

福井県野島崎での前期ジュラ紀放射虫化石の発見と その地質学的意義

服部 勇*・田賀秀子*

Discovery of Early Jurassic radiolarian fossils at the Nojima-saki Area,
Fukui Prefecture, and its geological significance.

Isamu HATTORI* and Hideko TAGA*

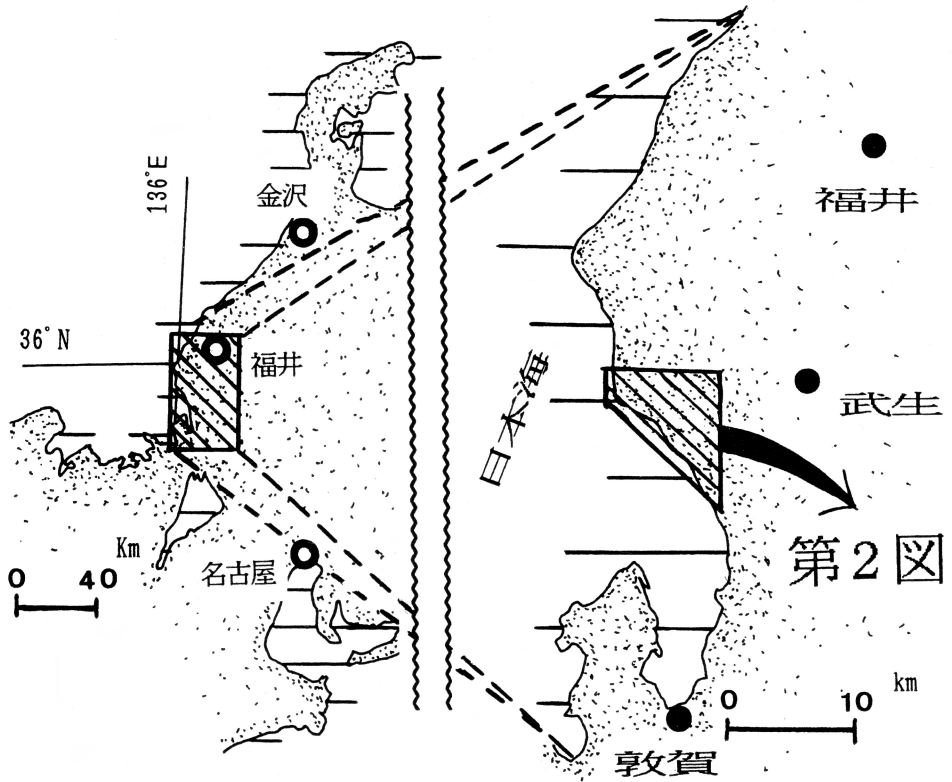
要旨：福井県野島崎は中新世前期の西谷流紋岩から構成されている。岬の突出状況と流紋岩の帯状分布から、この流紋岩は、一見岩脈状に貫入したように見える。今回流紋岩の基底に前期ジュラ紀の放射虫化石を含む堆積岩が発達することが確認された。詳細な地質調査の結果、この流紋岩は岩脈として存在するのではなく、河野村に広く分布する西谷流紋岩の溶岩流の一部であることが判明した。この新事実に基づいて、河野村地域の地下に発達する西谷流紋岩の分布パターンが推定され、さらに、甲楽城断層等の変位量解析を行った。

1. はじめに

福井県越前町^{カレイ}干飯崎と野島崎の地域（第1図）は甲楽城断層（福井県, 1969）と吉野瀬川断層（福井県, 1969）との交差点に位置し、複雑な構造変形を受けている。そのため、この地域の地質の分布も変化に富む。従来^{カブラギ}の知識（福井県, 1969, 1982）でも、干飯崎から北2 kmの間の海岸線とその東1 kmの範囲には、二畳紀碎屑岩、ジュラ紀碎屑岩、地質時代不明の緑色岩（多分古生界）、チャート（多分三畳紀）、白亜紀足羽累層（茂原層）、流紋岩（濃飛流紋岩）、花崗岩、中新世最前期流紋岩（西谷流紋岩）、中新世前期安山岩質凝灰角礫岩（糸生累層^{イトワ}）、第四紀海成段丘堆積物が露出していることが分かっていた。この混雑した地質の分布には甲楽城断層と吉野瀬川断層の活動も関係していよう。

