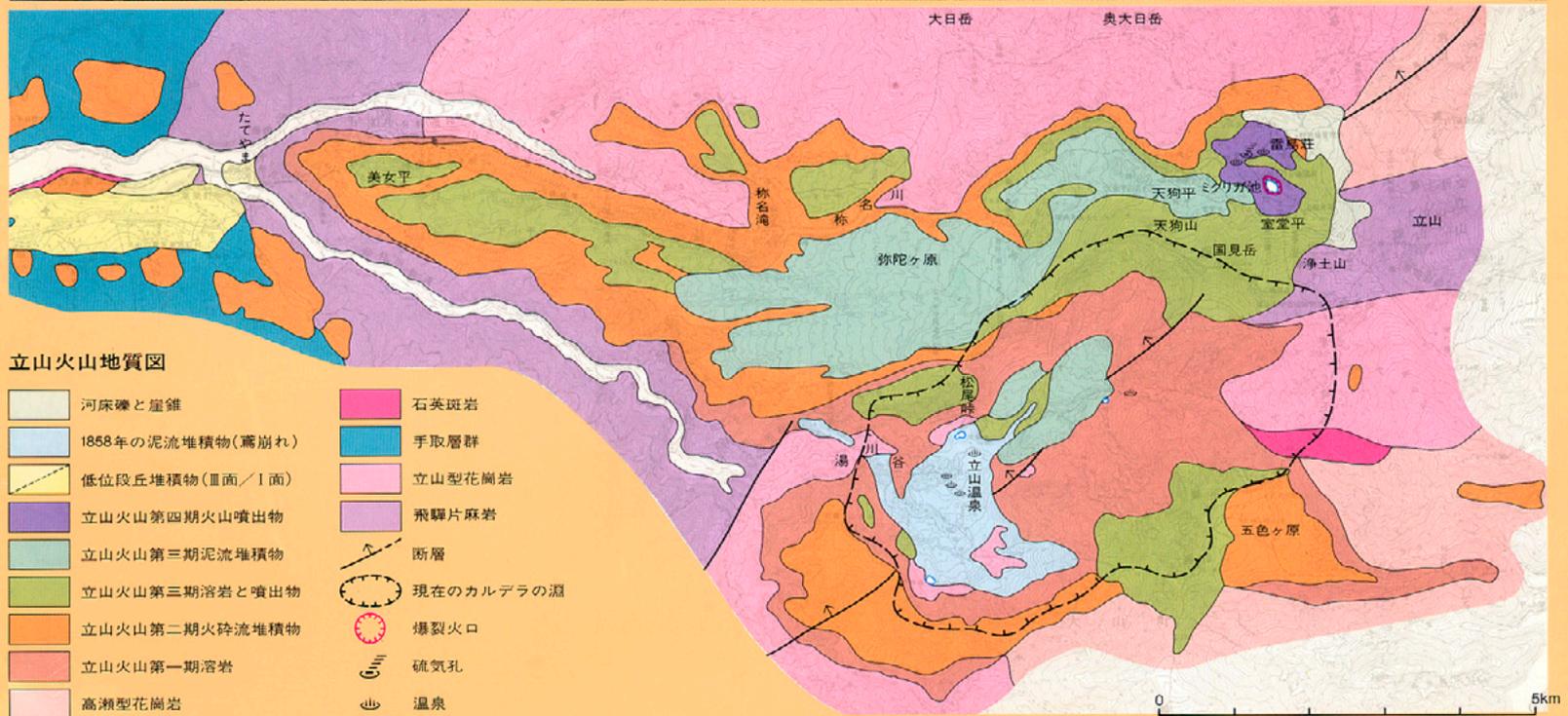


31 URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・APRIL 1992 株式会社クボタ

●特集=北陸の丘陵と平野



立山火山(表紙写真および地質図)

藤井昭二 = 富山大学教養部教授

表紙写真

立山 飛騨片麻岩からなる剣岳 弥陀ヶ原の上端・立山と弥陀ヶ原との中間には、立山火山第3期の溶岩でつくられた天狗山や国見岳などの小さなコブ山(ドーム状火山)がみえる。左下方(南側)にはカルデラが広がる。
写真提供/ジオグラフィック・フォト、1983年10月撮影。

約13万年前頃、立山連峰の西側斜面の谷間で始まった立山火山の活動は、その後、数回にわたる大小の噴火活動を繰り返して、現在の地形の基本をつくった。表紙の立山火山の地質図からわかるように、立山火山の土台をつくっている基盤の岩石は、立山の山頂部に露出している飛騨片麻岩や、大日山塊をつくっている花崗岩の類である。これらの岩石は、もともとは地殻の深部でつくられた岩石なのであるが、それが現在では、地殻の隆起上昇運動にともなって、標高3,000mの高所に露出している。

北陸地方の代表的な第四紀の火山には、立山火山と並んで白山火山があるが、白山の場合も、標高2,000m以上の高所までは中生代の手取層群が露出し、その上にのる白山火山そのものの厚さは700mにすぎない。このように、この地方一帯の第四紀の火山は、東北地方の那須火山帯や中部地方の富士火山帯と同様に、みな隆起した基盤の上ののっている。したがって、これらの新しい時代の火山活動は、山地を隆起させた地殻運動の一環としておこったとも考えられる。

立山火山の誕生と成長の歴史は、火山の噴出物が積み重なっている状態を、下部(古いもの)から上部(新しいもの)へと、順を追って調べることによって明らかになる。立山火山の成長の歴史は、次の4つの段階に分けられる。

立山火山の変遷

<原図 / 深井, 1956>

①第1期：成層火山の成長



②第2期：火砕岩の大量噴出とカルデラの生成



③第3期：天狗・国見の溶岩の噴出



④現在の地形



第1期・成層火山の成長(約13万年前頃)

立山火山の最初の噴火は、約13万年前頃、いまの湯川の上流、立山温泉付近を中心としておこった。以後、この地点が中心となって、爆発的な噴火によって火山砕屑物を放出する時期と、比較的穏やかに溶岩流を流し出す時期とが交互に繰り返された。こうして、これらの噴出物は次から次へと層状をなして堆積し、やがて、山頂部に噴火口をもつ円錐形の火山体がつくられた。

放出される火山砕屑物の層は、火口から遠いほど厚さは薄く、粒径が小さくなる。一方、溶岩流は低きに向かって流れ、谷を埋めていく。立山火山は、第1期の終わり頃には、西側では常願寺川の下流の方へ長い裾をひき、その他の方向、特に東側では基盤の山々に遮られて斜面はあまり発達することがなく、非対称的な形の火山錐に成長したと考えられる(図の)。

この時期の溶岩は、いま弥陀ヶ原をとりまく急崖の下部のところで層状に露出している。立山ケーブルの中腹にあらわれている材木岩をはじめ、松尾峠の中腹や称名下の廊下などの溶岩層はみなこの時期のもので、岩質は主に安山岩である。

第2期・火砕流の大量噴出(約10万年前頃)

成層火山の形成後、立山火山の活動はしばらく休止するが、約10万年前頃になると、きわめて大規模な、大量の火砕流の噴出によって特徴づけられる火山活動が始まった。軽石・火山灰などの火山砕屑物が空中に放出され、それらが、高温のまま一団となって斜面を雪崩れ下るものが火砕流で、別に熱雲ともよばれている。その団塊は、火山ガス・火山砕屑物の混合物であるため流動性に富み、猛烈なスピードで流下する。その激しさは、雲仙の普賢岳の例でよく知られる通りである。

火砕流では、一時に多量のもので分厚く堆積すると、自己の荷重と高温のために、粒子は互いに溶結しあい、角礫も押しつぶされて、溶結凝灰岩をつくる。弥陀ヶ原台地のまわりの崖の上部には、この溶結凝灰岩の層が岩壁をつくって連なり、露出している。この岩石は、雷鳥荘付近・上の廊下・中の廊下などにも見られ、室堂平付近の台地の地下にも広がっている。こうした分布状態から、この火砕流は、火口から四方に向かって山体斜面を流下したことがわかる。もちろん、その大半は主として西方に流れており、その先端は、現在の富山平野にまで達していたと思われる。この時期の火砕流堆積物は、常願寺川の兩岸の山腹にも現在認められる。

いまの弥陀ヶ原の平坦地形は、ほぼこの時期の火砕流堆積物によって形成された(図の)。一般にこの種の堆積物は平坦な地形をつくるが、また河水の浸食にもろく、深くえぐられて急崖をつくる

ことが多い。しかも岩石の内部は冷却のさい節理を生じやすく、柱状節理の発達が発崖の形成を一層助長する。称名滝の大岩壁は、こうした作用によってつくられたものである(扉写真参照)。

現在、弥陀ヶ原を中心にしたこの堆積物の分布範囲は約36km²、堆積物の厚さや浸食量を考慮すると噴出物の総量は、およそ10km³程度と推定される。火山体から多量の火砕流が一時に噴出すると、しばしば山体地下に空洞ができ、その中央部が陥没してカルデラをつくるが、カルデラをつくるような大規模な噴出量は、経験的にはおよそ10km³以上といわれている。現在、五色ヶ原や天狗山などにかこまれた湯川上流部の地形は、かつてこの付近にカルデラの生成したことを示しているが、それは立山火山の第2期の活動によるものである。現在のカルデラは、およそ6×3.5km²の矩形に近い形をしているが、これはその後の浸食と崩壊によって拡大したもので、最初は3×5km²ほどのものであったと思われる。

第3期・天狗ほかの溶岩の噴出(約6~5万年前頃) 約6~5万年前頃になると、カルデラの外側斜面で火山活動が発生する。弥陀ヶ原よりも一段高い地形面をもつ天狗平は、この時期の溶岩流でつくられており、さらにこの溶岩の上に、天狗山・国見岳をつくる溶岩が流出した。この溶岩は粘性に富んでいたため、うすく流れずに盛り上がり天狗山のコブをつくったのである(図の)。

天狗溶岩の噴出の後には、玉殿溶岩が噴出した。この溶岩流は、浄土山の西を北に向かって流下して室堂平をつくり、さらに現在の地獄谷付近を流れ、大日岳の山腹に達して止まっている。

天狗や玉殿の溶岩流は火山体の山腹から流出したが、それらの流出口は、カルデラ壁の崩壊による後退のため、現在では削り去られている。これらの第3期の火山噴出物の総量は、約0.6km³ほどと概算される。ちなみに第1期の火山噴出物の総量は、6~8km³程度と推定されている。したがって第2期の活動が、他の時期に比べて如何に激しいものであったか、それに反して第3期の活動が、余勢的な小規模な活動であったことがわかる。

第4期・地獄谷火口群の形成(約1万年前以降)

この時期の火山活動は、全く余勢というにふさわしい活動となり、もはや溶岩を流出することもなければ、火山灰を噴出することもなくなった。火山活動は、もっぱら水蒸気爆発と、それにづく硫気孔・温泉活動で、活動の場所も地獄谷周辺に限られている。こうした水蒸気爆発によって、地獄谷やミクリガ池などの火口状の窪地が形成された。地獄谷の底には粘土層が堆積しているが、これは、この爆裂火口の中にかけて水がたたえられていたことを示すものであろう。



黒部川扇状地（写真提供：建設省北陸地方建設局黒部工事事務所）



黒部川扇状地入善沖の海底林（水深22m）の調査

黒部川扇状地入善沖の海底林（水深22m）



URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.31 APRIL 1992 株式会社クボタ

目次

特集 = 北陸の丘陵と平野

紘野義夫 = 金沢大学名誉教授

三浦 静 = 福井大学名誉教授

藤井昭二 = 富山大学教養部教授

1 北陸の気象と地形・地質 (紘野義夫・三浦 静・藤井昭二)	2
北陸の気象	
北陸の地形	
北陸の基盤岩類 - 新第三紀以前の地層と岩石 -	
2 新第三紀の古地理変遷 - 丘陵の主体をつくる地層と岩石 -	16
(紘野義夫)	
3 丘陵と平野のなりたち - 第四紀の北陸の変遷 -	20
(紘野義夫・三浦 静・藤井昭二)	
寒い海の時代	
海から内湾へ	
変動の時代 - 丘陵と平野の分化 -	
高位段丘	
12万年前頃の最終間氷期	
最終氷期の時代	
4 富山平野 (藤井昭二)	38
5 加賀平野 (紘野義夫)	48
6 福井平野と若狭地方の平野 (三浦 静)	56
7 海底林と海水準変動 - 富山湾周辺を中心に - (藤井昭二)	60

写真上 = 立山と室堂平

立山 山崎カール。すぐ左下方に、立山亜氷期の数段のモレーンが見える。
室堂平 ミクリガ池 地獄谷

写真提供 / ジオグラフィック・フォト、1983年10月撮影。

写真下 = 称名滝の全景。称名滝の落差は約350m、両側にそそり立つ大岸壁の
上部は写真では見えないが、岸壁の厚さは約500m。上端から滝壺まで、約10
万年前に噴出した立山火山第2期の火砕流堆積物(溶結凝灰岩)からなる。

写真提供 / はなや光画荘

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 1992年4月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

北陸の気象と地形・地質

紺野義夫 = 金沢大学名誉教授
三浦 静 = 福井大学名誉教授
藤井昭二 = 富山大学教養部教授

北陸の気象

北陸の気象にみられる2つの特徴

編集 今度の『北陸の丘陵と平野』の特集号は、お互いに気心の知れたベテランの先生方3人のお話だけで全体を構成します。こういう機会はめったにありませんので、今回のお話しはできるだけいただいた形で、またときには、内輪のお話しまでご披露して頂ければありがたいと思います(笑)。

では早速始めて頂きますが、ただ日本海側というのは、太平洋側とはだいぶ違ったところがあるようなので、地形の話に入る前に、北陸の気象のことに少しばかり触れて頂ければと思います。

藤井 だいたい北陸というのは、全国的にみてもなじみの薄いところで、能登を訪ねるのは初めてとか、金沢は知っていてもそれが何県にあるかをご存じない(笑)、という方々もけっこう多いんです。

ここで北陸というのは、富山・石川・福井の3県を含む、長さ約250km、幅50~70kmの、日本海にそって細長くのびた地域をいいます。昔から、越中(富山県)、能登(石川県北部)、加賀(石川県南部)、越前(福井県北部)、若狭(福井県南部)といわれてきた地域です。北陸の気象というのは、ひとくちに言えば、日本海と対馬暖流の存在によって大きく特徴づけられます。写真1は、気象衛星ノアが撮影した日本列島周辺の海の温度分布です。この写真にきれいに表われているように、対馬暖流の影響で北陸の沿岸部は、同じ緯度の太平洋岸の地域よりも暖かいのです。しかし、ただ暖かいだけでなく、これがまた北陸の豪雪とも密接に関係しているわけです。

図1・1は、富山・浜松・松本・小名浜の気温と降水量を比べたものです。このうち太平洋岸では、福島県南端の小名浜が富山とほぼ同じ緯度にあるのですが、図のように4月から10月までは富山のほうが気温が高く、年平均でも小名浜の12.8℃に対し、富山は13.3℃と高い。次に降水量をみると、富山の年間の

降水量2,388ミリで他の3地域に比べて非常に多い。どこが違うかということ、富山の場合は冬の11月から3月にかけてが多い。つまり冬季に雪がたくさん降るために、北陸の降水量がだんぜん多くなっている。この2つの現象が、北陸の気象の特徴を非常によくあらわしていると思います。

対馬暖流

編集 対馬暖流は、黒潮のようにある地点で日本列島から大きくはづれてしまうようなことではないんですか。

紺野 図1・2は、日本海のおおまかな海底地形の上に、対馬暖流の流れのあらましを模式的に示したものです。黒潮の本流から分かれた対馬暖流は、東シナ海から対馬海峡と朝鮮海峡を通過して日本海にはいりますが、日本海に入ると、図のように3つの枝に分かれて北上します。そのなかでも、本州の沿岸にそって流れるこの分枝がいちばん長く、これは、山陰から能登の沿岸にそって本州の北端まで北上し、そのあと大部分は津軽海峡から太平洋に出てしましますが、一部は北海道の西をさらに北上し、さいごに宗谷海峡を通過してオホーツク海に出ます。

この分枝は、隠岐島の西でこの分枝から分かれ、少し沖合を流れて能登沖から佐渡島付近で、再びこの分枝に合流します。またこの分枝は、対馬の東方から北へ流れて日本海の中央を目指しますが、やがて東に向きを変え男鹿半島の沖でこの分枝に合流します。このほか、朝鮮半島の東岸にそって北へ流れる分枝があり、これは東鮮海流とよばれます。

このように対馬暖流は、本州の沿岸はもちろん、遠い沖合までを流れています。ですから日本海の南半分、およそ北緯40度から南側の海域は、ノアの写真でみるように、全体として対馬暖流の影響をつよくうけている暖かい海なんです。これに対して、日本海の北半分の海域は表面の水温が低く、北方冷水域とよばれます。水温や水質のちがう海水のかたまり(水塊)は互いにまじりませんが、南の暖流域と北方冷水域の境目には、潮境とよばれ

る境界ができます。

この境界は、日本海中央の大和海嶺(大和堆)付近にありますが、季節によって変わり、夏は北へ、冬は南へと移動します。そして潮境の付近にはプランクトンがたくさん集まりますから、大和海嶺の付近はよい漁場として注目されているわけです。また南の暖流域というの、図に見るように一様ではありません。暖流にはさまれていくつもの冷水域があり、その流れや冷水域の配置は、年ごとに季節ごとに動いていますから、それに応じて魚類の移動する道すじも変わることになります。

北陸の豪雪を生む2つの要因

このように水温の高い対馬暖流が、広大な大河のように日本海の表層を流れているので、これは、日本列島の気候にきわめて大きな影響をおよぼします。とくに日本海側の冬の豪雪の重要な原因のひとつが、この対馬暖流にあるわけです。冬になるとシベリア大陸からは、低温で乾いた北西の季節風が強い勢いで吹き出しますが、これが日本海の上空を通る間に、対馬暖流から蒸発する大量の水蒸気をたっぷり吸いこみ、そして日本列島の高い山々にぶつかる。そのため、山脈の西側にあたる日本海沿岸の山間地や平地に、大量の雪が降るわけです。

図1・2には、日本列島の積雪量の分布をもあわせて示しましたが、これで見るように、北陸から東北にかけての日本海側の、高い山が連なるところの西側が豪雪地帯になっています。だいたい北陸~東北地方は、北緯36度から40度の範囲にありますが、これは、ヨーロッパでは地中海周辺のスเปน南部やギリシア、アメリカではカリフォルニア中部の緯度にあたります。

こうした緯度の地域に、世界でも有数の多雪・豪雪地帯が出現しているわけで、北陸の豪雪は、世界的にみても非常に特異な現象なんです。このような現象を生む要因の1つは対馬暖流、もう1つは2,000~3,000mの山岳地帯、つまり飛騨山脈や両白山地、東北の脊梁山脈が連なっているという地形的要因です。

写真1 = 地球表面から放射される熱の量を、その大きさにしたがってカラー画像であらわしたもの。
 紫：21.2 ，赤：19.1 ，緑：10.5 ，青：3.6 を示す。実際の海面温度は、大気の影響があるのでこれよりやや高い(1981年4月23日午前8時13分の状況)。
 (c (財)リモート・センシング技術センター/三菱商事)

編集 対馬暖流が日本海に入りこんでくるようになったのは、いつ頃からですか。

紘野 海水面が100m以上も低かった約2万年前のウルム氷期の最寒冷期には、対馬海峡は閉じていて、朝鮮半島と日本列島が陸橋で結ばれていたというのは議論のあるところですが、その後、海水面上昇につれて対馬暖流が日本海に流れ込むようになり、約8,000年前頃から現在のような気候になってきて、北陸の豪雪がはじまったと考えられます。

夏の日本海

それからもう一つ、地元からみた日本海のイメージを申しますと、だいたい日本海というのは、夏は非常に穏やかなんです。日本海は海のつくりそのものが小さく、地中海のようなものですから、冬は別として、小舟でも沖に出られます。それで明治の中期までは、北前船がここを往来し、日本列島の輸送の大動脈となっていたわけです。太平洋側の方がはるかに波が高く荒いのです。

ところが今は、夏の日本海を一度も見たことがない人でも、芭蕉の「荒海や佐渡によこたふ天河」というのは、みなよくご存じです。簡潔で響きの強いこの名句は、いちど聞いたら忘れないので、それで、荒海の日本海というイメージが広まってしまったわけです。しかしこの句は、現実の風景を描写したものではありませんのです。流人の佐渡ヶ島での人々の命運をいわば荒海に託し、そこに天河を南北に懸けわたす鎮魂の詩として「波も高からざ

