構造について議論する。

先白亜系基盤岩類の地質

(1)大江山オフィオライト

近畿地方北部から中国地方にかけて2帯の超苦鉄質岩体が識別される。大江山オフィオライトと総称される(Kurokawa, 1985; 石渡, 1989)北側の岩体は蛇紋岩化の著しいカンラン岩を主体とし、小規模のクロム鉄鉱を胚胎し、東から西へ、京都府大江山、兵庫県出石、関宮、鳥取県若桜へと追跡される。それらの延びの方向はほぼ東西であり、舞鶴帯以南の帯状配列とやや斜交している(第1図)。南側のものは後述する舞鶴帯の夜久野オフィオライトの最下位を占める超苦鉄質岩類である。

大江山岩体はオフィオライト層序の:(1)最下位を占める構造変形の著しい超苦鉄質岩相(溶け残りカンラン岩);(2)その上位の沈積岩相;(3)さらに上位の塩基性貫入岩にそれぞれ対応すると考えられる3つの岩石ユニットから成る(Kurokawa, 1985)。大江山オフィオライトを構成する各岩石ユニットの特徴は以下のとおりである。
1)溶け残りカンラン岩相:それぞれの岩体の大部分を占め、レルゾライトもしくはハルツバージャイトから成る(宇田, 1984);
2)沈積岩相:ダナイト・ウェーライト・カンラン石単斜輝岩・ハンレイ岩質岩から成り、閃緑岩・閃緑岩質ペグマタイト・トロニエマイトなどの優白岩類



第3図 兵庫県周辺の先白亜系基盤岩分布。

を伴う(黒川, 1984; Kurokawa, 1985); 3) 塩基性貫入岩: ハンレイ岩や輝緑岩から成り, 玄武岩質火山岩類はほとんどみられない。

大江山オフィオライトはオルドビス紀の放射年代(若桜岩体のハンレイ岩の角閃石の K-Ar年代は446-469Ma: 西村・柴田, 1989)を示し, 沈積岩相の層状構造は不鮮明で, オフィオライトの上部を欠き, 構成岩石の化学組成からも夜久野オフィオライトとは明らかに区別される。また, 大江山岩体には藍晶石や十字石を含む緑簾石角閃岩が含まれ(Kurokawa, 1985), 関宮や若桜の岩体にはヒスイ輝石の岩塊が含まれるため, 大江山オフィオライトはかなり高い圧力のもとで変成されたと考えられる(石渡, 1989)。このようなことから, 搬入過程やその後の造構過程を含め, 夜久野オフィオライトとは起源を異にするものとみなされる。

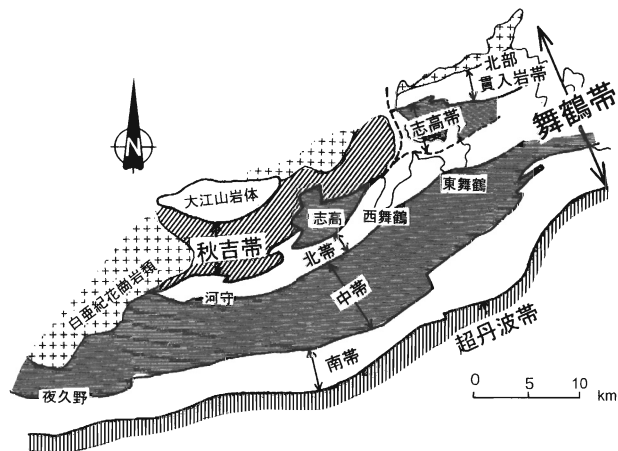
(2) 秋吉帯

超苦鉄質岩から成る大江山岩体の南側に, チャートと塩基性の凝灰岩と溶岩を含み, 主として泥岩から成る下見谷層(猪木・黒田, 1965)が舞鶴西方に分布している(第4図)。下見谷層は泥岩・砂岩・酸性凝灰岩・赤色凝灰岩・塩基性火山岩から成る層厚3,000mの中部ペルム系沖合相から成る(鈴木, 1987)。また, 黒色泥岩からの放散虫化石により下見谷層の一部は舞鶴層群中部層と同時異相の関係にあり, 石炭紀後期とペルム紀初期のコノドントや放散虫化石の産出により下見谷層に含まれるチャートは異地性岩塊とされている(Ishiga and Suzuki, 1984)。下見谷層は周囲に分布する地層や岩体と断層で接するが, 鈴木(1987)の地質図によると, 舞鶴帯の三疊系志高層群に一部不整合で被われる。下見谷層の層序や地帯構造上の帰属は研究者により異なるが, 上記の特徴から秋吉帯に属するペルム紀の付加体と考えられる。

兵庫県では大江山図幅内の但東町薬王寺付近に下見谷層の分布が図示されている(猪木・黒田, 1965)。この地域の下見谷層は出石岩体の南東方に位置し, 西北西-東南東の走向で南に急傾斜する。京都府境にかけ南東方向に4.5kmレンズ状に分布するが, 白亜紀後期の花崗岩体に貫入され, 大江山岩体南方に広域分布する下見谷層と分断されている。

(3) 三郡帯

藍閃変成作用を受けた変成帯で, 変成鉱物の組み合わせから, パンペリー石-緑泥石帯→パンペリー石-アクチノ閃石帯→緑簾石-藍閃石帯→パロア閃石帯に分帯される。三郡帯には, 泥質片岩・塩基性片岩・泥質片岩と塩基性片岩の互層・珪質片岩・砂質片岩・石灰質片岩など様々な結晶片岩のほか, 蛇紋岩・変ハンレイ岩, さらにキースラガー型鉱床も伴われる。



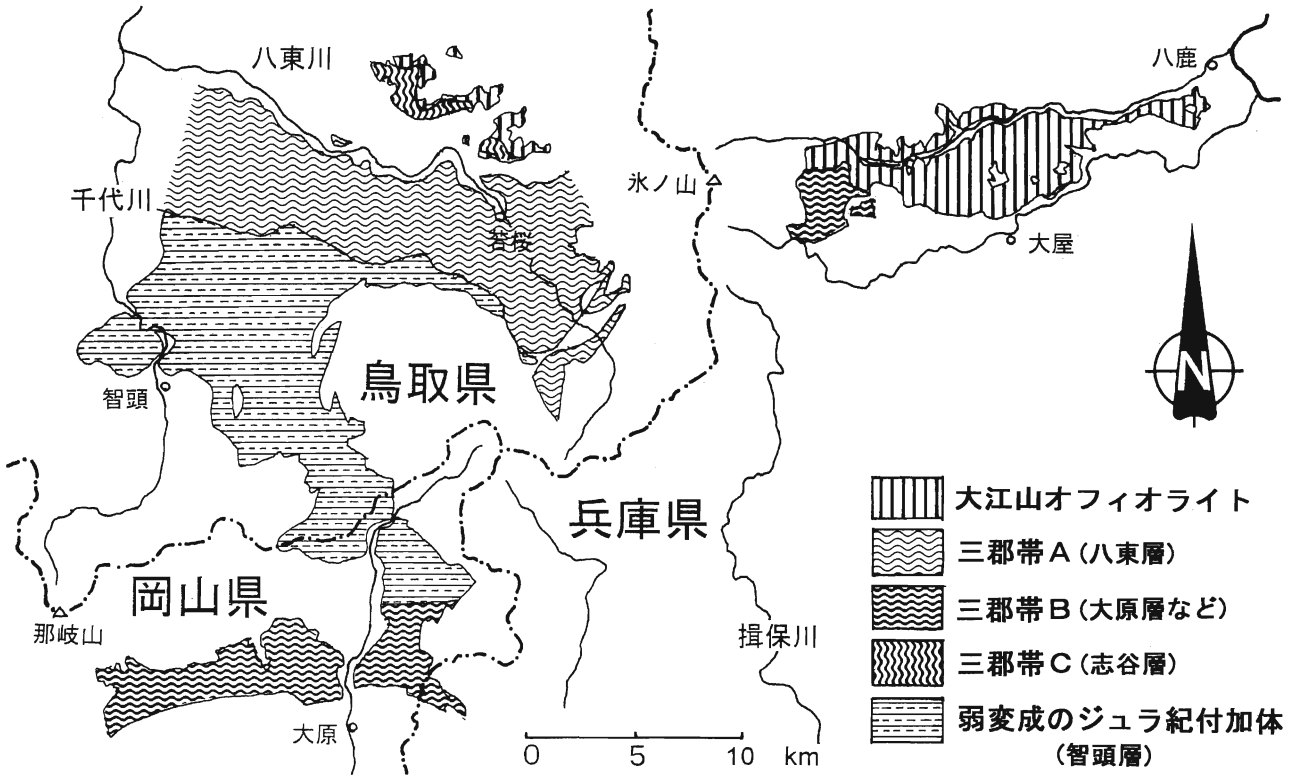
第4図 舞鶴～夜久野地域の地帯構造図(中沢, 1961aを一部変更)。
秋吉帯は下見谷層, 志高帯と中帯はペルム・三疊系, 北部貫入岩体・北帯・南帯は夜久野岩類から成る。

三郡帯は, 柴田・西村(1989), Nishimura (1990)によると, 三郡一蓮華帯, 周防帯, 智頭帯に三分され, 変成年代はそれぞれ, 石炭～ペルム紀, 三疊紀, ジュラ紀とされている。これらのうち, 石炭紀の変成年代を示す変成岩の多くは長門構造帯などの横ズレ構造帯に分布している。県下では, 三郡変成岩は関宮岩体の南縁部と佐用町北部に小露出するが, 放射年代値は得られていない。本文では便宜上, 変成年代がジュラ紀の三郡変成岩の分布域を「三郡帯A」, 変成年代不明の三郡変成岩分布域を「三郡帯B」, 石炭紀の変成年代値が得られている三郡変成岩の分布域を「三郡帯C」と呼び, それらの分布を第5図に示す。兵庫県西部とその西方の三郡変成岩は, 後述するように, 八東層(三郡帯A), 大原層(三郡帯B), 志谷層(三郡帯C)から成る。

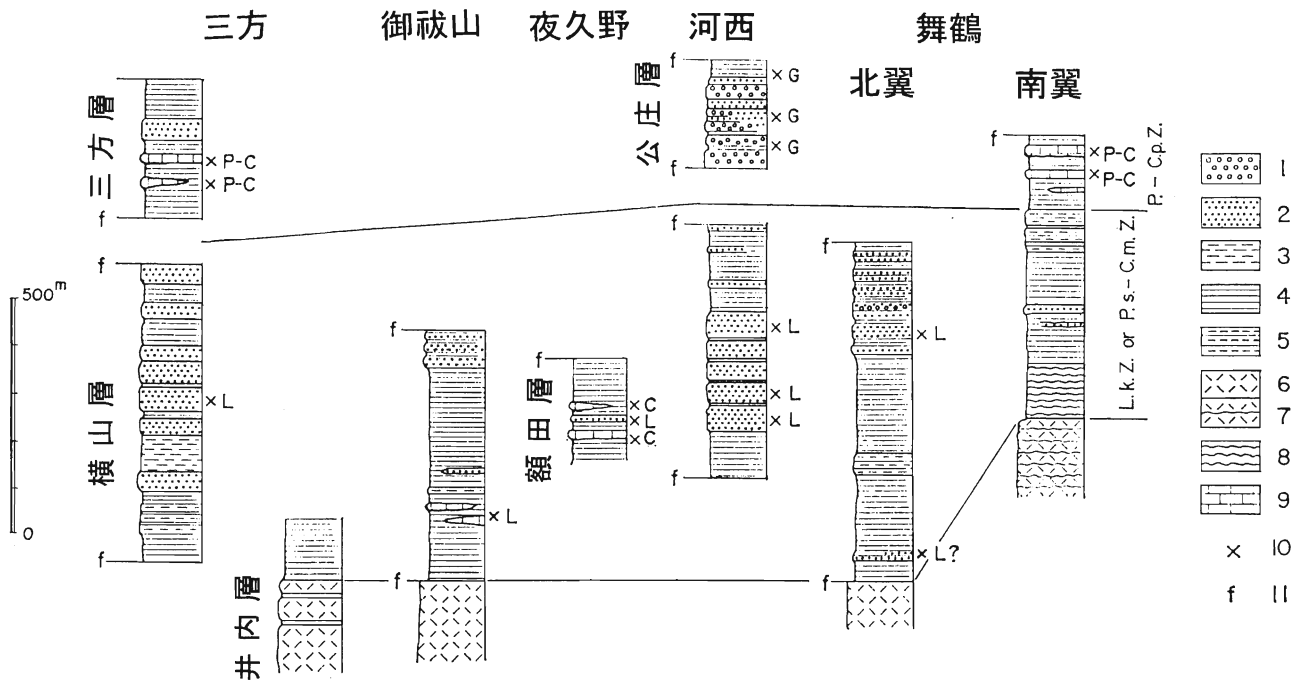
氷ノ山東方の関宮町西部の三郡変成岩は鳥取県若桜地域の八東層の東方延長上に位置するが, 変成年代値は得られていない。それらは層面片理と斜交劈開の明瞭な泥質片岩および塩基性火山岩・同火砕岩源の塩基性片岩を主とし, 珪質片岩・石灰質片岩を夾む。変成鉱物の組み合わせから中圧～高圧の藍閃石片岩ないしは緑色片岩の変成相に属する。中瀬鉱山付近の三郡変成岩は泥質片岩と塩基性片岩の互層から成り, 鉱脈の母岩となっている。鉱山坑内下部では多くの蛇紋岩小岩体に貫入されている(金属探査事業団, 1988)。

大屋町由良の三郡変成岩は, 緑色片岩と黒色片岩を主体とし, 関宮岩体と舞鶴帯の境界域に沿って, 延長約1.5km, 幅約0.5kmにわたり分布している。関宮町西部の三郡帯Bの東方延長とみなされるが, 石渡(1989)によると, 一部は三郡帯Cに含められる。