活断層研究会(1991)によれば、甲楽城断層は确实度IIのB級活断層である。しかし、确实に甲楽城断層の断層露頭といえるものは見つかっていない。一方、吉野瀬川断層は活断層と認定されていないので、地質断層の可能性はあるが、飛驒帯と美濃帯の境界に位置し、地形的にも地質的にもたいへん明瞭かつ重要な断層である。

* 福井大学教育学部地学教室（〒910 福井市文京3-9-1）

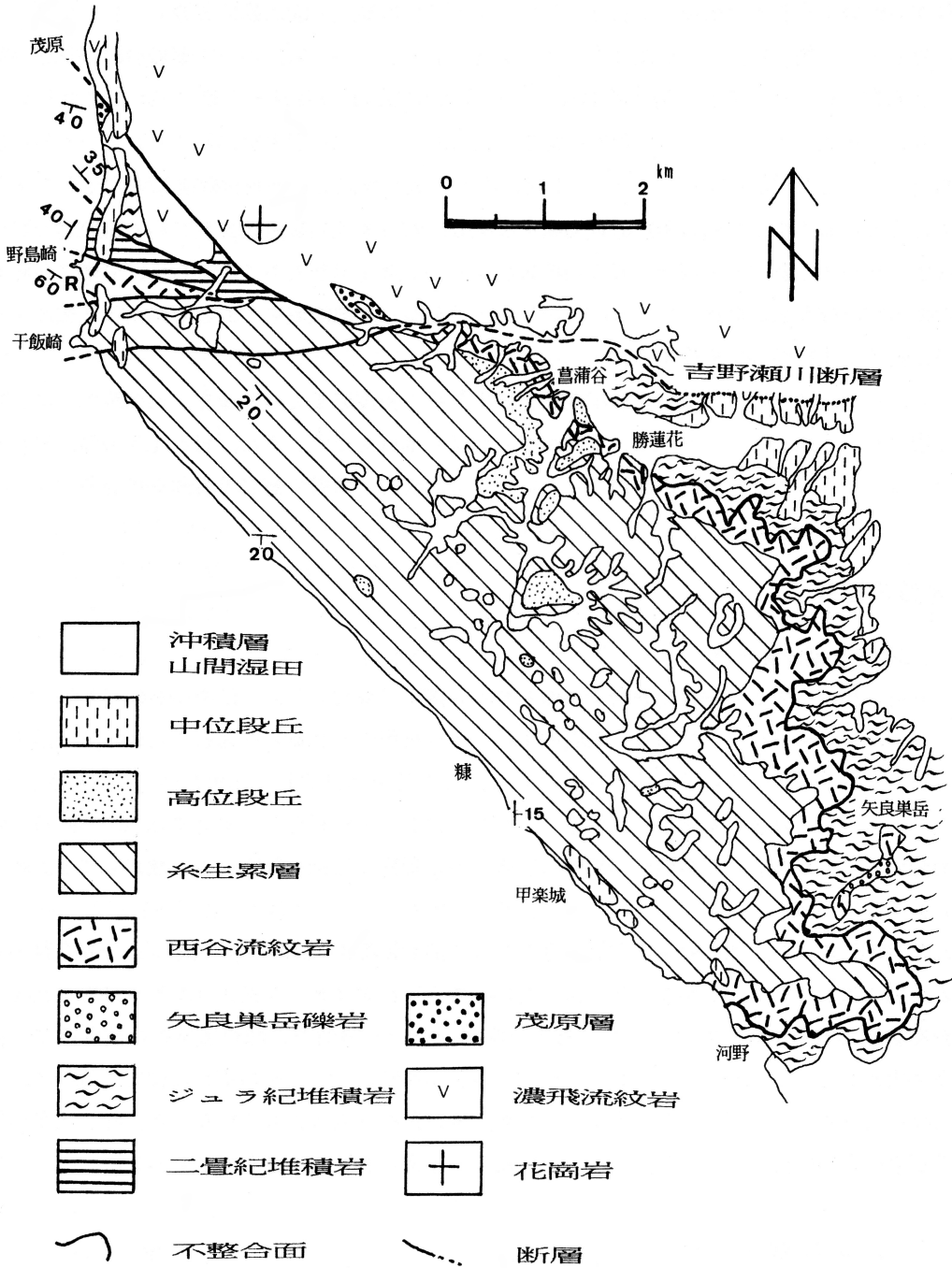


第1図 調査地域（河野-干飯崎地域）を示すインデックスマップ。

今回、越前町野島崎の突出を構成している中新世最前期流紋岩の直下からジュラ紀初期の放散虫化石を含む地層の存在が確認されたので、その報告を行い、併せて、本地域の地質分布を規制している甲楽城断層と吉野瀬川断層の活動様式を吟味しながら、この地域の複雑な地層分布に関する新解釈を提案する。特に甲楽城断層についてはその主要変位が縦ずれか横ずれか、はっきりしていないので、その点についても言及する。