写真1 - 気象衛星ノアからみた日本列島周辺の海の温度分布

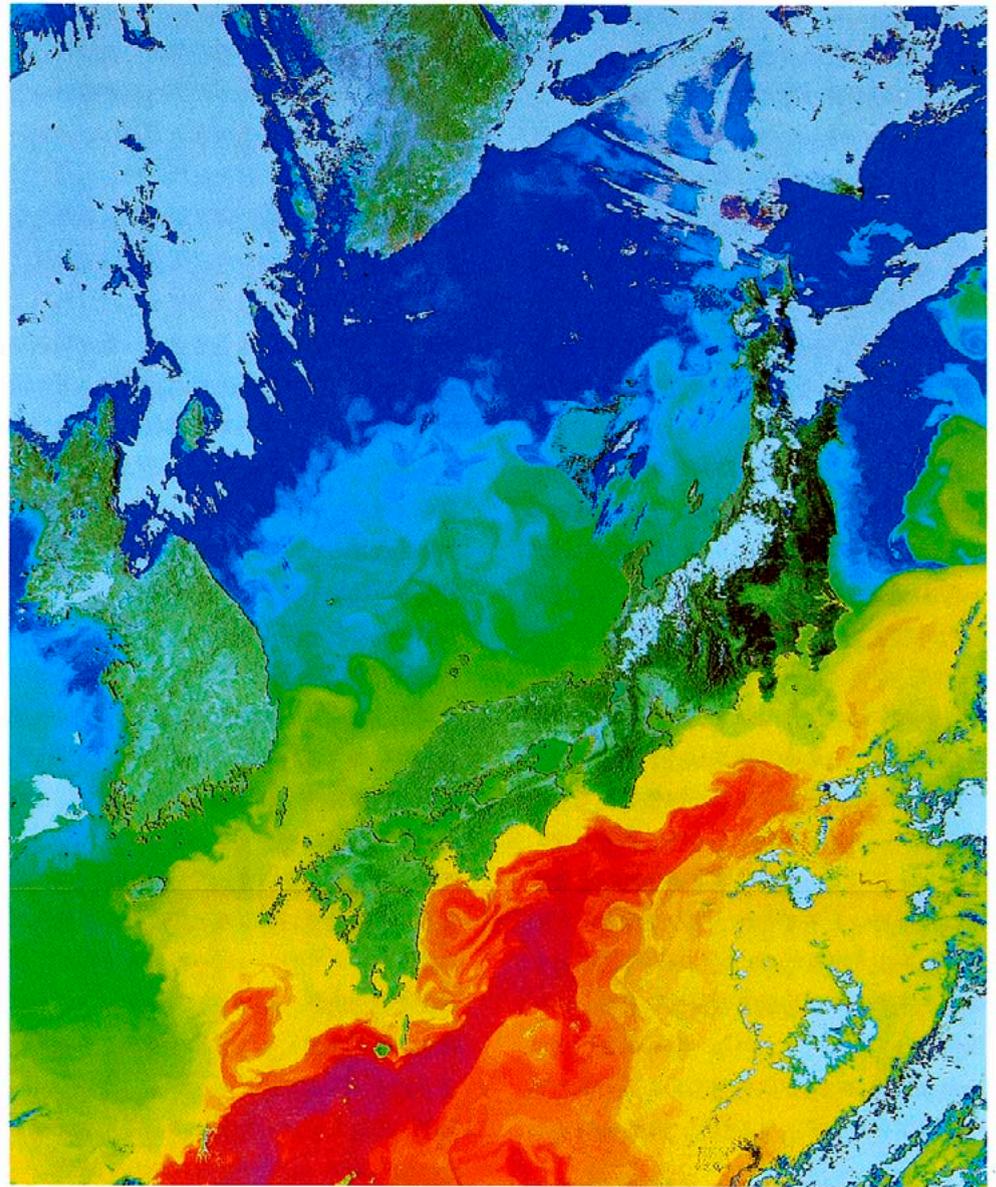
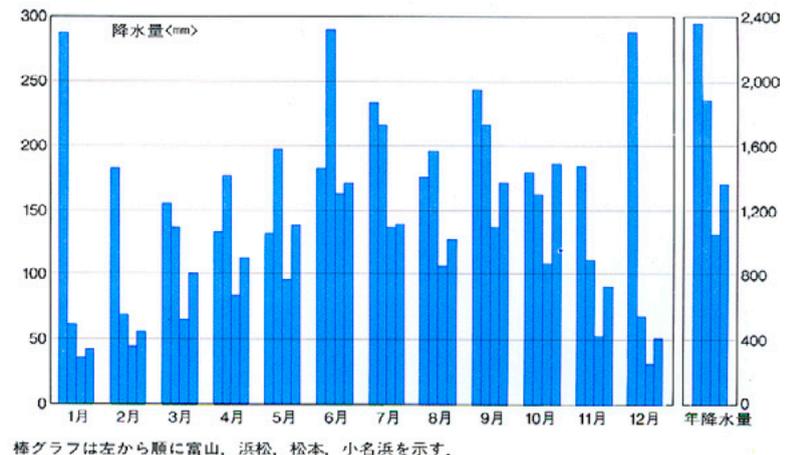
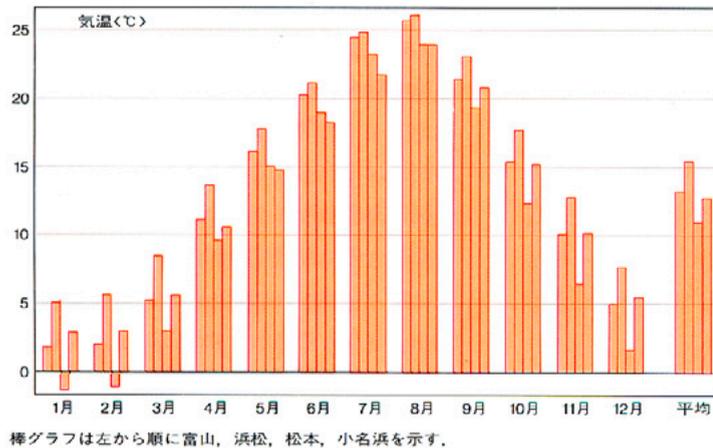


図1-1 - 富山・浜松・松本・小名浜の気温と降水量



る」ときに詠まれているわけです(注1)。
いずれにしても、夏の日本海というのは、決して荒海ではない。

タコブネの漂着(日本海の冬への転換)

ところがある時点から、11月の末頃から12月初め頃、つまり晩秋から初冬に転換するときに、日本海の様相はガラッと変わり、海が荒れてくる。そして、荒海への転換を告げる前ぶれのように、能登半島や富山の沿岸に漂着してくるのが、北陸名物のタコブネです。タコブネというのは俗称で、正しくはカイダコ(殻をもったタコの意味)で、別名アオイガイとかオトヒメガイとも呼ばれます。これは、写真2で見られるように、たくさんの細かい筋模様をもった、純白でうすいきれいな貝がらです。

このタコは海に浮かんで生活するので、ふつうのタコのように海底の岩棚などに卵を産みつけられない。それで卵を産む入れ物を自分でつくりだす。造化の妙ともいうのですが、メスが腕のさきから分泌物をだして、純白のきれいな貝がらをつくってしまう。

もともとこの生物は、熱帯や亜熱帯の暖かい海にすんでいるのですが、産みつけられた卵は、白い小さな貝の舟に抱かれ黒潮の流によって北上し、さらに対馬暖流の流れにそって日本海にやってくる。ですから、暖流が流れているときには、いつも日本海にタコブネがきているはずなんです。ところが、北陸の浜にこ

写真2- 富山湾の海岸に打ち上げられたアオイガイ(カイダコ)。卵の入った殻とメスの個体



邑本順亮氏撮影、1985年。

れが打ち上げられるのは、きまって11月の末とか12月の初めです。

それはなぜかというのを、生物の人たちとも一緒に調べているのですが、その真相はまだよくわからない。1つの考え方をいいますと、11月の末とか12月の初めには、暖かい10以上の対馬暖流の上に、非常に冷たい北西の季節風が吹いてくる。それで暖かい海の表層だけが急に冷たくなる。そうすると、当然そこで水温の逆転が起こりますから、下の暖かい海水が表層にあがってくる。同時に、下の暖かい海水のところを泳いでいたタコブネも一緒に冷たい表層へ上がってくるだろう。タコブネは暖かい水の動物で冷たい水には適応できませんから、それで非常に弱ってしまい、力尽きて冷風に流され、北陸の浜に漂着して短い命を終えてしまう。

この考え方が正解であるかどうかはともかくとして、タコブネの漂着は、秋から冬への日本海の転換の時期に起こる現象の1つで、それがまた、北陸に雪がくる前触れになっているんです。

三浦 福井でみていまして、北風が吹き荒れてくる12月の初旬ごろになると、若狭西部の浜にカイダコがいっぱい打ち上げられます。豪雪地帯と地形

編集 豪雪地帯というのは、西はどのあたりまでをいうんですか。

三浦 丹後までは入りません。福井は豪雪地帯に入ります。大陸からの北西の季節風が福井にくるまでには、日本海の上をだいたい長い距離吹いてきますから、その間にたっぴりと水蒸気を含んでしまう。そのため案外、福井あたりは大雪になるんです。

ですから、大陸から北西方向に横断線をひいて海面を横切る長さ、ほんとうは暖流の上を通る幅ということになるのですが、その長さが、だいたい積雪量に比例するといわれるんです。これの一番長いのが新潟県の上越あたりです。

藤井 それに、さきほど紘野さんがいわれた地形の影響ですね。いくら水蒸気を含んだ冷

たい北西風でも、高い山にぶつからないと雪は降らない。能登や佐渡では、雪がたくさん降らないというのは、高い山がないからなんです。その意味では、地形の影響というのは非常に大きいんです。

編集 能登で高い山はどのくらいですか。

紘野 一番高い鉢伏山で544m、次が469mの室立山です。能登半島は、全体が丘陵性のなだらかな地形で、奥能登にこの2つの小さい山だけが頭を少し出している。平らでのっぺりしているのが、能登なんです。

それに対して飛騨山脈は、3,000m級の山々が並ぶ日本で一番高い山脈です。このうち富山県には、黒部峡谷の東側の後立山連峰には、白馬岳(2,932m)・鹿島槍ヶ岳(2,889m)・野口五郎岳(2,924m)などが並び、黒部峡谷西側の立山連峰には、剣岳(2,998m)・立山(3,015m)・薬師岳(2,926m)・黒部五郎岳(2,840m)などの高峰が連なります。

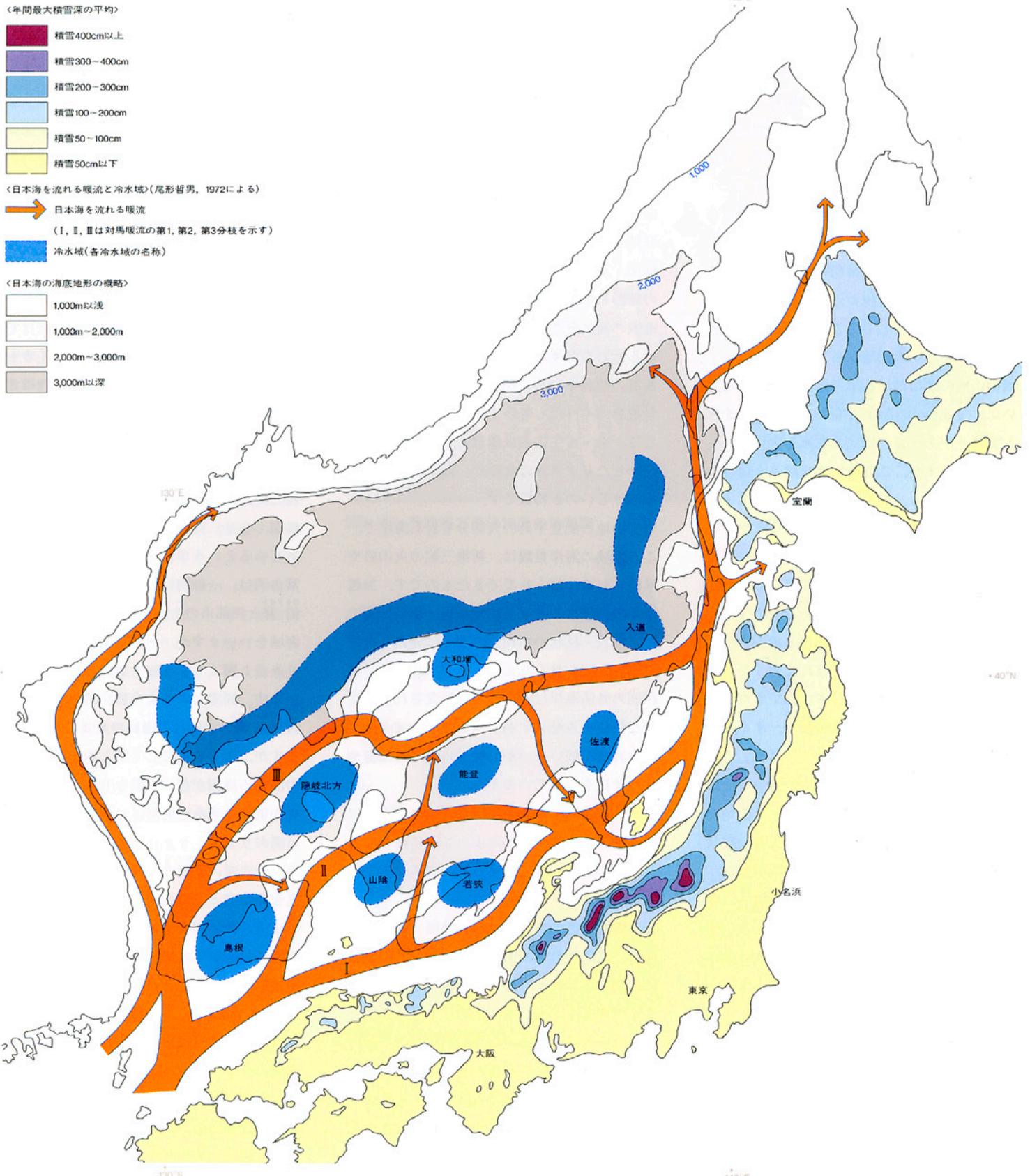
北陸の地形

陸上の地形の概要

三浦 北陸の陸上の地形は、図1・3を見てもらえばよくわかると思います。この図はふつうの地形図ではなくて、岡山俊雄さんによる「日本列島接峰面図」を簡略化したものです。接峰面図というのは、浸食によってできた谷を埋めたときに予想される地形の概形を示したもので、地形の大勢や隆起地形などを知るのに非常に役立ちます。原図の等高線は100m間隔で描かれていますが、ここではスペースの関係で省略し、凡例のように色分けしました。

また北陸の場合には、海底の地形に大きな特徴があって見逃すことができませんから、この図にはそれも加えてみました。地表の接峰面図と海底地形とを1つの図のなかにまとめるのは乱暴ですが、ただ海底地形の精度は陸上に比べれば粗いので、ある意味では似たようなものになりますし、何よりもここでは、一般の方に分かりやすい図がベターと思います、あえて作製してみたわけです。

図1・2 - 日本列島における年間最大積雪深の平均と日本海を流れる暖流および冷水域



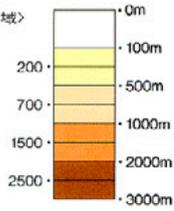
この図で、北陸の地形をごく大まかに眺めると、まず山地では、北陸の東端には、いま紘野さんのいわれた飛騨山脈が南北にのびていますが、その西方には、白山(2,702m)を中心とする両白山地が、やはり南北方向にのびています。そしてこの2つの山地列にはさまれた南北性の凹地帯が飛騨の高地で、岐阜県の高山盆地はこの凹地帯にあります。越前や若狭東部には、それほど高い山地はありませんが、やはり南北方向に高まりがみられます。北の高まりが越前岬を抱える丹生山地で南の高まりが若狭と近江の境付近にある野坂山地です。そして、これらの山地列に挟まれていくつかの凹地があります。両白山地の北には、石川県と富山県の県境ぞいに、宝達山(637m)と石動山(564m)を含む高まりがあって、ほぼ北北東方向に細長くのびていますが、これは宝達丘陵とよばれます。その東にも、射水平野と狭義の富山平野を分ける同方向の高まりが見られますが、これは呉羽山丘陵。宝達丘陵の北に、邑知低地帯をさんで日本海に突き出でている、あるいは日本海にじっと浮かんでいるかのように見えるのが能登丘陵。また加賀と越前の境にある高まりは加越台地と呼ばれます。こうした高まりと海とのはざまにできた低地帯が平野ですが、北陸の場合には、すぐ南東側に高い山岳地帯が連なるので、これらの山地に源をもつ河川は、みな比較的短い流路で日本海に注ぎ込みます。ですから、山地では急流となり、山麓ではしばしば大きな扇状地をつくります。このように北陸の平野は、扇状地の著しく発達しているのが特徴で、なかには富山県の黒部川や早月川、石川県の手取川のように、扇状地の先端がそのまま海のなかにもぐりこんでいるものもあります。これに対し福井平野の場合には、九頭竜川をつくる扇状地はさほど目立ちませんで、下流部は低地帯を流れ、河口付近にデルタの堆積物をためています。そのほか石川県の犀川、富山県の庄川や小矢部川の河口にもデルタの発達が見られます。

一般に日本海側の海岸平野には、海岸砂丘がよく発達しておりますが、北陸でも、福井県北部の三里浜から能登半島の高浜まで、日本でも有数の長大な海岸砂丘が発達し、その内側に加賀三湖や河北潟がみられます。これらの潟は、浅い内湾が砂州の発達によって海から切りはなされ、後背地からの土砂で埋めつくされなかった低地部にできたものです。富山平野の西部海岸にも海岸砂丘や浜堤がよく発達し、放生津潟や水郷がみられましたが、戦後、富山新港の工場用地となり、いまはその面影を留めません。地表の高まりが、そのまま海に接しているところは岩石海岸ですが、北陸の岩石海岸は、波浪の強弱や岩石の性状により、さまざまな景観をつくりだしています。若狭湾のほとんどは、中・古生代の堆積岩あるいは花崗岩が沈水したりアス式の海岸で、海岸線の出入りのはげしいのが特徴です。丹生山地と能登半島の大部分も岩石海岸で、この地域の海岸景観は、新第三紀の火山岩や堆積岩が波に削られてできたものです。加越台地の先端にある東尋坊や雄島・越前松島では、板状・柱状の節理がみごとに発達した安山岩の景観が見られます。能登半島では、北西側の外浦海岸は強い波浪に浸食されて男性的な景観をみせますが、南東側の内浦海岸はやや波浪が弱いせいか、外浦に比べれば穏やかな景観を呈しています。また、富山湾の東から新潟県につづく海岸は、飛騨山脈の北端が急崖によって海に接しており、そのきびしさは親不知海岸の名が示すとおりです。富山湾とその北方海域の海底地形

藤井 北陸の日本海側の海底地形のあらましは、図1・3に示した各等深線を見ていただくと、およその感じがつかめると思います。だいたい大陸の周縁には、通常200mより浅いところに、勾配のきわめて小さい平らな海底が広がっていて、これは大陸棚とよばれます。その大陸棚の外縁には、やや勾配の大きい大陸斜面がつづき、そして深海底へとおりてい

くわけです。北陸の日本海側の海底でも、図の200mの等深線の少し内側までは大陸棚が広がっており、若狭湾や加賀平野の遠い沖合、能登半島の北方では七ツ島はもちろん舢倉島のあたりまでが大陸棚です。ところが富山湾を見ますと全く様相が違いまして、200mはむろんのこと、500mの等深線までが湾岸にせまっております。ですから富山湾というのは、通常の湾とは違う深海湾で、日本でこれに匹敵するものは太平洋側に駿河湾と相模湾とがあるだけです。富山湾の沿岸には、屋気楼・ホテルイカ・埋没林という特有の現象があって、これは3大奇観といわれますが、これら以外にもこの湾には、ほかの地域の湾では見られない多くの特異な自然現象が生じます。こうした現象のほとんどは、富山湾が海岸近くから急に異常に深くなり、背後に日本一高い飛騨山脈をもっているという事情からきています。富山湾は、一般的には、富山・石川県境の大泊鼻と黒部市の生地鼻を結ぶラインから南の海域をいいますが、その海底地形を少し詳しくみると図4・1(38p~39p)のようになっています。図でわかるように、湾の中央部には神通海脚とよばれる海底の高まりがのびていますが、ここを境にして東と西とでは沿岸部の海底の様相がだいぶ異なります。それで、この境より東を東側海区、西を西側海区といっております。それでまず、常願寺川の河口より東の東側海区をみますと、ここでは大陸棚の幅は極端にせまく、黒部川や早月川などのつくる扇状地が海底にのびていて、それが直接に大陸斜面に接しています。それに対して西側海区では大陸棚の幅はいくぶんは広がっていますが、それでも広いところで4~6kmの幅しかありません。また西側海区では、例えば神通川の延長上に神通海底谷、庄川の延長上には庄海底谷がきざまれています。これ以外にも多くの海

図1-3凡例 <陸地>



<海域>

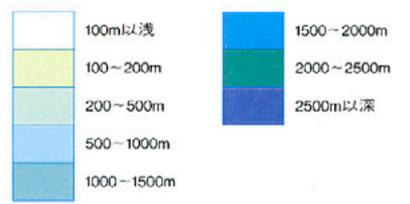
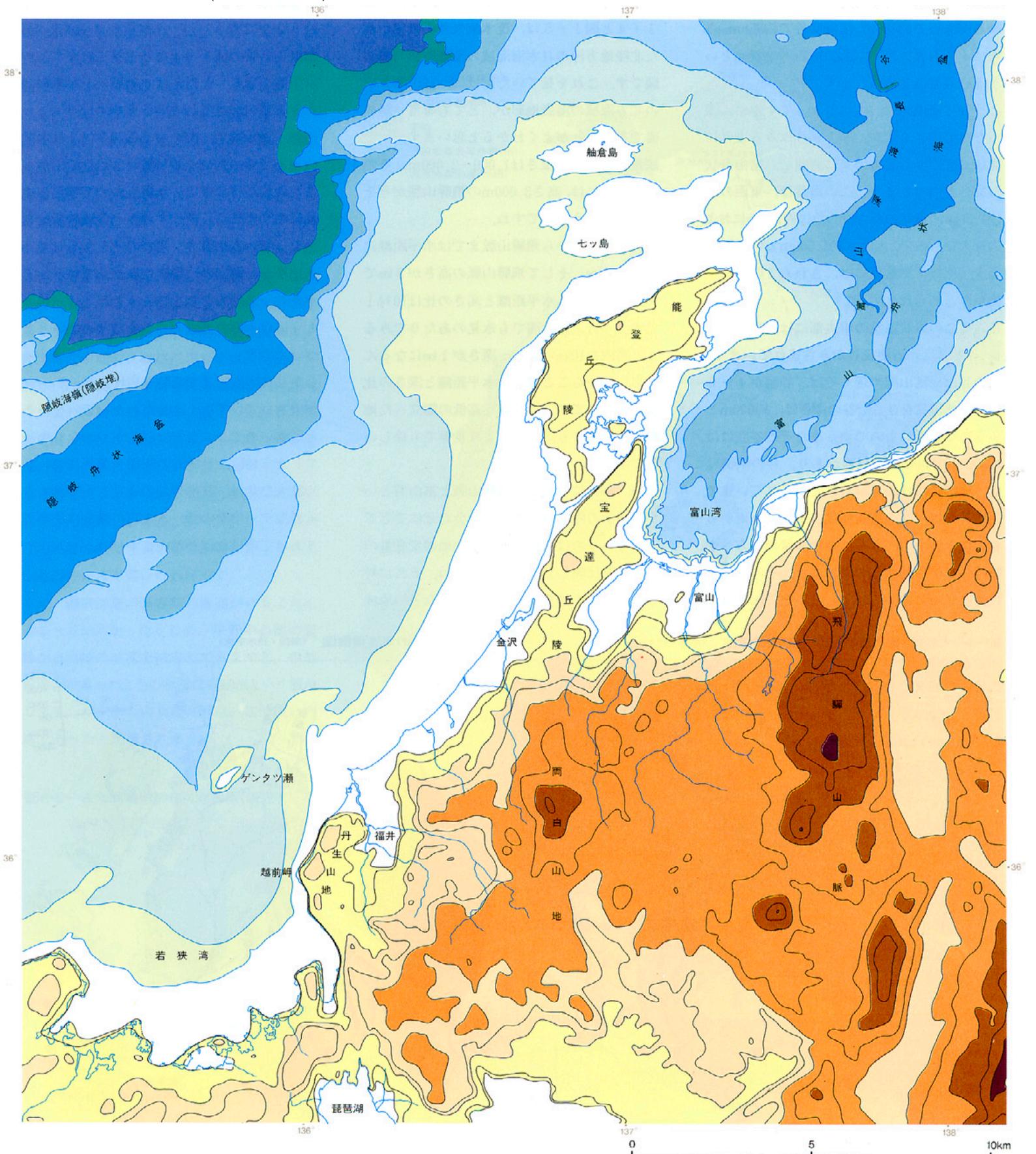