佐用町北部の舞鶴帯の北側に分布する三郡変成岩(神戸・広川, 1963)は岡山県大原町および東粟倉村の三郡帯Bの変成岩と断層で接している。



第5図 兵庫県西部とその西方における大江山オフィオライト・三郡帯変成岩・弱変成ジュラ紀付加体の分布。



第6図 舞鶴層群の対比(ベルム・三畳系ワーキンググループ, 1975). 1: 礫岩, 2: 砂岩, 3: シルト岩, 4: 頁岩, 5: 級化互層, 6: 塩基性火山岩類, 7: 同千枚岩質岩, 8: 千枚岩質粘板岩, 9: 石灰岩, 10: 化石層準(L; *Lepidolina kumaensis*化石群, P; *Palaeofusulina*化石群, R; *Reichelina-Colaniella*化石群), 11: 断層。

(4)舞鶴帯

福井県西部から京都府北部、兵庫県中央部を経て岡山県東部にいたる長さ120km、幅10~20kmの地帯が舞鶴帯と呼ばれている。さらに、その西方延長は断続的に広島県西部まで追跡される。西播地方で“上郡帯”あるいは“上月-龍野帯”とよばれていた地帯の一部は舞鶴帯に含まれる。

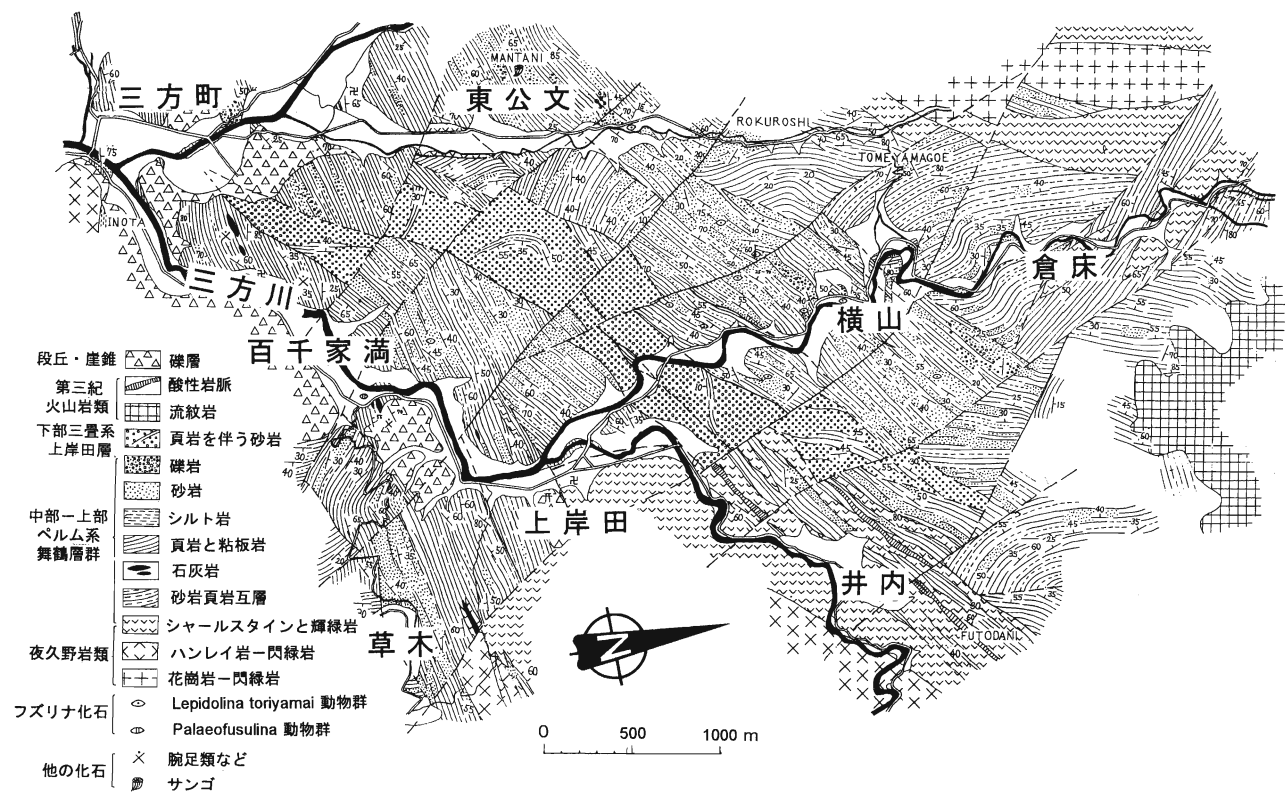
舞鶴帯はペルム系舞鶴層群、中・下部三畳系夜久野層群、上部三畳系難波江層群、夜久野岩類から成り、それらの模式的な層序・地質構造などは京都府の舞鶴~夜久野地域と福井県高浜町で確立された(中沢, 1957, 1961a; Nakazawa, 1958; 中沢ほか, 1958; 清水ほか, 1962)。舞鶴帯のペルム系~三畳系は県下ならびに周辺の先白亜系のなかでは例外的に正常な地層の上下関係を有する陸棚相であり、ペルム紀やジュラ紀付加体に普遍的にみられるチャートのような遠洋性堆積物は欠如している。舞鶴層群の層序と構造は1950~1960年代の前半に明らかにされ、1970年代の中頃に修正されたが(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975, など)、兵庫県の場合では、今後の検討課題も数多く残されている。夜久野岩類は地角斜初期の塩基性火成活動の産物と考えられてきたが、主として海洋地殻と一部、上部マントルに由来する一連のオフィオライトとみなすのが現在の通説である(Ishiwatari, 1990)。

(4)-1. 舞鶴層群

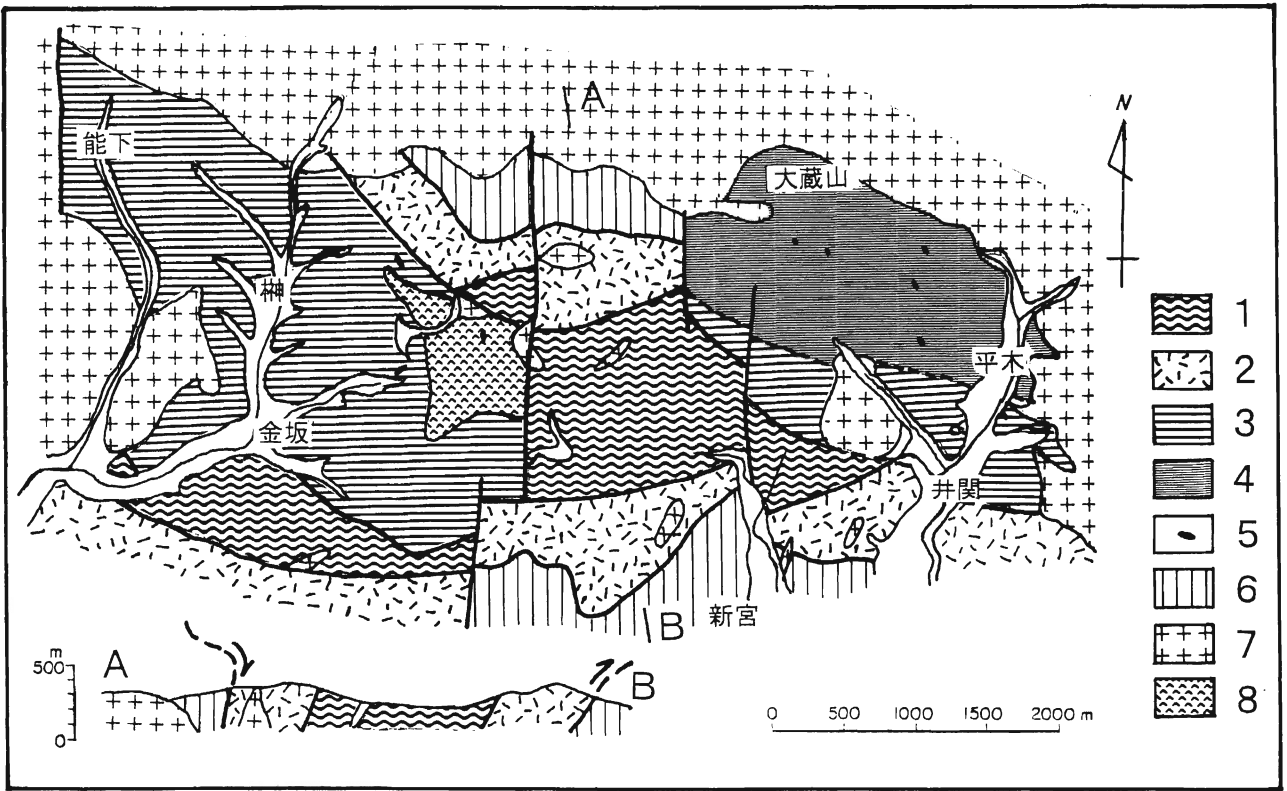
舞鶴地域に模式的に分布し、下部層、中部層、上部層に分けられる。これらのほか、京都府大江町河西地域に限り、舞鶴層群最上位とされた公庄層(層厚250m)が知られている(第6図; 清水ほか, 1962)。

下部層: 変質のため緑色あるいは赤褐色を呈する玄武岩質火山岩類や同質の火砕岩類を主とし、ふつう上位に粘板岩類や砂岩をレンズ状に夾む。兵庫県で明らかに下部層と考えられる地層は、一宮町北部(第7図)の井内層(清水ほか, 1962)、龍野市西部周辺(第8図)の龍野層群中部層(猪木・弘原海, 1980; 後藤, 1986)などである。龍野市西部では所々に枕状溶岩を産し、南縁はかつて“竜野変成帯の三郡型変成岩”(池辺, 1961)とされた超丹波帯の千枚岩類と逆断層で接する(第21図)。このほか、明延周辺をはじめ、県下の舞鶴帯分布域の広い範囲に下部層が分布しているとみなされるが、詳細については不明である。

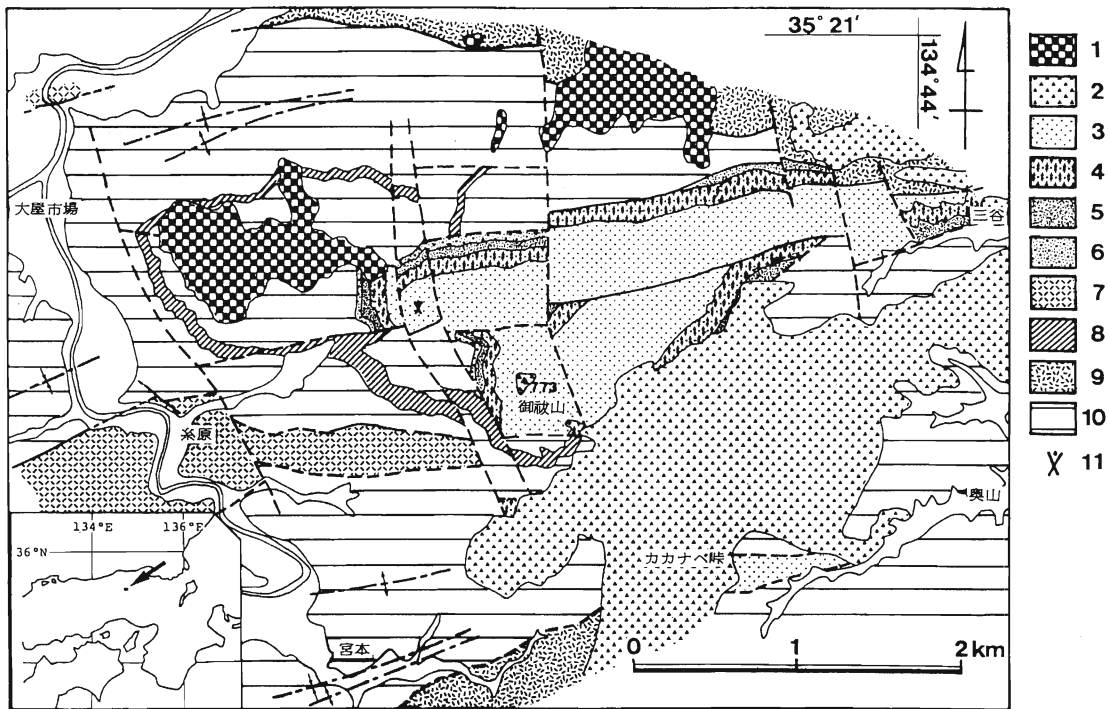
中部層: 頁岩・砂岩・礫岩から成る。黒色泥質・塊状・無層理の頁岩を主体とし、連続性に乏しい泥質礫岩ないしは含礫泥岩を夾む。礫岩層の礫はよく円磨されていて、径20~30cmに達することがある。細礫岩・粗粒砂岩の基質から時代判定に有効な有孔虫化石を産する。兵庫県では、大屋町~養父町の御祓山周辺(第9図)の南谷層群(中沢・志岐, 1954)の一部、一宮町北部の横山層(清水



第7図 一ノ宮町三方地域の地質図(Shimizu, 1962)。



第8図 龍野市西部の地質図(後藤, 1986を簡略化). 1:夜久野岩類, 2:龍野層群中部層, 3:龍野層群上部層, 4:平木層, 5:石灰岩, 6:龍野層群下部層, 7:白亜紀火成岩類; 8:釜出角礫岩.



第9図 大屋町-養父町境の御破山地域の地質図(長谷ほか, 1983). 1:玄武岩, 2:流紋岩, 3~6:御破山層群(3:砂岩~シルト岩層 G2~G3, 4:円礫岩層 G1, 5:砂岩層 N2, 6:基底礫岩層 N1), 7:夜久野複合岩類, 8~10:舞鶴層群(8:酸性凝灰岩と泥質岩の互層, 9:塩基性火山岩類, 10:泥質岩), 11:アンモナイト産地.

