

丹後半島南西部の北但層群

永美 章*1・山内 靖喜*2

The Hokutan Group in the southwestern area of the Tango Peninsula, Kyoto Prefecture, west Japan.

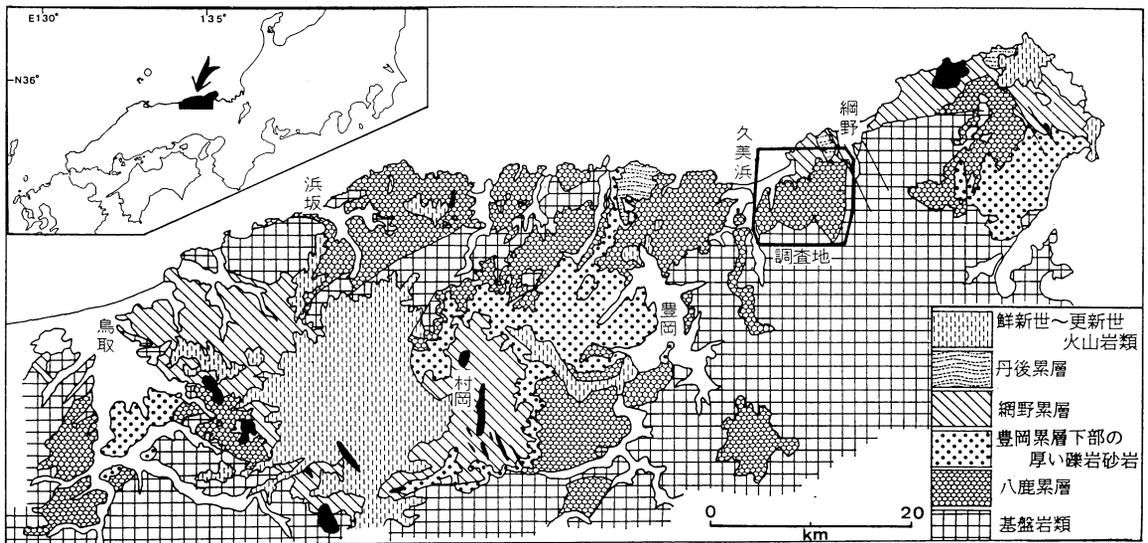
Akira NAGAMI and Seiki YAMAUCHI

I. はじめに

鳥取県東部から京都府の日本海沿岸部にかけて中新統が広く分布する。鳥取県側に分布する中新統は鳥取層群、兵庫県から京都府にかけて分布するものは北但層群（弘原海・松本，1958）とよばれている。弘原海ほか（1966）が指摘しているように、鳥取県東部から京都府にかけての日本海沿岸地域では、北東-南西に延びる基盤の高まりが雁行状に配列し、それらで区切られた湾状の地域と高まりの北側（日本海側）の地域

に北但層群と鳥取層群が分布する（第1図）。

北但層群については、弘原海・松本（1958）、松本・弘原海（1959）、池辺ほか（1965）などによって研究された。最近、北但層群の区分についての問題点が指摘されている（東，1977；山内ほか，1989）。そこで、北但層群の層序を再検討する目的で、本層群の下部から上部が比較的狭い地域に分布するとされている網野町と久美浜町の境界付近で、福田川と佐濃谷川に挟まれた地域において調査を行った（上村ほか，1974）。また、最初に北但層群を全域的に調べた弘原海・松本一