図1-3 - 北陸地方の接峰面図(岡山俊雄による)と北方海域の海底地形

水路図誌複製「海上保安庁承認第040008号」



底谷がみられます。海底谷の末端の水深は、神通海底谷で約700m、庄海底谷で約850m、さらにその西方には、末端の水深が約900mという海底谷もみとめられます。

こうして富山湾は、北にむかってぐんぐん深くなっていきますが、図1・3にみるように北緯37度の少し北方で東に湾曲し、富山舟状海盆へとつづきます。この海盆は、東西の幅は約50km、南北の長さはじつに約150kmにおよぶ長大なもので、水深も約1,500mという深さです。そして海盆底には、きわめて厚い堆積物がみとめられます。

さらにこの舟状海盆の中央部には、富山深海長谷とよばれる海底谷がきざまれています。その谷は、富山湾の近くでは、谷幅が4~6km、舟状海盆をきざむ谷の深さは、約600mというじつに深いものです。またその谷底には、幅500~2,000mの平坦面があり、谷の東側には、自然堤防状の地形もみとめられています。深海長谷は、富山舟状海盆の中央部を南から北へ貫きますが、さらに舟状海盆の北方へも蛇行しながら延々とつづきます。その総延長距離はじつに約500kmにおよび、その末端は水

深約3,000mの日本海盆にたっしています。図1・4と図1・5は、茂木昭夫さんの描かれた北陸地方沖の日本海海域の海底地形の概略図です。これを見ていただければ、富山湾とその北方海域の海底地形が、とても尋常一様の姿でないことがよくわかると思います。

編集 富山湾の深さは1,000~2,000m、そのすぐ南方には、高さ3,000mの飛騨山脈がそそりたっているわけですね。

藤井 富山湾から飛騨山脈までは水平距離にして約30km、そして飛騨山脈の高さが3kmです。ですから、水平距離と高さの比は10対1です。一方、富山湾でも氷見のあたりでみると、湾内を10kmいくと、深さが1kmになるんです。だからここでも、水平距離と深さの比は、10対1です。こういう高低の際立った地形は、日本でも、というより世界でも珍しいんです。

紮野 一口にいえば、飛騨山脈と富山湾という、高低の際立った地形が隣合わせにできているというのは、新しい時代の地殻変動量の大きさを反映しているわけですね。それに対して、能登や福井あるいは若狭湾などの地域

は、あまり大きな隆起・沈降はしていないということです。

編集 いまの図1・4などを見てみると、富山湾を知ろうと思えば、結局は、対象が日本海まで広がってしまいそうですね。

紮野 そうです。湾をつくる凹みは、日本海の中までずっとつながっているわけですから。また地形だけでなく、地層も含めて考えなければなりません。そうすると、北陸の丘陵をつくっている地層や、平野の下をつくっている地層が、海底の地層につながっている。ですから、北陸のことを知ろうと思えば、ほんとうは日本海の海底のことまで含めないとまづいんです。

しかし日本海にまで話題を広げると、テーマが大きだけでなく、まだわかっていないことも多いので、ここでは收拾がつかなくなってしまう(笑)。日本海の生成・発展についての壮大な話は、日本列島の成立とも関連する重要なテーマなので、また別の機会に是非とりあげて頂ければと思います(笑)。

図1・4 - 大和堆・富山舟状海盆の海底俯瞰図 <原図・茂木昭夫>

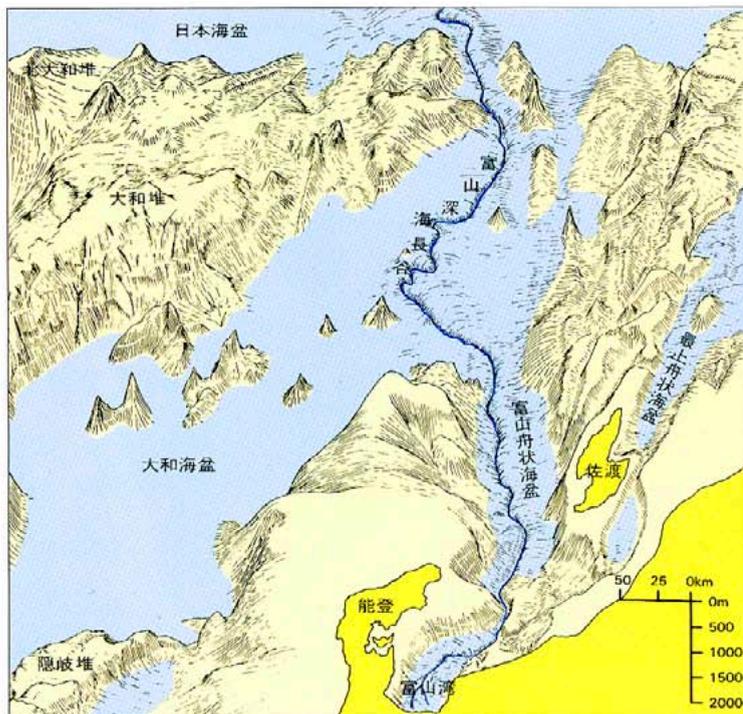
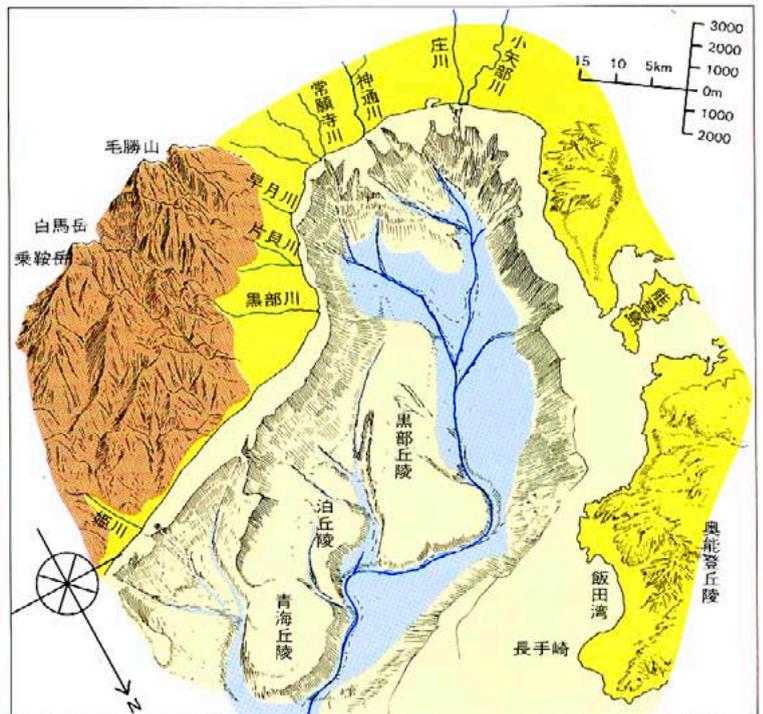


図1・5 - 富山湾の海底俯瞰図 <原図・茂木昭夫>



北陸の基盤岩類

- 新第三紀以前の地層と岩石 -

はじめに

糸野 地質の話に入る前に、ちょっとだけ触れておきたいことがあります。それは、いま話題になっていた高い山々や深い湾、あるいは丘陵や平野といった地形と、これらをつくっている地層とを混同しないように、ということ。

話をわかりやすくするために、ごく単純に言ってしまうと、私たちがいま目の前にみる山や湾といった現在の北陸の地形は、過去100万年以内の最近の地質時代に、地殻が地域ごとにどのように動いているかという、その動きによってつくられた形なのです。ですから、ある地域をつくっている地層が、4億年前の古生代のものか、1億年前の中生代のものか、あるいは2,000万年前の中新世のものか、ということにはあまり関係がないわけです。

これらの地層や岩石は、日本海がまだ存在しなかった時代、あるいは生まれかけの時代の、

海や陸の分布が、いまとは似ても似つかない姿をしていた時代に、当時のさまざまな動きによってつくられてきたものです。それが、最近の新しい時代の地殻の動きによって、同じ地層がある地域では隆起して山をつくり、ある地域では沈降して湾となり、現在の地形をかたちづけている。

しかも、それぞれの地域によって、隆起・沈降の程度や形態が異なるので、いろいろな地形が生じているわけです。つまり、一番高い飛騨山脈は最近の隆起が最も激しかったところであるし、一番深い富山湾は最近の沈降が最も大きかったところです。また海に突き出た能登半島や平野を分けている丘陵、あるいは山麓の高まりなどは、隆起傾向のところなのです。それに対して、湾や平野というのは沈降傾向のところなのです。そして、こうしてできた地形の骨組みの上に、浸食作用や堆積作用などによる大小の凹凸が加わり、その表面がさまざまに彩られているわけです。

では、こういった現在の地形をつくってきた地殻の動きは、いつごろから始まったものなのか。実はこれは、地球の歴史からいうとそ

んなに古い時代ではなくて、古くても100万年前、だいたい150万年前ごろから以後が、いまの地形ができてくる大きな変わり目であったらしい。その辺の様子は、第3章の「丘陵と平野のなりたち」で少し詳しくお話しするつもりです。

いずれにしても、北陸の大地を構成しているさまざまな地層や岩石の大部分は、100万年前より以前の、地球の長い長い歴史のなかですてにつくられていたわけです。しかも北陸は、日本列島最古の岩石から、古生代、中生代、新生代の地層・岩石がおおかた揃っている珍しい地域です。そしてこの間に、なんどもなんども激しい変動を被っており、100万年前の時点ですでにきわめて複雑な地質構造をつくりあげている。それがまた、50万年前に始まる最近の新しい地殻の動きによって、複雑な地質構造をもった古い地層や岩石が、地表に顔をだしたり地下に隠れたりして、いまの地形をつくっている。このあたりを誤解しないようにして頂いた上で、以下「北陸の基盤岩類」として、新第三紀以前の古い地層と岩石について、ごくおおまかに触れてみましょう

表1-1 - 北陸3県(富山・石川・福井)に分布する新第三系対比表 <地区ごとの代表的な地層名(略称)と時代区分>

地質年代 <万年>	北陸における 時代区分	能登北東部	能登北西部	能登中部	能登南部	富山南部	加賀北部	加賀南部	越前北部	若狭	
160	鮮新世	葦田期			崎山層						
350		阿尾期			赤崎層						
500	後期	飯塚珪藻泥岩層									
650				黒崎安山岩		?					
800	中期					上部音川累層					
1,000				和倉珪藻泥岩層	塗泥岩層						
1,300	新期										
1,400		下部音川期	粟藏凝灰岩	関野鼻石灰岩	七尾石灰質砂岩	小久米砂岩層 葛葉互層 三尾砂岩層	下部音川累層	犀川層	尼御前岬層 米ヶ脇累層 大聖寺累層	東尋坊火山岩 米ヶ脇累層 市瀬凝灰岩層	
1,500											
1,600		東別所期	赤神頁岩層		赤浦砂岩層	中波泥岩層	東別所累層	朝ヶ屋泥岩層	細坪累層	国見累層	内浦層群
1,700		黒瀬谷期	東印内層	道下礫岩層		谷口互層	黒瀬谷累層	砂子坂互層	河南累層		
1,800		医王山期	柳田累層	剣地火山岩			黒瀬谷累層	医王山累層	山中累層		
1,900		岩福期	安山岩類	安山岩類	火山岩類	瓜生累層	岩福累層	岩福累層	我谷累層	糸生累層	
2,000											
2,500	漸新世 後期	(楡原期)									
3,000					大福寺砂岩層		太田累層	楡原累層 白中流紋岩			西谷流紋岩

●時代区分における各時期の色は図1-11の地質図と同一。グレー色の部分は地層なしを示す。

図1・11が北陸の地質図です。この図は、1974年に地質調査所から発行された50万分の1の地質図「金沢」にもとづき、それを若刊修正し、簡略化したものです。現在の知識からすると地質図としては少し古いのですが、北陸の地質の全体的な概略を知るには、この図が一番見やすいかと思います。

なお、さきほども触れましたように、北陸の地質の大きな特徴の1つは、古生代以前の岩石から始まって、おおかたの地質時代の地層が揃っていることです。なかでも分布面積が広いのは、新第三紀(中新世と鮮新世、約2500万年～160万年前)の地層や岩石で、北陸の丘陵の大部分は新第三系でできています。新第三紀の間の古地理の変遷については、次の第2章でくわしく説明しますが、地質図に描かれている北陸各地の新第三系の代表的な地層名(略称)や時代区分については、とりあえずここで、表1・1に示しておきます。

日本列島最古の岩石

北陸に分布する岩石で一番古いものは、飛騨片麻岩といわれる変成岩ですが、この岩石はまた、日本列島で最も古い岩石です。東は富山県東部にみられ、富山・岐阜の県境周辺で最も広く分布し、さらに石川県南部や福井県東部などにみられます。また石川県では、宝達山の一部にも顔を出しています。飛騨片麻岩の西の延長は、山陰沖の隠岐島後にも分布します。

地下深部の高温・高圧という条件下で、既存の岩石が変成(鉱物組成や組織の変化)してできるのが変成岩です。飛騨片麻岩の源岩(少なくともその一部)は、先カンブリア時代の約20億年前にできた堆積岩です。その後、約16～18億年前と6億年前の2回にわたって変成作用をうけています。つまり、地球上に微小な生命の営みがあらわれはじめた先カンブリア時代の原生代、地球の大気が酸素の増加によって還元的环境から酸化的环境へと変わりつつあった時代に、すでにこの変成岩がつけられていたわけです。

飛騨変成岩の分布域は飛騨帯とよばれ、日本

列島のなかでは最も年代の古い地殻にあたります(図1・6、図1・7)。おそらくこの地域は、もともと古いアジア大陸の周縁部をつくっていたのでしょう。このように北陸の大地には、途方もなく古い時代の大陸の一部が顔を出しているわけです。

富山・石川・福井県下の大きな河川の河原には、たいてい飛騨片麻岩の礫が混じっています。片麻岩には多くの種類がありますが、一番よく見られるのは、石英・長石などの白っぽい鉱物と、角閃石・黒雲母・輝石などの黒っぽい鉱物が交互にみられて縞模様をつくっているものです。

《宇奈月帯》

なお飛騨帯の東部、黒部川下流域から片貝川上流域にかけては、宇奈月結晶片岩が分布します。この変成岩は、十字石片岩を含むことでよく知られていますが、源岩の堆積は古生代の石炭紀後半、変成作用は2億1,000万～2億5,000万年前で、飛騨片麻岩の仲間とは区別されます。宇奈月結晶片岩の分布域は、宇奈月帯とよばれます(図1・6)。

飛騨外縁帯の岩石類

三浦 飛騨帯の南側には、古生代の堆積岩や結晶片岩類などさまざまな岩体が複雑な構造をつくり、数km～10数kmの幅で断続的に分布しています。この地域を、飛騨外縁帯とよんでいます(図1・6、図1・7)。この地域は、日本で最古の化石を含む地層のあることでよく知られています。10年程前には岐阜県の福地で、日本で初めて約5億年前のオルドビス紀の貝形(虫)類の化石が発見されて話題になりました。

福井県の九頭竜湖周辺の地層からは、古生代のいろいろな化石が見つけれられています。白馬洞付近の石灰岩の小塊からは、シルル紀の三葉虫の化石が発見され、周辺一帯の石灰岩などを含む地層からは、デボン紀の床板サンゴ・四射サンゴ・層孔虫・腕足類などが見出されました。これらの石灰岩は、当時の浅い海に生活していたさまざまな生物の化石からできています。また、石炭紀のフズリナ(紡

錘虫)を大量に産出する石灰岩や、二疊紀前・中期のフズリナやコケムシなどを含む石灰岩も見出されています。

飛騨外縁帯の特徴は、こうした古生代のいろいろな時代の堆積岩が、3億年以前の変成作用でつくられた結晶片岩類や蛇紋岩類などと共に、大小の岩体をつくって複雑な構造をしていることです。

船津花崗岩(古期花崗岩)

岐阜県の神岡町(以前は船津町とっていた)周辺の花崗岩に対して最初に名前がつけられたので、船津花崗岩といわれます。いま説明した飛騨帯から飛騨外縁帯にまたがって分布します(図1・6)。ご存じのように、花崗岩は地下深部でつくられる火成岩ですが、この花崗岩の形成年代は、中生代のジュラ紀中頃の約1億8,000万年前と測定されています。それで、後で述べる白亜紀の花崗岩(新期花崗岩)に対して、古期花崗岩ともよばれるわけです。船津花崗岩は、飛騨片麻岩や飛騨外縁帯の岩石類を貫き、それらに変成作用をあたえながら上昇して地表にあらわれたもので、ジュラ紀後半から堆積した手取層群(後述)には、この船津花崗岩の礫が含まれています。ですから、手取層群が堆積する頃には、この花崗岩は、すでに地表に顔を出していたことがわかります。

中・古生代の地層(美濃・丹波帯)

地質図のグレーの色は、中・古生代の地層をあらわしています。飛騨外縁帯よりも南側に分布するので、富山県と石川県にはみられず、福井県でも北部にはなく、越前の南部から若狭にかけての地域に広がっています。この地層の分布域は美濃・丹波帯とよばれ、中部地方から近畿地方北部にかけて、南北約100km以上の幅で西方にのびていきます(図1・7)。

この地層は、泥質岩・砂岩・チャートおよび緑色岩類を主とし、ところどころに石灰岩をはさみます。チャートというのは、珪質の微化石、つまり放射虫や珪質海綿の骨針など、シリカ質の生物遺骸が海底に集まってできた

ものです。また緑色岩類は、もともとは海底火山の溶岩や火山灰からできた岩石類です。美濃一丹波帯の石灰岩には、石炭紀～二畳紀のフズリナが含まれています。それで10数年前までは、地層の年代は古生代と考えられておりました。ところが近年、チャートに含まれる放散虫の研究方法が飛躍的に進み、放散虫によって中生代・古生代のくわしい年代区分ができるようになりました。その結果、この地層群には、中生代の三畳紀～ジュラ紀の地層が含まれることが確実となりました。しかしこれらの地層群は、チャート・石灰岩・緑色岩類などの海洋域の堆積物と、砂岩・泥岩や火山物質などの陸地に近いところで堆積した碎屑物とが混合した堆積岩（堆積岩コンプレックス）が主で、その分布も複雑に入り組んでいます。それで、「中・古生層」として一括して扱っているわけです。このような、さまざまな起源や年代をもつ地層が複雑に入りみだれた構造が、どうして形成されたかについては、人によっていろいろな考え方があります。

若狭西端の舞鶴帯の地層・岩石
丹波帯の北西縁は、図1・8にみるように舞鶴帯と接しています。舞鶴帯は、福井県西端から近畿地方北部をへて中国地方までつづきます。幅は10km～20km、長さは120km以上におよぶ細長い地帯です。舞鶴帯の中央部には、二畳紀および三畳紀の地層が分布し、南側とや北側には、各種の火成岩変成岩からなる夜久野岩類が分布します。

福井県西端の大島半島や難波江海岸は、舞鶴帯に含まれます。大島半島には、二畳紀の地層（舞鶴層群）と夜久野岩類が分布し、難波江海岸には三畳紀の地層（難波江層群）が分布しています。二畳紀の地層は、砂岩や礫岩が多く、陸地近くから運ばれた碎屑岩からなる地層です。また難波江層群は、泥質岩と砂岩の互層で、三畳紀の二枚貝や腕足類の化石がたくさん出ています。こうした特徴から、二畳紀から三畳紀にかけてこの地帯は、大陸縁辺の陸棚あるいは島弧であったのではない

図1・6 飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の構成岩類の分布図

<小井土編図，1988による>

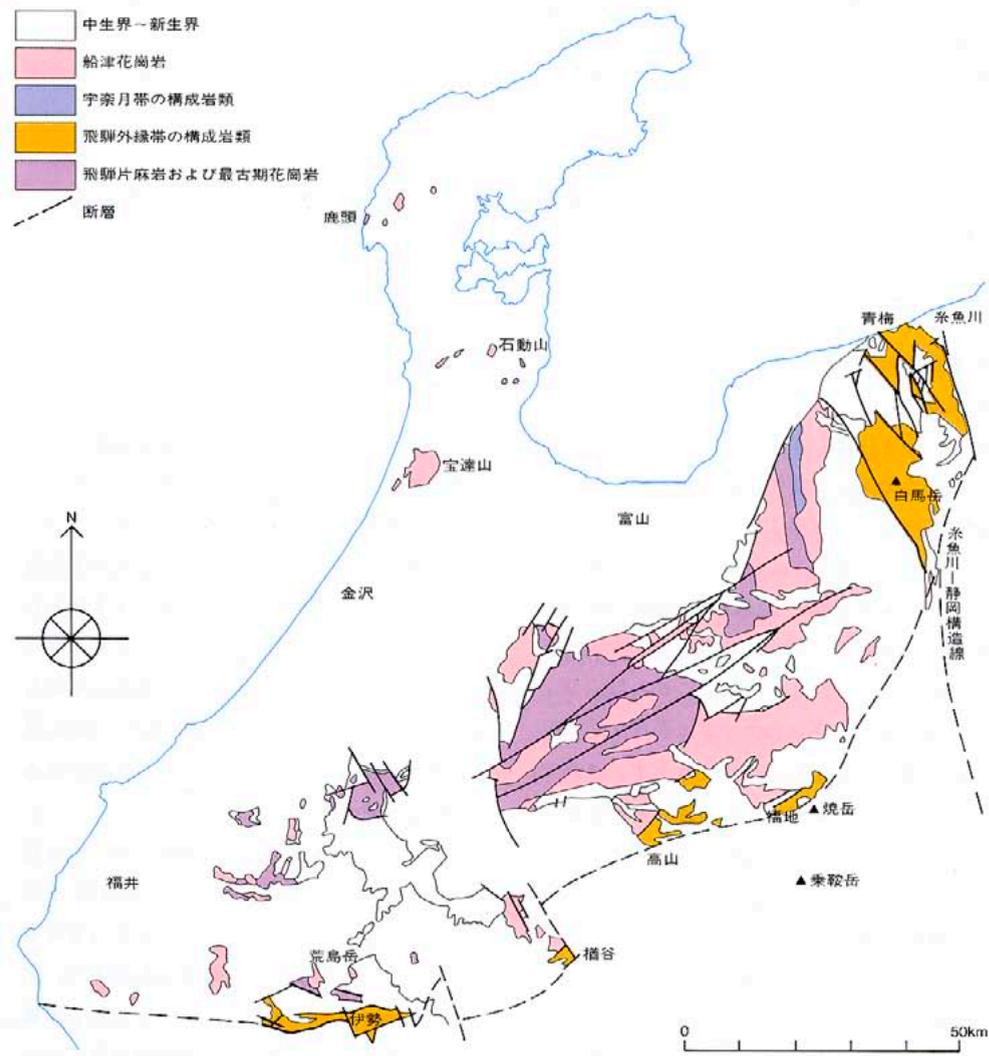
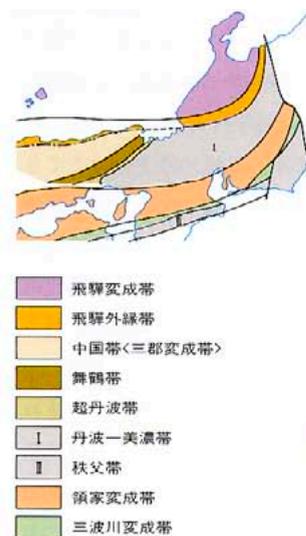