2. 地質概説

この地域の地質は第2図に示すように、越前町の海岸部、吉野瀬川断層の北側および南側とに3分できる。越前町の海岸部には、古期岩石群が分布し、そのうち、化石年代が判明していたのは、二疊紀後期の碎屑岩層（梅田・服部, 1987）とジュラ紀前期の碎屑岩層（Hattori, 1984）である。二次化石として多数の紡錘虫化石を含む碎屑性石灰岩（いわゆる allodapic limestone）がジュラ紀前期の頁岩主体層中にブロックとして存在する。茂原の海岸には緑色岩（一部枕状溶岩）が分布する。化石年代は得られていないが、南条山地との岩石種の類似性から、この緑色岩類は二疊紀ないし石炭紀に対比される。



第2図 河野-干飯崎地域の地質図。調査地域西部の干飯崎-野島崎間のRはジュラ紀前期放射虫化石を産出した地点を示す。地点Rにはジュラ紀堆積岩が露出しているが、狭小であり、図には示されていない。勝蓮花の北東側において中位段丘の基盤の一部に二畳紀堆積岩類似層が分布している。吉野瀬川断層の破碎帯の一部が勝蓮花を通る東西の谷（吉野瀬川）にも分布している可能性が大きい。吉野瀬川断層は千合谷（葛蒲谷の西）から西では放射状に分岐していることに注意。

吉野瀬川断層より北側の地域では白亜紀ないし古第三紀の酸性火成活動に関連した岩石が分布するのに対して、南側では、古生代及び中生代前半（三畳系とジュラ系）等の古期岩石群（ジュラ紀以前の岩石群）の上に中新世以降の地質体が広く分布している（塚野・三浦, 1954）。これらの新期岩石群は、年代の古い方から、1) 茂原の海岸に露出し、白亜紀足羽累層に対比されている黒色礫質堆積岩からなる茂原層（福井県, 1969）、2) 越前町の山地を構成し、濃飛流紋岩に対比されている流紋岩とそれに貫入する花崗岩類、3) 野島崎を構成し、西谷流紋岩に対比されている流紋岩、4) 河野村に広く分布する安山岩及びその凝灰方礫岩類からなる糸生累層である。さらに、5) 米ノから北方に向かって海成段丘が発達している。このうち、1)と2)は北部地域に、3)と4)は南部地域に、そして5)は両方にまたがって発達する。

以下の記述で、断りのない限り、海岸地域とは干飯崎から茂原までの地域を、南部地域とは吉野瀬川断層より南の地域を、北部地域とは同断層の北側の地域を指す。また、岩石記述の際、流紋岩については、中部日本で一般的に使用されている濃飛流紋岩、西谷流紋岩の名称を用いる。

3. 地質の記載

3-1. 二畳紀後期碎屑岩類

この碎屑岩類は中粒から細粒の砂岩を主体とする。露出・風化した部分はやや赤味がかかった茶色であるが、新鮮な部分は灰色である。頁岩の小パッチ（長径1～2mm）を含むことがある。鏡下では、基質とサンドサイズの粒子の比率がおおよそ4:1程度と判断され、泥質な砂岩に分類される。サンドサイズの粒子はほとんどが石英であり、まれに白雲母と汚れた長石が含まれる。石英粒子は波動消光するものが多い。石英粒子の周囲はいろいろな程度に溶蝕されている。散点的に二次的な方解石もできている。

福井県(1982)による土地分類基本調査では、この碎屑岩類を南条山地ジュラ系下部の春日野相中の砂岩卓越相に対比した。しかし、その後、この碎屑岩類に含まれる珪質化したやや細粒な部分から二畳紀後期の放散虫化石が見つかり（梅田・服部, 1987）、丹波帯と超丹波帯の中間的性格を持つ地質体であると推定された。しかし、上述した砂岩の性質は超丹波帯のそれに似ているので、全体的には超丹波帯のメンバーとしてもよい。なお、地質図には表現されていないが、超丹波帯類似の岩石が勝蓮花^{ショウレンガ}の吉野瀬川北岸に分布する中位段丘の下部にわずかに分布している。