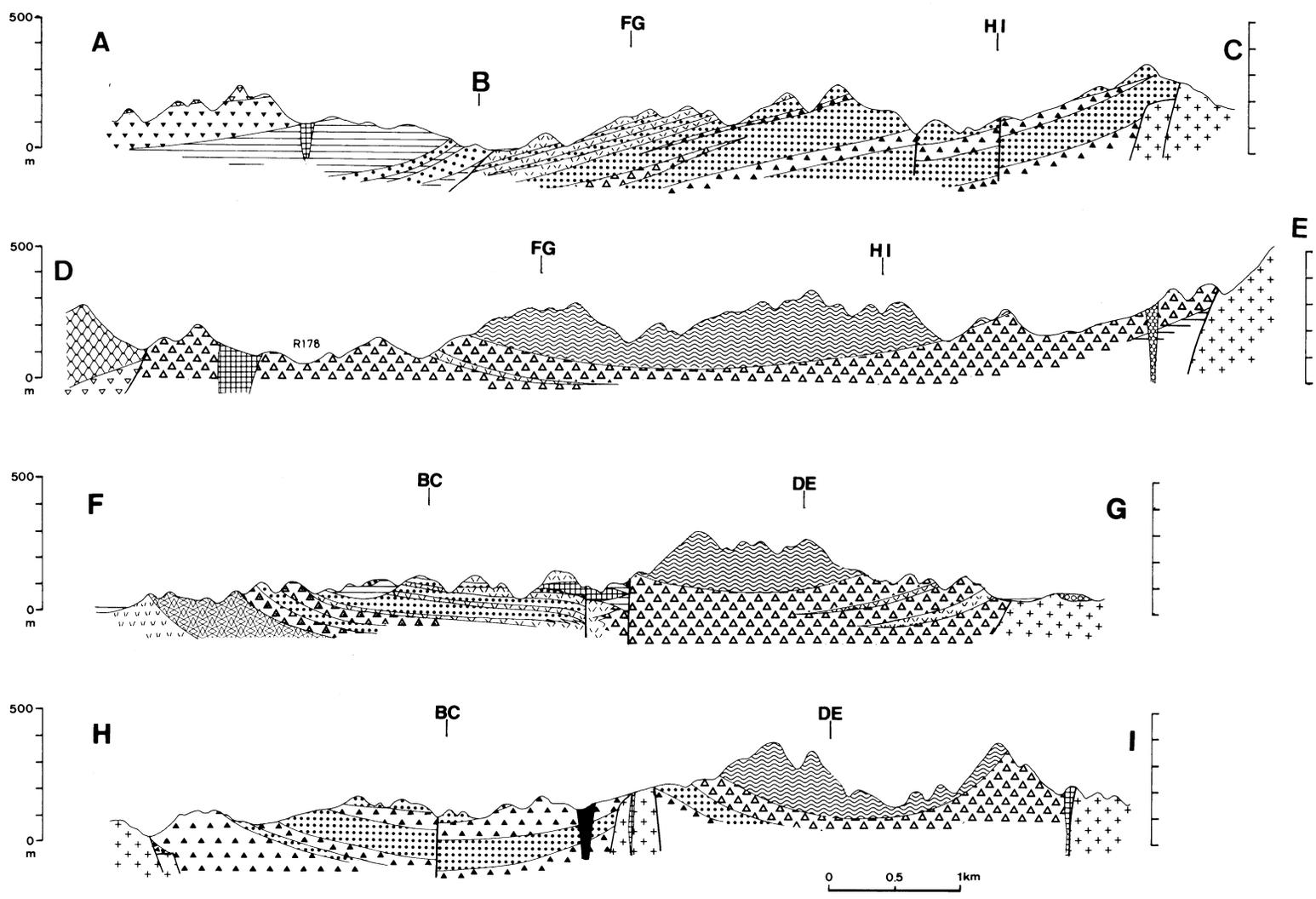


第1図 北但・鳥取層群の地質概略図

厚い礫岩砂岩以外の豊岡累層は八鹿累層と網野累層に含めてある。詳しくは本文を参照。

*1 日本基礎技術株式会社大阪支店：〒530 大阪市北区松ヶ枝町6-22

*2 島根大学地質学教室



第3図 地質断面図 (凡例は第2図に従う)

(1958) および池辺ほか (1965) は、この地域だけは地質図を公表していないことも、調査地に選んだ理由の一つである。

本論文をまとめるに当たって、大阪市立大学の古山勝彦博士と島根大学の三宅康幸博士は、現地において討論下さった。島根大学の大西郁夫教授は植物化石を、高安克己博士は貝化石を鑑定して下さいました。網野高校の糸井 照氏、地質計測株式会社の吉谷守人氏、および大阪市立大学の野藤孝弘氏は地質調査をお手伝い下さった。以上の方がたに心から感謝の意を表します。

なお、本研究の一部は永美 章が受託研究生として島根大学で行ったものであり、また、本研究に文部省の科学研究補助金総合研究A (No. 62302019) の一部を使用したことを明記し、関係各位に謝意を表す。

II. 層序と地質構造

1. 基盤岩類

本調査地の中新統の基盤は、一般に、淡紅色を呈し、石英・正長石・斜長石・黒雲母からなる粗粒な花崗岩で、調査地周辺に広く分布し、宮津花崗岩に対比されている (上村, 1977)。中新統の堆積盆地近くの花崗岩中には、固結した破砕帯がしばしばみられ、それらは堆積盆地の縁をなす高角不整合面に平行している。女布の北東約 500m では、花崗岩礫を含む安山岩火砕岩脈が花崗岩中に貫入し、安山岩脈に切られている。この位置は三原川累層の盆地の縁から約 1km 基盤側に入っており、火砕岩脈はN20Eの走向をもち、盆地の縁をなす高角不整合面に直交しているが、安山岩脈は高角不整合面にほぼ平行している。

2. 北但層群

調査地周辺の北但層群は、弘原海ほか (1966) によって、下位より八鹿・豊岡・網野・丹後の 4 累層に、さらに、各累層は幾つかの部層に区分されている (第 1 表)。しかし、本論では、不整合を境にして北但層群を 3 累層に区分し、下位より三原川・網野・丹後累層とよぶ。

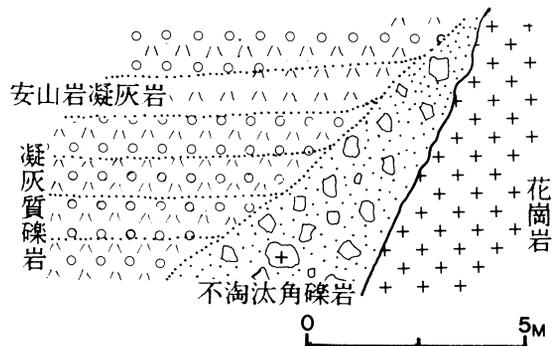
1) 三原川累層 (新称)

北但層群の下部をなし、基盤岩を不整合におおい、火山岩類を主体とし、局部的に厚い礫岩砂岩層を伴う地層を三原川累層とする。後で詳しくのべるが、本累層の分布地域には、東西にならぶ 2 つの堆積盆地が認められる (第 2, 3 図)。西側の盆地では宮津線付近より南側に、東側では高天山南麓から南側にそれぞれ本

累層が分布する。不整合関係をもって上位の網野累層と丹後累層におおわれ、岩相から沓分・佐内・俵野・下和田・新庄・切畑の 6 部層に区分される。

A. 沓分部層 (新称)

定義：三原川累層の最下部を構成し、高角不整合面に沿って局所的に分布し、基盤を不整合におおう不淘汰角礫岩。不淘汰角礫岩は、高角不整合面にへばりつくように分布し、上位層には低角なアバット関係でおおわれている (第 4 図)。