ほか、1962)とされたものは中部層に対比される。このほか、中部層に特徴的なフズリナ化石を産する粗粒砂岩が安富町末広に分布する(Nakazawa and Shimizu, 1955)。西播地方から但馬地方南部では、金属探査事業団(1988)による広域調査がなされており、中部層あるいは次に述べる上部層が広く分布していると思われるが、これらの地域の舞鶴層群の層序や模式地との対比など詳細は不明である。

上部層：黒色粘板岩を主体とし、頁岩・砂岩・レンズ状石灰岩を夾む。石灰岩は上部ペルム系の指標で国際対比に有効な有孔虫群集を産する。兵庫県では大屋町御祓山付近の南谷層群の一部(中沢・志岐, 1954)、一宮町北部の三方層(清水ほか, 1962)、龍野市西部周辺の龍野層群上部層(長谷ほか, 1981; 後藤, 1986)などが上部層に対比される。三方層は以前、上記の横山層の下位に重なるものとされていた。

(4) - 2. 夜久野層群

模式地の夜久野層群をはじめ、京都府各地に広く分布する下・中部三疊系が夜久野層群とよばれている。模式地の夜久野層群の西方延長と考えられる和田山町東部の白井南方に分布する三疊系(中沢, 1961b)、大屋町～養父町にかなり広く分布する御祓山層群(中沢・志岐, 1954)、一宮町北部の上岸田層(中沢, 1961b)と百千家満北方に点在する下部三疊系アンモナイト産出層(ペルム・三疊系ワーキンググループ, 1975)、龍野市西部の平木層(後藤, 1986)が化石の産出により確認された兵庫県の夜久野層群相当層である。養父町東部～和田山町大倉部山地域に分布する広谷層は御祓山層群の東方延長とみなされ

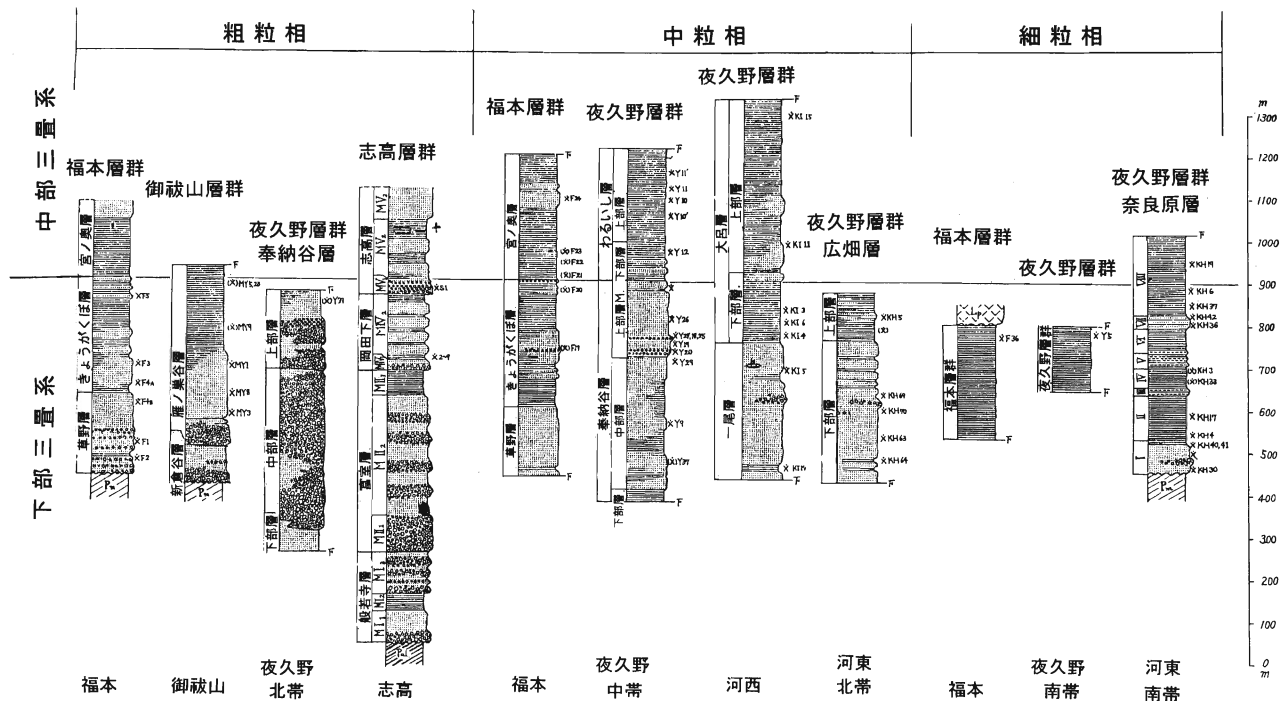
ている(広川ほか, 1954a)。安富町末広からは三疊紀初期のアンモナイトの産出報告はあるが(Nakazawa and Shimizu, 1955)、露頭は未発見である。

夜久野層群は各地域ともに礫岩や砂岩に富む下部層と泥質岩に富む上部層に分けられる。下部層は同一地域でも岩相の側方変化が著しいが、全体として北方粗粒化を示す(1)粗粒相, (2)中粒相, (3)細粒相が識別される(第10図)。北側の粗粒相の一部は礫岩が特に厚く、デルタ相を示すとみなされる。アンモナイトや二枚貝化石の産出から、夜久野層群の年代は下部層がScythian, 上部層がAnisianから一部Ladinianに及ぶと考えられている(中沢ほか, 1958)。

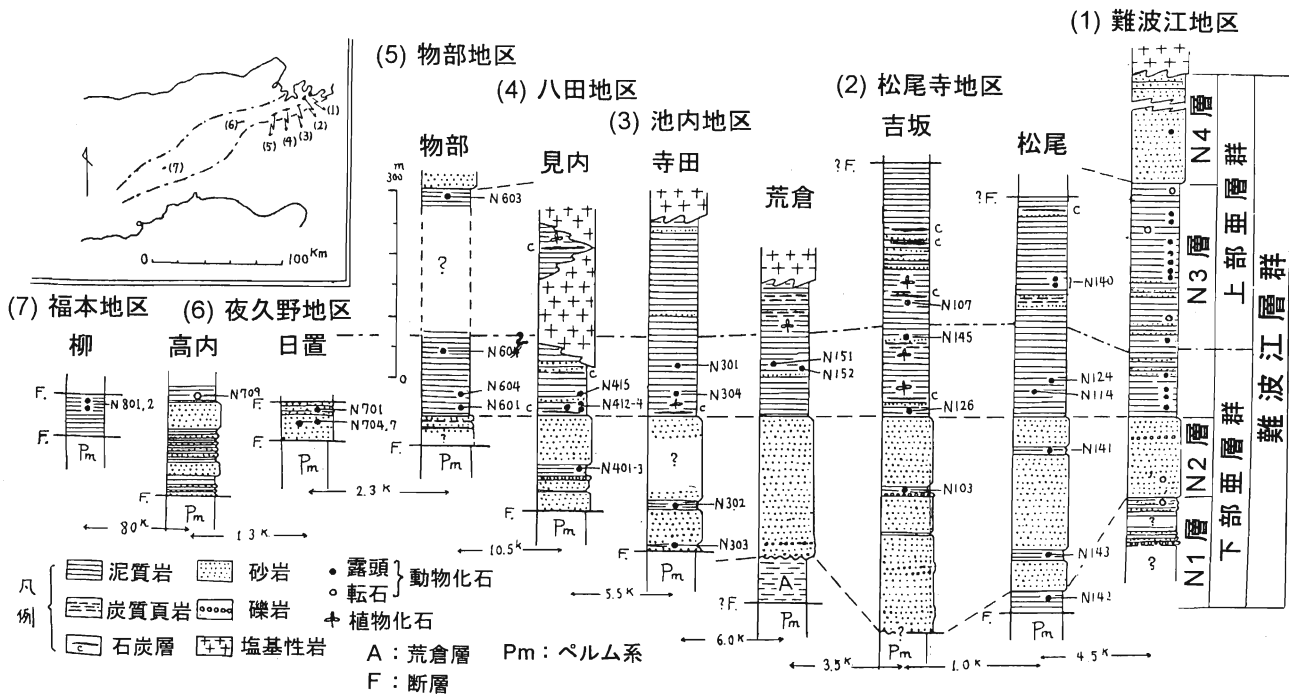
御祓山層群は夜久野層群下部の(1)粗粒岩相に属し、下部の新倉谷層(層厚45~90m)と上部のガンノス層(層厚330m以上)から成り、舞鶴層群(南谷層群)を不整合に被る。新倉谷層はN1とN2の2部層に、ガンノス層はG1・G2・G3の3部層に分けられる(中沢・志岐, 1954)。G2部層は二枚貝化石を多産するほか、三疊紀初期のアンモナイト3種も報告されている(長谷ほか, 1983)。上岸田層は夜久野層群下部層の(2)中粒岩相に属し、層厚は数100mに達する。平木層は層厚700~750mで、砂岩・頁岩を主体とし、少量の礫岩と長径20~30mの石灰岩レンズを夾んでいる(第8図)。石灰岩からAnisianの有孔虫化石を産することから、夜久野層群上部層に相当すると思われる。

(4) - 3. 難波江層群

福井県高浜町難波江を模式地とし、そこから西南西へ断続的に京都府夜久野地域へと分布する、浅海性から一



第10図 夜久野層群の地域別地質柱状図とそれらの対比(中沢ほか, 1958)。



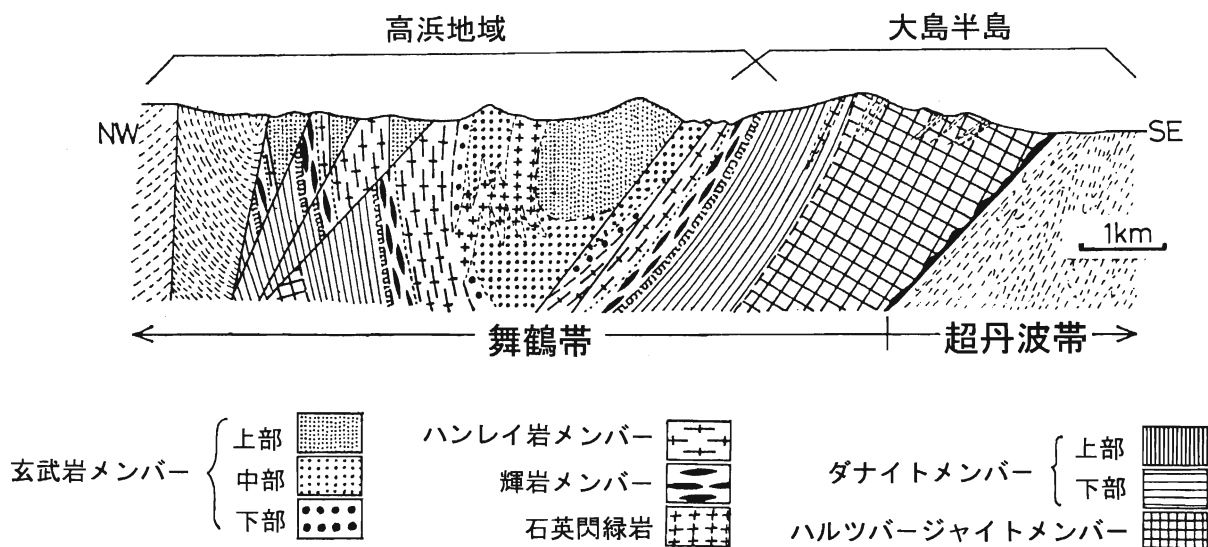
第11図 難波江層群の地域別地質柱状図とそれらの対比(中沢, 1957)。

部汽水性の砂岩と頁岩を主体とした地層が難波江層群と呼ばれている(中沢, 1957)。舞鶴帯の構成要素のなかでは最も分布面積が狭く、分布も限られている。岩相の特徴によりN1からN4の4累層に分けられているが、4累層がすべてそろっているのは模式地だけである(第11図)。

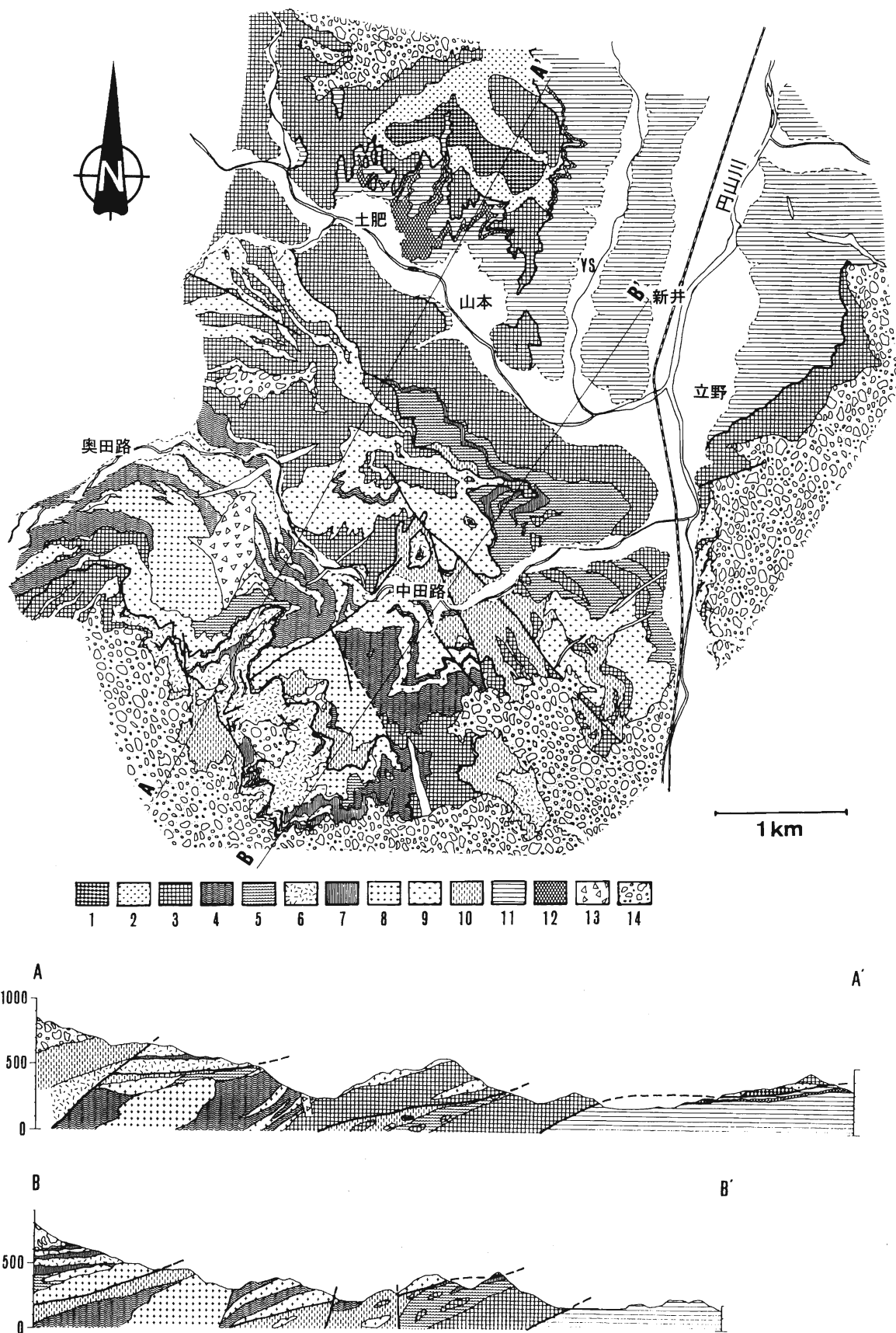
兵庫県では、一宮町北部の千町にのみ局所分布し、千町層と命名された(弘原海・清水, 1963)。下位層との関係は断層により不明であるが、層厚約400mで、薄い黒色頁岩を夾む青灰色の粗粒砂岩から成り、シルト岩からは二枚貝化石を産する。岩相と化石から模式地におけるN2層に対比されている。