3-2. ジュラ紀前期頁岩主体層

やや緑色かかった頁岩を主体とするが、風化により、黒色になり、さらに白茶色になる。鏡下では、個々の粒子が識別できない基質に、まれにシルトサイズの石英粒子が浮かんでいる。ラミナに沿って比較的粗粒な（といっても中粒の）斜長石が並ぶことがある。この頁岩主体層には、長径が最大30mに達する大小様々な異地性の異質岩塊が含まれる。それらは三畳紀(?)チャートであったり、石灰岩タービダイト・赤色頁岩の互層であったりする（Hattori, 1984）。特に、後者からは水

玉髄 (lutecite, 服部, 1989) が本邦では始めて見つかった (服部, 1985)。頁岩そのものからはジュラ紀前期の放射虫化石が見つまっている (Hattori, 1984)。このような性質から、この頁岩主体層は東方の南条山地に分布する春日野相に対比できる。

3-3. 時代不明緑色岩類

茂原の海岸に南北50m, 東西30m程で露出する枕状溶岩で、玄武岩質である。緑色化している。石英や方解石の脈が無数に発達する。鏡下の観察によれば、二次的にパンペリー石が晶出している。この緑色岩は前記のジュラ紀前期頁岩主体層中の巨大ブロックである可能性が強いので地質図 (第2図) ではジュラ紀堆積岩に含められている。この緑色岩の噴出年代は不明であるが、美濃・丹波帯の地質状況から判断すると、石炭紀ないし二畳紀の可能性が高い。

3-4. 茂原層・濃飛流紋岩・花崗岩

これらは白亜紀末期ないし新生代初頭の酸性火山活動に伴う一連の地質体である。陸上で起こった火山活動開始時に陸上の凹地に堆積した地層の一部が茂原層であり、それらを被覆するように噴出した非常に厚い流紋岩が濃飛流紋岩 (この地域では面谷流紋岩とか宮崎村流紋岩と呼ばれることもある) であり、その流紋岩の噴出は花崗岩の貫入により終了した。このうち、茂原層は中部地方の飛騨帯と美濃帯の境界に沿って細長く分布する足羽累層に対比されている (福井県, 1969)。また、花崗岩は本邦で新期花崗岩と総称されている深成岩体の一部である。

3-5. 西谷流紋岩

野島崎を構成している赤紫色ないし赤褐色の溶結凝灰岩質の石英安山岩ないし流紋岩であり、この地域では西谷流紋岩と呼ばれている。野島崎における西谷流紋岩の分布はそれが岩脈であるかのように見えるが、後述する理由から否定される。この流紋岩は長石の斑晶を含むことで濃飛流紋岩と区別がつくとされているが、場所によっては両者の識別は不可能である。矢良巢岳とその南に孤立して分布する西谷流紋岩は基底にチャート礫を多量に含む礫岩 (矢良巢岳礫岩) が発達する。

越前町小樟地域の西谷流紋岩のフィッシュントラック (F T) 年代は21.7Maである (中島等, 1983)。西谷流紋岩は次に記述する糸生累層の直下に発達し、地質図 (第2図) においても糸生累層を取り巻くように分布している。中新世初頭における日本海開裂に関係して噴出したとされている。

3-6. 糸生累層

河野村から丹生山地南半に広く分布する安山岩質溶岩とその凝灰角礫岩、凝灰岩である。日本海の開裂が活発化したときの火山作用の産物である。ほとんどが陸上に堆積 (流出) したものであるが、少量の凝灰岩などは浅い海や湖に堆積した。地質時代は中新世前期ないし中期とされている。丹生山地中部の糸生累層のK/Ar年代とF T年代は14-18Ma 辺りに集中する (中島等, 1991)。

3-7. 海成段丘堆積物

越前海岸に分布する海成段丘の区分とその形成時期については三浦(1991)と山本等(1996, 印刷中)が研究しているが、彼らの見解の間には部分的に不一致が存在する。ここでは、基本的に山本らの見解に従うことにする。