図1・7 西南日本における本州区の構造区分<清水による>

図1・8 福井県の地質構造区分(新第三紀以前)



かと考えられています。

《超丹波帯》

なお、舞鶴帯と丹波帯の境に沿った丹波帯側の狭長な地域には、両帯の中間的性格をもった地層が分布し、以前から注目されていたのですが、最近の調査で両帯のどちらにも属さないことがわかり、超丹波帯と名づけられました(図1・8)。二畳紀中期～後期の地層で、かなり変形した砕屑岩を主とします。

中生代の地層

《北方につづく海》

糸野 中生代は、アンモナイトと大型ハチュウ類が大繁栄した時代として知られていますが、北陸でも、近年これらの化石が各地から見つかっています。このうち、ジュラ紀前期の地層は来馬層群とよばれる内湾～沿岸域で堆積した地層で、富山・新潟県境の境川流域に分布します(図1・9)。ここからは、ジュラ紀前期を示すアンモナイト・巻貝・二枚貝などのいろいろな化石がでできます。またアンモナイト化石群には、北方系のもとの南方系のもとの両方が見いだされています。

ジュラ紀中期から白亜紀前期にかけての地層は、手取層群とよばれます。図1・9にみるように、この地層の分布域は、来馬層群にくらべるとぐんと広く、富山県南西部、岐阜県北部、手取川上流地域、九頭竜川上流地域、足羽川中流地域など、飛騨帯から飛騨外縁帯にまたがっています。そしてさきに触れましたように、この地域では、手取層群が堆積する以前に船津花崗岩が貫入しています。

手取層群の下部層は、ジュラ紀中期～後期の地層で、九頭竜垂層群とよばれています。地域によっていくぶん堆積環境が異なりますが、主として海成層で分布域も限られます。貝化石のほかにも多種類のアンモナイトや矢石類を産出し、福井県の足羽川中流では手取竜(テドロザウルス)が発見されています。

海生生物には、太平洋側の生物と共通の種はほとんどありませんが、トリゴニア(貝殻が三角形に近い二枚貝)には同じ種があります。こうした事情から、ジュラ紀前期から白亜紀

前期にかけて、来馬層群や九頭竜垂層群を堆積した海は北方から入りこんでいたが、南の太平洋側の海とも、つながりを保っていたと考えられています。

《手取時代の湖沼と平野》

手取層群の中部層(石徹白垂層群)は、ジュラ紀最末期～白亜紀初期の汽水～淡水成の地層で、分布域は全域にわたります。それで、この時期には、大小の湖が存在し、周辺には河谷や三角洲あるいは湿地帯などが広がっていたものと考えられます。

この地層からは、カキヤシジミのほかにも、イシガイやタニシなどの日本で最も古い淡水貝がでできます。植物化石では、シダ・ソテツ・蓼果類など80種以上を産出し、これは手取植物群とよばれます。また、立木のまま埋もれて化石となった直立樹幹がいくつも見つかり、これは根の状態から湿地帯のものと思われる。手取川上流の桑島地域の通称「化石壁」からは、恐竜の歯と足跡の化石や昆虫の化石が見つかっています。

手取層群の上部層(赤岩垂層群)は、白亜紀前期の主として河川成の地層で、礫岩や砂岩を主とし、凝灰岩をはさんでいます。分布域も中部層に比べるとぐんと限られてきて、化石の産出も少なくなります。こうして手取層群を堆積させた盆地は、次第に埋め立てられ、やがて消滅してしまいます。

手取層群の礫のなかには、手取川上流地域をはじめ各地域で、正珩岩(オーソコーツァイト)の円礫がたくさんでできます。この岩石は、砂粒のほとんどが円い石英粒でできている硬い硬い砂岩です。日本の陸上にはできませんが、隣の朝鮮や中国の先カンブリア時代の地層には、このような砂岩が広く分布しています。この砂岩は、先カンブリア時代の大陸地域で、厳しい乾燥気候が長く長く続く間につくられたものと考えられています。

このような正珩岩の円礫が手取層群に含まれているということは、現在の北陸・飛騨地帯が、当時は大陸と陸つづきで、そこを流れる長大な河川によって、はるばると運ばれてき

たということをお話しています。なおかつては、この円礫が手取川の河床に流れ出したものを拾い集め、「手取の玉石」として、窯業用の陶石を砕くボールに使っていたことがあります。

《中生代後半の植物相の変化》

中生代の三畳紀後期からジュラ紀中期という時代は、地球上の気候は暖かく一様であったようで、世界のどの地域の植物群をみても、あまり違いが認められません。ところが、ジュラ紀の後期以降になると、だいぶ様子が変わってきます。北半球では、高緯度地域と低緯度地域とでは、植物群に明らかに違いがでできます。

白亜期の初期ごろ、日本の太平洋側から産出する植物化石群は領石植物群とよばれ、その性格は、南方の植物区のものに似ています。一方、手取層群の中部層から産する手取植物群の性格は、同じころの朝鮮の植物群やシベリア植物区のものに似ています。しかも、シベリア植物区のマツ類やイチョウ類の樹幹には年輪も認められます。こうした証拠から、この頃から世界的に気候帯の区別がはっきりしはじめ、同時に夏と冬の気温差もしだいに広がってきたのではないかと考えられています。白亜紀の後半になると、世界的に被子植物が大発展しますが、シベリア植物区では、落葉性の被子植物が大きな比重を占めています。

北陸でも、足羽層群とよばれる白亜紀後期の地層が、足羽川の上流域や手取川支流の大道谷川上流域に点在し、これらの地層からは、それぞれ足羽植物群、大道谷植物群とよばれる植物化石群が産出します。それらには、ヒシ、ハス、ポプラなどの被子植物が見出されます。また大道谷植物群は、現在の日本列島のような温帯性のもので考えられています。なお足羽層群は、酸性凝灰岩を主とした地層で、次にお話する白亜紀後期の激しい火成活動がおこっていた時期の、ところどころに点在した小さな凹地や湖沼の堆積物です。

濃飛流紋岩類と新期花崗岩類

藤井 白亜紀後期から古第三紀にかけては、美濃一丹波帯と飛騨帯にまたがって、激しい火山活動が繰り返し発生します。陸上の火山から噴出した高温の火砕流堆積物が冷え固まるときに溶結凝灰岩ができますが、この時期の火山活動がこの種のもので、中部地方には、溶結凝灰岩からなる流紋岩～デイサイト質の火砕岩が各地に広く分布しています。

その最大の岩体が濃飛流紋岩で、図1・10にみるように、幅20～50km、延長は130kmにおよぶ巨大なものです。岩体の厚さも、最も厚いところでは2,000mをこえています。もちろん、この巨大な岩体は溶結凝灰岩層が何層も重なってできているのですが、1枚の溶結凝灰岩層の層厚は数100mにも達します。最も厚いものでは1,000m以上もあり、その広がりも50km以上もつづきます。

この火山活動は、最初は美濃一丹波帯の南部で始まり、後期白亜紀の間に活動の場が次第に北方へと移りました。そして古第三紀に入ると北陸の一部地域に活動の場が移りました。富山県では、小矢部川上流の太美山山地の周辺一帯と、魚津市東方の北東-南西方向に延びる狭長な範囲にこの岩体が分布し、それらは太美山層群とよばれます。また、これが新潟県の親不知海岸へと伸びていき、親不知火山岩層とよばれます。福井県では、九頭竜川上流域および丹生山地にこの岩体が分布し、それらは面谷流紋岩とよばれます。

一方、この時代に地表で火山活動が行われた地域では、ほぼ同じ時期に、地下深部では花崗岩が形成されています。つまり、火山-深成複合体という特徴をもっています。北陸の地質図では、この時代に形成された花崗岩を新期花崗岩（白亜紀花崗岩）として、その分布を示してあります。北陸での比較的大きな岩体は、飛騨山脈をつくる花崗岩類と、福井県の敦賀花崗岩および江若花崗岩などです。だいたい以上が、北陸地方の新第三紀以前の基盤をつくっている地層・岩石の概要です。

図1・9 - 来馬層群・手取層群・足羽層群の分布略図

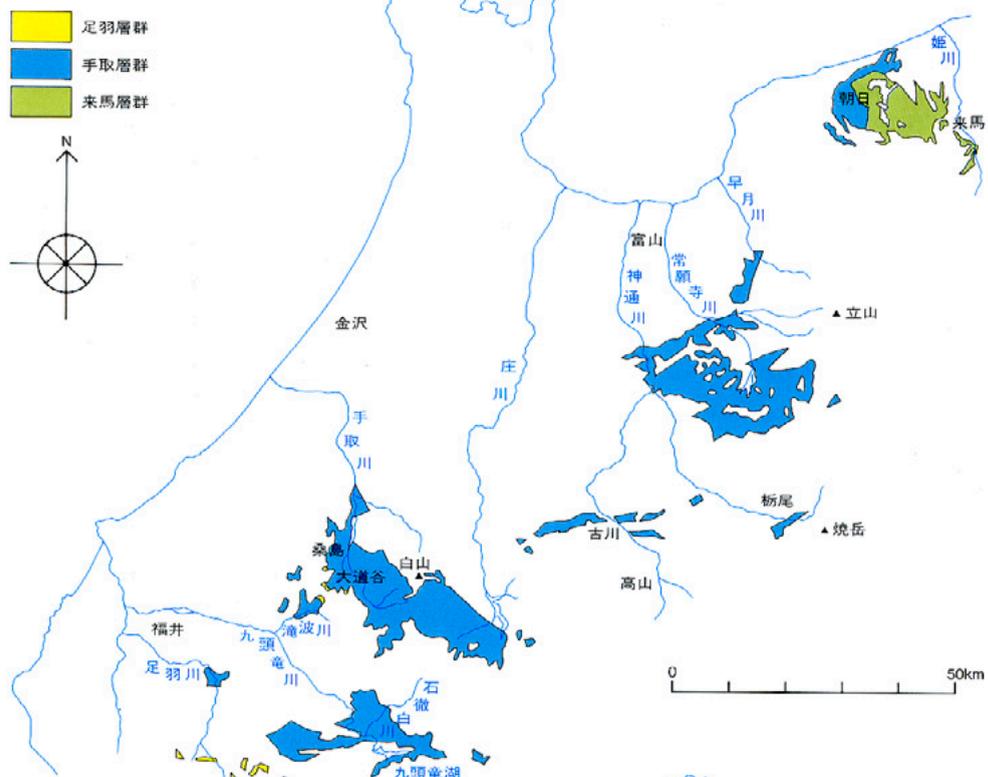


図1・10 - 中部地方北部の後期白亜紀～古第三紀火成岩類の分布略図

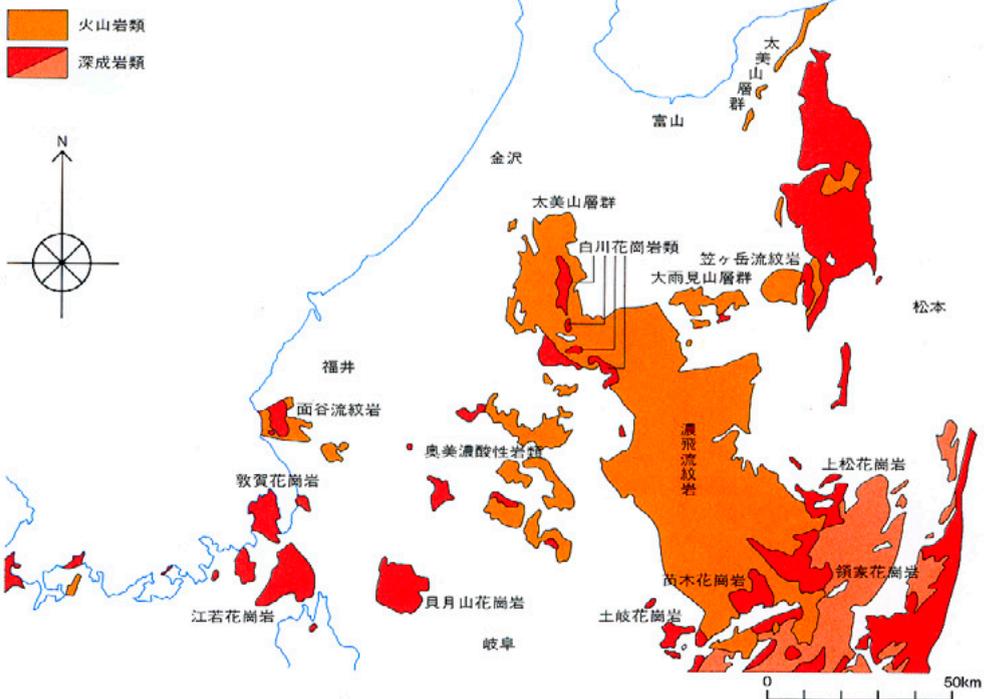
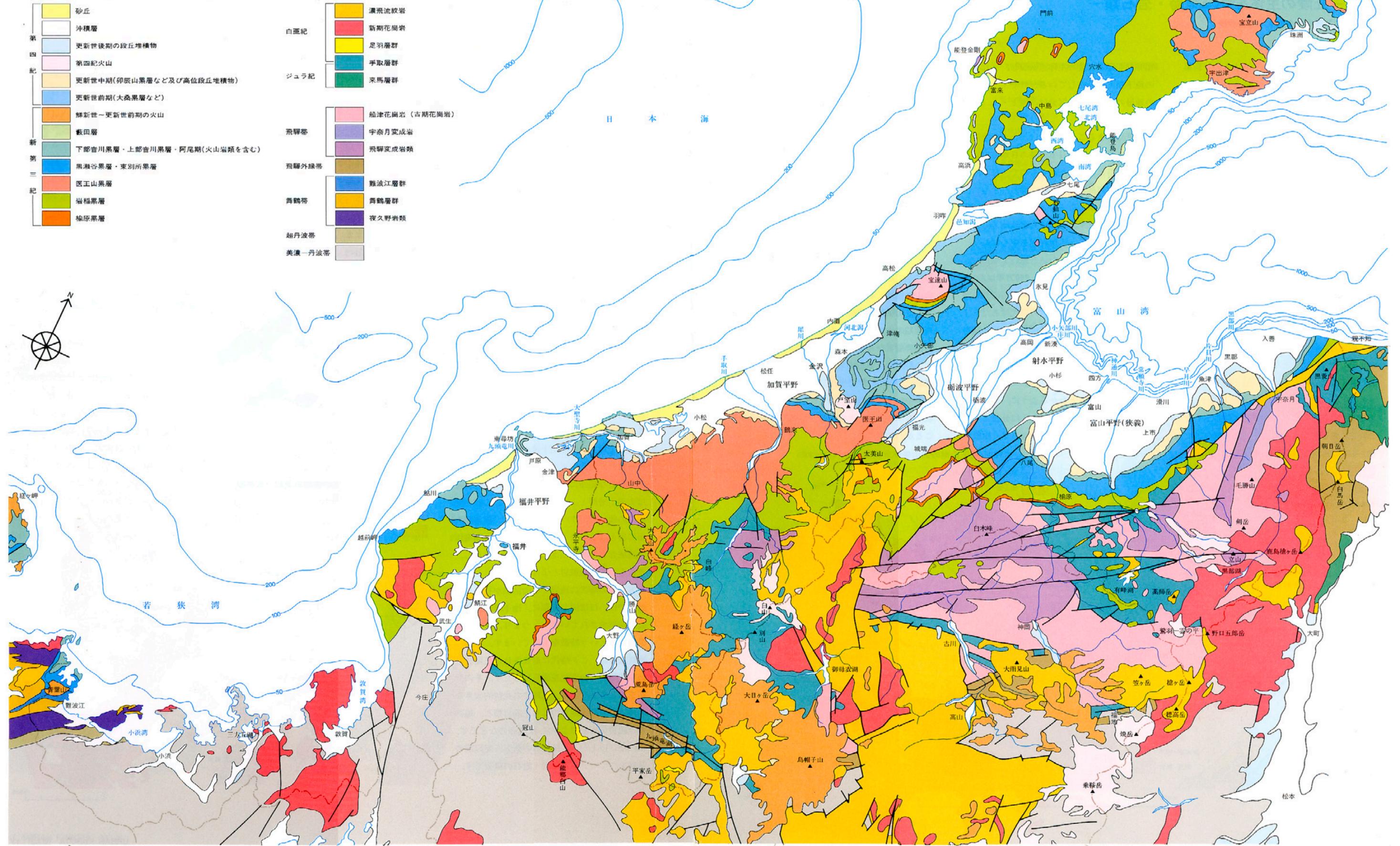


図1・11 - 北陸の地質図<地質調査所50万分の1地質図「金沢」1974を簡略化(一部修正)>



2 新第三紀の古地理変遷

- 丘陵の主体をつくる地層・岩石類 -

紺野義夫 = 金沢大学名誉教授

紺野 これまでの話してわかるように、新第三紀以前の北陸の変動は、どちらかというところ、飛騨帯より南側の地域を舞台として起こったものでした。手取層群のように、北方系の海が入りこんだ例もありますが、その場合でも北陸・飛騨地域が、当時のアジア大陸と陸つづきであったことが確かめられています。

ところが、新第三紀に入ると様相が一変し、古い時代の基盤の上に裂け目ができて、大きな変動が起こってきます。大規模で激しい火山活動が発生して、北陸一帯は大量の火山岩や火山砕屑岩で覆われます。

やがて誕生した日本海には、はじめに南方からの暖かい海が広く入り込み、つづいて北方からの冷たい海が深く入りこみます。そしてこの間に、北陸地方をおおっていた「古日本海」の海底には、砂岩や泥岩などの厚い地層が堆積します。こうして、新第三紀の中新世から鮮新世にかけて、つまり約2,500万年前から約160万年前までの間に、北陸地方には、さまざまな岩相をもつ厚い地層が堆積しました。これらの地層がいま、富山・石川地域および

福井県北部の丘陵の主体を構成し、また平野の地下深くに分布しているわけです。これらの地層の区分と時代区分は、表1・1(9p)に示してあります。

中新世に始まるこの大変動は、たんに北陸だけのものではなく、日本列島の日本海に面した地域一帯に広くまたがるもので、日本海の誕生や日本列島の成立に深い関わりをもつ大変動です。しかしここでは、そうした大問題のことに触れず、もっぱら北陸地方でおこった変動に限定し、古地理図を中心にして、その変遷をさぐってみたいと思います。

楡原期およびそれ以前(2,000万年前) 図2・1が、この時期の地層・岩石の分布図で、いわば大変動の幕開けの時代にあたります。楡原累層は、北陸地方の新第三紀の地層のなかでは一番古い堆積物で、主として河川成の礫岩や砂岩からなります。神通川・小矢部川・庄川上流地域や能登西部に分布しますが、地質図をみるとわかるように、飛騨片麻岩や船津花崗岩を取り囲むように分布しています。こうした分布と岩相からみて、楡原累

層は陸水成の堆積物と考えられます。

またこの時期と前後して、流紋岩や安山岩を噴出した火山活動がありました。庄川・小矢部川上流地域の白中流紋岩、福井県下の西谷流紋岩、能登半島北部の安山岩類などですが、図には、これらの火山岩の年代を記しました。

岩稲・医王山期(2,000~1,700万年前) この時期になると、北陸地方では広域にわたり激しい火山活動が発生し、いわゆるグリーンタフが形成されます。図2・2が、この時期の岩石の分布を示した図で、地質図(図1・11)で示した岩稲累層と医王山累層の両者を一緒にして示してあります。なお、この時期の火山活動は、北東方向へは佐渡へ連なり、西方へは山陰地方の沿岸部へとつづいています。岩稲期の火山岩類は、安山岩質の溶岩および火山砕屑岩からなり、堆積岩をはさんでいます。層厚は、富山県東部から石川県中央部で500~1,000m、能登半島で約1,000m、福井県の丹生地区で約700mです。一部の地区では枕状溶岩がみられ、火山活動が水域でおこったことがわかります。

図2・1 - 楡原期およびそれ以前の地層・岩石分布図(2,000万年前及びそれ以前)