(4) - 4. 夜久野岩類

変ハンレイ岩・輝緑岩・変玄武岩・変成岩類・花崗岩質岩など低度の変成作用をうけた塩基性岩を主体とした様々な火成岩と変成岩を夜久野岩類とよんでいる。変玄武岩には泥質岩や砂質岩が伴われることがある。京都府北部では、これらの岩石は陸棚相ペルム系～三畳系から成る地帯を挟んで2帯あるいは3帯にわたり分布する(第4図)。兵庫県では、大屋町～一宮町、朝来町、かつての「上郡帯」などに広く分布するが、京都府北部で見られるような带状配列は必ずしも明瞭ではない。1960年代末以降、福井県西部から京都府綾部北方の地域、兵庫



第12図 福井県西部の夜久野オフィオライトの復元模式断面図(石渡, 1978)。



第13図 朝来町地域の地質図と地質断面図(早坂,1987). 1:超苦鉄質岩(主に輝岩), 2:輝岩メンバーとハンレイ岩メンバーの漸移帯, 3:変ハンレイ岩(塊状片麻状ハンレイ岩), 4:片状角閃岩, 5:主に塩基性凝灰岩起源の結晶片岩, 6:ドレライトと玄武岩, 7:玄武岩溶岩をひんぱんに伴う泥岩, 8, 9:第2期夜久野岩類(8:石英閃緑 岩; 9:トーナライト), 10:舞鶴層群, 11, 12:超丹波帯水上層(12:塩基性~中性凝灰岩, 11:その他の岩石), 13:所属不明の角礫岩, 14:白亜火山岩類.

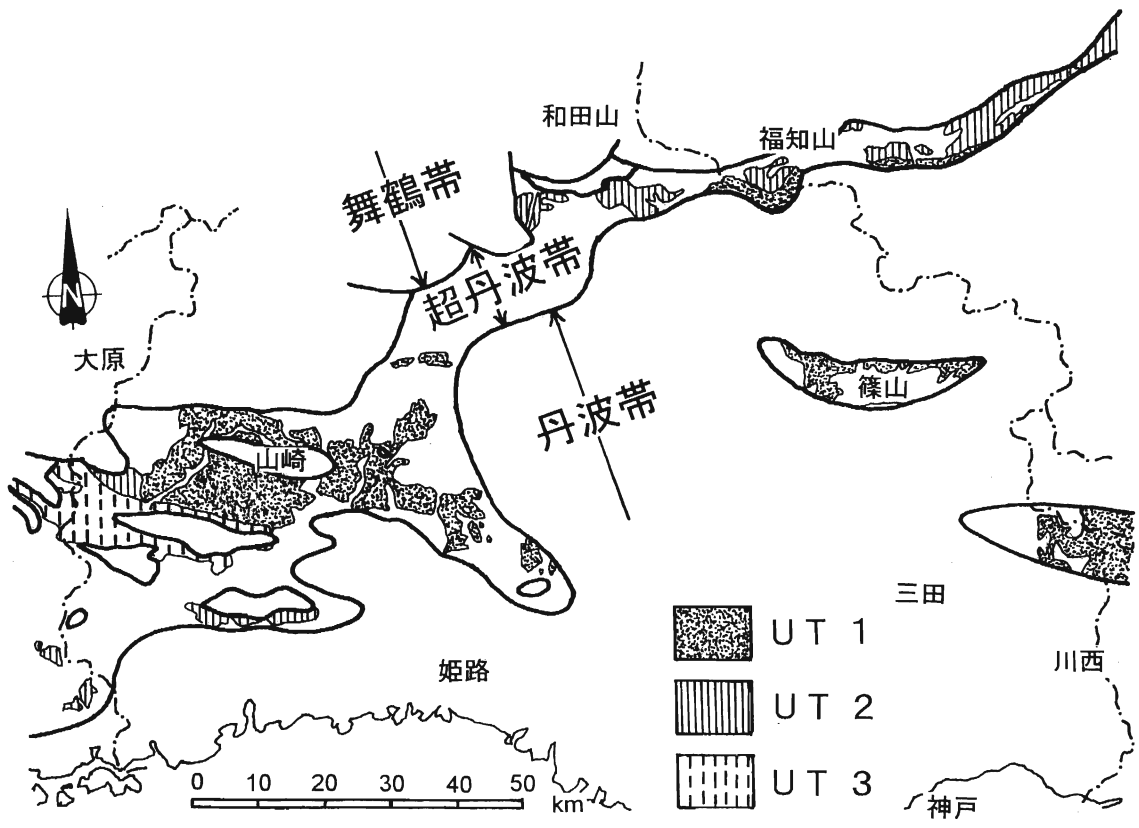
県朝来地域、岡山県井原地域など夜久野岩類の分布域で詳細な岩石学的な研究がなされ、野外での産状・化学組成・同位体化学・放射年代などをもとに国内外や海洋底の塩基性～超塩基性岩類との比較検討が行われた。その結果、夜久野岩類は初生的な構造は失われているが、本来は一連の火成層序を形成していたと考えられ(第12図)、石渡(1978)以来、夜久野オフィオライトと呼ばれ、その起源や形成過程が論じられてきた。

朝来地域の夜久野岩類は舞鶴帯の南部に位置し、3枚のスラストシートから成るナップ構造をつくり、南側の超丹波帯に低角衝上している(早坂, 1987)。スラストシートの境界面は地形に大きく支配され入り組んだ分布形態を示し、個々のスラストシートの最上位は舞鶴層群から成る(第13図)。この地域の夜久野オフィオライトのオリジナルな火成層序は下位から上位へ、(1)輝岩メンバー(超苦鉄質岩から成る)→(2)漸移帯(超苦鉄質岩と変ハンレイ岩から成る)→(3)下部ハンレイ岩メンバー→(4)上部ハンレイ岩メンバー→(5)ドレライトメンバーの順に復元され、大量のトーナライト・石英閃緑岩のような花崗質岩は(4)と(5)のメンバーに多くみられ、(5)はドレライトと少量の変玄武岩、それに伴われる凝灰岩や泥質岩から成る。

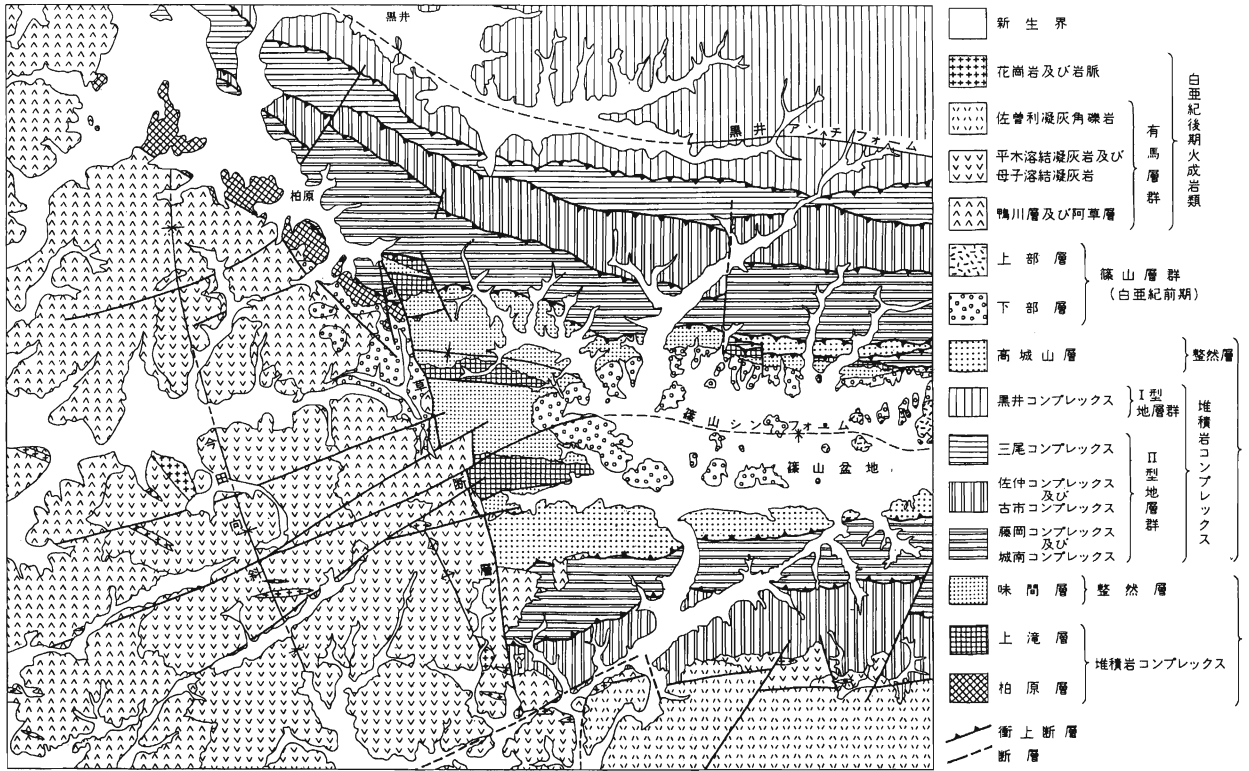
(5)超丹波帯

超丹波帯は従来の丹波帯の最北部、すなわち舞鶴帯の南縁沿いに福井県から岡山県まで連続するペルム紀付加体である。丹波帯の構造的上位に重なることから超丹波帯と名付けられた(Caridroit and others, 1985)。超丹波帯はUT1・UT2・UT3の3亜帯に分けられ、それらの年代や地質構造は類似するが、岩相が異なる(Ishiga, 1990, など)。ブロック岩体はチャートや緑色岩・少量の石灰岩などから成り、それらの年代は石炭紀とペルム紀を示す。UT1は緑色砂岩に、UT2はUT1に少ないチャートや珪質岩と泥質岩の互層から成るブロック岩体により特徴づけられる。UT3はUT2の構造的上位に重なることなどからUT2から分離された(Ishiga, 1990)。兵庫県周辺のそれらの分布を第14図に示す。

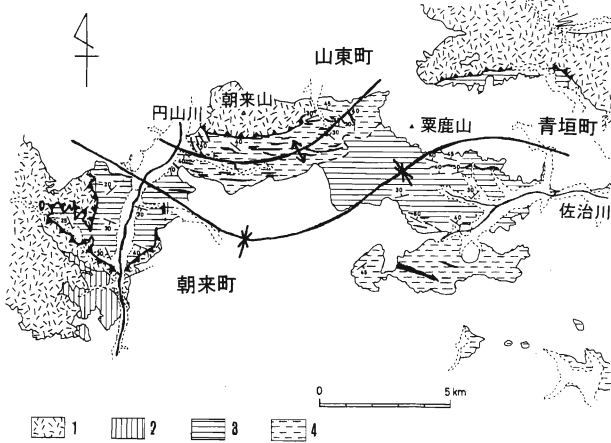
篠山地域では(第15図)、丹波山地の地質大構造の支配を受け、超丹波帯は舞鶴帯の南側の主要分布域のほか、シンフォーム部にあたる篠山盆地周辺にも分布し、ペルム紀付加体の柏原層と上滝層、上滝層を不整合に被り味間層から成る(栗本ほか, 1993)。味間層に対比される地層は川西北方の北摂山地にも孤立分布している(松浦ほか, 1995)。朝来～青垣町西部の地域では(第16図)、灰黒色千枚岩質粘板岩を主とし、緑灰色千枚岩質粘板岩・砂質粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩がほぼ東西に分布している(広川ほか, 1954b)。構造的に下位より、丹波



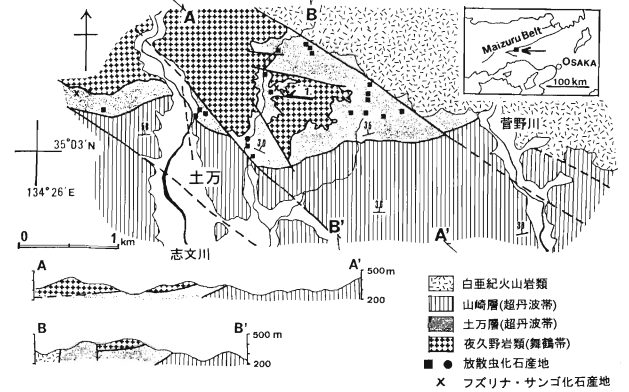
第14図 兵庫県とその周辺の超丹波帯の地質構造区分(UT1, UT2, UT3)とそれらの分布(Ishiga, 1990 を簡略化)。



第15図 篠山地域の地質概略図(栗本ほか, 1993).