ここに区分される堆積物は、調査地域の海岸に沿った標高100m未満の所に発達する平坦面を被覆する堆積物である。平坦面そのものは中位(山本等のM₁, M₂面)の海成段丘面であり、約10万年前から12.4万年前に形成されたものである(山本等, 1996)。平坦面を被覆する堆積物は海成砂が主であるが、非常に薄く、平坦面上に確認できない場所も多い。また、土地分類基本調査「鯖江・梅浦」図幅(福井県, 1982)や岡島・山本(1995)の調査報告では、高位(D₁面)段丘などのその他の段丘も確認されているので、今回提出する地質図にはそれらも付記した。この高位段丘の形成時期については三浦(1991)は20万年前としているが、最近の研究によれば、30万年前あるいはもっと古期の可能性がある(山本博文, 私信)。

3-8. 沖積層および山間湿田

沖積層はおもに河川沿いの平地に薄く分布している。山間湿田とは、山間部に局所的に開墾されている湿田を指す。それらの一部は休耕地であったり、放棄田であったりする。山間湿田の分布は一樣ではなく、最近の地殻変動や地質を反映しているように見える。

4. 西谷流紋岩に被覆されるジュラ紀前期頁岩主体層

今回見つかったジュラ紀前期頁岩主体層が含む放散虫化石(図版1)は*Canoptum rugosum*や*Relanus*等であり、それらはおおよそPleinsbachianの地質年代(ジュラ紀前期後半)を示す。この年代は、3-2で記述したジュラ紀前期頁岩主体層中の放散虫化石の年代(Sinemurian～Pleinsbachina)とはほぼ同時期であり、南条山地の春日野相中から見つかる放散虫群の示す年代範囲にあること、含放散虫岩の岩質が春日野相中の岩石(服部・吉村, 1982)に類似することから、東方の南条山地に分布する春日野相の一部と考えられる。このことから、西谷流紋岩の基盤としての春日野相相当層が東の矢良巢岳から干飯崎、野島崎まで地下に分布していることが推定される。

この今回放散虫化石が得られた露頭は周囲を完全に西谷流紋岩に囲まれており、西谷流紋岩の下位にあることは疑いない。両者が直接接しているところは見つからないが、年代関係と周囲の地質状況から不整合関係と判断される(写真2)。また、今回の発見により、野島崎を構成している西谷流紋岩は岩脈として存在するのではなく、溶岩流の両側を断層で切断され、あたかも岩脈状に存在していることが明らかとなった。事実、この地点の西谷流紋岩の基底には火砕岩が伴われている。露頭の位置は海水面ぎりぎりがあるので、この地点の西谷流紋岩の厚さは海水面を基準に考えればよい。よって、この地点では、西谷流紋岩の厚さは150m未満である。

東方の矢良巢岳付近では、西谷流紋岩自体はほぼ水平ないし緩く(<10°)南西に傾斜している

とみなしてよく、その厚さは厚いところで100m程である。以上のことから、今回の調査地域での西谷流紋岩の厚さは100ないし150mであると判断される。

5. 西谷流紋岩および糸生累層の分布構造

今回の調査と既存の調査報告（塚野・三浦, 1954：福井県, 1969）等によれば、西谷流紋岩は糸生累層と密接に伴って分布しており、後者の基底に広く分布していると思われる。西谷流紋岩の基底の標高は、北東側（矢良巢岳近辺）では300mから350mであるのに対して、南側の河野集落や西側の野島崎では海岸に露出するので、いわゆる西谷流紋岩の基底面（不整合面）は緩く南西に傾いていると思われる。ただし、米ノから甲楽城までの海岸線には西谷流紋岩が全く露出しないので、西谷流紋岩はもっと深部に存在しているのであろう。西谷流紋岩の分布は、干飯トンネルあたりで2 km程分布が途切れるが、大局的には半円状であり、そのことから西谷流紋岩と糸生累層は南西に緩く傾く半盆地状構造をなしていると思われる。

6. 沖積層や山間湿田の分布パターンの意味

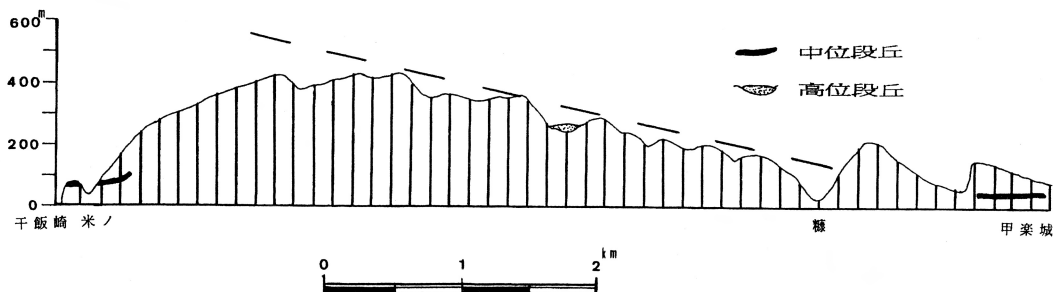
南部地域の東部には山間湿田が多数散在する。これらは沖積層や現河川に接近して分布しており、かつての河川の残骸と思われる。