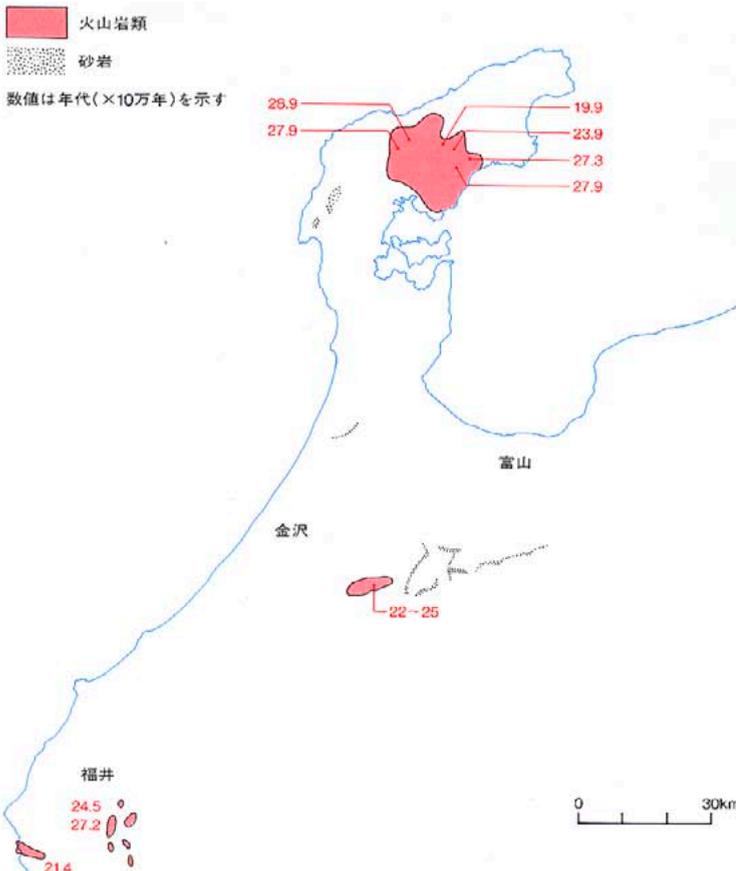
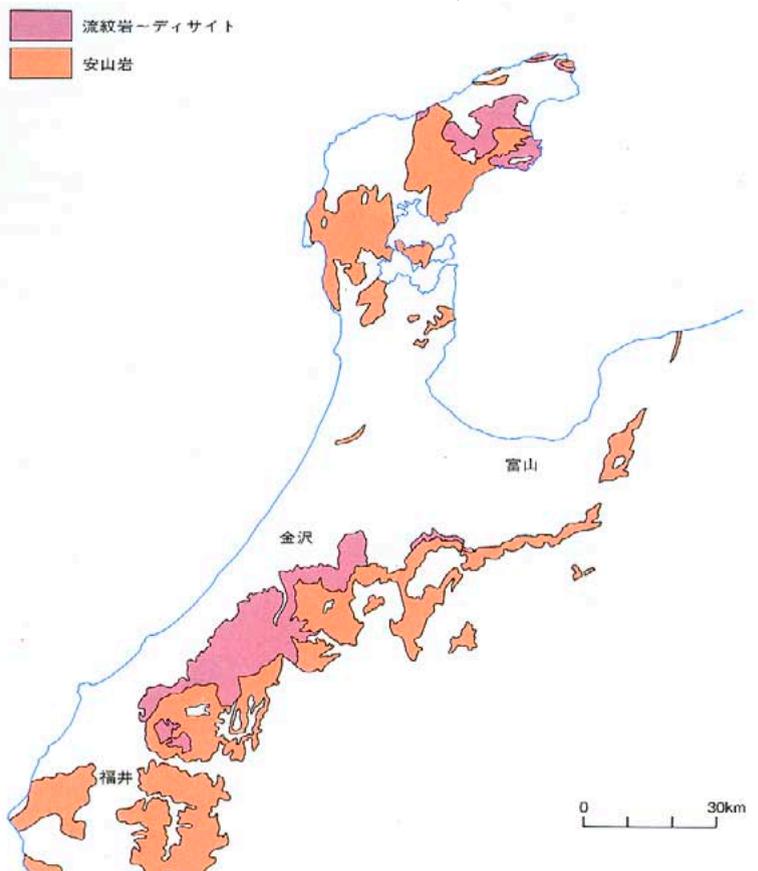


図2・2 - 岩稲期・医王山期の火山岩類分布図(2,000~1,700万年前)



医王山期になると、流紋岩質溶岩と火砕岩を主としたものになってきます。層厚は、金沢市東方の医王山地域で最も厚く1,300m、福井県の丹生地区では600m、このほか加賀地区や能登半島北東部にも、同時期のデイサイト質～流紋岩質火山岩類が分布します。

これらの地層には、ときに溶結凝灰岩が挟まれるので、火山活動は主に陸域でおこったことがわかります。また石川県南部や福井県の丹生地区では、火砕岩の間に湖成堆積物が挟まれます。そして、丹生地区の湖成堆積層の上位からは海生の貝化石がでてくるので、この時期の最後には、一部に海が進入してきたものと思われます。

黒瀬谷期 (1,650～1,600万年前)

火山活動は、一部の地域ではまだ続き、丹生地区や富山県東部では安山岩類の、金沢地域では玄武岩類の活動がみられますが、この時期に入ると、主として浅海性の砂岩・泥岩・礫岩からなる厚い地層が堆積します。層厚は、富山南部の八尾地区で700～900m、丹生地区では700～800m、加越地区で500m以上、能登

北部や金沢地区では200～300mです。図1・11の地質図では、黒瀬谷期と次の東別所期の地層とは、一括して示してあります。

この時期の大きな特徴は、熱帯性～亜熱帯性の浅い海が、北陸一帯に広く進入してきたことで、図2・3がこの時期の古地理図です。じつはこの時期には、世界的に気温が上がり、海水準が大きく上昇したとされており、太平洋のまわりの各地でも急激に海が進入しています。本誌の28号には、名古屋大学の糸魚川さんの描かれたこの頃の日本列島周辺の古地理図が載せられていますが(28号,33p),それをご覧いただければ、当時の日本列島が、いわば水びたしのような状況になっていたこと、同時に、いまの対馬海峡や朝鮮海峡のあたりから日本海側に向かって、暖流が勢よく流れこんでいた様子がよくわかります。

北陸地方でも、この時期の地層からは熱帯性～亜熱帯性の海生動物化石がたくさんでてきます。古地理図には、こうした化石のうち、当時の古環境の復元に役立つようなごく代表的なものを選び、それらの産出地点を示しま

した。貝化石では、マングローブ沼に生息するヒルギシジミと、亜熱帯の汽水に生息していたピカリア。大型有孔虫では熱帯の浅海にすむオバキュリナです。また大型哺乳動物の化石では、パレオパラドキシアとステゴロフォドン(小型のゾウでステゴドンの先祖型)の産出地点を示しました。

一方、礫・砂・泥の分布やそれらの堆積状況からは、当時の海岸線や河川の流系・扇状地などが推定できます。古地理図にみられるように、この時代の北陸地方は、暖流の影響の非常に強い内湾・浅海域が大きく広がり、海岸線は全体として屈曲の多いものであったようです。

またこの時期には、富山南部には本格的なマングローブ植物群が生育しておりました。それについても、本誌28号で山形大学の山野井さんが詳しく紹介しておりますので(28号,10～15p),ぜひ参照ください。なお、このことに関連して一言付け加えますと、当時、マングローブ相が認められるのに、造礁サンゴの化石は見つからないので、これがときどき

図2・3 - 黒瀬谷期の古地理図(1,650～1,600万年前)

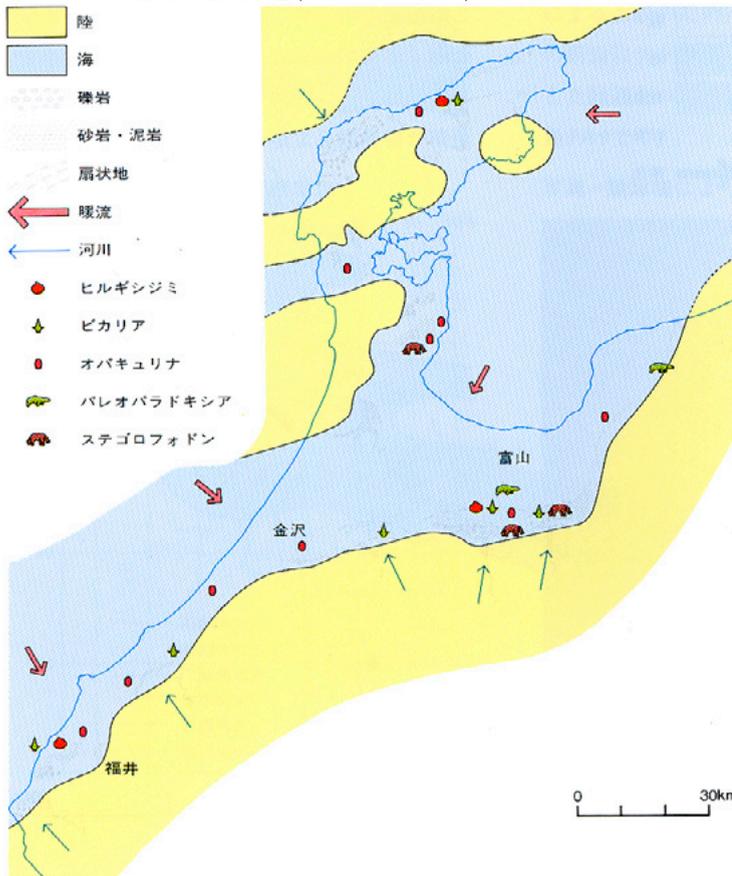
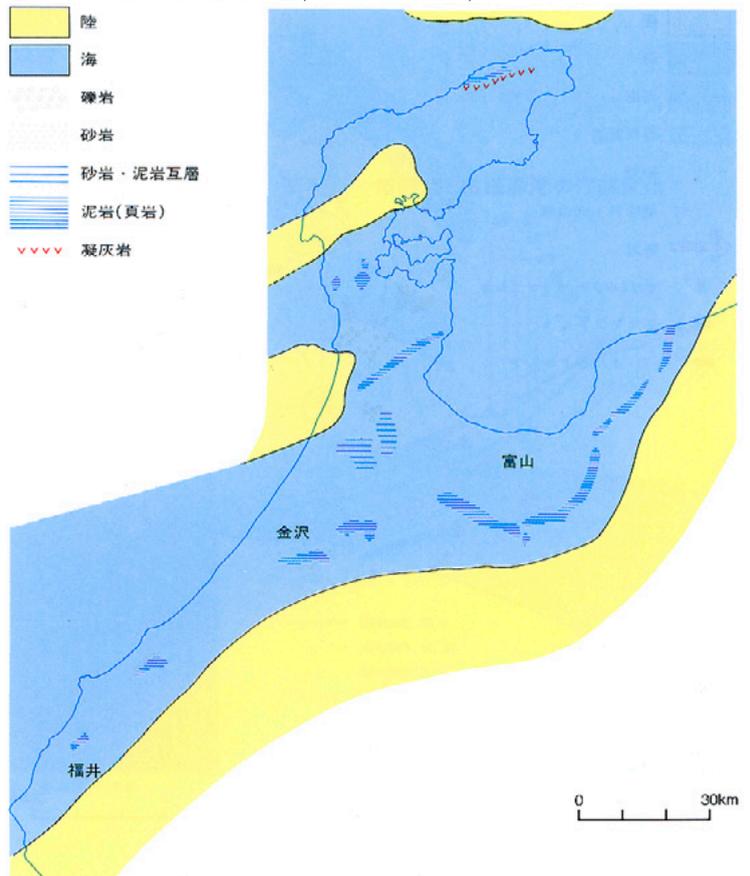


図2・4 - 東別所期の古地理図(1,600～1,500万年前)



問題になります。しかし、地層や化石の産状にもとづいて当時の海岸付近の状況をよく調べてみますと、マングローブ相・内湾相・外洋相の生物が混在し、後背地の隆起が盛んで多量の碎屑物が供給されていたことがわかります。そうした事情から、おそらく海水はいつも濁りがちで、暖海ではあったが造礁サンゴの生育には適していなかったのだろう、と考えられます。

東別所期 (1,600~1,500万年前)

この時期になると、堆積相ががらっと変わり北陸地方のほぼ全域に、均質無層理の泥岩層が広く分布するようになります。浅海の貝類化石は姿を消し、それに代わってキララガイやシワロウバイなどの、より深い海にすむ泥生の貝類化石があらわれます。また深さ500~1,500m付近に生息する底生有孔虫の化石も見出されています。

図2・4がこの時期の古地理図で、黒瀬谷期に比べて、海は急速に拡大していましたが、この海はまた半深海の深い海へと、その性格を変えています。浅海域の化石が非常に少な

いので海流の動向ははっきりしませんが、暖流系の浮遊性有孔虫の化石がたくさんでるので、暖かい海であったと思われます。

地層の厚さは、富山南部の八尾地区が異常に厚く800mで、そのほか金沢地区・加越地区・丹生地区・若狭内浦地区などに、この時期の地層が分布しますが、それらの層厚は100~300mの範囲です。

下部音川期 (1,500~1,350万年前)

この時期になると、海は浅くなります。富山県南部に分布する砂岩・礫岩からなる下部音川累層(層厚400m)や、能登北西地区に分布する石灰質砂岩(層厚80m)からは、浅海にすむナナオニシキやカガミホタテなどの貝類化石がでてきます。

図2・5がこの時期の古地理図で、能登地区では、北西部からはパレオパラドキシアが、南部からはデスモチルスが見つっています。両者とも、中新世の海辺に生息していた代表的な哺乳動物で、化石の産出状況から、パレオパラドキシアは南の暖かい海に、デスモチルスは北の寒い海に生息していた

ものと考えられています。貝類化石の産出状況は、この時期の海が全体として暖流の影響下にあることを示しますが、ときとして寒流の流れが入りこんでいたのかもしれない。地質図(図1・11)では、下部音川期から阿尾期までの地層は、一括して示してあります。

上部音川期 (1,350~800万年前)

下部音川期では、まだ暖流の影響が強かったのですが、この時期になると、寒流系の海域へと変わってきます。富山県南部に分布する上部音川累層(層厚600m)は、主として砂岩・泥岩からなりますが、この地層には、ホタテガイやクサビ型オオノガイなどの寒流系の浅海の貝類化石がたくさん含まれます。

図2・6がこの時期の古地理図です。この時期の地層は、金沢北部地区(層厚200m)、氷見地区(層厚450m)、羽咋郡の志雄地区(層厚500m)などに分布します。ほかに特徴的な地層として珪藻泥岩層があり、能登北東部の飯塚珪藻泥岩層(層厚400m)、能登南部の和倉累層(層厚60m)がよく知られています。

能登半島に分布する新第三紀の泥質堆積岩の

図2・5 - 下部音川期の古地理図(1,500~1,350万年前)

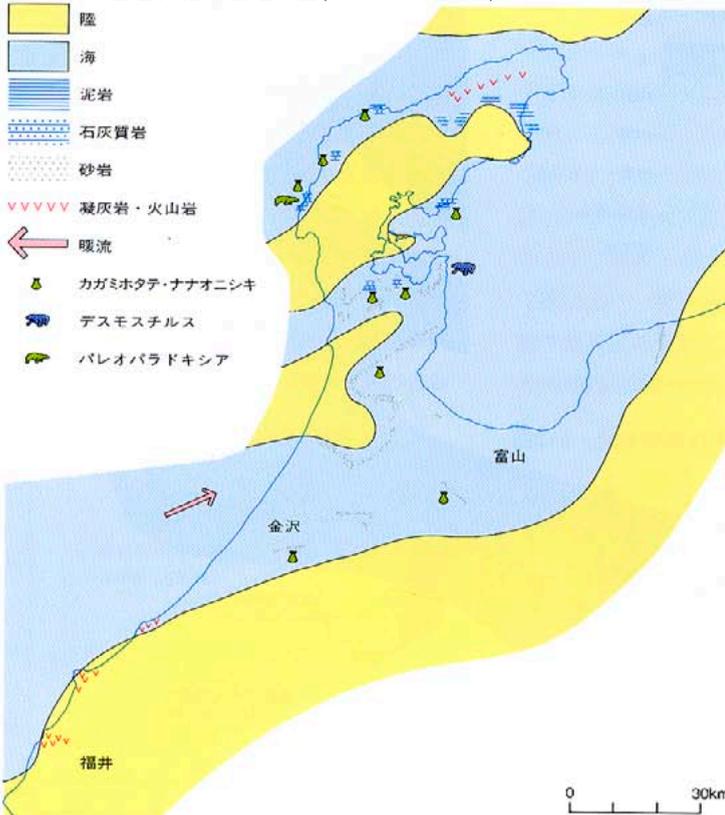
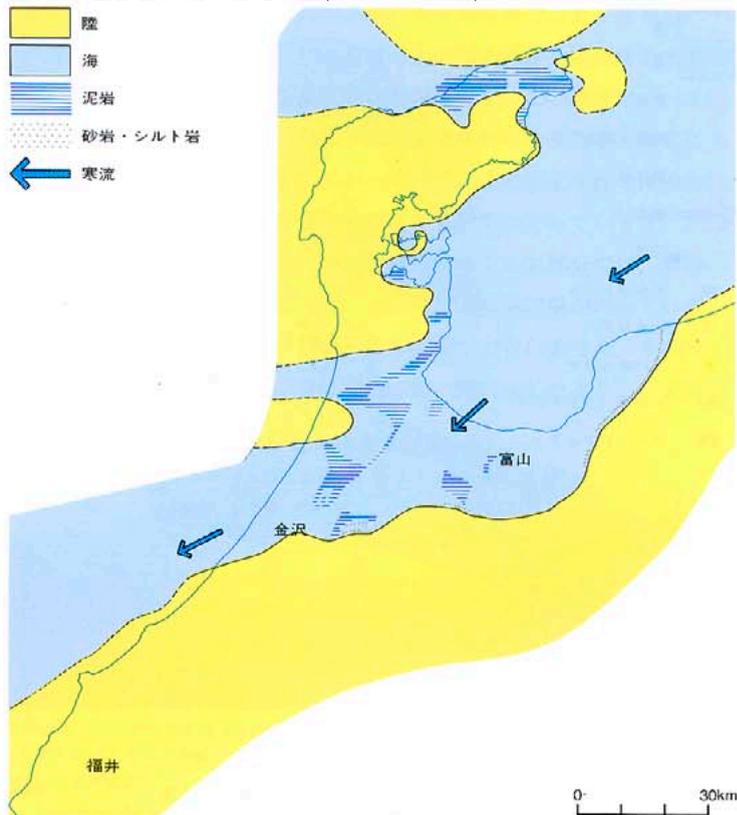


図2・6 - 上部音川期の古地理図(1,350~800万年前)



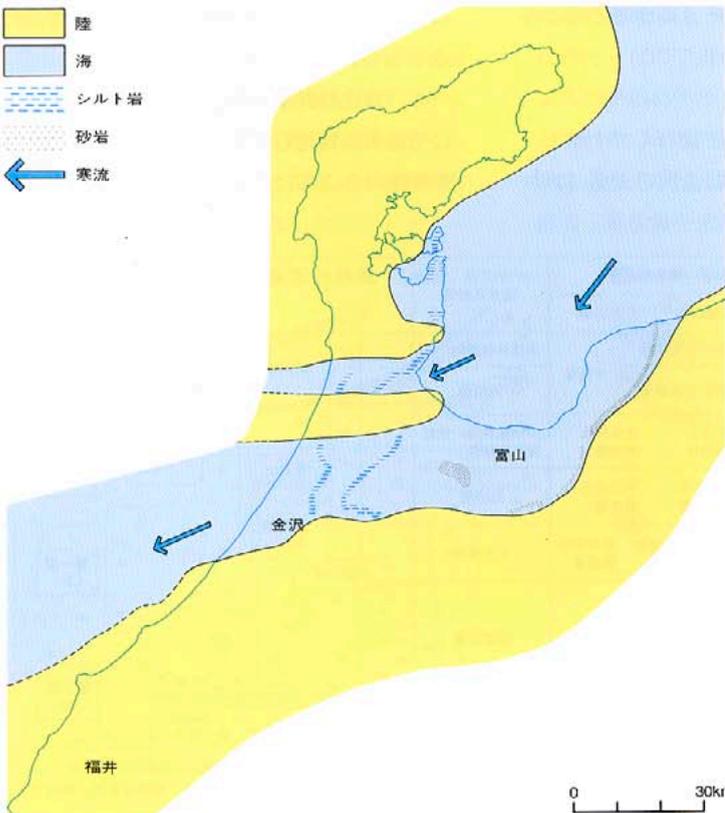
なかには、多少とも珪藻遺体が含まれているのですが、飯塚珪藻泥岩層などは均質無層理の泥岩層で、珪藻遺体の含まれる割合が特に多いのです。珪藻類が多量に繁殖できる栄養条件にあっただけでなく、さらに土砂の搬入や海流の出入りの少ない、静かな半ば閉鎖的な環境の水域で、これらの珪藻泥岩が形成されたと考えられています。またこうした事情からも、能登地域の陸地が平坦な地形であったことがうかがえます。なお古地理図にも示したように、福井地方の大部分は、1,300万年前ころから以降は陸域となります。

阿尾期 (650～350万年前)

この時期の地層は、医王山地区(層厚約100m)、羽咋郡志雄地区(層厚約200m)、氷見地区(層厚約100m)、七尾東部(層厚約100m)、富山南部(層厚100～150m)に分布します。いずれも砂岩やシルト岩からなりますが、これらの地層からは、数は少ないのですが寒流系の貝化石がでてきます。

図2・7がこの時期の古地理図で、上部音川期に比べて海域は縮小していますが、海は引

図2・7 - 阿尾期の古地理図(650～350万年前)



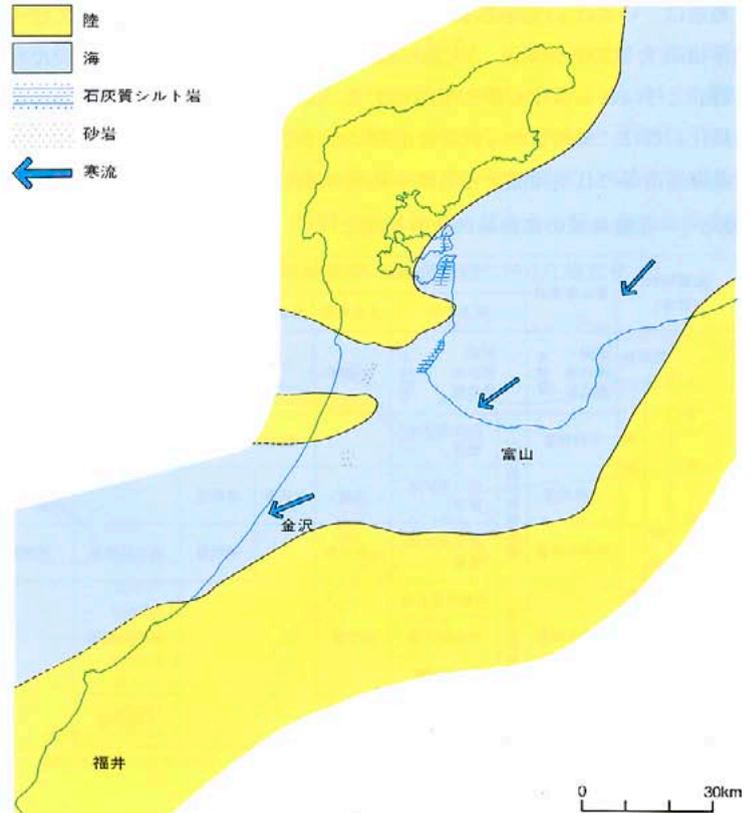
き続いて寒流系の影響下にあります。また、この時期には、局地的な隆起運動が生じています。その1つは、宝達山と氷見南方の二上山を結ぶ東西方向の隆起帯で、これより以北ではシルト岩が分布します。このほかにも、石動山地区や奥能登の宝立山地区の隆起も、この時期に生じたと考えられます。