第16図 朝来～青垣地域の地質概略図(早坂, 1987を一部変更・追加). 1:夜久野岩類, 2:舞鶴層群, 3:超丹波帯, 4:丹波帯II型地層群.



第17図 山崎町西部土万付近の地質図と地質断面図(岡本・後藤, 1987).

帯→超丹波帯→夜久野岩類が累重し、朝来山南方の丹波帯は、北翼が夜久野岩類、南翼が超丹波帯の、両翼を異にするフェンスターをなしていると推定される。

千種川と市川の間中国自動車の南北両側には、上位の白亜紀火山岩類が浸食されたため、基盤岩類がほぼ東西に広く分布している。これらは砂岩と泥岩を主体とした単調な岩相からなり、大半が丹波層群相当層として一括されていた。しかし、最近では前述の三畳紀最初期のアンモナイトなどが発見された安富町末広など一部の小地域を除くとほとんどが超丹波帯に属すとされている

(石賀・楠, 1986)。山崎町西部から三日月町北部にかけての地域は北から、夜久野岩類、ペルム系土万層、時代未詳山崎層、時代未詳三日月層に区分された(神戸・広川, 1963)。その後、土万層と山崎層は超丹波帯構成層に対比されること、夜久野岩類は土万層に低角衝上していること(第17図; 岡本・後藤, 1987)、三日月層の一部からジュラ紀放射虫を産する(石賀・楠, 1986)ことが明らかにされた。これらのことから、後述するように、舞鶴帯南縁の夜久野岩類が超丹波帯に低角衝上し、舞鶴帯のペルム・三畳系が超丹波帯にクリップとして残存し、丹波帯が超丹波帯にフェンスターとして顔を出している

可能性が強く、この地域全体がほとんど水平な褶曲波面を描いていると推定され、地質構造上、重要である。

上月～龍野地域では上郡帯に含められていた上月層(猪木・弘原海, 1980)と龍野層群下部層(後藤, 1986)がそれぞれUT 3 亜帯とUT 2 亜帯に、上月層の北側に分布するかつての丹波帯構成層とされた三日月層(前述)がUT 2 亜帯に属すとされている(Ishiga, 1990). なお、龍野層群下部層は上郡帯の南側に分布する、前述の“竜野変成帯の三郡型変成岩”(池辺, 1961)に相当し、相生町小河から龍野市中垣内付近では千枚岩は片理構造が明瞭で泥質岩や砂岩を源岩とし、時に玄武岩質岩・チャートの薄層や石灰岩レンズを夾み、明延地域の舞鶴層群最下部層に対比されていた(猪木・後藤, 1981; 後藤, 1986).

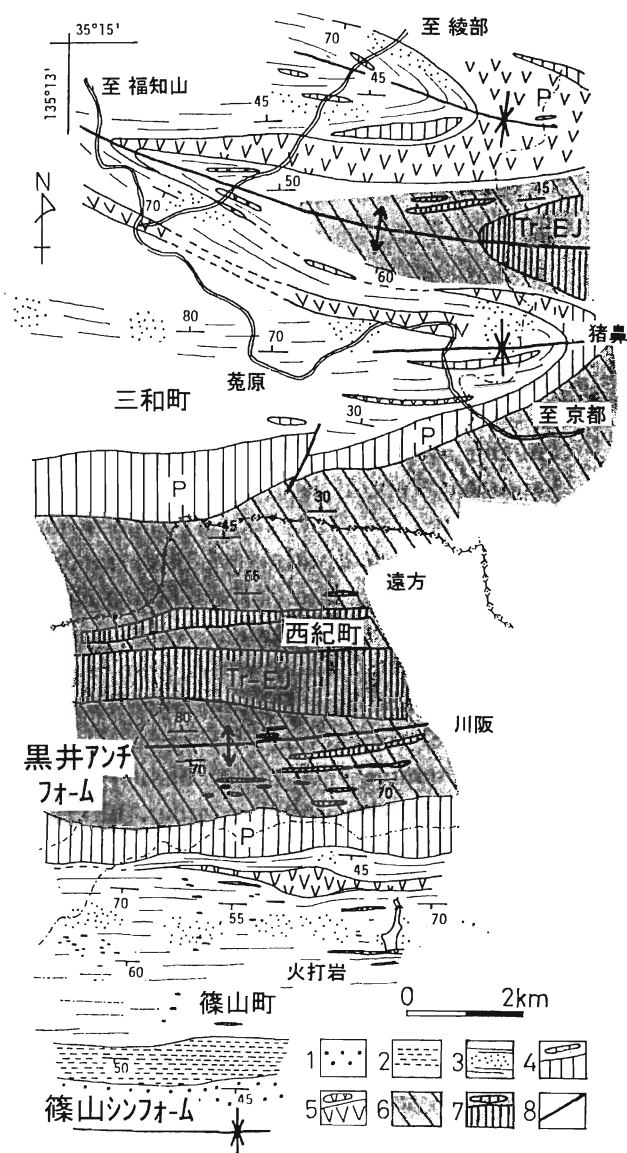
大屋町南部及び一宮町南部から波賀町南部一帯にかけて、片状構造に富み、低変成作用を受けた地層が分布している(金属探査事業団, 1988). これらは泥質岩を主体とし、塩基性凝灰岩・チャート・砂岩の薄層を夾み、見かけ上、舞鶴層群下部層の下位に位置することから舞鶴層群最下部層とされている。この地層はいずれの地域でも舞鶴層群の背斜部に露出し、変形が著しいが、大局的には東西方向を軸とする小褶曲の繰り返しによる複背斜構造を形成している。これら舞鶴層群分布域に露出する千枚岩質岩層をIshiga(1990)は超丹波帯の大飯層相当層とみなし、超丹波帯のフェンスターを成すものと考えている。

(6)丹波帯

丹波帯はジュラ紀の付加体から成り、南側で領家変成作用を被った地帯は領家帯と呼ばれる。最大分布幅は約100kmに及ぶ。その東方延長は美濃帯・足尾帯に続き、西方に向かつては分布幅を狭めながら山口県まで追跡される。

兵庫県では、加古川上流の水上盆地北部から六甲山までの東北東-西南西方向に帯状分布する幅約60kmの地域が丹波帯に属するが、広域にわたり、白亜紀後期の火山岩類や花崗岩類に被覆あるいは貫入されている。

篠山地域の丹波帯・超丹波帯の構成ユニットは、ほぼ東西の褶曲軸をもつシンフォーム・アンチフォームを繰り返し、シンフォーム部には構造的上位のユニットが、アンチフォーム部には構造的下位のユニットが分布し(第18図)、丹波帯構成層はI型地層群とII型地層群に2大分される(第19図; 石賀, 1983). 篠山シンフォームや黒井アンチフォームなど1次オーダーの褶曲軸はほとんど垂直で、かつシンフォーム・アンチフォームの褶曲波面が緩やかなため、同一時代に形成されたユニットが南北方向に繰り返し出現する(第18図)。篠山盆地周辺の超丹波帯は構造的な下位のユニット(丹波帯II型地層群)に取り囲まれ(第15図)、超丹波帯の主要分布域から隔離され



第18図 篠山盆地北方の地質概略図(石賀, 1983). 1: 篠山層群, 2-7: 丹波層群(2-5: II型地層群; 6,7: I型地層群), 2: 高城山層および新庄層(砂岩および泥岩を主とする), 3: 砂質泥岩および砂岩, 4: 層状チャート(P: ヘルム紀ないし後期石炭紀), 5: 緑色岩, 6: 珪質シルト岩, 黒色頁岩ないし砂岩, 7: 層状チャート(Tr-EJ: 三畳紀～前期ジュラ紀).

ているためクリップとみなされる。陸成の下部白亜系篠山層群は超丹波帯の構成ユニットを不整合に覆い、上部白亜系有馬層群は篠山層群とその下位の基盤岩類(超丹波帯と丹波帯の構成ユニット)を不整合に覆っている。さらに、有馬層群は基盤岩類のシンフォーム・アンチフォーム構造に参加していない。それゆえ、超丹波帯とおそらく丹波帯の付加体も篠山層群堆積前の白亜紀前期には陸化し、西南日本内帯のナップは有馬層群堆積前におおまかな基本構造が形成されたといえる。

丹波帯の構成ユニットはI型・II型地層群, ○○ユニット, ○○コンプレックス, あるいはT I・T II a・

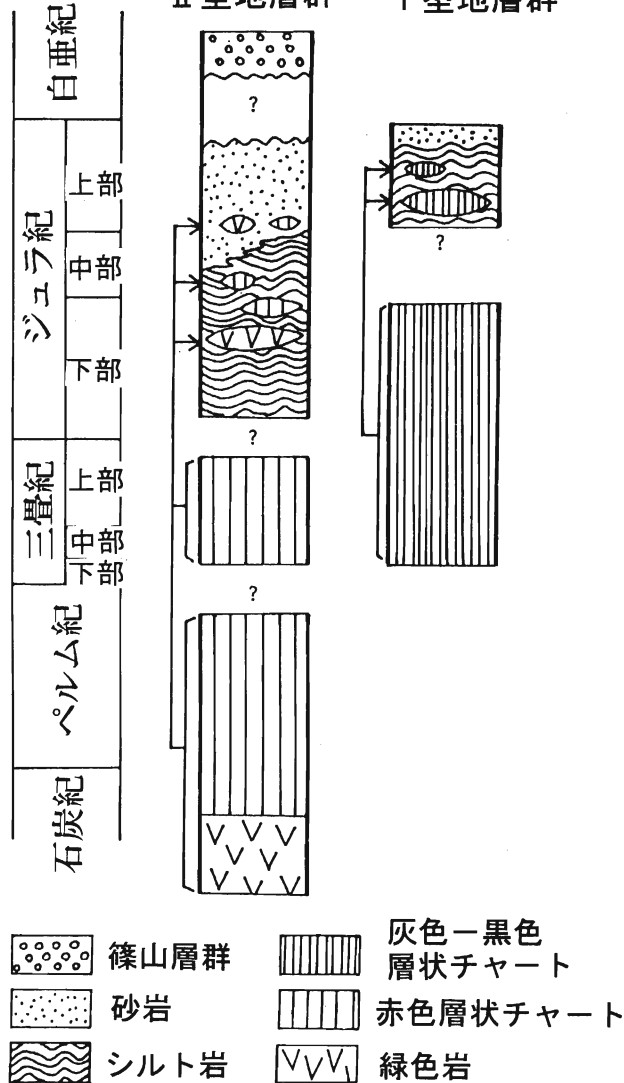
T II b・T II cと研究者により呼称は異なるが、図幅間あるいは地域間での構造的な対比は可能である。

篠山図幅の丹波帯は〇〇コンプレックスと呼ばれるブロック岩体を含み、変形が著しく、層序学的上下関係をもたないユニット(堆積岩コンプレックス:栗本ほか, 1993)と、変形程度の小さい層序学的上下関係を示す整然層に2大分されている(第15図)。前者は構造的な下位より、篠山盆地の北側では、黒井コンプレックス、(I型地層群)、三尾コンプレックス、佐仲コンプレックス、藤岡コンプレックス(以上II型地層群)に、盆地の南側では佐仲コンプレックスに対応する古市コンプレックス、藤岡コンプレックスに対応する城南コンプレックスに分けられ、盆地南側では黒井コンプレックス、三尾コンプレックスに対応するユニットは分布しない(第15図;栗本ほか, 1993)。

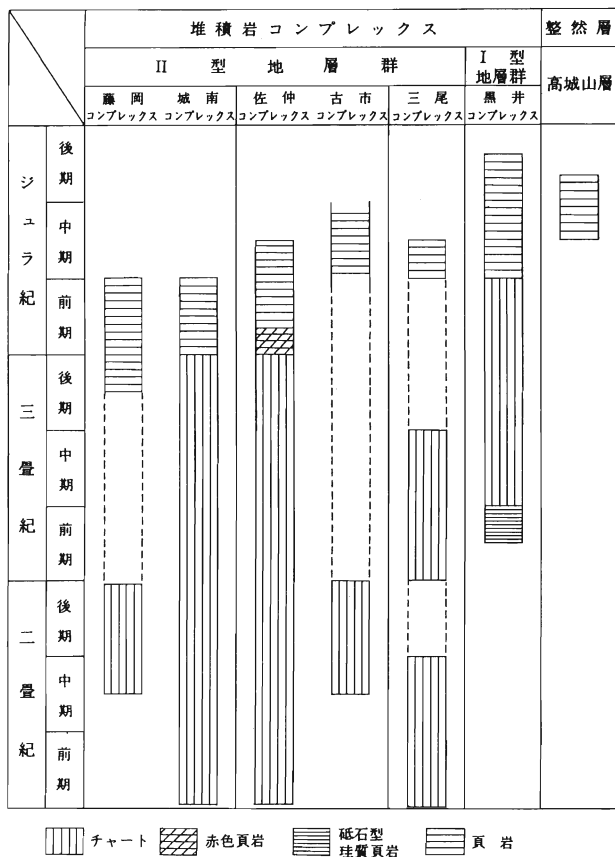
II型地層群に含まれる堆積岩コンプレックスは、個々のコンプレックスごとに構成比は異なるが、全体として頁岩を主体とし、海洋起源のチャート・緑色岩、陸源性の砂岩のブロックや層状岩体から成る。石灰岩ブロックは極めて稀で、藤岡コンプレックスにのみ転石として産するだけである。緑色岩と互層したり、緑色岩を多量に含む頁岩のような頁岩・緑色岩の複合層も存在する。三尾コンプレックスのチャートを主体とした異地性層状岩体は見かけの厚さが500mに達し、東西方向によく連続し、通称多紀アルプスの尾根部を形成している。黒井コンプレックスの岩相は頁岩を主体とするが、石賀(1983)が指摘しているように、II型地層群のものとはかなり異なり、砥石型珪質頁岩・チャート・砂泥互層を含み、緑色岩ブロックは分布しない(第19図)。これらのなかで砥石型頁岩は最古の年代を示し、チャートの下位に位置し、淡い緑味を帯びた灰色で層理面に平行に割れやすい。非常に微粒でシルト粒を全く含まないため、遠洋性堆積物と考えられている。

放散虫化石によって示されるブロック岩体とそれらを取り囲む頁岩の年代は構造的な上位へ向かうに従って古くなる(第20図)。この年代極性からしても明らかのように、堆積岩コンプレックスは三疊紀後期後半(藤岡コンプレックス)からジュラ紀中期後半～後期中葉あるいはそれ以

篠山シフォーム II型地層群 黒井アンチフォーム I型地層群



第19図 篠山盆地北方の丹波帯, I型地層群とII型地層群(石賀, 1983).