第 4 図 花崗岩と三原川累層の不整合露頭のスケッチ
沓分部層の模式露頭 (本文参照)。

模式露頭：沓分から関に通じる農道を約 500m 東にいき、そこから林道を約 200m 進んだ沢の底と側壁。

層厚：10 数 m 以上。

分布：東西両方の堆積盆地の縁辺にそって局所的に分布し、佐内部層の基底部だけでなく、新庄部層と基盤との境界にもみられる。

岩相：近接する花崗岩と同じ岩相の礫と細粒碎屑物からなり、礫は角～亜角で、一般に礫径は 5～10cm であるが、最大 30cm のものもみられる。

この不淘汰角礫岩層は、岩相と産状から弘原海ほか (1966) の高柳累層に対比されるが、鳥取グリーンタフ団研 (1989) が議論しているように、このような礫岩は縁辺相の一種であると考えられるので、一つの累層としない。

B. 佐内部層 (再定義)

定義：下限は大井南西の佐濃谷川右岸で沓分部層を低角のアバット関係でおおう安山岩溶岩層で、上限は日和田入口の道路の切割りでデイサイト凝灰岩に整合におおわれる礫岩層。三原川の北側では、俵野部層と指交関係にある。弘原海ほか (1966) の一乗寺・栃谷・佐内部層に対比される。

模式露頭：関より佐内・岡をへて日和田までの三原川沿い。

層厚：三原川沿いで約 600m, 盆地南部で最も厚く約 800m あり, 北方に向かって薄くなる。

分布：西側の盆地では三分と日和田を結んだ線より南側の盆地南奥部, 東側の盆地では三原川の上流で網野町と久美浜町の町境付近と久美浜町長野の谷の上流。

岩相：玄武岩質安山岩溶岩・凝灰岩と礫岩からなり, 佐内北方では流紋岩火砕岩を挟んでいる。安山岩溶岩は女布権現山北東山腹に広く分布するが, それ以外には関南方にわずかに分布するだけである。安山岩凝灰岩は細～中粒で, 全体に黒色を呈し, 一部に火山礫凝灰岩層を挟み, 本部層分布域全体に分布する。佐内南西約 1km の道路沿いでは, 淘汰が良く, 細かく成層していることから, 降下火砕岩と考えられる凝灰岩が露出している。

礫岩層は, 盆地縁辺部では, 淘汰が悪く, 最大 3m の花崗岩礫を伴い, 垂角～垂円礫を多く含み, 基質は主に花崗岩の細粒碎屑物からなり, その礫種は花崗岩と安山岩であるが, 前者が優勢である。一部には, 安山岩凝灰岩と砂岩層の薄層が挟まれている。

盆地縁辺部から中央部に向かって, 礫岩層は層厚が薄くなるとともに, 礫径は小さく, 巨礫がみられず, 垂円～円礫が多く含まれ, 礫種も花崗岩と安山岩が同程度, 基質は安山岩凝灰岩からなるように変化する。礫岩は全体に上方細粒化を示しており, 上部の一部では淘汰の悪いシルト岩層を挟む。

構造：西側の盆地では, 10～20°の傾斜角で北東ないし北西に傾斜し, 北方に開いた半盆状構造を構成している。

女布権現山によろごんげんやまの北西側では, 一部を除いて, 本部層は高角不整合面をなす基盤にアバットしている。北東側では, 本部層は基盤にオーバーラップしているが, 基盤との境界近くでは基盤の島状の高まりが盆地の縁に平行するように配列する。

化石：溝野の約 700m 南西から南東に延びる沢を約 150m 入った地点のシルト岩から, *Fagas* sp., *Quercus* (*Cyclobalanopia*) sp., *Comptoniophyllum japonicum naumani*, *Parrotia* sp., *Pteocarya* sp., の植物化石が産出する。

C. 俵野部層 (新称)

定義：佐内部層と指交関係にある流紋岩溶岩・火砕岩で, その下限は三分付近に分布する流紋岩凝灰岩で, 上限は溝野の西方約 250m で佐内部層の礫岩層に整合におおわれる流紋岩凝灰岩。弘原海ほか (1966) の甲山部層に対比される。

模式露頭：俵野川沿いに俵野の上流約 700m の地点から溝野に向かって約 1km の間。

層厚：三分東方で最も厚く, 約 480m の厚さをもつが, 溝野～三分の線より南側で急激に薄くなり, 尖滅する。俵野より北側では網野累層と砂丘堆積物に不整合におおわれるため, その層厚は不明である。

分布：西側の盆地の北西部を占め, 俵野～溝野を結んだ線より西側で, 三分より北側。

岩相：流紋岩溶岩・火砕岩を主体とし, 連続性に乏しい礫岩砂岩をしばしば挟む。三分東方では, 下位より青緑色を呈し, 平行ラミナが発達する流紋岩凝灰岩 (層厚 40m), 一部で弱溶結を示す同質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩 (40m), 下部は自破砕構造を, 中～上部は流理構造を示す同質溶岩 (170m), 最大 30cm 径の角礫を含み, しばしば凝灰岩の薄層を伴う同質凝灰角礫岩 (70m), 安山岩と花崗岩の大礫を含み, 流紋岩および安山岩凝灰岩層と一部で互層する礫岩 (80m), および, 最上部に軽石凝灰岩層を伴う流紋岩火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩 (80m) の順に重なる。