藪田期 (350～160万年前)

この時期の地層は、能登半島南部の崎山半島と能登島東部、および氷見の灘浦海岸に分布します。石灰質シルト岩からなり、層厚は130～250mの範囲にあります。藪田層は、やや深い海にすむ二枚貝類(オウナガイやツキガイモドキの仲間)や、有孔虫などの微化石を多量に含んでいます。ほかの陸上地域では、この地層は見られません。

図2・8がこの時期の古地理図で、阿尾期に比べると、能登半島基部で海域が少しひろがっております。寒流の影響の強い深い海というのが、この時期の特徴です。北陸の新第三紀は、藪田期の地層を最後として終わり、これ以降からは、第四紀に移り変わります。

図2・8 - 藪田期の古地理図(350～160万年前)



新第三紀層と地すべり地帯

以上のように、新第三紀の中新世から鮮新世にかけて堆積した厚い地層が、いま、富山・石川地域の丘陵や山麓の主体をつくっているわけですが、このうち中新世の堆積岩、なかでも泥岩の分布するところでは、しばしば地すべりが発生します。とくに能登半島北部の海岸沿いや南部の宝達丘陵地域・氷見地域は、地すべり防止区域や崩壊災害危険地の密集するところとなっています。

岩盤地すべりは、一般的には、地形斜面とほぼ同じ程度の10°～15°に傾斜した泥岩・凝灰岩からなる地層が、長年の地下水の浸透による風化変質によって生じるもので、規模も大きく被害も大きくなりがちです。1964年の氷見市胡桃の地すべりや、1977年の氷見市五十谷の地すべりがこの例です。多くの地すべりは、過去に発生した地すべり崩土が2次的・3次的に移動するもので、そのほとんどが、地下水がじっくりと供給される融雪期や梅雨の時期におこります。そのため、地下水の挙動に大きな関心がはられているわけです。

丘陵と平野のなりたち 第四紀の北陸の変遷

紺野義夫 = 金沢大学名誉教授
 三浦静 = 福井大学名誉教授
 藤井昭二 = 富山大学教養部教授

寒い海の時代

更新世前期の古地理

編集 北陸の新第三紀までの長い歴史が終わって、これから第四紀に入るわけですが、第四紀に入っても、すぐには現在の地形が姿を現わしそうにありませんね（笑）。

紺野 まあ、そういうことです（笑）。

表3・1は、北陸の第四紀層の層序とその対比表です。第四紀に入ってから北陸の各地域では、どのような地層がどのような順序で堆積しているか、そしてそれらの地層は互いにどのように対比されるか、を示したものです。またこれらの地層の分布域は、次の第4章から第6章の、各平野ごとにまとめた第四紀地質図（図4・1、図5・1、図6・1）に示してあります。これらの表や図を見て頂きながら話を進めます。

まず更新世前期、約160万年前～80万年前には、金沢周辺からその東方の砺波山丘陵一帯にかけての地域には大桑累層が、また富山県西部では氷見市周辺に十二町層、富山県東部には横尾砂岩泥岩層が堆積します。これらの地層は、いずれも浅海成の均質な砂岩で、層厚は最大で200～250m、「大桑 - 万願寺動物群」と呼ばれる貝化石群を産出します。この貝化石群は、鮮新世から更新世前期にかけて、北海道南部の日本海側から朝鮮半島沖の済州

島まで、日本列島の日本海側に広く分布する寒流系の貝類化石です。金沢周辺の大桑累層、秋田県の万願寺付近の脇本層から多産するので、大桑 - 万願寺動物群と呼ばれます。

図3・1は、この寒流系の海が入りこんでいた更新世前期の北陸の古地理図で、図2・8の藪田期の次の時期にあたります。能登半島では、この頃から地層の堆積がみられませんが、その分、海域は少しせまくなっています。藪田期に比べると、同じ寒い海でも、ぐんと浅くなっているのがこの時期の特徴です。

編集 古地理図を見ると、石動山 - 宝達山の丘陵域が陸域になっていますが、この頃から隆起していたんですか？

紺野 本格的に隆起するのは、もっと後の時代です。宝達丘陵の東西の両側には、この時期の地層がありますね。ですから、もともとはその真ん中にも地層が幾分かあったんだと思いますが、その後、隆起して浸食されたので、いまは地層がなくなっている。

ただ、それより南部の地域には、海成の大桑累層が広く残っていて様子がまるで違います。それで宝達丘陵の地域は、この頃から隆起の萌しがあったのだろう、そういう考えでこの古地理図を描いたわけです。

更新世前期の海面変動

編集 大桑は、(おんま)と読むんですか？

紺野 今は、地名としては金沢市大桑（おお

くわ）町です。昔は大桑（おんま）と書いていたので、それで地層名として大桑（おんま）累層と名付けられた。この地層名は、外国の文献でもOmmaとして通用してしまっているから変えられません。つまり“金沢市大桑（おおくわ）町を模式地とする大桑（おんま）累層”ということになるわけです。大桑町の場所は犀川左岸にありますが、いまでもその下の河床一面に露出している大桑累層からは、貝化石が非常によくとれます。

大桑累層については、昔、私どもが調べていた頃はだまかですから、暖流系の貝もわずかに入ってはいるが、それらを含めて“大桑の海は全体として寒い”と、そういう言い方をしていたわけです。最近になって、北村晃寿さん（当時金沢大学）などの若い研究者によって、この地層とそこに含まれる貝化石群集が詳しく調べなおされております。

その結果をまとめてみますと、大桑累層中部は、下位から上位へ、貝化石密集層 淘汰のよい細粒砂岩 泥がちな細粒～極細粒砂岩へと変化する堆積サイクルの繰り返しからなっている。そして堆積サイクルの平均的な厚さは約7mで、10回の堆積サイクルが認められるとしております（図3・2）。

一方、貝化石群集を調べると、寒流域の浅海に生息する貝化石群集から、暖流域の浅海のやや深いところに生息する貝化石群集までが

表3・1 - 北陸地域の第四系の区分と対比

< 紺野・三浦・藤井，編集，1991 >

地質時代 (万年)	富山県東部		富山県西部		能登半島		石川県南部		福井県北部		福井県西部	火山活動							
	新期 扇状地 構成層	沖積層	新期 扇状地 構成層	沖積層	北東部	七尾周辺	金沢周辺	加賀市周辺	加越山地	丹生山地		浜渡列堆積物	白山火山	立山火山	第一雲 (12)	第三雲 (31)	第九雲 (93)		
1	新期 扇状地 構成層	沖積層	新期 扇状地 構成層	沖積層	沖積層		新期 扇状地 構成層	沖積層	新砂丘堆積物	沖積層	浜渡列堆積物	白山火山	立山火山	第一雲 (12)	第三雲 (31)	第九雲 (93)			
2	下段累層	旧期 扇状地 構成層	低位扇状地 礫層	沖積層	低位段丘構成層		新砂丘堆積物	沖積層	旧砂丘堆積層	沖積層	浜渡列堆積物						古白山	立山火山	第一雲 (12)
12	上段累層	旧期 扇状地 構成層	中位扇状地 礫層	窪層	平床層	奥原層	河岸段丘構成層	沖積層	古砂丘 堆積物	低位段丘 構成層	旧期扇状地～低位 段丘堆積物	芦原 砂層	中位段丘 構成層	気山層	戸室火山	立山火山			
15	東福寺累層	旧期 扇状地 構成層	高位扇状地 礫層	上田子町	高階層		高位砂礫層	南野層	細呂 木層	宿堂 層	高位段丘 構成層						三方礫層	戸室火山	立山火山
50	興羽山礫層	堆積 層	石動砂泥互層	西田層			卯辰山累層					能登野層	戸室火山	立山火山	第一雲 (12)	第三雲 (31)			
80	横尾砂岩泥 岩層	十二町層 (大桑累層)	松永砂泥層		十二町層 (大桑累層)												大桑累層		
160			桜町礫層	十二町層 (大桑累層)				大桑累層					能登野層	戸室火山	立山火山	第一雲 (12)			

注：第一雲は興羽一雲の平を示す。数字は年代、単位万年。

みとめられる。そして、それらが1つの堆積サイクル内での岩相の変化に伴って、寒流域の上部浅海のものから暖流域の下部浅海のものへと、変化していることを明らかにしております。

図3・2が、その研究結果をまとめたものです。この図からは、寒流域と暖流域の貝化石群集が、9回にわたって交互に出現していること、また堆積サイクル(1),(2),(3),(8),(9)の5つのサイクルでは、1つのサイクルごとに、海域の寒暖の変化とともに、海面もまた変動している様子が読み取れます。そして北村さんらは、貝化石の生息する水深などから、海面の変動量は、最大で約50mと見積もっております。

大桑累層中部が堆積した時期は、更新世前期の約120万年前～90万年前頃にあたります。約160万年前に始まる第四紀は、氷河時代ともいわれるように、地球上での気候の変動が激しくなり、厳しい寒冷気候によって大規模な氷河が何回も出現してくる時代です。そして

この氷河の消長に伴って、海面の上昇・下降が周期的に現われてくることで特徴づけられます。

この海面変動のスケールは、約90万年前頃を境にしていくぶん変化し、それ以前では変動の周期・振幅が小さく、以後の方がより激しいといわれています。大桑累層中部から推定される寒暖の変化と海面変動のスケールも、このことを裏付けています。大桑累層中部の中で周期的にでてくる暖流域の下部浅海の貝は、世界的に海面がいくぶん上昇した時期に、南方からの暖流が流れ込んだことを示すものと思われま。

編集 この節のタイトルは「寒い海の時代」となっていますが、これは、全体としては寒流系の卓越する海だけれども、中頃以降になると、暖流が何回か流れ込んだ時期があったというわけですね。

糸野 そうです。それは、周期も短かく大規模なものではないが、第四紀特有の氷河性海面変動によるものだろう、ということですね。

海から内湾へ

更新世中期前半の古地理

藤井 更新世中期の前半になりますと、金沢周辺では大桑累層の上に卯辰山累層、砺波山丘陵東縁では植生累層、富山県東部では呉羽山礫層が、また、富山県西部の氷見周辺では十二町層の上に西田層が堆積します。

この時期の地層の分布域は、前の大桑期と比べてあまり変りはないのですが、その層相をみると、浅海成の地層から内湾成～陸水成の地層へと、大きく変わってきます。図3・5がこの時期の古地理図で、年代でいうと約80万年前～約50万年前の時代です。

呉羽山礫層は、呉羽山丘陵の頂部と、富山県中央部から東部の山麓部に点在します。扇状地性の陸水成層で、礫と砂の互層からなり、層厚は約50m、一部にくさり礫が含まれます。植生累層の上部に対比されます。

砺波山丘陵の東縁にそって分布する植生累層は、礫・砂・泥からなる湖沼性の陸水成層で、

図3・1 - 大桑期の古地理 (160～80万年前)

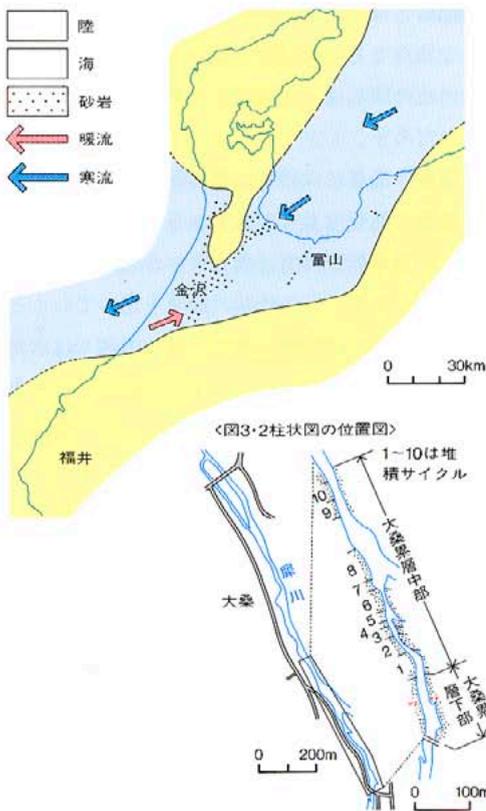


図3・2 - 犀川河床に露出する大桑累層中部の堆積サイクルと貝化石群集の周期的変化<北村・近藤, 1990>

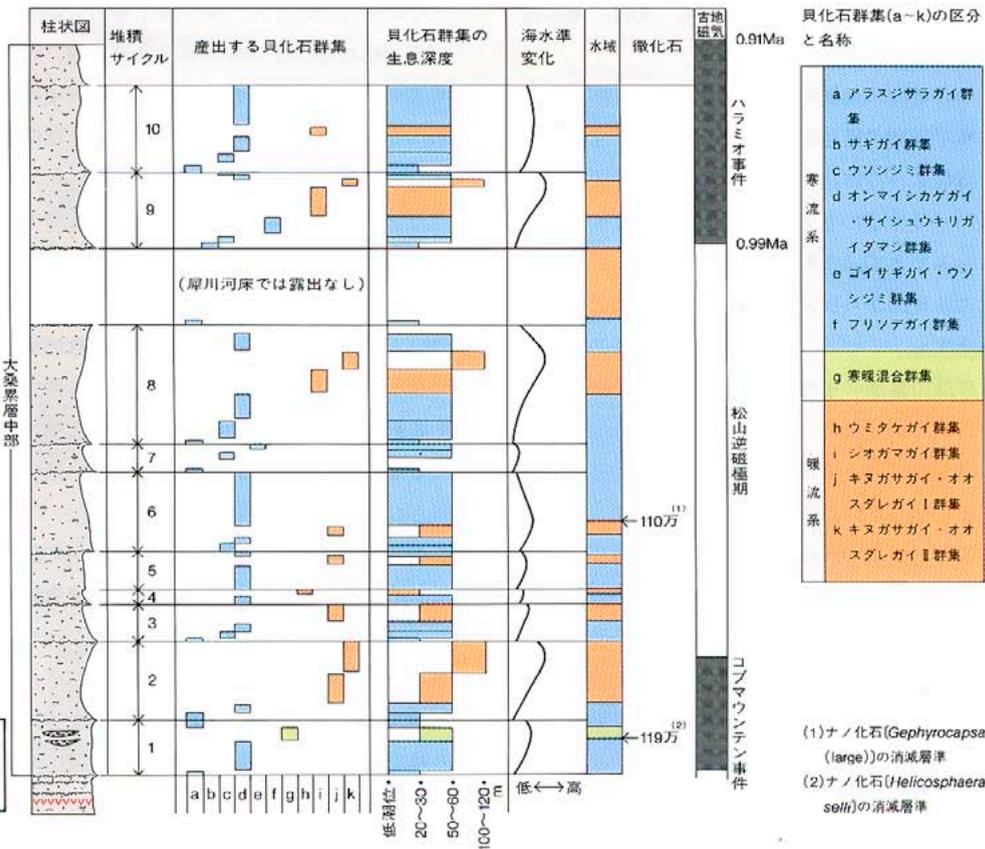


表3・1に記されているように、下位から上位へ、礫層・砂泥層・砂泥互層と重なります。層厚は130~330m、この地層からは、主として寒冷系の植物化石がたくさんでありますが、上位の砂泥互層に挟まれる亜炭層からは、マンシュウグルミなどの寒冷系植物に混じって暖温系植物のコナンキンハゼがでています。なお植生累層は、断層に切られて大きく変形し東に急傾斜しています。

氷見市南東部に分布する西田層は、主として砂層からなり、うすい粘土層・礫層をはさみます。層厚は約110m。下部には内湾生の貝類化石、中部には汽水~淡水生の貝類化石、上部には植物化石が含まれるので、内湾 汽水湖 淡水湖 陸化という、環境の変遷が読み取れます。

紘野 つぎに卯辰山累層ですが、この地層は、金沢市東部の卯辰山を中心に、丘陵の西縁ぞいに、鶴菜の少し北あたりから羽咋の南あたりまで分布します。層厚は約150mです。層相は、場所によってだいぶ変化し、南部では礫層が多く淡水成粘土層を挟みますが、北部では礫が少なく砂層が主となり、数枚の海成粘土層を挟みます。

この時期の地層を全体として眺めてみますと、水平方向の層相の変化はもちろんですが、地域によっては、時間の経過につれて層相が変わってくるのも大きな特徴です。こうした点もふまえて、この時期の微妙なニュアンスを古地理図から読みとっていただければと思います。

卯辰山累層の堆積サイクルと海面変動

これらの地層のうち、更新世中期の氷河性海面変動に伴って地層が堆積したことを、最もよく示しているのが卯辰山累層です。

図3・3は卯辰山周辺の地質図、図3・4は卯辰山累層の標準柱状図です。柱状図の左側は南部の高尾地区のもので、ここでは、礫層の間に何枚もの淡水成粘土層が挟まれます。柱状図の中央は卯辰山地区、右側が北部の森本地区のもので、この辺りになると礫層は砂層に変わり、砂層の間に挟まれる何枚も

の粘土層も海成粘土層に変わってきます。

そして、卯辰山地区の柱状図で堆積物の重なり方をみますと、陸水成の砂層 汀線付近の生痕化石 海成粘土層という堆積サイクルがみとめられ、その繰り返しにより、この地層が構成されていることが分かります。

これらの海成粘土層は、この地域を精しく調査・研究した楡井久さんによって、下位から上位へ、UM a1からUM a7のナンバーがつけられました。そしてこれらの海成粘土層からは、表3・2のような貝化石や植物化石が産出すること、このうち貝化石では、汽水生のヤマトシジミが殆どの層準に含まれ、また内湾生のヤチヨノハナガイも多くの層準から産出することなどが明らかにされています。更新世に堆積した海成粘土層に、最初にMaナンバーがつけられたのは大阪層群で、その大阪層群の広域の地質図は、本誌の30号で紹介されています。もうお気づきのことと思いますが、UM a1からUM a7までの7枚の海成粘土層を挟む卯辰山累層は、大阪層群上部の地層と非常によく似ております。現状では、残念ながら、それぞれの海成粘土層の対応関係までは明らかになってはおりませんが、いずれにしても、これらの地層が、更新世中期の氷河性海面変動に伴って堆積したことは間違いないでしょう。

ただし、卯辰山累層の海成粘土層からでてくる貝は、汽水生のヤマトシジミが圧倒的です。ですからこの地域では、大阪のような内湾とはいくぶん違い、海水にちかい高鹹水域が繰り返し出現したものとされます。もちろん、その範囲も大阪層群の場合のように広域にわたるものではなく、卯辰山周辺の狭い地域に限られています。

なお卯辰山累層は、丘陵の西端では西に急傾斜しており、それは森本急斜帯・富樫急斜帯とよばれます。大阪層群も断層に切られて大きく食い違い、またしばしば急傾斜していますが、この点は、卯辰山累層だけでなく、この時期の北陸の他の地層も同じです。

飛騨山地の隆起の始まり

編集 富山県の東部で扇状地性の礫が多いといのは、もうこの時代から、飛騨山地が上がってきて、そこから礫が供給されているわけですか。

紘野 そうだと思いますね。その意味では、いまの山麓扇状地と似ています。

編集 もうこの時代から、黒部川とか富山の扇状地が形成されてくるわけですか。

紘野 先行が始まるわけです。現在の扇状地の徴候がでていて、ということでしょう。

ところが、いまと大きく違う点は、呉羽山丘陵のような出っ張りが、まだ無いことです。藤井 呉羽山の頂部に、呉羽山礫層がのっているんです。ですから、呉羽山礫層を堆積したときには、ここは扇状地で、いまのような地形の高まりは全くなかった。富山平野は東から西へひとつづきのもので、いまのように西の射水平野と東の富山平野(狭義)に分かれていなかった。

また、砺波山丘陵や俣利伽羅峠のような出っ張りも出現していなかったの、石川県と富山県とはまだ分かれずにくっついているような状況であった(笑)。ただし、南東側の飛騨山地の隆起は、この頃からすでに始まっていたらう。

編集 能登には動きはみられないんですか。

紘野 能登はじっとしている(笑)。

だいたい能登の山は高くないから、礫を運ばないんです。この時期の地層を追っていくと、石川県側では羽咋の南で、富山県側では氷見のあたりでできてしまいます。羽咋と氷見を結ぶ線より北には、全くでてこない、海底には多少あるのかもしれませんが。

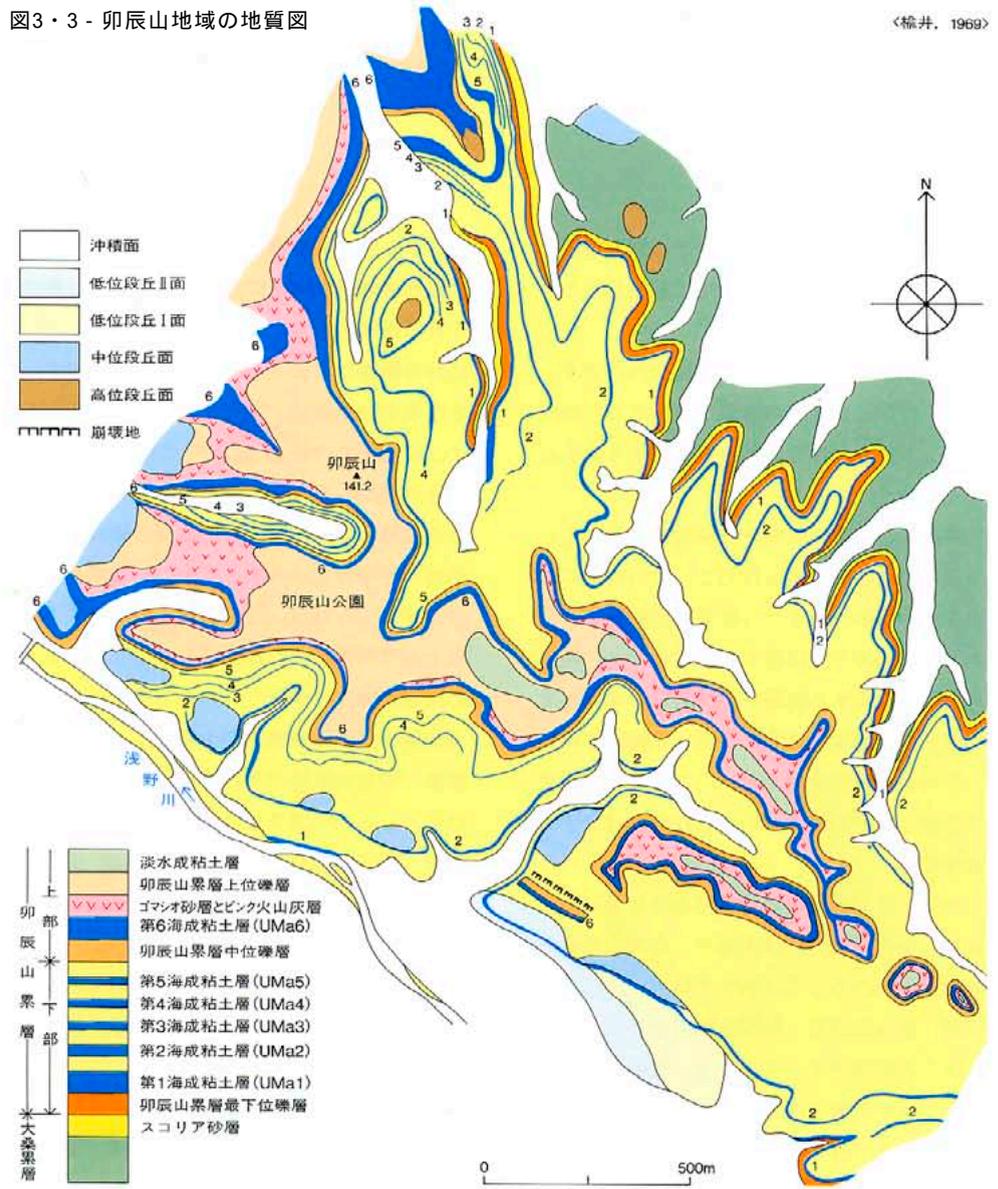
編集 前の時代の浅い海から、この時期に入って内湾に変わるというのは.....