現河川は基本的に北に向かって流れており、^{テンノウ}天王川へと接続する。この傾向は数10万年前まで遡ることができる（岡島・山本, 1995）。地殻変動により、南部地域が全体として北へ傾斜したなら、河川の勾配がきつくなり、浸食作用がより有効に働き、山間湿田は発生しないと推測される。すなわち、北に傾いた地形面があり、そこを北に流れる川があたったが、最近地形が少々南に傾いたため、河川の勾配が小さくなり、山間湿田ができた（旧河川の一部が湿地として残った）のであろう。一部の河川の南流については、南側の海岸からの新しい河川が断層崖を削って北上し始め、一部の旧河川を河川争奪により奪った、と考えると、全体のつじつまが合う。というのも、この地域は甲楽城断層崖に近いので、浸食・運搬作用が著しく効果的に機能しているはずである。

この推測に基づくと、甲楽城断層崖の上に高位段丘、途中に中位段丘が残っているので、南部地域は、全体として地盤上昇しながら、南西に傾いたことになる。

7. 海岸地形から見た甲楽城断層の性格

干飯崎^{スカ}の海岸は急斜面をなし、しばしば断層地形の典型として紹介されている（第3図）。甲楽城断層と名付けられているこの断層は、活断層研究会(1991)によれば、B級の活断層であるが、その変位量については不明な点が多い。甲楽城断層崖を特徴づける急斜面の傾斜角は、米ノから甲楽城まで、35°ないし40°でほぼ一定しており、斜面そのものも全体としては比較的フラットな面を



第3図 甲斐城断層崖の南西遠方より眺めた時の甲斐城断層崖。断層崖の上部に高位段丘，中下部には中位段丘が残存している。地形上面全体の傾斜は破線で示されている。破線の勾配は6 kmにつき約600mである。高位段丘が残存していたら，それらはこの破線の勾配とほぼ等しい勾配で右(南東)に傾斜しているであろう。米ノの中位段丘と甲斐城の中位段丘の高度差は約30mであり，その勾配は7 kmにつき30mとなる。

なしている。すなわち，斜面形成後あまり時間が経過していないことを示す。急斜面の頂部の標高は南東側の糠地域でせいぜい150mであるのに対して，^{ゴボウ} ^{タイラ} 午房ヶ平辺りでは，350mに達するので，この急斜面は北西側に開いた楔型をしている。この急斜面が仮に逆断層性の断層面のオーバハングした部分が崩落してしまっただけとすると，米ノから甲斐城までの7.5kmに渡ってフラットな面になることは難しく，もっと凹凸のある面になったであろう。よって，この急斜面が断層性の斜面であるなら，その断層は正断層で，変位量が西側ほど大きいため，断層面(急斜面)が楔形になっていると解釈できる。

この考え方が正しいとすると，もし，陸域が干飯崎や野島崎のもっと沖の日本海側に残っているとすれば，そこでは，もっと高度差の大きい急斜面があるはずである。日本海側に陸域が存在しない理由は，海成段丘を解析することによって説明ができる。越前町辺りの海成段丘は標高70mから100mのところ南北に分布している。この段丘は中位段丘であり，約10万年前から12万4千年前に形成された(山本等, 1996)。それ以後70m上昇したことになる。陸域の上昇と同時に海食が進み，現在の位置に海岸線があるとみなされる。ただし，この上昇運動と海側での陸地の欠損には，海岸線に平行する南北性の断層による陸側の隆起，海側の沈降という運動が関与していた可能性は大きい。