構造：三分から北北東に延びる長軸をもつドーム構造を形成しており, 調査地内ではその東翼が分布する。俵野の南西約 500m で, 平田に通じる道路沿いでは, 褶曲型のスランプ構造を示す厚さ 5m 以上の火砕岩層がみられる。その形態は S60°W→N60°E, すなわちドームの中心部から縁辺へのすべりを示すことから, 溶岩ドームの成長に伴って形成されたものと考えられる。

D. 下和田部層 (新称)

定義：下限を日和田入口の道路沿いで佐内部層の礫岩を整合におおうデイサイト凝灰岩, 上限を日和田～下和田間の稜線部に分布するデイサイト凝灰岩とするデイサイト凝灰岩と礫岩の互層。

模式露頭：下和田から南方に延びる沢沿い。

層厚：下和田～日和田間で最も厚く, 約 300m の厚さをもつが, 南南東に向かって薄くなり, 日和田南方で尖滅する。

分布：西側の盆地にのみ分布し, 溝野と岡田川の間山地と日和田から南に延びる沢の両側。

岩相：デイサイト凝灰岩と礫岩はそれぞれ数 10m の厚さをもって互層している。デイサイト凝灰岩は全体に白色を呈し, 細粒で淘汰が良いが, 一部の凝灰岩は青緑色を呈したり, 火山礫凝灰岩の薄層を挟む。下和田付近では炭化物片を多く含み, シルト岩層と砂岩層をしばしば挟む。

礫岩は花崗岩・安山岩・流紋岩の礫からなり, 花崗岩

礫が最も多く含まれ、流紋岩礫は極わずかである。基質は一般に酸性凝灰岩質であるが、花崗岩の細粒な碎屑物からなる部分もある。下部は主に大礫からなり、上位に向かって次第に細粒化し、上部では中礫からなる。佐内部層の礫岩に比べて、一般に本部層の礫岩は淘汰が良い。

構造：全体には、 $0\sim 20^\circ$ の傾斜角で北方に緩く傾斜しているが、岡田～日和田間の道路の東側では南北性の走向をもち、 $10\sim 30^\circ$ の傾斜角で東に傾斜する。

化石：模式露頭の沢を約 50m 入った左岸と約 100m 入った右岸、その東隣の沢の入り口、および府道関一岡田線から日和田に向かって約 200m 入った道路北側の切割りの凝灰質シルト岩層からは、佐内部層と同じ植物化石が産出する。

E. 新庄部層 (再定義)

定義：佐内の東方約 2km の沢で日和田部層の礫岩を整合におおい、上切畑付近で上位の切畑部層の溶結凝灰岩に整合におおわれるデイサイト軽石火山礫凝灰岩層。

模式露頭：新庄一加茂川間の国道 178 号線沿い。

層厚：新庄付近で 300m 以上、切畑南方で 200m 以上。

分布：東側の盆地に分布し、福田川西岸の山地を取り囲むように、上切畑南方から新庄・下岡東部・高天山南西麓をへて岡田東方に至る地域。

岩相：本部層は、デイサイト軽石火山礫凝灰岩とその間に挟まれる同質の凝灰岩を主体とするが、堆積盆地の南東縁と東縁では、局部的に不淘汰角礫岩を最下部に伴い、東側の盆地の壱分部層と比べて、この角礫岩の礫径は 5cm 以下と小さく、礫の含有率も少ない。

デイサイト軽石火山礫凝灰岩は、径 1~2cm の軽石と径が 1~3cm の同質の角礫を多量に含むが、基盤近くでは花崗岩の角~亜角礫を、切畑南方と岡田付近では軟泥礫を含む。とくに、岡田付近では、径数m の軟泥礫が観察される。また、模式露頭では炭化木片が多く含まれる。

デイサイト凝灰岩層は、一般に、粗粒で、白~淡緑灰色を呈し、郷南西では火山豆石を含む。高橋西方から新庄北西にかけての地域に広く分布するが、高橋付近では、厚さ 10m 以下の礫岩・砂岩層を伴い、同時に礫~砂質になり、新庄西方では泥質になる。碎屑岩層を伴う部分は、全体的に下和田部層と同じ岩相を示す。

構造：本部層は、基盤がなす高角不整合面にアバットし、全体としては切畑部層の溶結凝灰岩を取り囲むように、 $10\sim 20^\circ$ の傾斜角で緩く傾斜し、北方に開いた半盆状構造を形成している。

F. 切畑部層 (再定義)

定義：溶結凝灰岩からなる。下限は、上切畑周辺で新庄

部層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩を整合におおう溶結凝灰岩であるが、上限は不明である。一部では非溶結になり、新庄部層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩に漸移する。

模式露頭：郷水源地から上切畑までの福田川沿岸。

層厚：日和田と福田川間の山地中央部で最も厚く、300m 以上の厚さをもつが、周囲に向かって薄くなる。

分布：東側の盆地にのみ分布し、日和田と福田川間の山地と下切畑東側の山地。

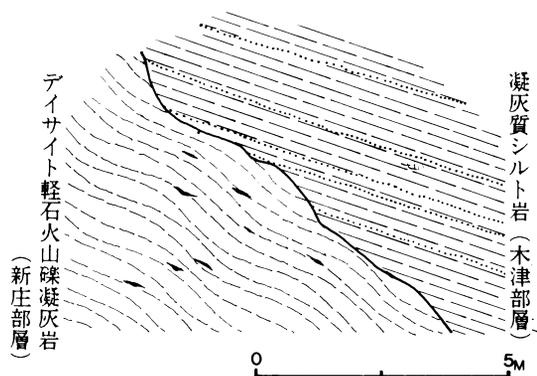
岩相：全体に黒灰色を呈し、ガラス質のレンズと石英の斑晶が目立つ溶結凝灰岩からなる。分布域の中央部では柱状節理がよく発達している。