紘野 海から内湾へどうして変わったのか、この時期には、海面が大規模に低下したとは考えられませんか、その原因としては2つのことが考えられます。

1つは、海の沖合側が隆起する。例えば、佐渡から北へつづく佐渡海嶺という高まりがあ

図3・3 - 卯辰山地域の地質図

〈楨井, 1969〉



りますが、そのあたりが隆起しますと、その内側の奥にあたる北陸周辺は、多少とも内湾的な性格をおびてきます。当時、日本海側でのこうした高まりの存在は、充分に考えられることなんです。また内湾のすぐ近くに、砂丘のようなバリアができることなども、この地域では考えられます。ただ現状では、海底の資料が不十分で、これらを裏付ける証拠が何もありませんから、この考えをつよく主張することはできません。

2つめとしては、背後の山がどんどん隆起したことで、それに伴い浅い海へ大量の礫や砂が運び込まれ、海が埋められていく過程で内湾に変わった、というものです。北陸の場合には、この2番目の事情が大きく効いているのだろう、と私は考えています。

じつは、新潟の方では、この1つ前の大桑期から、砂礫層が広く厚く堆積し始めます。この場合には、東北地方の山脈の隆起が主たる原因といわれておりますが、なかには、もうこの時期から飛騨山地が上がり始めて、飛騨からも砂礫が供給されたとする考えもあるんです。しかし、北陸での様子から考えると、飛騨山地の隆起は、やはり呉羽山礫層の時期あたりから激しくなっていくのだろうと思います。

図3・4 - 卯辰山累層の標準柱状図

〈楨井, 1969〉

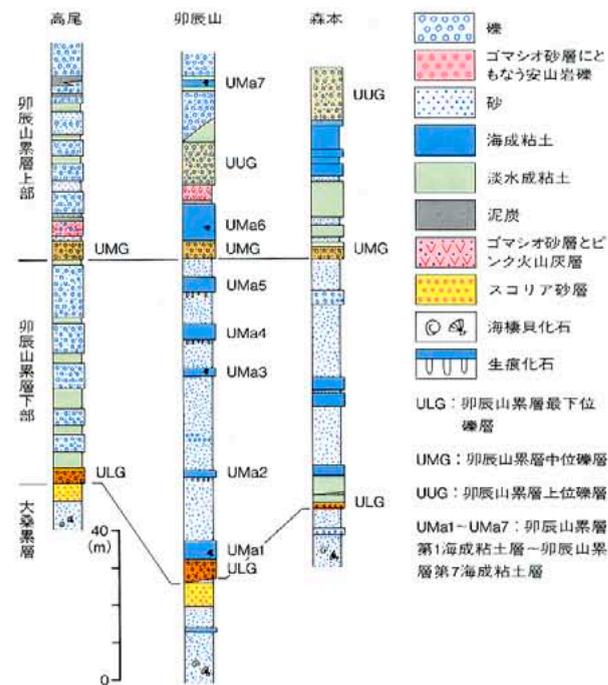


表3・2 - 卯辰山累層の海成粘土層から産する化石類

〈楨井, 1969〉

UMaナンバ	1	2	3	4	5	6	7
イボウミナ	●						
ザルガイ属						●	
貝							
ヤマトシジミ	●	●	●	●		●	●
イヌボガキ属	●						
石							
ツヤクサモドキ属	●						
ヤチヨノハナガイ		●				●	
アサリ			●			●	
イロハモミジ							●
カエデ属							●
トチノキ属							●
植							
ハンノキ	●	●				●	
ブナ			●			●	
マンシュウグルミ	●	●					
物							
オニグルミ						●	●
コブシ	●						
化							
ヨシ属	●						
サクラ属			●				
石							
カシワ						●	
コナラ			●	●			
エゴノキ						●	
シリプトビシ	●						
ヒメビシ	●						

変動の時代 丘陵と平野の分化

丘陵と平野を分けた新しい変動

藤井 呉羽山礫層などが堆積し終わった頃から、新しい大きな変動が目立ってきます。激しい断層活動が起こって、それまで一様に地層を堆積していた地域が、断層を境にして隆起帯と沈降帯とに分割され始める。石川県と富山県は隆起帯で境され、富山県の低地帯はいくつかに分けられて、今日の丘陵と平野の原型が作られます。

この事態を地質構造の観点から捉えますと、北陸の場合には、第2章の新第三紀の古地理の変遷を見ればわかるように、更新世前期から中期前半というのは、新第三紀に生じた堆積盆地が、次第に消滅してしまう時期にあたります。そのときに、堆積盆地の大枠だけは

引き継ぎながらも、いままでとは別の特徴と性格をそなえた変動が、新たに発生したということになります。

紮野 ですから、これは大転換なわけです。現在の地形とか平野の構造を理解するためには、この変動を知ることが重要なポイントになります。

飛騨山地は、前の時期から隆起が始まっていますが、この隆起帯も含めて、この時期には、図3・5に示したような断層の活動により、新しい隆起帯と沈降帯が発生しました。隆起・沈降帯を境する断層や急斜帯は、すべて北北東-南南西方向に並んで、この地域をいくつかの小地塊に分けており、こうして、現在の丘陵と平野の原型がつくられたわけです。

富樫変動

《加賀と富山の両平野を分ける隆起帯》

編集 金沢周辺の丘陵西端で、卯辰山累層が急傾斜したのもこの時期ですね。

紮野 森本急斜帯・富樫急斜帯が形成されたのはこの時期です。ここでは、東側の隆起にともなって山麓の卯辰山累層が急傾斜し、ときには、ほぼ直立に近い状態にまで変形しています。

編集 富樫というのは、どの辺りですか。

紮野 金沢(つるぎ)のあいだの低い山地を、以前は富樫山地とっていたんです。いまの地図には地名はのっていませんが、その昔、加賀随一の名門といわれた富樫一族の本拠地に因んだ呼称ですから、地元ではよく知られています。

卯辰山累層の変形した様子は、富樫山地の西縁部に典型的に現われています。地層の傾斜は40°以上50°~70°で、一部では直立し、一部では逆転していることもあります。それで、金沢付近におけるこの時期の変動を富樫変動と呼んでいるわけです。

図3・6は、加賀平野北部の河北平野から、森本急斜帯を横切って戸室山(とむろやま)北方の釣部(つりべ)を抜け、二俣(ふたまた)断層を通して医王山(いおうやま)の北部に達する地質断面図です。断面線は図5・1に示してありますが、その図5・1をみるとわかるよ

うに、この断面線を東に延長すると、すぐ東に法林寺(ほっりんじ)断層が南北に走り、その東側は砺波平野の南部になります。

法林寺断層は、西上がり東落ちの断層です。また森本急斜帯は、図3・6に示されているように西落ちの撓曲(たがひまが)崖です。つまり、西は森本急斜帯から東は法林寺断層にいたる間の地塊が隆起して、加賀平野の北部と砺波平野の南部とを分けているわけです。さらに、もう少し詳しくみれば、この隆起帯のなかでも、東上がり西落ちの二俣断層を境にして、2つの隆起地塊に分かれていることが分かります。《加賀平野の地下構造の大枠》

編集 卯辰山累層の急斜帯は、平野の地下へはどのくらいの深さまで続くんですか。

紮野 卯辰山累層は、丘陵西縁では一番高いところで標高150m、ふつうは50~100mぐらいの高さです。それが、全体に北西に急傾斜して加賀平野の地下に潜りこんでいくわけですが、急傾斜帯の北西側の地下では、緩く傾斜していくものと思われま

す。また、加賀平野北部の地下を南北方向で切ってみたときには、卯辰山累層の上面は金沢西方のあたりで一番深くで約300m、そこから北あるいは南に向かって少しずつ浅くなっていきます(図5・4)。つまり、富樫変動から後の沈降中心部は、加賀平野北部の河北潟南端部の周辺にあるだろう、ということです。

編集 そういえば大桑累層も卯辰山累層も、鶴来から南には分布していなかったですね。加賀平野は表面から見ると、鶴来を中心に手取扇状地(てとりあし)が広がるので南北が一体のようにみえますが、北と南では地下の構造がだいぶ違うんですね。

紮野 そういうことです。手取川以南の加賀平野南部の地下には、大桑累層や卯辰山累層という更新世前期から中期前半までの地層が欠けているらしく、この期間にはほとんど沈降していないんです。加賀平野南部では、地下100mぐらいの浅いところで中新統(しんしゅう)にぶつかります。小松あたりでは中新統の火山岩が、加賀市のあたりでは中新統の堆積岩(たいせきがん)がでてき

ます。ここは福井県に近いんです(笑)。

石動変動

編集 砺波山丘陵東縁の埴生累層(はらな)を切っている断層も、この時期に活動したわけですね。藤井 そうです。その埴生累層を切っている直線状の断層が石動(いすゞぎ)断層です。宝達丘陵(ほうだつ)北部の石川県(いしかわ)の石動山(せきどうさん)も同じ漢字を使うのでよく間違えられますが、山のほうは石動山(せきどうさん)と呼ばれます。

この地域では、石動断層(いすゞぎ)の活動に伴い、これを境として西側に砺波山丘陵が、東側に砺波平野が形成されました。断層の東側では、埴生累層とその下位の大桑累層(おほくま)が急傾斜して落ち込み、断層西側では中新統(しんしゅう)の上部音川累層(ねがわ)が隆起し、断層活動による地層の落差は200~300mと推定されます。

石動断層はさらに北方へ延び、西側に宝達丘陵の隆起帯を、東側に射水(いみづ)平野の沈降帯をつくりま

す。このように、富山平野(広義)の西縁を画しているのが石動断層です。富山平野を東西に分ける呉羽山丘陵(ごうやま)も、この時期に姿を現わします。ここでも、呉羽山丘陵の東縁を走る呉羽山断層(ごうやま)の活動によって、西側は隆起して呉羽山丘陵を、東側は沈降して富山平野(狭義)を形成したわけです。なお呉羽山断層の南の延長には高清水断層(たかしみず)があり、富山県南部の丘陵・山麓地帯の中新統を切っています。

図3・7は呉羽山丘陵の地質図、図3・8は同丘陵先端のJR新呉羽山トンネルの地質断面図です。この図から、隆起した呉羽山礫層(ごり)が西に傾斜し、その上位には、中位段丘層(峠茶屋礫・砂泥互層)などがほぼ水平に堆積している様子が認められます。ですから、宝達丘陵と呉羽山丘陵のあいだに広がる射水平野の地下構造は、西縁は石動断層によりほぼ垂直に画されますが、東側は西に傾動する地塊によって形成されていることがわかります。また、富山平野東部の丘陵・山麓地帯には、中新統と白亜紀花崗岩・古期花崗岩とを境する北北東-南南西方向の長大な断層が走っています。この断層は、富山・新潟の県境近く

の黒菱山付近を通るので黒菱山断層とよばれますが、この断層もまた呉羽山礫層を切っており、富山平野の東縁はこの断層により境されます。断層の東側は、もちろん隆起する飛騨山地です。なお、西縁の石動断層から呉羽山断層を経て、東縁の黒菱山断層にいたる富山平野の地下断面は図4・2を見てください。以上のように、この時期の激しい断層活動により、富山地域は、隆起域と沈降域の小ブロックに分割されます。それ以降現在にいたるまで、それぞれの小ブロックにおける隆起量・沈降量はさまざまですが、いずれにしてもこの時期の変動により、現在の丘陵と平野の骨格が形成されたわけです。この時期における富山県の変動は、一括して石動変動と呼ばれます。

三方変動

三浦 さきに第2章でお話しのあったように、約1,350万年前頃の東尋坊や松島での火山活動を最後に、福井県内では、新第三紀の堆積盆地は消滅してしまい、それ以来、福井県は全体として浸食域になっておりました。ところが更新世の中期以降になって、金沢・富山地区に新しい変動の萌しがあられてくるのと規を一にして、福井県にも同様の変動が発生し、福井平野、大野盆地、敦賀平野、あるいは周縁の丘陵などが形成されてきます。

ただ福井県の場合には、中新世後期から更新世前期にかけての地層は全く欠けていますし、その上、新生代以前の地質構造、つまり基盤の性格が金沢・富山地区と違いますから、変動のあらわれ方や隆起・沈降の姿も異なった様相を呈します。

《三方断層と三遠三角地》

更新世中期以降の変動は、金沢・富山地区では、隆起ブロックと沈降ブロックをわける断層活動や急斜帯の形成で特徴づけられますが、福井県でこれが明瞭にみられるのは若狭地方です。じつは更新世中期前半に、金沢・富山地区で卯辰山累層や呉羽山礫層が堆積し、飛騨山地の隆起が始まった頃、若狭湾岸の三方五湖のすぐ南、三方町東部に能登野層が堆積

図3・5 - 中期更新世(卯辰山期・埴生期)の古地理図



図3・6 - 河北平野～医王山北部の地質断面図(森本急斜帯と二俣断層)

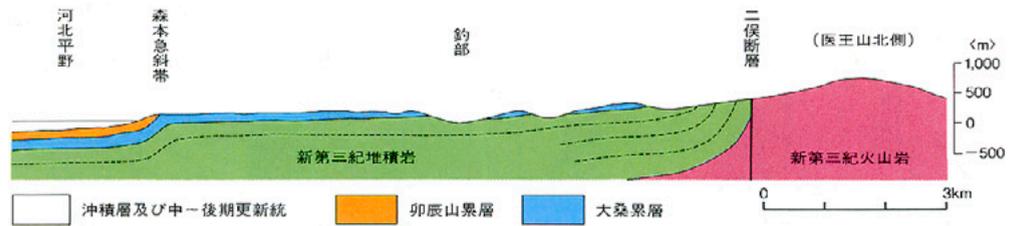


図3・7 - 呉羽山丘陵の地質図

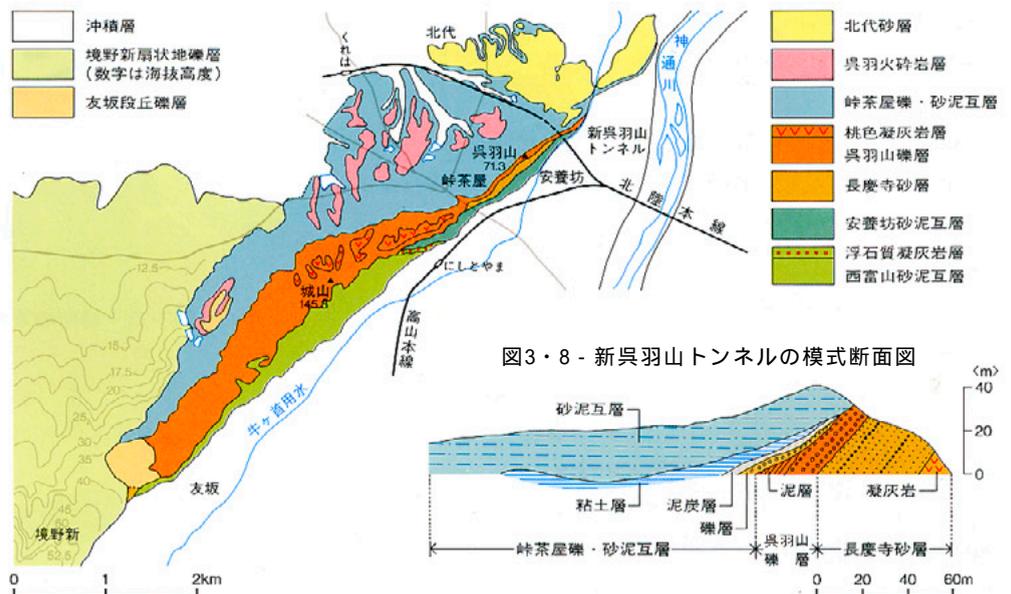
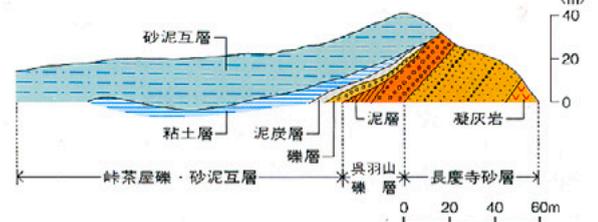


図3・8 - 新呉羽山トンネルの模式断面図



しています(図3・5)。

図3・9が能登野層の分布域です。この地層は、美濃帯の中・古生層からなる山地の山麓にそって、標高80～150mの丘陵をつっており、層厚は約80mです。下部は厚さ約50mの崖錐性～扇状地礫層、上部は厚さ約30mの礫・砂・泥の互層で、この泥層からは植物化石や昆虫化石がでており、貧栄養性の池沼に堆積したものと考えられます。

能登野層と中・古生層との境には、三方断層が南北に走ります。図3・10がその断面ですが、これにみるように三方断層の活動に伴って、東側の中・古生層が隆起し、西側の能登野層は沈降して、断層沿いの能登野層はほぼ直立し、急傾斜帯をつくっています。沈降し

た海側のブロックには、その後、より若い時代の扇状地礫層(三方礫層)が堆積しています。

図3・11は、若狭地方の断層と段丘の分布を示したものです。図のほぼ中央には、三方断層と小浜から南東にのびる断層にはさまれた三角地帯がありますが、ここは三方郡と遠敷郡にまたがるので、三遠三角地帯と呼ばれます。この三角地帯では、周りの山地に比べて高度は平均して200～300m低く、尾根はやせており、沖積低地は細長く曲がりくねって山地の中に入っていきます。海岸線を見ると、リアス式海岸が顕著に発達し、またすぐ傍に三方五湖を抱えています。

こうした地形的特徴から、この三角地帯は、平野とか盆地の姿こそ呈しませんが、全体に

著しく沈降していること、またその沈降が、三方断層の活動にともなって形成されたことがわかります。

このように福井県では、富樫変動・石動変動に対応する変動は、三方断層の活動による山地側の隆起と、三遠三角地帯という沈降帯の形成としてはっきりと現われています。それで福井県におけるこの時期の変動を、三方変動と呼んでいるわけです。

《福井県北部の山間盆地の形成》

もちろん、福井県における新しい変動は、この三角地帯だけに限られているわけではありません。福井平野、鯖武盆地、大野盆地、敦賀平野なども、この時期の変動にともなって形成されるわけですが、それらは、周辺の山

図3・9 - 三方地区の地質図



図3・10 - 三方断層に沿う地層急斜帯

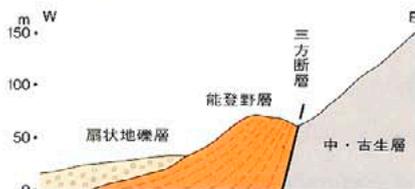


図3・11 - 若狭地方の段丘分布

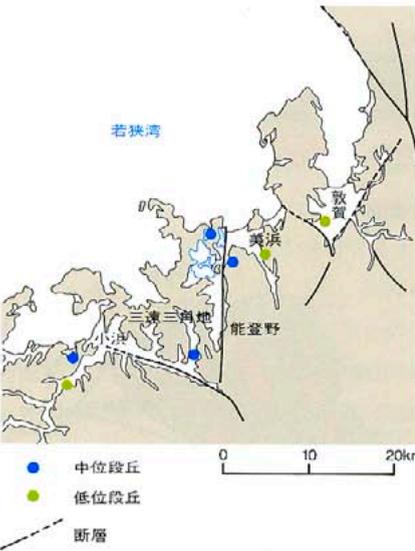


図3・12 - 越前地方の隆起・沈降域の帯状配列<岡山俊雄の接峰面図による>

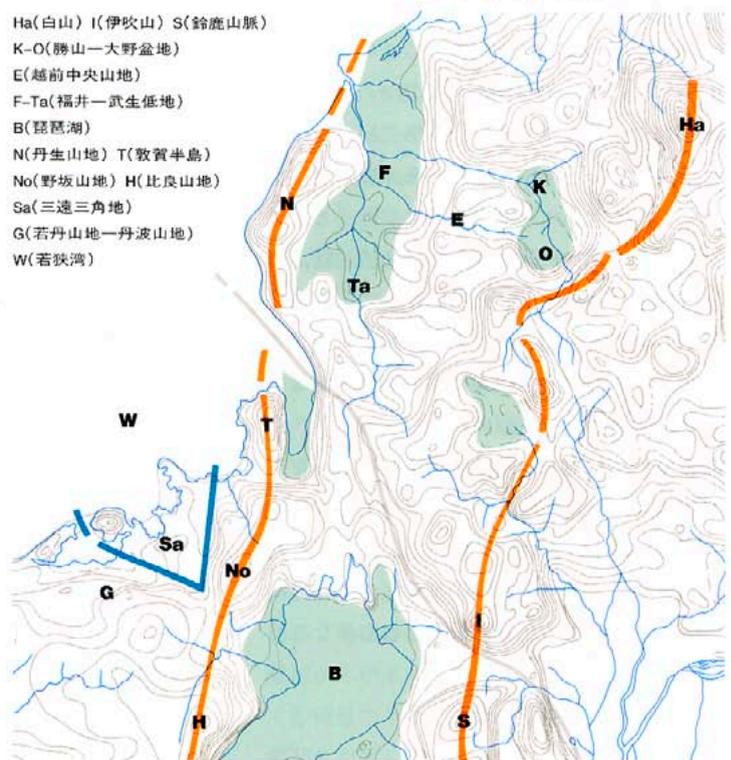
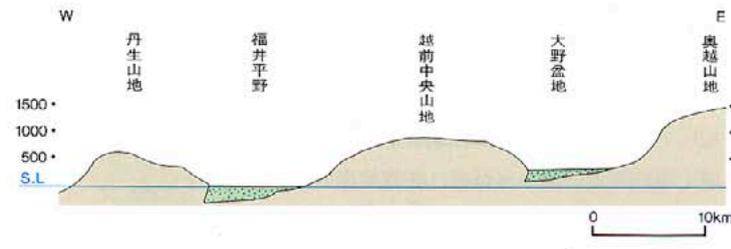