第20図 微化石年代による篠山地域の丹波帯構成岩類の年代分布(栗本ほか, 1993).

降(黒井コンプレックス)に及ぶ海洋プレートの連続的な沈み込みに伴う付加体として形成されたことは明らかである(栗本ほか, 1993).

これに対し, 高城山層は構造的低位の藤岡コンプレックス・城南コンプレックスならびに構造的上位の超丹波帯の構成ユニットと断層で接し, 層序学的上下関係を有する全層厚235mの砂岩・頁岩から成り, 篠山盆地を取り囲むように分布する(第15図). 砂岩は塊状, 中粒, 灰色~灰白色で淘汰がよく, 成層し, 頁岩と互層することがある. 頁岩は黒色ないしは暗灰色で成層し, 剥離性の発達は弱く, ジュラ紀中期ないしは後期の放射虫化石年代を示す(栗本ほか, 1993).

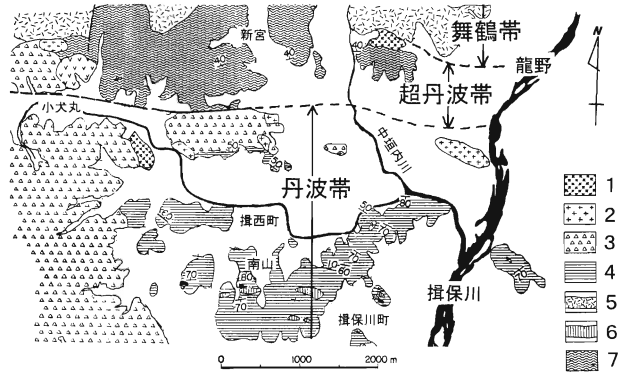
川西北方の広根地域(松浦ほか, 1995)と加西周辺の北条地域(尾崎ほか, 1995)の丹波帯は変形が著しく異地性ブロック岩体を含み層序学的上下関係を示さない堆積岩コンプレックスから成り, 陸棚斜面相とみなされる整然層(栗本ほか, 1993)の存在は確認されていない. 両地域ともに, 篠山地域と同様に, 構造的低位より上位へ, 丹波帯I型地層群→丹波帯II型地層群→超丹波帯が累重する. 北条地域では超丹波帯のさらに構造的上位に舞鶴帯夜久野岩類のハンレイ岩が分布している.

西播地方では, かつて古生層とみなされていた石灰岩・チャート・緑色岩などを含む泥岩・砂岩・砂泥互層の多くは今日では超丹波帯に属すると考えられている. しかしながら, 龍野市西部(第21図)と姫路市北部(第22図)のかつての古生層は化石年代資料から丹波帯のメンバーと考えられている(後藤, 1986). 龍野市西部では, 粘板岩ないしは千枚岩質粘板岩を主とし, チャート・砂岩・緑色岩のブロックを含み, 全体に著しく褶曲している. 石灰岩ブロックからはペルム紀のフズリナ類, 層状チャートに密着する珪質泥岩から三疊紀後期の放射虫化石を産する. 姫路市北部では, 泥岩と砂岩ブロックを含む泥岩を主とし, 石灰岩・チャートのブロックを含む. 石灰岩から石炭紀とペルム紀のフズリナ, 含化石石灰岩を夾む黒色粘板岩から三疊紀後期の放射虫化石を産する(後藤, 1986).

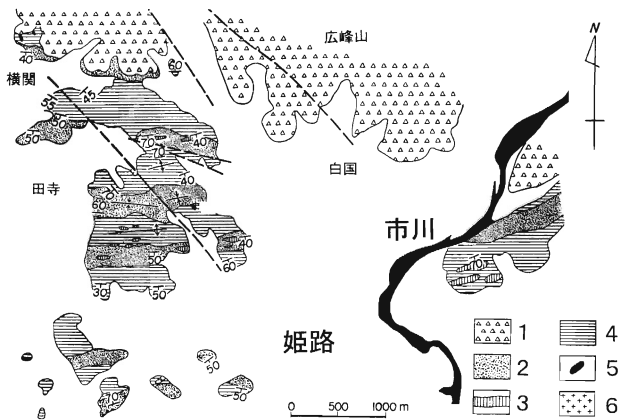
(7) 領家帯

領家帯の変成岩は非変成の丹波帯・美濃帯のジュラ紀付加体から漸移し, 多くは泥岩・砂岩・チャートを源岩とし, 変成度の上昇に伴い, 片理構造が明瞭化, 変成鉱物が粗粒化し, 黒雲母粘板岩・黒雲母片岩・黒雲母片麻岩が出現する. このほか, 塩基性岩起源の片状緑色片岩・変輝緑岩・変ハンレイ岩, さらに少量であるが, 石灰岩源のざくろ石に富む石灰質変成岩もみられる.

兵庫県では, 六甲山の布引花崗閃緑岩以南と淡路島が領家帯に属すが, ほとんどが花崗岩類から成り, 変成岩はその捕獲岩としてわずかに産するにすぎない. 堆積岩



第21図 龍野市南山地域の地質図(後藤, 1986を一部変更・簡略化). 1:石英閃緑岩, 2:花崗岩, 3:溶結凝灰岩(相生層群), 4:南山層, 5:龍野層群中部層, 6:南山層のチャートブロック, 7:龍野層群下部層.



第22図 姫路地域の地質図(後藤, 1986を一部変更・簡略化). 1:流紋岩質火砕岩類(広峰層群), 2-5:南山層群(2:砂岩ブロックを伴う泥岩, 3:チャート, 4:泥岩, 5:石灰岩), 6:岩脈.

起源の黒雲母片麻岩~片岩は最大層厚100mで東西に延びた数個のレンズ状捕獲岩体として津名町塩尾南方の海岸沿いに分布している(高橋ほか, 1992). 変成岩の片理構造はほぼ東西で, 周囲の花崗岩類のそれとほぼ平行か, 一部でやや斜交し, 鏡下ではミロナイト化の影響が認められる(高橋ほか, 1992). それらの多くは縞状チャートと泥質岩を源岩とし, 珪線石-きん青石-白雲母-黒雲母-石英の組み合わせから成るが, 不純石灰岩や塩基性凝灰岩を源岩とする変成岩もしられている(中島ほか, 1985). 後者は諏訪・濡木(1968)の片状角閃岩に相当する(中島ほか, 1985). また, 中~粗粒角閃岩に密接に伴って熱変成ミロナイトも報告されている(諏訪・濡木, 1968). 塩尾南方のほかでは, 堆積岩起源の変成岩は津名町興隆寺南方から花崗岩質砂岩源と考えられる黒雲母片麻岩(中島ほか, 1986)と津名町摩耶山南東方からの黒雲母片岩(高橋ほか, 1992)が知られている.

淡路島中・北部には, 他の領家帯と同様に, 花崗岩類に貫入または捕獲された中・小のハンレイ岩体や輝緑岩

が点在分布する。これらは角閃石ハンレイ岩を主体とし、ノーライト(吉澤, 1949)・中～粗粒角閃岩・細粒角閃岩(諏訪・濡木, 1968)・塩基性貫入岩起源の変角閃石ハンレイ岩・変輝緑岩・石英閃緑岩質岩(中島ほか, 1985; 1986)を伴う。

(8)三波川帯

三波川帯は秩父帯のジュラ紀～白亜紀初期の付加体構成岩を源岩とし、各種変成岩類の放射年代値が90Ma前後に集中していることなどから白亜紀初期以降に変成場から開放されたと考えられる。

兵庫県では、沼島にのみ三波川変成岩の分布が知られている。沼島南西方に泥質片岩が、北東部に塩基性片岩が分布し、走向はほぼ東西で、北東部は北傾斜するが、南西部では傾斜は一定せず、両者は断層で接すると考えられている。泥質片岩は石英・絹雲母・石墨を主成分とする黒色千枚岩・黒色片岩から成り、片状砂岩・珪質岩・石英片岩を夾む。塩基性片岩は主として緑簾石絹雲母片岩と緑簾石緑泥石曹長石片岩(点紋緑色片岩)から成り、紅簾石絹雲母石英片岩の薄層を夾む。紅簾石絹雲母石英片岩は連続性に富むが、時には紅簾石をほとんど失い、石英片岩に移化している(平山・田中, 1955; 池辺, 1961)。

先白亜系基盤岩類の地質大構造

これまで述べてきた周辺域を含めた兵庫県各地における先白亜系基盤岩類の地質構造、露出分布の概略(第3図)、西南日本内帯全体の地体構造、付加プリズムの形成機構などを考慮に入れ、形成期と形成過程について触れながら丹波帯以北の地質大構造を議論する。ここでは、3本のルート：宮津―篠山―川西(A-A')；関宮―加古川(B-B')；若桜―相生(C-C')を設定し、丹波帯以北の地質構造概念図と同断面図を示し(第23図)、各測線ごとに先白亜系・岩体の構造的累重関係を考察し、最後に丹波帯以北のそれらの地質大構造を総括する。

(1) A-A'断面(宮津―篠山―川西)

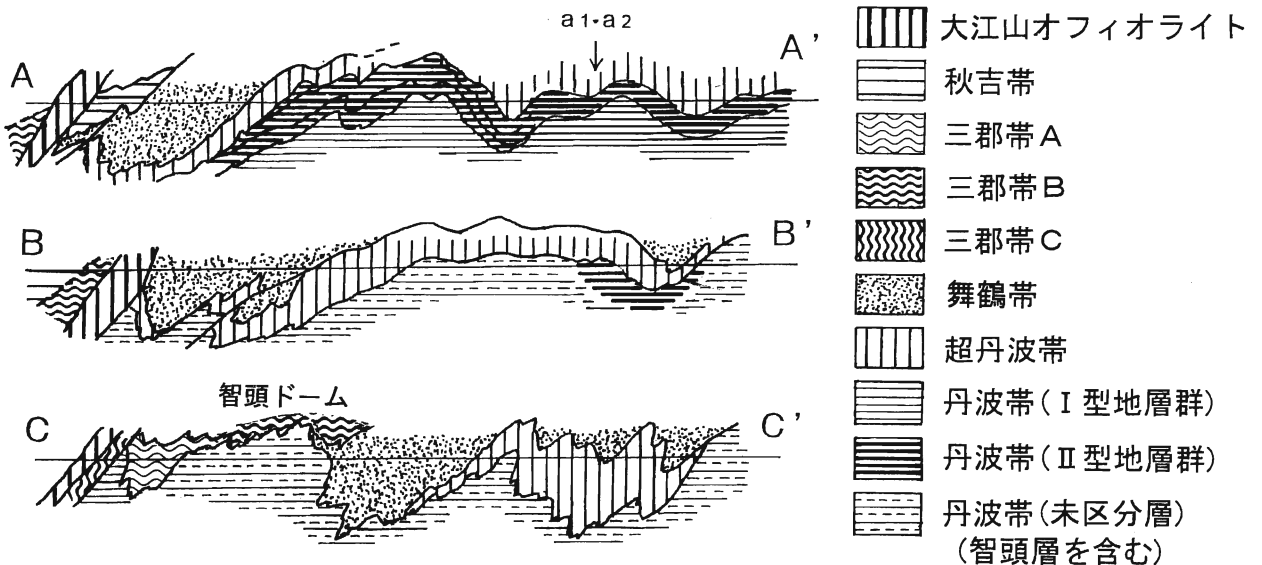
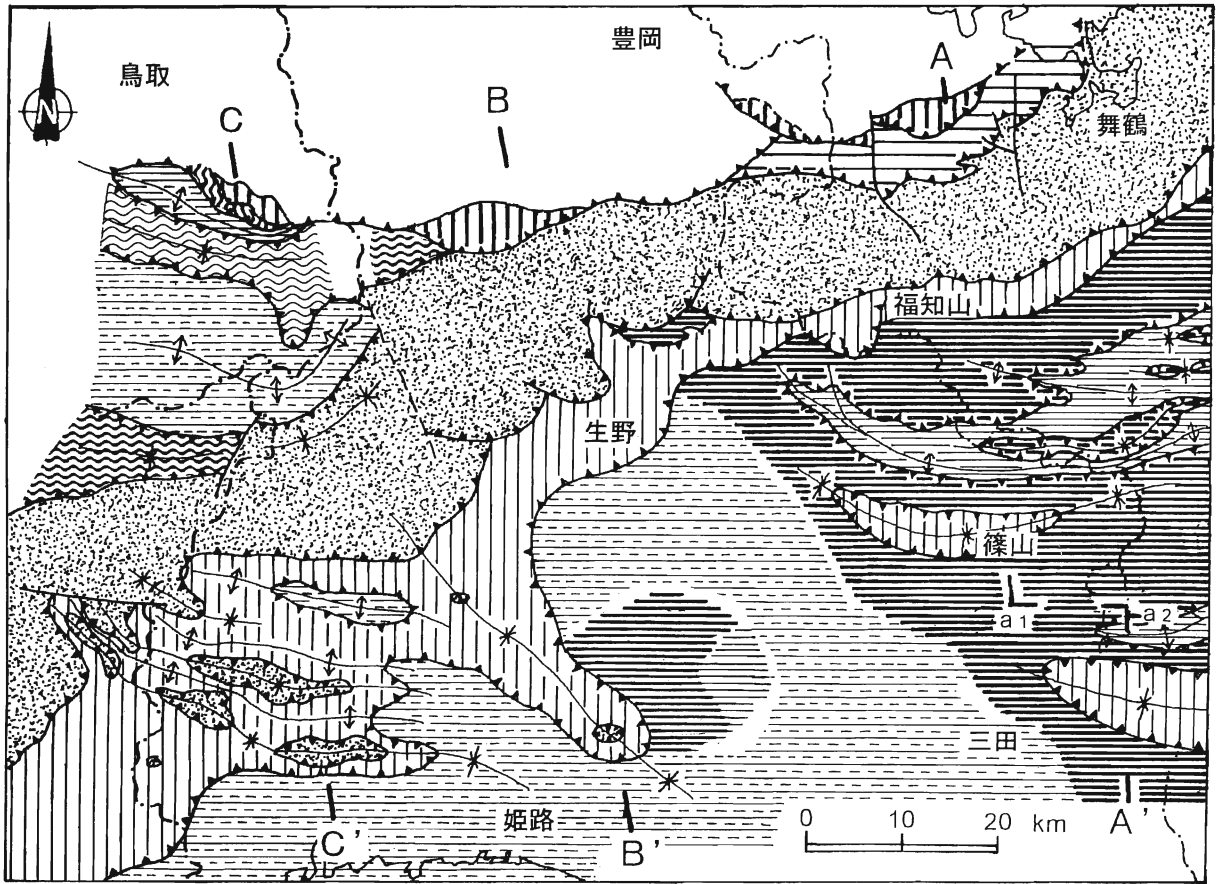
地表レベルでは、北から南へ、大江山オフィオライト(大江山岩体)→秋吉帯(下見谷層)→舞鶴帯→超丹波帯→丹波帯→超丹波帯→丹波帯が分布している。大江山岩体の北には新生代の被覆層に被われ、おそらく秋吉帯または三郡帯あるいは両地帯が分布し、さらに北方の日本海では構造線を介して飛騨帯と接していると思われる。