構造：南北性の軸をもつ緩傾斜の盆状構造をなす。

2) 網野累層 (再定義)

下位の三原川累層を不整合におおい、下部は海成の碎屑岩層から、上部は火山岩類からなる地層で、丹後累層に不整合におおわれる。本累層は、岩相によって下位より木津・上野・夕日・五色浜の 4 部層に区別される。本累層の分布地は、大きく 3 地域に分かれている。加茂川~上野間の北側の山地には、全部層がそろっており、 $10\sim 30^\circ$ の角度で北に傾斜した同斜構造をなす。網野駅西側で下岡の南方に位置する山地では、上野部層から上位の地層が西~北西に傾斜した同斜構造をなしている。他方、国道 178 号線の南側では、溝野北方と岡田西方から岡田南方にかけての地域で、木津部層が三原川累層中に湾入するようにして、北に開いた小規模な半盆状構造をなして分布する。

木津、上野、夕日の 3 部層は、高角不整合面をもって三原川累層にアバットする。とくに、加茂川~中立



第 5 図 新庄部層と木津部層の不整合露頭のスケッチ
露頭の位置は、加茂川の若宮橋西方約 100m の三叉路の切割り。

間の国道の北側では、三原川累層新庄部層のデイサイト軽石凝灰岩が網野累層分布域内に幾つかの島状に分布する。その一つにおいて、木津部層の凝灰質シルト層がアバットしているのが露頭で観察された(第5図)。他方、五色浜部層は三原川累層にオーバーラップしている。

A. 木津部層

定義: 下限を日和田から岡田に通じる道路を約 500m 北方に行った東側の斜面に分布するシルト岩礫岩互層, 上限を木津から上野に至る山沿いの道路で黒色のシルト岩に整合におおわれる礫岩砂岩互層とする礫岩・砂岩・シルト岩の互層。

模式露頭: 木津から上野に至る山沿いの道路で、国道178号線から約 300m の間。

層厚: 木津付近で約 160m である。

岩相: 礫岩・砂岩・シルト岩の互層である。礫岩はチャート, 千枚岩, 圧砕花崗岩, 酸性火山岩類などの垂円〜円礫からなり, 宮津花崗岩の礫をほとんど含まない点, 三原川累層の礫岩と明瞭に区別される。礫径は 10cm 以下で, 淘汰がよく, 級化層理がよく発達する。岡田南方では, 礫岩はインブリケーションを示すが, それらは南からの流れを示している。また, 模式露頭では礫岩砂岩互層中にスランプ構造がみられる。

砂岩は主に淘汰のよい中粒砂からなる。シルト岩は細かな層理をもつ。本部層の上部には, 厚さ 20m 以下の凝灰質シルト岩層や酸性軽石凝灰岩層が数枚挟まれている。

B. 上野部層 (再定義)

定義: 下限を木津〜上野間の道路の沿いで礫岩砂岩互層を整合におおうシルト岩層, 上限を浜詰の運動公園の切割りで安山岩凝灰角礫岩層に整合におおわれる砂岩とする, シルト岩〜頁岩主体の地層。

模式露頭: 加茂川から北方に延びる谷。

層厚: 上野北方で最も厚く, 340m 前後の厚さをもつ。

岩層: 主に黒色頁岩からなるが, 一部はシルト岩からなる。本部層中部には厚さ 15m 前後のデイサイト軽石凝灰岩層が, 下半部には厚さ 1m 以下の酸性凝灰岩層が数枚それぞれ挟まれている。また, 最上部には 10~20m の厚さをもち, 木津部層と同じ岩相を示す礫岩砂岩層が発達する。

化石: *Thracia* sp., *Callista* sp., *Propeamusium tateiwai* などの二枚貝とウニ *Linthia* sp. が, 本部層中部を中心に産出する。また, 中期中新世を示す底生有孔虫群集の産出が報告されている(弘原海ほか, 1966)。

C. 夕日部層 (弘原海ほか, 1966)

定義: 浜詰で上野部層の砂岩を整合におおう安山岩凝灰角礫岩を下限とし, 調査地域外になるが, 塩江港北方約 300m の海岸で流紋岩凝灰角礫岩層に整合におおわれる安山岩火山礫凝灰岩を上限とする安山岩火山岩類からなる地層。

模式露頭: 塩江港から浜詰に至る道路沿い。

層厚: 塩江東側の山地で最も厚く, 約 210m の厚さもち, 東に向かって薄くなり, 加茂川北方の谷では 40m 前後の厚さになる。

岩相: 下位より厚さ 90m の安山岩凝灰角礫岩層, 厚さ 40m の玄武岩質安山岩溶岩層および厚さ 120m の安山岩火山礫凝灰岩層からなる。下部の安山岩凝灰角礫岩層は, その基底部には木津部層の礫岩と同じようなチャート, 千枚岩, 圧砕花崗岩などの先中新統の円礫を, 下部には安山岩とデイサイトの角礫を含むが, 上位に向かってデイサイトの角礫はしだいに減少し, 中部から上部にかけては安山岩の角礫だけが含まれるようになり, 礫の含有率も高くなる。