昭和57年度の土地分類基本調査「梅浦・鯖江」図幅の表層地質(福井県, 1982)によると，高位段丘が急斜面の頂部に分布し，その一方，中位段丘は急斜面の中下部を削って発達している(第3図)。以下，この報告が正しいとし，海水面を固定して考える。急斜面の形成，上昇は高位段丘形成以後で，中位段丘形成以前には一時休止し，中位段丘形成後には越前町の海岸地域と一体化して約70m(=中位段丘の高さ分)上昇した。なお，甲斐城側の中位段丘は30~40mのところ発達し，米ノ側の中位段丘は60~70mの標高に発達しているため，中位段丘形成後の地盤隆起は東に僅か(30m/7500m)に傾きながら進展した。なお，この地域の地形の発達過程と地盤隆起速度の関係に

ついて山本等(1996)が詳細な解析を行っている。

糠^{ヌカ}から干飯崎辺りの、いわゆる甲楽城断層崖で最も高い標高は午房ヶ平北方の467mである。そこには糸生累層が分布している。ところが、海岸線から南西の海側には全くそれらは露出していないので、これがいわゆる甲楽城断層による変位によるものであるなら、その垂直変位量の最大値は少なくとも467mである。この地域の海底地形(海上保安庁水路部, 1980)を参考にすると、700m程度となる。これが、今知りうる甲楽城断層に関係した縦ずれ成分の最大値である。

8. 野島崎地域の地質分布と活断層

この地域の海岸に沿う地質を概念的に説明すると、南から糸生累層、西谷流紋岩、超丹波帯、春日野相、茂原層、濃飛流紋岩と分布し、西谷流紋岩の下位から小分布に春日野相が顔を出しているということになる。この配列を、東方の、すなわち矢良巢岳や勝蓮花辺りにおける地質配列と比較すると、超丹波帯の北側に再び春日野相が分布するという点が異なり、それ以外は全く同じである。この事実はこの地域における地体構造的に重要な断層は超丹波帯とその北の春日野相との間に引かれることを意味する。

野島崎地域では、全ての地質体が放射状に分布しながら、断層で接しているので、干飯トンネル辺りを中心とする西へ向かった放射状の断層群が推定できる。吉野瀬川断層がなぜここから分岐するか、それは甲楽城断層の影響が大きいと推察されるが、現在の所、詳細な説明はできない。

吉野瀬川断層の北側では西谷流紋岩よりもっと古い濃飛流紋岩や花崗岩が広く露出しており、この断層より北側が激しく上昇(南側が沈下)したことを示す。この断層に沿う横ずれ成分もありそうであるが、横ずれを考えなくても地質の配列は説明をつけることはできる。

以上の解析から、この地域においては、いわゆる甲楽城断層に沿う横ずれ成分は検出できず、地質学的に、地形学的に検出できるものは全て縦ずれ成分のみである。また、吉野瀬川断層についても、縦ずれ成分を考えれば、一応地質分布は解釈可能である。もし、甲楽城断層が横ずれ運動もしたとするなら、南部地域に分布する西谷流紋岩や糸生累層安山岩類が、調査地域の南東側で、基盤岩である春日野相が広く分布する河野集落や大谷集落の南東側(甲楽城断層の南西側ブロック)で全く見つからないので*)、横ずれ運動量はそれほど大きくはないか、あるいは、浸食による削剥量が極端に著しかったかのどちらかであるが、前者の可能性が強い。

前述の4, 5, および6での解析およびここでの解析の全てがこの地域の南西傾斜を示す。この解釈、すなわち、西谷流紋岩噴出後の南西傾斜運動が起こったという解釈は正しいと思われるので、南西に傾斜しながらステップ状に敦賀湾側が沈降したというのが今回の研究の結論である。

*) 敦賀市元比田^{モトヒダ}には扇状地性低位段丘が発達している(福井県, 1986)。その中の礫には花崗岩の外に安山岩が含まれている。礫の供給源となる東側の山地には花崗岩が広く分布するが、全く安山岩は分布していない。現在のところ、この安山岩の供給地を特定するデータを持っていない。

9. 結論

- 1) 野島崎の西谷流紋岩の直下からジュラ紀岩放散虫岩が見つかった。
- 2) それにより、この地域での西谷流紋岩の構造が判明した。
- 3) この地域の地質の分布や地形学的特徴からは、甲楽城断層の変位は縦ずれ成分が卓越していることを示し、横ずれ成分は検出できなかった。
- 4) この地域は、南西に傾斜しながらステップ状に敦賀湾側が沈降したというのが、今回の研究の結論である。