大江山岩体は北傾斜の断層で下見谷層と接し(Kurokawa, 1985)、北近畿周辺では大江山オフィオライトが先白亜系ナップの最上位の構成メンバーと考えられる(Ishiwatari, 1990)。ペルム紀中世後期から新世における秋吉帯―海山複合体の衝突―崩壊過程(Sano and Kanmera, 1991)

や舞鶴層群中部層の石灰岩礫から産するフズリナ類(Nogami, 1959)は秋吉帯のペルム紀付加体の石灰岩ブロックから産するそれらに共通していることなどから推察すると、秋吉帯の付加体はペルム紀中世以降急速に隆起・陸化し、削剝を受け、舞鶴帯の陸棚相ペルム・三畳系の石灰岩礫の一部は秋吉帯の石灰岩ブロックに由来すると考えられる。また、下見谷層と志高層群との一部不整合関係(鈴木, 1987)は秋吉帯のペルム紀付加体と舞鶴帯のペルム・三畳系陸棚相の初生的な層序関係を示すものとみなされ、今日みられるような帯状配列の形成過程を論ずる際に重要である。西南日本内帯のナップ構造の構成と形成期から判断すると、秋吉帯は少なくとも篠山層群堆積前に舞鶴帯に衝上したといえるが、既にペルム紀中期には両帯は地理的に極めて接近していたと考えられる。舞鶴帯の内部構造については、夜久野岩類から成る北部貫入岩体・北帯・南帯の間に陸棚相から成る志高帯と中帯が存在し(中沢, 1961a)、大局的には志高帯と中帯が向斜部にあたる複向斜構造をつくっていると考えられるが、より詳しい構造については不明である。従来の地質図には舞鶴帯の帯状構造を胴切りにする多数の高角断層が示されているが、それらの多くは衝上性の帯状構造に平行する断層とは異なり、舞鶴帯ならびに周辺の全体構造を支配していない。舞鶴帯は超丹波帯に衝上している。

福知山から篠山盆地一帯に分布する超丹波帯と丹波帯の構成メンバーは基本的には、上下を低角逆断層により境された数階建ての衝上地塊(スラストシート)から成るナップ構造をつくっている。この基本構造は、さらに、褶曲波面がゆるやかで東西方向の褶曲軸を有するシンフォーム・アンチフォームを繰り返しているために入り組んだ分布形態をとりながら同一の構造ユニットが南北方向に幾度か繰り返す。よって、構造的低位のユニットはアンチフォーム部に、構造的高位のユニットはシンフォーム部に位置し、この地域全体における構造的な対比が可能である。能勢～猪名川～川西に至るルートでは、丹波帯の主要分布域に超丹波帯が孤立分布している(松浦ほか, 1995)。さらに南東方の六甲山周辺では、神戸市衝原湖南方にはペルム紀石灰岩ブロックが知られ(工藤・菅原, 1963)、雄岡山・雌岡山とその付近にはホルンフェルス中に大小の緑色岩ブロックが分布していることから、領家帯に接近した丹波帯の一部もII型地層群から成ると考えられる。それゆえ、篠山盆地周辺に明瞭な超丹波帯と丹波帯のシンフォーム・アンチフォーム構造はより南方の領家帯との境界部付近にも及んでいるといえ、水平に近い褶曲波面が想定される。

下部白亜系篠山層群は超丹波帯と丹波帯のシンフォーム・アンチフォーム構造に参加しているが、低位の付加体とは地層の成層状況・変形様式がおおきく異なり、超



第23図 兵庫県とその周辺域における丹波帯以北の地質大構造概念図とその地質断面の概念図。

丹波帯を不整合に被っている。また、上部白亜系有馬層群は篠山層群を不整合に被い、かつ基盤岩のシンフォーム・アンチフォーム構造に参加していない、それゆえ、超丹波帯の付加体は篠山層群堆積前に陸化し、有馬層群堆積前にナップの基本構造が形成されたと考えられる。

(2) B-B'断面(関宮-加古川)

北から南へ、大江山オフィオライト(関宮岩体)→三郡

帯C(変成年代が石炭紀の三郡変成岩の分布域)→舞鶴帯→超丹波帯→丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯→超丹波帯→丹波帯(地表では露出しない)が分布していると考えられる。関宮岩体は三郡帯Cとその南の舞鶴帯北縁の夜久野岩類に衝上している(石渡, 1989)。関宮岩体北方の北但層群分布域の地下には、A-A'断面と同様に、秋吉帯または三郡帯、あるいは両地帯が潜在していると思われる。

舞鶴帯主要分布域では、構造的低位の千枚岩質層がフェンスター状に顔を出しているとみなされる。この千枚岩質層は超丹波帯に属するものと考えられている(Ishiga, 1990)。朝来町の舞鶴帯より南側のルートでは、市川町南部～加西市西部の一部に丹波帯・超丹波帯・舞鶴帯に属すると考えられる基盤岩が露出しているほかは、広域にわたり主として白亜紀後期の火山岩類に覆われている。北条幅域の丹波帯では篠山盆地周辺と同様にI型地層群とII型地層群から成るシンフォーム・アンチフォーム構造が解析されている(尾崎ほか, 1995)。

加西市西部の剣坂付近の夜久野岩類とさらにその北西約20kmの安富町末広付近からのフズリナ(*Lepidolina*)を含む粗粒砂岩と三疊紀最初期のアンモナイト化石(Nakazawa and Shimizu, 1955)が由来した夜久野層群相当層は確実に舞鶴帯に属する。この2地点間及び周辺に分布する基盤岩(Ishiga, 1990)は超丹波帯に属し、超丹波帯の周囲(外側)に丹波帯が分布していると考えられる。また、これら3帯の構造的累重関係もA-A'断面と同様に、下位から丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯の順に重なっていると考えられる。以上のことから、この舞鶴帯に属する2地点を結ぶ線に向斜軸を有するシンフォーム構造を想定すると、孤立分布する舞鶴帯はクリップとみなされ境界は不明であるが、シンフォーム部にあたる超丹波帯は舌状分布を示し、北東側と南東側に分布する丹波帯の構造的上位に重なっていると考えられる。A-A'断面の猪名川地域のシンフォーム部は超丹波帯だけから成るのに対し、B-B'断面では、さらにその上に舞鶴帯がのっていることになり、A-A'断面よりもゆるいほとんど水平な褶曲波面を描くナップ構造が考えられる。

(3) C-C'断面(若桜-相生)

このルートの北部にあたる鳥取県東部から岡山県北東部には、B-B'断面ではみられない三郡変成岩や弱変成のジュラ紀付加体が分布し、北から南へ、若桜岩体→志谷層→角谷層→八東層→智頭層→大原層に区分されている(上村ほか, 1979; 早坂, 1987)。A-A'断面、B-B'断面との比較や舞鶴帯以北の地質構造を考察するため、これらを要約する。

若桜岩体：前述したように、オルドビス紀の放射年代を示す大江山オフィオライトのメンバーであり、南側の志谷層に衝上している。

志谷層：北にゆるく傾斜し、この地域の三郡変成岩のなかでは変成度が最も高く(上村ほか, 1979)、泥質岩の白雲母のK-Ar年代とRb-Sr年代は279-294Maであり、三郡変成岩のなかでは最も古い年代グループに属する(柴田・西村, 1989)。

角谷層：一般的に強いせん断変形を受け、北側の志谷層と南側の八東層と断層関係にある(上村ほか, 1979)。チャートブロックは三疊紀初期とジュラ紀初期の、泥

岩はジュラ紀(?)の微化石年代を示し、丹波帯のI型地層群類似層と考えられる(早坂, 1987)。

八東層：北部に分布する岩石ほど再結晶化が進み、片理が発達している。花崗岩周辺の角谷層や八東層、その南側の智頭層はほぼ全域において熱変成をうけているが(上村ほか, 1979)、八東層の泥質片岩の白雲母のRb-Sr年代は、最古のもので174Ma(ジュラ紀中期)を示す(柴田・西村, 1989)。ジュラ紀の放散虫を含む泥岩や三疊紀初期のコノドントを産するチャートなど一部の弱～非変成層を除いた八東層は緑色片岩の変成鉱物から三郡変成作用と同程度の低温高圧変成を受けたと考えられている(早坂, 1987)。

智頭層：八東層の下位に位置し、八東層よりも変形・再結晶の程度はかなり弱く、丹波帯I型地層群と類似の岩相から成り、ジュラ紀の付加体とみなされる(早坂, 1987)。主に珪質千枚岩を夾む泥質千枚岩から成り、上村ほか(1979)や早坂(1987)は智頭層が三郡帯に属すると考えたが、変成度の低い泥質岩からジュラ紀の放散虫を産することから早坂・原(1987)は中国地方のチャート-泥岩相に対比した。

大原層：下半部の泥質片岩と上半部の緑色岩類から成り、三郡変成作用をうけている。断層を境にして南側の夜久野岩類と接している。

千種町付近の兵庫-鳥取-岡山県境域は大規模な花崗岩体(沖ノ山岩体)に貫入されているが、他のルートと同様にこの岩体の存在を無視し、西側に分布する基盤岩類を延長して考えると、C-C'断面では北から南へ、大江山オフィオライト(若桜岩体)→三郡帯C(志谷層)→丹波帯(角谷層)→三郡帯A(八東層の大部分)→丹波帯(智頭層)→舞鶴帯→超丹波帯→丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯→超丹波帯→舞鶴帯→超丹波帯→丹波帯が分布しているとみなされる。

角谷層・八東層・智頭層は産出微化石から明らかなように丹波帯構成層とはほぼ同時代のジュラ紀の付加体であると考えられ、丹波帯構成層よりも強い変形・変成作用をうけている。角谷層と智頭層は丹波帯のI型地層群と、八東層はII型地層群と類似の岩相から成る(早坂, 1987)。しかしながら、角谷層と八東層の年代は丹波帯のI型地層群とII型地層群の年代よりもやや古いと考えられている(早坂, 1987)。それゆえ、角谷層・八東層・智頭層の遠洋性の堆積物は丹波帯構成層のそれと同じプレートに載ってジュラ紀の海溝に近づいてきたが、前者の方がより先に、より深く沈み込み、より深所で付加したために、より強い変形・変成作用をうけたとみなされる。舞鶴帯主要分布域以北のジュラ紀付加体、角谷層・八東層・智頭層(以後、これら3層を便宜上、「北側のジュラ紀付加体」と仮称する)が非変成の丹波帯とともに現在地表レベルに達していることは、「北側のジュラ紀付加体」が南側

の丹波帯の非変成ジュラ紀付加体よりも隆起・上昇が著しく、「北側のジュラ紀付加体」の構造的上位層が削剝された結果とみなされる。削剝された構造的上位層は、丹波帯のように、超丹波帯構成層のようなペルム紀付加体やその他の非変成の地質体であったか否かは不明である。大原町北部と佐用町北部では、三郡帯B(変成年代が不明な三郡帯変成岩の分布域)の変成岩が舞鶴帯に衝上していることから考えると、むしろ北方から低角衝上してきたであろう三郡帯Bまたは三郡帯Cに属する変成岩の方が可能性が高いと思われる。これに対し、舞鶴帯の構造的低位には、B-B'断面から推測されるように、超丹波帯、そしてその低位に非変成のジュラ紀付加体から成る丹波帯が位置していると思われる。

このように考えると、舞鶴帯の北限域にあたる千種北方を境にして、南側では構造的低位から上位へ、丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯→大原層(三郡帯B)の順に重なるのに対し、北側では付加体形成時に南側の丹波帯のジュラ紀付加体と連続していたはずの変成(八東層)、弱変成(智頭層)、および非変成(角谷層)の「北側のジュラ紀付加体」は超丹波帯と舞鶴帯への構成層を欠き、三郡帯BまたはCの高圧変成岩に直接被覆されていたことになる。変形・変成度のほか、地帯の構造的累重関係の違いからも「北側のジュラ紀付加体」分布域と舞鶴帯の間に大きな構造的ギャップが存在することになり、「北側のジュラ紀付加体」分布域は舞鶴帯以南よりも上昇・削剝量が大きく、地殻のより深部が顔を出していると解釈される。この上昇域を智頭ドームと呼ぶ(第15図)。現在、地表レベルでみられる智頭ドームの分布幅(=「北側のジュラ紀付加体」分布域の南北距離)は25kmに満たないが、北側と南側のジュラ紀付加体の変形・変成度、地質構造などの顕著な違いから推定されるように水平方向の短縮の結果であり、上昇前の智頭ドームの分布幅は少なくとも現在の数倍くらいに達していたであろうと考えられる。