玄武岩質安山岩溶岩は, 一般に自破碎しているが, 塩江付近では柱状節理が発達する。

D. 五色浜部層 (弘原海ほか, 1966)

定義: 調査地域外になるが, 下限を塩江港北方約 300m の海岸で安山岩火山礫凝灰岩を整合におおう流紋岩凝灰角礫岩層, 上限を磯海岸で安山岩溶岩におおわれる流紋岩凝灰角礫岩層とする流紋岩火山岩類からなる地層。

模式露頭: 調査地域外になるが, 塩江北方約 1 km の五色浜周辺の海岸。

層厚: 塩江東側の稜線付近では 50m 以上。

岩相: 流紋岩火砕岩には凝灰角礫岩から凝灰岩まであり, 一般に白〜淡紅色を呈し, 含まれる礫は流紋岩の角礫のみである。一部には, 発泡のよい軽石が含まれる。五色浜周辺ではラミナの発達がよいが, 調査地内ではラミナはみられない。流紋岩溶岩は, 加茂川北方約 3km の山中では流理構造を示さず, β 型石英を含むが, 磯海岸では β 型石英を含まないで, 流理構造をもつというように岩相を変化させる。

3) 丹後累層 (弘原海ほか, 1966)

調査地北縁の高天山山腹に広く分布する安山岩火砕岩類は, 三原川と網野の両部層を不整合におおっている。この火砕岩類は調査地北方の磯まで追跡されることから, 弘原海ほか (1966) の丹後累層磯部層に対比される。



第6図 北但層群地質図

4) 岩脈類

北但層群堆積盆地内とその近くの基盤の花崗岩内には、玄武岩・安山岩・デイサイト～流紋岩の岩脈が貫入している。とくに、三原川累層の堆積盆地の縁辺部では、安山岩とデイサイト～流紋岩の岩脈がしばし高角不整合面に平行して貫入している。また、三原川累層と網野累層の境界付近では、安山岩と玄武岩の岩脈が多くみられる。これらの岩脈は他地域の岩脈に比べてその規模が大きき、50m以上の幅をもち、両累層の境界線にほぼ平行するか、両累層を境する断層の延長上に位置している。

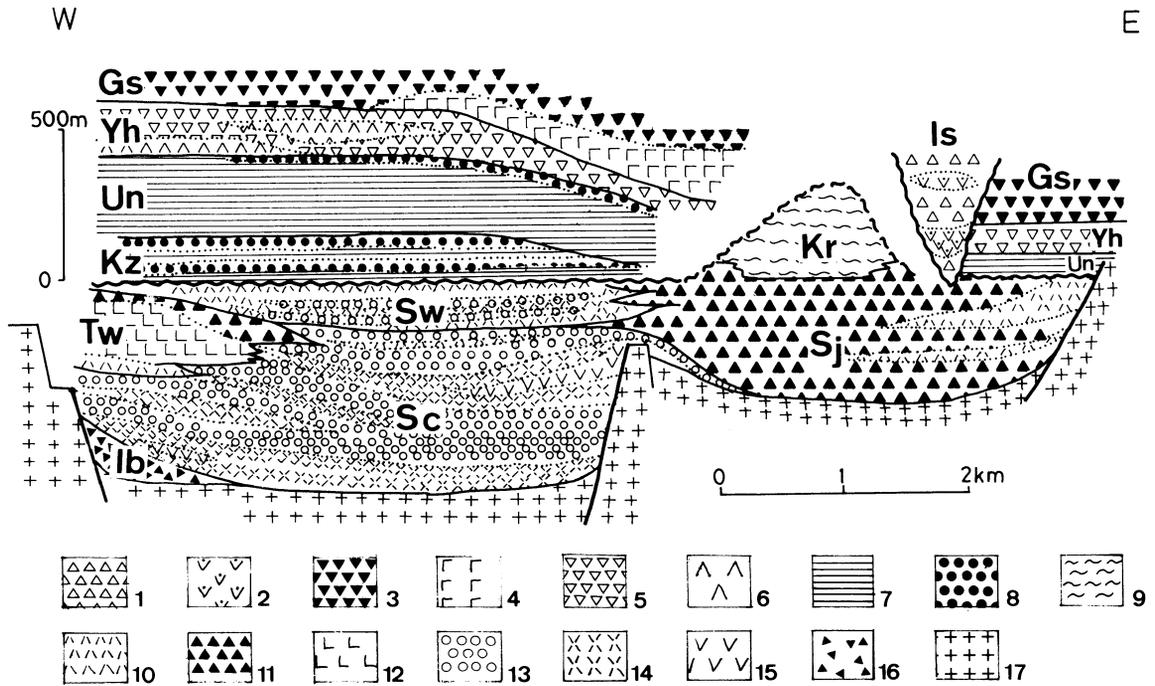
岡田～日和田間の道路に沿って、木津部層中に貫入している安山岩の岩床がみられるが、その厚さは

20m以上と推定される。

これらの岩脈の貫入時期と岩脈の新旧関係は不明である。

3. 地質構造

本地域の北但層群の構造を部層単位の地質図上に表した(第6図)。本層群は、全体としては北～北西に緩く傾斜した同斜構造をなしているが、三原川累層は福田川沿岸と三原川沿岸にそれぞれ半盆状構造を形成する。この2つの半盆状構造は東西に並び、その境界部には2本の断層が南北に走り、盆地の南縁部では基盤が断層に沿って半島状に北に張り出している。これらのことから、2つの半盆状構造はそれぞれ一つの堆積盆地を反映していると推定される。南北に走る2本の