謝辞：本研究を進めるに当たり、次の方々にはたいへんお世話になった。福井市立自然史博物館梅田美由紀氏、福井大学教育学部地学教室山本博文氏、同地理学教室杉浦和子氏、ここに記してお礼を述べる。

文 献

- 福井県, 1969: 福井県地質図幅説明書. 117p.
- 福井県, 1982: 土地分類基本調査「梅浦・鯖江」. 53p.
- 福井県, 1986: 土地分類基本調査「竹波・今庄」. 44p.
- Hattori, I., 1984: Alternating clastic limestone and red chert as olistolith in the Mino Terrane, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 90, 43-54.
- 服部 勇, 1989: 玉髓の亜種の日本語名について. *地質学雑誌*, 95, 141.
- 服部 勇, 1985: 福井県下の美濃帯中・古生層中の Length-slow chalcedony とその地質学的意義. *地質学雑誌*, 91, 453-461.
- 服部 勇・吉村美由紀, 1982: 美濃帯北西部南条山地における主要岩相分布と放散虫化石. *大阪微化石研究会誌*, 特別号 5, 103-116.
- 海上保安庁水路部, 1980: 5万分の1 沿岸の海の基本図および海底地形地質調査報告「若狭湾東部」, 33p.
- 活断層研究会, 1991: 「新編」日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 三浦 静, 1991: 福井県の地形・地質概観. 三浦 静教授退官記念論文集, 1-9.
- 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡辺 勇・三浦 静, 1983: 福井県第三系のフィッシュントラック年代. 福井大学教育学部紀要, 第II部(自然科学), 第33号, 53-65.
- 中島正志・藤井純子・広岡公夫, 1991: 福井県における放射年代測定結果. 三浦 静教授退官記念論文集, 147-153.
- 岡島尚司・山本博文, 1995: 福井県丹生山地における河川系の変遷(予報). 福井大学積雪研究室研究紀要「日本海地域の自然と環境」2号, 1-8.
- Pessagno, E. A., Jr., and Poisson, A., 1981: Lower Jurassic Radiolaria from the Gumuslu Allochthon of southwestern Turkey (Taurides Occidentales). *Min. Res. Explor. Inst. Turkey, Bull.* no. 92, 1979, 47-69.
- Pessagno, E. A., Jr. and Whalen, P. A., 1982: Lower and Middle Jurassic Radiolaria (Multicyrtid Nasselliariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C. *Micropaleontology*, 28, 111-169.

- 塚野善蔵・三浦 静, 1954: 福井県丹生山地の新第三系について (第一報). 福井大学学芸学部紀要, 第II部 (自然科学), 第4号, 第1集, 1-10.
- 梅田美由紀・服部 勇, 1987: 福井県越前町高佐地区に分布する碎屑岩から見出された二疊紀放散虫. 地質学雑誌, 93, 229-231.
- 山本博文・中川登美雄・新井房夫, 1996: 越前海岸に発達する海成中位段丘群の対比と隆起速度. 第四紀研究, 35, 75-85.

図版の説明

図版1: 干飯崎-野島崎間の地点Rで得られたジュラ紀前期放散虫化石.

1. *Relanus* sp. aff. *R. reefensis* Pessagno and Whalen ×230
2. *Relanus* sp. aff. *R. reefensis* Pessagno and Whalen ×325
3. *Canoptum rugosum* Pessagno and Poisson ×325
4. *Canoptum* sp. ×420
5. *Relanus* sp. ×340
6. *Canoptum* sp. ×450 (頂部欠如)
7. *Canoptum* sp. aff. *C. rugosum* Pessagno and Poisson ×500
8. *Canoptum rugosum* Pessagno and Poisson ×325
9. *Canoptum* sp. aff. *C. rugosum* Pessagno and Poisson ×280
10. *Canoptum* ? sp. ×300
11. *Drulanta* ? sp. ×280
12. *Lupherium* ? sp. ×570

図版2-A: 干飯崎-野島崎間の地点Rで, 南側の駐車所から野島崎方向を見た写真. 矢印がジュラ紀前期放散虫化石を得た露頭.

図版2-B: 干飯崎-野島崎間の地点Rで, 北側の野島崎から南を見た写真. 矢印がジュラ紀前期放散虫化石を得た露頭.

図版2-C: 干飯崎-野島崎間の地点Rで, ジュラ紀前期放散虫化石を産した露頭.

図版2-D: 野島崎に露出する西谷流紋岩の基底に発達する火砕岩.

図版 1