最北部に分布するジュラ紀付加体(角谷層)と三郡帯Cの志谷層とでは変成度が大きく異なり、地質年代もかけ離れていることから、「北側のジュラ紀付加体」と舞鶴帯構成層との間、すなわち千種北方付近で推定されるよりもはるかに大きな構造的ギャップが存在する。関宮岩体南側の衝上断層(石渡, 1989)や、志谷層が北側にゆるく傾斜していること(上村ほか, 1979)などから若桜岩体と志谷層、志谷層と角谷層はともに北傾斜の衝上断層で接し、先白亜紀の基盤岩類のナップ構造に参加していると考えられる。しかしながら、若桜岩体と志谷層は「北側のジュラ紀付加体」に対する構造的ギャップの大きさから考えると、元来は大規模な衝上運動あるいは横ズレ運動により移動してきた外来性のユニットである可能性が強いと思われる。

このルートの南側を含め、西播地方の舞鶴帯主要分布

域以南では、地帯と地帯の境界はB-B'断面と同様に、ごく大まかなトレースしかできないが、超丹波帯の主要分布域に丹波帯や舞鶴帯がいくつか島状に分布していると思われる。このルートでも、他のルートと同様に、初生的には構造的低位から上位へ、丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯の順に重なっていたと仮定すると、山崎付近の丹波帯はフェンスターに、主として夜久野岩類から成る舞鶴帯はクリッペに相当し、南北にゆるい褶曲波面を描くナップ構造が考えられる。これに加えて、西播地方では東西方向のゆるいねり構造が推定される。すなわち、褶曲軸そのものも直線的ではなく、東または西にゆるく傾いているため、同一地帯が東西方向に連続せず、数回断続的に分布していると思われる。このようなことから、丹波帯・超丹波帯・舞鶴帯の高次オーダーの褶曲波面は南北だけではなく、東西方向でも水平に近いと考えられる。

まとめ

兵庫県とその周辺域における先白亜系基盤岩類の地質を総括し、3本のルートでそれぞれのマクロな地質構造を推論してきた。地表レベルでの地帯の出現順序はそれぞれのルートで大きく異なり、特にC-C'断面の北側での他のルートとの違いは著しい。3本の地質断面の構造解析から丹波帯以北の基盤岩類の地質大構造は以下のようにまとめられる。

(a)先白亜紀の基盤岩類は全体として1つの大きなナップ構造をつくっている。

(b)篠山盆地周辺の丹波帯や超丹波帯では、ナップの詳しい階層構造が解析されている。この結果を他の地域に適用し、各地帯の分布状況から推定すると、舞鶴帯以南では南北、東西、両方向ともほとんど水平な褶曲波面が描かれ、構造的低位のユニットはフェンスター、構造的上位のユニットはクリッペとみなされる。舞鶴帯以北でも、南部と変形様式を異にしているが、同様に高次オーダーではゆるい褶曲波面が描かれる。

(c)西方に移行するにしたがい、大江山オフィオライトと舞鶴帯との分布上での隔たりは大きくなり、兵庫-鳥取-岡山県境域では、兵庫県-京都府境域では見られない変成岩類や弱～非変成のジュラ紀付加体が広く分布している。

(d)舞鶴帯の構造的低位に位置する地質体を超丹波帯のメンバーと即断できない。衝上断層などによる構造的ギャップや地域的な上昇量の違いにより、丹波帯あるいは変成されたジュラ紀付加体に属する可能性もある。朝来-青垣地域の朝来山南方では舞鶴帯の夜久野岩類が丹波帯のII型地層群と接している。

(e)大江山オフィオライトと志谷層(三郡帯C)は全体のナップ構造に参加しているが、「北側のジュラ紀付加

体]に対する構造的ギャップが大きいことから、ナップ構造形成前に、大規模な衝上運動あるいは横ズレ運動によって移動してきた外来性の地質体と考えられる。

(f) 3本のルートの構造的累重関係を合成しナップの衝上地塊の構成を敢えて推測するならば、基本的には構造的低位から上位に向かい、非変成のジュラ紀付加体(丹波帯)→弱変成のジュラ紀付加体(智頭層と角谷層)→変成したジュラ紀付加体(三郡帯Aの八東層)→ペルム紀付加体(超丹波帯)→ペルム・三疊紀陸棚相と夜久野オフィオライト(舞鶴帯)→変成年代不詳の三郡帯変成岩(三郡帯B)→ペルム紀付加体(秋吉帯)→変成年代が石炭紀の三郡帯変成岩(三郡帯C)→オルドビス紀の超塩基性岩(大江山オフィオライト)の順になっていたと思われる。プレート収束域での付加プリズムの形成機構などから考えて、現在地表レベルで識別されるように、丹波帯→超丹波帯→舞鶴帯→秋吉帯の相対的な構造的累重関係は容認されるところと思われるが、その他については分布域が異なり、相互の関係を直接議論する地質学的資料に乏しいため断定できない。三郡帯変成岩の源岩の年代・岩相、変成作用を受けた時期、三郡帯と他の地質体との構造関係の究明などが今後の課題である。

(g) ナップ構造形成に関わる造構運動は篠山層群堆積時の白亜紀初期まで継続していたが、白亜紀後期の酸性火成活動の開始時にはほぼ終結し、ナップの基本構造が完成したといえる。

謝 辞

「兵庫の地質」の先白亜系基盤岩類の原稿作成と地質図編纂にあたり、多数のご高著別刷りをお送りいただいた以下の諸氏に厚くお礼申し上げます：早坂康隆(広島大学)；石賀裕明(島根大学)；石渡明(金沢大学)；栗本史雄(地質調査所)；黒川勝巳(新潟大学)；鈴木茂之(岡山大学)。また、同書、基盤岩類の執筆に当たり、多くの助言と励ましをいただいた藤田和夫先生(大阪市立大学名誉教授)；兵庫県土木地質図編纂委員会委員長をはじめ編纂委員の方々、種々協力を惜しまなかった佐々木良作氏(兵庫県土木部)、佐野正人氏(サンコーコンサルタント)に感謝します。

文 献

Caridroit, M., 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.*, **39**, 210-219.
後藤博弥(1986)兵庫県上月一龍野帯のペルム系龍野層群の再検討。地質雑, **92**, 663-674.

長谷見・浜中敬一・沖村雄二(1981)上郡帯東部(兵庫県竜野市付近)の古生界。中生代造構作用の研究, no. 3, 191-197.
長谷見・大岡隆・板東祐司(1983)舞鶴帯の御成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。
早坂康隆(1987)西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究。広島地学研究所報告, 27, 119-204。
早坂康隆・原郁夫(1987)鳥取県若桜-智頭のチャート-泥岩相の中生界。56, In, 日本の地質「中国地方」編集委員会(編): 日本の地質7「中国地方」, 290 p., 共立出版, 東京。
平山健・田中啓策(1955)7万5千分の1地質図幅「徳島」及び同説明書。地質調査所, 31 p。
広川治・東郷文雄・神戸信和(1954a)5万分の1地質図幅「大屋市場」及び同説明書。地質調査所, 31p。
広川治・東郷文雄・神戸信和(1954b)5万分の1地質図幅「但馬竹田」及び同説明書。地質調査所, 20 p。
兵庫県土木地質図編纂委員会編(1996)兵庫の地質-兵庫県地質図解説書・地質編一, 361 p.; 同一・土木地質編一, 236 p.; 兵庫県地質図(10万分の1); 兵庫県土木部。
猪木幸男・後藤博弥(1981)上郡帯の再検討。地質雑, **87**, 239-247。
猪木幸男・黒田和夫(1965)5万分の1地質図幅「大江山」及び同説明書。地質調査所, 81 p。
猪木幸男・弘原海清(1980)上郡帯の地質。広域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 74 p。
池辺展生(1961)兵庫県の地質大要。7-11; 外帯の変成古生層。45-46, In, 兵庫県地質図作成委員会(編)兵庫県地質産図説明書, 171 p., 兵庫県。
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. (1990) Ultra-Tamba Zone. In, Ichikawa, K. and others(eds.), Publication of IGCP Project No. 224: *Pre-Jurassic evolution of East Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Osaka, 97-107。
石賀裕明・楠利夫(1986)兵庫県西部の超丹波帯。大阪化石研究会誌, 特別号, no. 7, 167-174。
Ishiga, H. and Suzuki S. (1984) Discovery of Permian radiolarians and conodonts from the Shimomidani Formation in the "Maizuru Belt", Southwest Japan and its significance. *Earth Sci.*, **38**, 197-206。
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**, 301-310。
石渡 明(1989)日本のオフィオライト。地学雑誌, **98**, 104-117。
Ishiwatari, A. (1990) Yakuno Ophiolite and related rocks in the Maizuru Terrane. In, Ichikawa, K. and others(eds.), Publication of IGCP Project No. 224: *Pre-Jurassic evolution of East Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Osaka, 109-120。
神戸信和・広川治(1963)5万分の1地質図幅「佐用」及び同説明書。地質調査所, 29 p。
金属探査事業団(1988)昭和62年度広域地質構造調査報告書播但地域。通産省, 178 p。
小林文夫(1995)兵庫県地質関係基礎資料-1990年度~1992年度収集資料-。人と自然, no. 5, 37-43。
工藤浩・菅原利夫(1963)神戸市兵庫区山田町の古生層から紡錘虫化石の発見。地質雑, **75**, 633-635。
栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(1993)篠山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p。
黒川勝巳(1984)Ophiolitic Complex としての大江山岩体。DESK総研報告, 35-42。

- Kurokawa, K. (1985) Petrology of the Oeyama Ophiolitic Complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Sci. Rept., Niigata Univ., Ser. E*, no. 6, 37-113.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋(1995)広根地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 110 p.
- 中島和一・政岡邦夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良照・天野啓三(1986)淡路島北部の領家花崗岩類. 地球科学, **40**, 227-237.
- 中島和一・政岡邦夫・田結庄良照・杭田康弘(1985)淡路島中央部の領家帯一帯に花崗岩類の区分と相互関係について. 地球科学, **39**, 124-135.
- 中沢圭二(1957)上部三畳系難波江層群の化石帯と佐川期細分の検討. 一舞鶴地帯の層序と構造(その3). 地球科学, no. 31, 16-27.
- Nakazawa, K. (1958) The Triassic System in the Maizuru Zone, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, **24**, 265-313.
- 中沢圭二(1961a)夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類. 一舞鶴地帯の層序と構造(その9). 榎山次郎教授記念論文集, 149-161.
- 中沢圭二(1961b)舞鶴地帯の古生層. 39-44; 内帯の変成古生層. 44-45; その他の地域の三畳系. 53-54, In, 兵庫県地質図作成委員会(編)兵庫県地質鉱産図説明書, 171 p., 兵庫県.
- 中沢圭二・志岐常正(1954)兵庫県養父郡御破山地区の地質, 特に三畳系御破山層群について. 一舞鶴地帯の層序と構造(その2). 地質雑, **60**, 192-201.
- 中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎・野上裕生(1958)舞鶴地帯の中・下部三畳系. 一舞鶴地帯の層序と構造(その8). 地質雑, **64**, 125-137.
- Nakazawa, K. and Shimizu, D. (1955) Discovery of *Glyptopliceras* from Hyogo prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. Ser.*, no. 17, 13-18.
- Nishimura, Y. (1990) "Sangun Metamorphic Rocks": Terrane problem. In, Ichikawa, K. and others(eds.), Publication of IGCP Project No. 224: *Pre-Jurassic evolution of East Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Osaka, 63-79.
- 西村祐二郎・柴田賢(1989) "三郡変成帯" の変斑れい岩質岩石の産状とK-Ar年代. 地質学論集, no. 33, 343-357.
- Nogami, Y. (1959) Fusulinids from the Maizuru Zone, Southwest Japan. Part 2. Derived fusulinids. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, **26**, 67-80.
- 岡本正則・後藤博弥(1987)兵庫県山崎町西部における夜久野岩類と土万層との関係. 地質雑, **93**, 305-307.
- 尾崎正紀・栗本史雄・原山智(1995)北条地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101 p.
- ベルム・三畳系ワーキンググループ(1975)日本におけるベルム・三畳系境界付近の層序と対比. 地質雑, **81**, 165-184.
- Sano, H. and Kanmera, K. (1991) Collapse of ancient oceanic reef complex - what happened during collision of Akiyoshi reef complex? - Sequence of collisional collapse and generation of collapse products. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 631-644.
- 柴田賢・西村祐二郎(1989)三郡結晶片岩の同位体年代. 地質学論集, no. 33, 317-341.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生(1962)舞鶴層群の層序. 一舞鶴地帯の層序と構造(その10). 地質雑, **68**, 237-247.
- 諏訪兼位・濡木輝一(1968)淡路島の領家帯. 地球科学, **22**, 11-18.
- 鈴木茂之(1987)舞鶴帯東部の堆積史と造構史. 広島大地理学報告, no. 27, 1-54.
- 高橋浩・寒川旭・水野清秀・服部仁(1992)洲本地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107 p.
- 宇田聡(1984)大江山超塩基性岩体のカウ岩による接触変成作用および"cleavable olivine"の成因について. 地質雑, **90**, 393-410.
- 上村不二雄・坂本亨・山田直利(1979)若桜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91 p.
- 弘原海清・清水大吉郎(1963)兵庫県で発見された上部三畳系. 地質雑, **69**, 437-438.
- 吉澤甫(1949)西南日本領家帯に帯状配列するノーライト群. 地球科学, no.1, 11-16.

(1997年4月30日受付)

(1997年8月8日受理)