第7図 北但層群の層序断面図

1～2：丹後累層（1：安山岩火砕岩，2：同質溶岩），3～8：網野累層（3：流紋岩火砕岩，4：同質溶岩，5：安山岩火砕岩，6：同質溶岩，7：頁岩～シルト岩，8：礫岩砂岩），9～16：三原川累層（9：溶結凝灰岩，10：デイサイト～流紋岩凝灰岩，11：同質火山礫凝灰岩，12：流紋岩溶岩，13：礫岩砂岩，14：安山岩火砕岩，15：同質溶岩，16：不淘汰角礫岩），17：宮津花崗岩。

Is：磯部層，Gs：五色浜部層，Yh：夕日部層，Un：上野部層，Kz：木津部層，Kr：切畑部層，Sj：新庄部層，Sw：下和田部層，Tw：俵野部層，Sc：佐内部層，Ib：老分部層。

断層に挟まれた部分は、地溝状に落ちており、その落差は100～200mである（第3図）。

Ⅲ. 議 論

1. 対比について

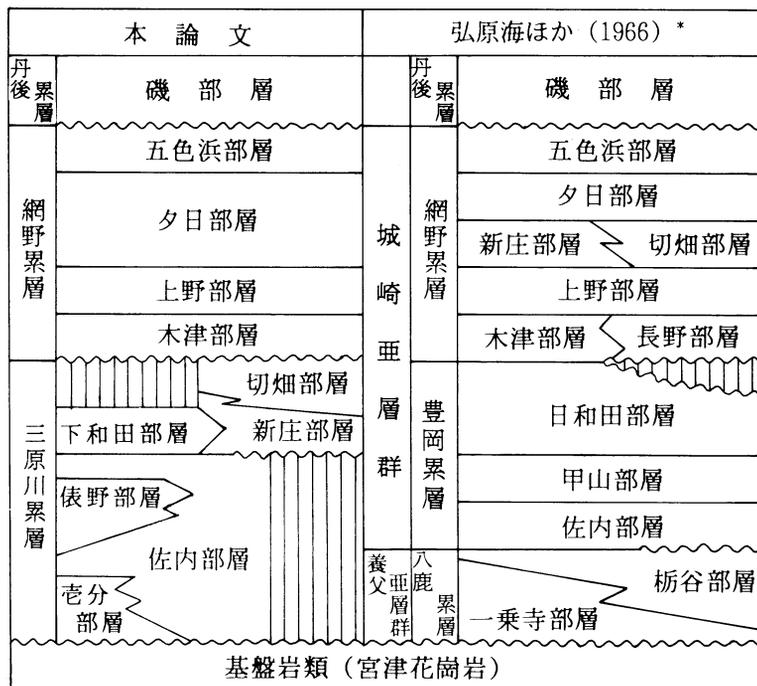
先に述べたように、三原川累層の分布域には東西に並ぶ2つの堆積盆地が認められる。従来の研究によれば、西側の盆地には豊岡累層が、東側には網野累層が分布し（弘原海ほか，1966；石田・久富，1987；山内・星住，1988），両者は断層で境されると考えられていた（石田・久富，1987）。すなわち、下和田部層と新庄部層は、部分不整合関係をもって上下の関係にあり、新庄部層と切畑部層は上野部層を整合におおおうと考えられてきた。

しかし、本論では、前述のように、新庄部層は木津・上野両部層に不整合におおわれるとした。さらに、

従来、新庄部層は上野部層を整合におおおうとされていたが、加茂川の北方で上野部層は夕日部層の安山岩火山岩類に広くおおわれていることも、この結論を支持する。

また、新庄部層と下和田部層の同時異相の関係、あるいは佐内部層と新庄部層の整合な上下関係も従来の層序と異なる。このことは、先の討論を踏まえて、次の2つの事実から推定される。まず第1は、佐内部層と新庄部層の関係は露頭で直接観察されていないが、三原川の上流で網野町と久美浜町の町境付近、久美浜町長野の谷の上流、および日和田付近で佐内部層が新庄部層におおわれることである。第2の事実、下和田部層と新庄部層のデイサイト凝灰岩と礫岩は互いに岩相が類似することである。このことは、両部層が同時異相の関係にあることを示唆している。

表1 網野一久美浜間の北但層群の層序



* 池辺ほか (1965) も参考にした。

以上の議論をまとめ、各部層の関係を層序断面図に示す (第7図)。三原川累層は、岩相の類似から鳥取層群の八頭累層に、すなわち下部中新統に対比されると考える。有孔虫化石 (弘原海ほか, 1966) と丹後半島先端部の相当層の放射年代 (山元・星住, 1988) から、網野累層と丹後累層は中部中新統に対比される。三原川累層は植物化石のみを産出し、溶結凝灰岩を伴うことから、淡水下ないし陸上に堆積したと推定される。

2. 豊岡累層について

北但層群の層序区分の模式地 (弘原海・松本, 1958) は、本調査地の南西約 20km の豊岡市から村岡町にかけての地域である。その定義によれば、北但層群下部を構成する玄武岩質ないし安山岩質火山岩類層を八鹿累層と、それを不整合におおい、下部に礫岩砂岩層を伴い酸性火山岩類を主体とする地層を豊岡累層とした。豊岡累層を整合におおい、流紋岩凝灰岩層を下部に伴い、砂岩・頁岩を主体とし、海生動物化石を多産する地層を村岡 (網野) 累層とした。その後、この層序は北但層群分布域全体に適用された。

しかし、本調査地では、従来の層序区分によれば八

鹿累層と豊岡累層に対比される地層が分布し、それらは整合一連に重なっている。また、浜坂の北但層群も八鹿累層と豊岡累層に区分されていたが、山内ほか (1989) によれば、それらは整合に重なる安山岩火山岩類とデイサイト火山岩類の互層からなる。また、本調査地の西隣の久美浜町西部においても、礫岩砂岩層が厚く分布するとされていたが (弘原海・松本, 1958)、礫岩砂岩をわずかに伴って、デイサイト～流紋岩火山岩類が広く分布し、それらは八鹿累層に対比される安山岩類を整合におおっている (吉谷, 1983)。

すなわち、地域によっては、北但層群の下部層は、八鹿累層に対比される安山岩類だけでなくデイサイト～流紋岩の火山岩類をも伴っている。しかし、従来は、これらのデイサイト～流紋岩の火山岩類は八鹿累層を不整合におおう豊岡累層として区分されてきた。

他方、模式地では豊岡累層の下部には厚さ数 100m の礫岩砂岩層が伴われる。弘原海ほか (1966) は、豊岡累層の火山岩類が厚く分布する地域では、礫岩砂岩層は薄くなるとしている。しかし、厚い礫岩砂岩層は、北東～南西に延びる基盤の高まりの南側で、基盤の高まりに囲まれた湾状の地域にのみ分布し、八鹿累

層を不整合におおっている(第1図)。

この礫岩砂岩層は上方細粒化を示し、良く成層しており、上部のシルト岩層からはしばしば植物化石を産出することなどから、扇状地成堆積物と考えられている(弘原海ほか, 1966; 上村ほか, 1979)。最近の研究(山元・星住, 1988; 鳥取グリーンタフ団体研究グループ, 1989)によれば、豊岡累層に対比される礫岩砂岩あるいは相当層と考えられる鳥取層群の円通寺礫岩砂岩層は、浅海成層に整合におおわれる。

以上の議論をまとめると、北東—南西に延びる基盤の高まりの南北両側では、これまで豊岡累層に対比されていた地層の層準が異なる場合がある。すなわち、南側で豊岡累層に対比されていた礫岩砂岩層は、下部中新統を不整合におおひ、中部中新統の最下部を構成する。他方、北側で豊岡累層に対比されていた酸性火山岩類と碎屑岩類は下部中新統に対比される。

3. 三原川累層堆積盆地の発達史

調査地の三原川累層は、東西2つの堆積盆地に堆積している。高角不整合面と不淘汰角礫岩の存在、および高角不整合面に平行する固結破砕帯が基盤岩中に認められることから、この2つの堆積盆地は、共に基盤の陥没によって形成されたと推定される。

しかし、西側の盆地には佐内・俵野・下和田部層が厚く分布するが、東側の盆地では佐内・下和田部層がその西縁にわずかに分布し、主に新庄・切畑部層が厚く分布する。また、両盆地の境界部で佐内部層が東に向かって撓曲している。この2点から、2つの堆積盆地は時期を違えて形成されたと考えられる。まず、西側の盆地が形成されて、佐内部層が堆積した後に、東側の盆地が形成されて、新庄・切畑の両部層が堆積した。

IV. ま と め

今回の調査の結果、次のことが明らかになった。

本調査地の北但層群は、不整合関係から三原川、網野、丹後の3累層に区分される。岩相から、三原川累層は6部層に、網野累層は4部層にそれぞれ区分される。従来、本地域において八鹿累層と豊岡累層に区分

されていた地層は、互いに整合関係にあり、下部中新統に対比される。

三原川累層の堆積盆地は、2回の陥没によって形成されている。三原川累層の多くは淡水域に、末期には乾陸上に堆積した。三原川累層堆積後に、多分陥没によって堆積盆地が発生し、その南縁に扇状地～三角州成堆積物が堆積し、続いて海進が起きている。

なお、従来豊岡累層に対比されてきた地層の問題点を指摘したが、このような観点で北但層群の模式地である豊岡市～村岡町を再検討する必要がある。

文 献

- 東 洋一, 1977: 京都府奥丹後半島における中新統の層序について. 京都地学, 6, 1-6.
- 池辺展生・弘原海清・松本 隆, 1965: 北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序. 日本地質学会第72年年会見学案内書, 28P.
- 石田志朗・久富邦彦, 1987: 山陰・北陸区, 日本の地質6, 近畿地方, 112-119.
- 鳥取グリーンタフ団体研究グループ, 1989: 鳥取市南および東方の鳥取層群の層序と構造. 地団研専報, no. 19, 85-104.
- 上村不二雄・坂本 享・山田直利・猪木幸男, 1979: 20万分の1地質図 鳥取, 地質調査所.
- 山元孝広・星住英夫, 1988: 丹後半島新第三系の層序と火山活動. 地質雑, 94, 769-781.
- 山内靖喜・寫田博之・吉谷昭彦, 1989: 陥没盆地周辺の角礫岩脈—堆積盆地発生期の引張性断裂. 地団研専報, no. 19, 161-173.
- 吉谷守人, 1983: 豊岡北部における新第三系の層序と構造について. 島根大学卒業論文(手記).
- 弘原海清・松本 隆, 1958: 北但馬地域の新生界層序—近畿西北部の新生界の研究(その1). 地質雑, 64, 625-637.
- ・池辺展生・松本 隆, 1966: 近畿北部の新第三系の対比—近畿西北の新生界の研究(その3). 松下進教授記念論文集, 105-116.