図3・13 - 越前地方の地形断面と第四紀堆積物



地全体が隆起するさいに、そのなかに生じた沈降ブロックとして誕生します。

そして、こうした変動期以降の隆起・沈降の状況は、現在の地形のなかによく現われています。図3・12は、福井県周辺山地の隆起状況を、岡山俊雄さんの接峰面図でみたものです。そうしますと、まず北北東-南南西方向の2つの並走する山地列(隆起部)が眼につきます。1つは、白山-奥越山地-伊吹山地-鈴鹿山地の山地列、もう1つは、丹生山地-敦賀半島-野坂山地-比良山地の山地列です。そして、これら2つの山地列にはさまれて低地帯が同じ方向に延びており、その南の延長には琵琶湖があります。この低地帯を“越前低地帯”と呼びますが、この低地帯の中央部には、越前中央山地の高まりがあって、低地帯を東西に分けています。東側が、勝山・大野盆地と伊吹山地北東方の低まりです。西側は、福井平野-鯖武盆地、敦賀湾-敦賀平野です。

このように、越前周辺の山地と低地は、北北東-南南西方向に帯状に配列しているのですが、図3・13は、この帯状地形を東西方向で切った断面です。そうしますと、山地の高さは、東の奥越山地が1,500~2,000m、越前中央山地で約800m、西の丹生山地では約500mで、西に向かうにつれてだんだんに低くなっていきます。つまり、山地の隆起量は東側ほど大きいのです。

これに対して低地の方、つまり沈降した部分の沈降量(第四系の厚さ)は、大野盆地ではせいぜい200~150m、福井平野は200~250mぐらいです。ですから沈降量は、逆に西側ほど大きくなっています。さらに図3・13の盆地の断面をみると、福井平野も大野盆地も、東側は地形の傾斜のままに地層が盆地内に入っていきますが、盆地の西縁は、断層によりほぼ垂直に境されています。この構造は、富山平野の場合と同じです。

これらのことから、この時期の福井県の変動が、金沢・富山地区の変動と同質であることがわかります。ただし福井県の変動は、金沢

・富山地区と違って山地(浸食域)内で発生したものです。したがって、福井県の沈降域はいずれも山間盆地で、福井平野は、北西のごく一部がたまたま海に開いていますが、本質的には山間盆地なのです。

隆起帯と火山活動

編集 さきの図3・5には、白山や立山火山などの第四紀の火山がありますが、これらの活動もこの変動と関連しているわけですか。紘野 飛騨山地を生みだした隆起運動は、中期更新世の日本列島では最大級のもです。この南北方向の大隆起帯の上に、北から順に立山、鷲羽-雲の平、焼岳、乗鞍岳、御岳などの第四紀の火山がのっています。隆起運動の始まりは、これらの火山活動に先行しているようです。

飛騨山地ほどではない隆起帯は、能登半島から白山にかけて南北方向にのびています。この隆起帯の上のるのが白山火山や金沢の東の戸室火山です。ここでは、丘陵と平野を境する断層によって隆起帯と沈降帯が分化した直後に、火山活動が始まったようにみられます。変動の年代

編集 これらの変動や火山活動が発生したのは、年代でいうといつころになるんですか。

紘野 それの問題です(笑)。これはというキメ手になるデータは少ないのですが、上限と下限のおよその年代はわかります。

いま述べた戸室山という第四紀の火山は、金沢市のすぐ東にあります。この火山は、卯辰山累層の上のっています。つまり卯辰山累層が堆積した後に火山岩が噴出したわけですが、この戸室火山の年代を調べますと、50~40万年前という値がでています。

したがって、卯辰山累層の堆積は50万年前より以前で、卯辰山累層の堆積後に発生したこの変動は、どんなに古くても50万年前より以降ということになります。ですから、この変動のおきたのが40万年前であるかも知れないのです。

また、卯辰山累層が変形しているのに対し、その上位の地層つまり高位段丘堆積層は、多

少傾いているけれども水平に近く、多くは堆積面を残していて、著しい変形をしたり、断層に切られたりしておりません。したがって高位段丘層が堆積したのは、この変動のピークがすぎた後ということになります。結局、40万年前ころを中心にその前後の約10~15万年ぐらいの期間に、この変動のピークがあったのだろうと考えられるわけです。

藤井 呉羽山礫層の最上部に火山灰があるんですが、その熱ルミネッセンス年代が45~30万年前とでています。

編集 この変動は、だいたい近畿の六甲変動と対応するのでしょうか。

紘野 そうです。いわば北陸の六甲変動と考えてもらっていいんです。特に西南日本でみられるこの時期の変動とだいたい前後して、北陸でもこの変動が起こっているわけです。

編集 変動のピークの後も、動いているわけですね。

紘野 もちろん動いています。高位段丘が堆積した後も、かなり傾動しているんです。ただ、その後も動いていますけれども、今から約40万年前ころの時期に、変動のピークがあったことは確かです。

高位段丘

富山県東部および西部地域

編集 表3・1を見ると、この変動の後得能登半島北東部を除くすべての地域で、高位段丘をつくる地層が堆積し始めますね。

藤井 そういふことです。富山県東部では、標高200~400mの付近に、主として礫からなる高位段丘相当層が分布し、東福寺累層とよばれます。

この地層は、堆積物の表面が浸食され、くさり礫だけで堆積面を残さないものもあれば、かなり開析されてはいるものの地形面を残しているものなどさまざまです。層厚も厚いところでは100mをこす場合もあります。また、この地層の一部からは、寒冷気候を示す植物化石がでています。図3・14は、富山県東部地区での第四紀層の累積状況を示した模式断

面図で、地形面に関連した地層が、一括して東福寺累層とされるものです。

富山県西部では、高位段丘相当層は高位扇状地礫層と呼ばれ、蟹谷丘陵の北縁部、宝達丘陵の東縁部、二上山周辺に分布します。石動変動の後に堆積した地層で、ほとんど変形しておりません。層厚は15~20mです。

また氷見市南部には、標高80~130mの丘陵部に上田子層と呼ばれる高位段丘相当層が分布します。この地層からは、ヒシ、キンギョモ、ハンノキ、エゴノキ、ツガなどの淡水生・陸生植物化石がでできます。最大層厚は50m以上になります。図3・15が、この地域の第四紀層の累積状況を示した模式断面図で、上田子層は、下部更新統の十二町層や中部更新統の西田層を刻みこんだ谷状のくぼみを埋める格好で堆積しています。

七尾・金沢・加賀南部地域

七尾 能登半島では、南部の七尾市西南の標高50~70mの丘陵に、高階層とよばれる高位段丘相当層が分布します。地層の分布域は図5・14をみてください。

この地層は、層相の横への変化がかなり激しいのですが、大まかには、下部の礫質層、中部の泥質層、上部の砂質層に分けられます。中部の泥質層からは内湾生の貝化石がでできます。層厚は約20mです。図3・16がこの地域の模式断面図で、高階層は、赤浦砂岩層・和倉泥岩層などの中新統を不整合に覆い、中位段丘層によって不整合に覆われます。

また能登半島の北部では、標高100~200mの平坦な地形の上に、うすい堆積物や風化残留層がのっています。これらは、高位段丘堆積物(あるいはより古い中期更新世の浸食面)と

考えてよいでしょう。

金沢東部の卯辰山では、標高120~140mの山頂部に高位砂礫層が分布します(図3・3)。

この砂礫層は、下部が礫層、上部が泥質層で、層厚は約15m、卯辰山累層を不整合に覆います。これによく似た砂礫層は、戸室山周辺、野田山などの標高150~200mの山頂部にも分布し、平坦な地形をつくっています。さらに富樫山地や宝達山の西南側山頂部にも数地点で同種の堆積物がみられ、なかには高さ400mのところまででてくるものもあります。

これらの砂礫層の堆積機構や堆積条件については、現在のところ、まだよくわかっておりません。ただ、これらの堆積物が、卯辰山累層の堆積後のもので、現在の河川系がつくられてくる以前のものであることだけは間違いありません。

石川県の南部では、加賀市大聖寺の周辺、小松市の東側および南側の山麓、辰口付近の山麓などに高位段丘相当層が分布します。大聖寺周辺のもは南郷層とよばれ、上・下部は礫層、中部は砂質泥層からなり、中位段丘層の片山津層によって不整合に覆われます。図3・17がこの地域の模式断面図です。

福井県北部地域

三浦 福井県では、高位段丘相当層は加越台地周辺および丹生山地に分布します(図6・1)。加越台地周辺のもは細呂木層とよばれ、砂・泥からなる地層です。層厚は約25~50mで福井平野の地下にも分布します。

丹生山地の中部には、標高200m付近のせまい範囲ですが、宿堂層が分布します。この地層は主として礫からなり、最大層厚は約40m、浸食された中新統の凹地を埋めています。礫の

なかには、より南方の美濃帯の中・古生層に由来するものが含まれており、現在の河川の流路では、これらの礫を運んでくることはできません。ですから、宿堂層の堆積後、山地から平野側へ傾動しながら隆起し、この運動により東へ流れ始めた吉野瀬川による浸食が進み、河川争奪が起きて、古天王川の上流が奪われたことがわかります(図6・1)。

また越前海岸には、標高80~120mの付近に均質な砂層からなる高位海成段丘が点々と分布し、南へいくほど高くなっており、南上がりの傾動をしていることがわかります。段丘の背後には、かつての海食崖が残っています。また加越台地の西端が海に突き出ているところ、東尋坊のすぐ東側にも高位海成段丘が残っています。

高位段丘をめぐって

編集 卯辰山の山頂にある高位砂礫層は、近畿地方のいわゆる“山砂利”と似た性質のものですか。

紘野 そうです。正体不明なところもよく似ています(笑)。

編集 山頂部に残されている礫というのは、いったいどういう状況のなかで……

紘野 その状況というのが、正体不明なんです(笑)。山頂にあるわけですから、いまの河川系で運ばれたものでないことは確かです。それ以上のことを知ろうとしても、周辺のもので浸食されて、すべて消え失せているので手掛かりがつかめない。

編集 高位段丘というのは、こうして改めてお話を聞くと、じつにさまざまな様相をしていますね。それに、越前海岸の海成の高位段丘や蟹谷丘陵の河成の高位段丘などを除け

図3・14 - 富山県東部地区の第四系の模式断面図

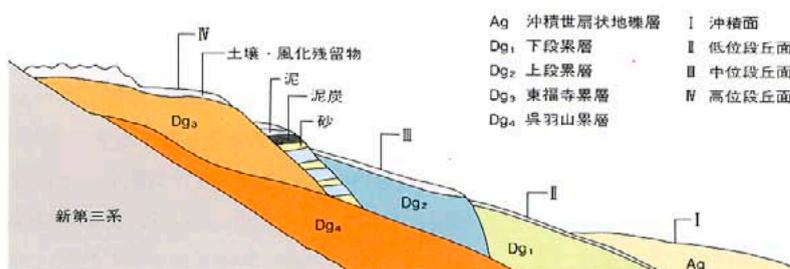
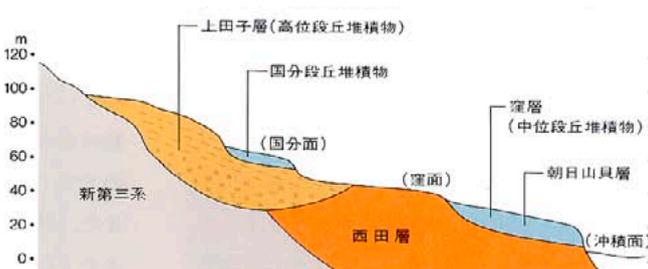


図3・15 - 氷見地区の第四系の模式断面図



ば、段丘という感じがしませんが……

紘野 割り切っていえば、高位段丘堆積物が堆積する場所というのは、丘陵と平野という幾つかのブロックに分かれた直後の、ブロック内の低まりのところなんです。ですから、おっしゃるように高位段丘といっているのは、一般にいわれる段丘とはかなり性格が違います。例えば、海岸段丘は海岸を削った平らな波食台にでき、河岸段丘は昔の川の流路にできますが、ここでいう高位段丘は、そういう平らな段を埋めて物がたまっただけというのではなく、低まりを埋め尽くしたものなんです。それが現在、たまたまあちこちに残っている。ですから、堆積物がみな非常に乱雑で、十分淘汰されていない。つまり、礫も砂も粘土もガシャッと一緒にたまっただけのような、そういう堆積物なんです。そしてその後、かなりの風化を受けて、礫が腐っていたり、赤色化したりしているという、そういう地層なんです。

三浦 私の予想では、高位段丘がたまっただけの元の面は、丘陵に非常に近い感じなのですが、丘陵よりは多少低いんです。丘陵がその当時の浸食の面で、高位段丘ができたところが当時の堆積の面という感じなんです。

紘野 だから、丘陵に比べれば高位段丘のほうが、堆積面が多少残っている。

編集 高位段丘というのは、一番わかりにくいですね。

藤井 結局、わからない段丘で古いものを、それは地形面があつたりなかつたりするわけですが、そういったものを高位段丘のなかに含めているんですね。

紘野 新しい方からみていくと、中位段丘まではその正体がよくわかるんです。また逆に

古い方からみていくと、変動直前のものまではだいたいわかる。その中間のものが、みな高位段丘に含まれてしまっている。それが実態だと思います。

編集 高位段丘は、そういったややこしい雰囲気包まれているわけですか。

紘野 ええ(笑)。

藤井 そういうことは、言わぬことになっている(笑)。だから、一般の人には余計わかりにくい(笑)。

紘野 ほかの日本の各地にも、この時代の同じような堆積物がいろいろとあるんです。ですからそれが解ければ、更新世中期に発生した大きな変動の後どういう状況だったか、それが議論できるんです。ただ、みんなそれにチャレンジしているんだけど、余り効果が上がらないものだから、途中で投げちゃうんです(笑)。誰もが納得できるようなキメ手がないんです。それで議論が泥沼になってしまう。

いずれにしても、この正体のよくわからない時代、つまり高位段丘として一括されている時代が、30万年前～20万年前くらいまで続きます。その後、中位段丘を形成する時代が訪れるわけです。この時期になると、事態はだいぶはっきりしてきます。

12万年前頃の最終間氷期

約12万年前頃の古地理

編集 海成の中位段丘が形成されるのは、いつごろですか。

紘野 年代をさきにいうと、約15～12万年前頃のことになります。その頃の地球は最終間氷期で、気候は温暖で、海面は今よりもいくらか上昇していました。海成の中位段丘がつくられたのは、この時代です。海面の上昇にともなって陸地に侵入した海は、その営力で海岸際の浅海に平らな地層を堆積させます。その後、海が退いて離水すると、平らな埋積面が姿を現して海岸段丘となります。

一方、当時の河川の中・下流域では、河川による埋積が進んで平らな地形面がつくられます。その後、海岸線が後退し、河川の流路が沖合の方へ延びていくと、隆起域では、河川が下方へ刻みこんで平らな埋積面が河岸段丘となって残されるわけです。

図3・18は、中位段丘層を形成した約12万年前頃の北陸の古地理図です。この時代には、主として海面の上昇に対応して、各地でいろいろな地層が堆積しました。しかし、その後沈降した地域では、こうした地層は地下に埋没してしまっていて、地表では見られません。逆に、その後隆起してきた地域では、平らな埋積面が段丘面となって地表に現われているわけです。つまり、中位段丘は半島や隆起域によくみられ、沈降域では見えにくいわけです。ここでは、北陸の代表的な海成の中位段丘である平床段丘について紹介します。

平床段丘

能登半島先端の珠州の付近には、海拔20～40

図3・16 - 七尾地区の第四系の模式断面図

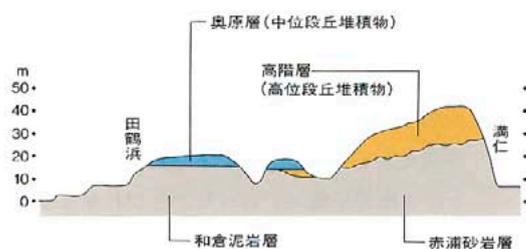
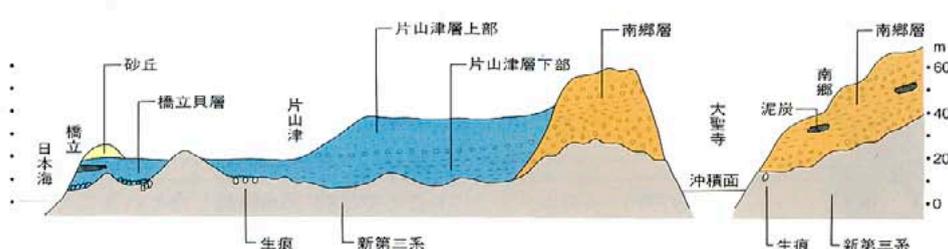


図3・17 - 加賀南部の第四系の模式断面図



mの高さに平床台地とよばれる台地が広がっています。この台地の表層には平床層とよばれる砂礫や泥の地層が分布し、その中からさまざまな貝類化石や植物化石がでてきます。図3・19がこの平床段丘の模式断面図です。平床層の形成のプロセスについては、北陸第四紀研究グループの報告（1961）が一番わかりやすく説明しているので、以下にそれを引用します。

「……温暖期（間氷期）になって海面が上がってくると、まず谷地形にそって海が進入して入江をつくり、そこには、内湾にすむ貝や木の葉などを含む泥の層が堆積する（平床下部貝層）。さらに海面が上がると、海はひろがり、突出した部分は浸食されて平らに削られ、波浪や潮流の強い浅海の底には、どこでも一様に砂が堆積し、一部では貝殻の密集層ができる（平床上部貝層）。海面がいちばん高くまで達したあと、やがて海面が下がりはじめると、いったん堆積した砂層の一部は取り去られ、泥まじりの砂（瓦土）をあとに残して、海はだんだんと退いて行く……」

図の右端の宇治貝層は、内湾成の平床貝層に比べて、外洋の流入もあるやや深いところで堆積した地層です。

平床層の場合には、堆積物に含まれる化石を用いて、直接に年代が明らかにされています。日本海側の海成の中位段丘では、こうしたケ

図3・18 - 最終間氷期の約12万年前頃の古地理



ースは他にあまり例がなく、そういう意味でも平床段丘は典型とされるわけです。平床上部貝層には、たくさんの貝化石にまじって微小な単体サンゴ類の化石が含まれますが、これを丹念に集め、トリウム成長法という方法で年代が調べられました。そして大村明雄さん（金沢大学）による厳密な実験の結果、およそ12万年前という測定値が得られたのです。つまり、平床層が堆積して海岸段丘がつけられた時代は、およそ12万年前頃と結論されたわけです。

編集 平床層の基盤は、さきの第2章でお話しのあった飯塚珪藻泥岩ですね。

紘野 たしかに珪藻泥岩は、ほかの岩石に比べれば浸食されやすいほうでしょうね。それで、岩石海岸としてはわりに広い台地がつけられたのかもかもしれません。日本海の沿岸では、奥尻島、男鹿半島、佐渡島などに、きれいな海岸段丘が残っています。こういう地域はみな隆起帯で、しかも、能登と一緒にいずれも半島や島です。

海面上昇の規模とその後の隆起量

編集 この時期の海面上昇は、いまと比べると、どのくらい高くなっているんですか。

紘野 平床層の海進を調べた太田陽子さんの研究では、今から約6,000年前の縄文海進と同じくらいのものだろう、という結論です。つまり現在と比べると、約5mぐらい海面が高かったということです。

編集 縄文海進のときよりも暖かくて、海面ももっと上がっていたのではないんですね。

紘野 いまのところ、海面がもっと高かったという証拠は必ずしもないわけです。平床層から産出する貝化石や有孔虫を調べると、現在よりは少し暖かい海で、縄文海進のときと同じくらいであった。縄文海進がプラス5mとすれば、平床層のばあいもプラス5mであったろう、そういう議論です。

編集 そうすると、いま平床の海岸段丘が海拔40mの高さにあるということは、それ以降、ここでは約35m隆起したということですか。

紘野 おっしゃる通りです。かりに10万年前

として、10万年前で35mの隆起ですね。年間にして0.35mmでしょう。これは、ごくゆっくりした上がり方で、非常に理屈に合う値ですね。編集 では、中位段丘面はもっと高いところにあってもいいはずですね。

紘野 そうです。

三浦 越前海岸には、小規模な海成の中位段丘が点々と分布しますが、これも高位段丘と同じように南へむかって高くなっていき、越前岬のあたりで一番高くなり、海拔60mまで上がっています。

加越台地の中位段丘と古砂丘

編集 越前の方では、加越台地の大部分が中位段丘ですね。

三浦 図3・20が加越台地の地質図です。台地の西端では、さきほど触れましたように海成高位段丘が一番高い地形面をつくっています。中位段丘は、それより一段低い海拔20~30mのところの平らな地形面をつくりますが、この地域では、中位段丘層のかなりの部分が古砂丘堆積物に覆われます。

中位段丘をつくる地層は、^原砂層とよばれ、下位の細粒砂層と上位の粗粒砂層からなります。下位の細粒砂層は層厚約5m、海面の上昇に伴って、外洋の影響下に堆積した浅海の砂層です。その上に重なる粗粒砂層は、層厚約15mと厚く、河口から海浜にかけてのいわば三角州性の粗い砂層です。この砂層には、細粒の軽石層がはさまれますが、そのフィッシュトラック年代は約12万年前と測定されています。

粗粒砂層が堆積した後、海は退き、その上には層厚50cmほどの連続性のよい古土壌帯が形成されます。これが粗粒砂層の堆積面をつくっており、ほぼ中位段丘面をつくっているわけです。

なお、古土壌帯の上に重なる古砂丘堆積物についても、ここで触れておきます。古砂丘堆積物は、風成の中粒砂層からなりますが、その斜交ラミナを調べると、海側から内陸側へと古土壌帯を覆っていったことがわかります。層厚は約5m、海拔40~60mの地形面をつく

っています。そして表層部にローム層をはさみますが、その年代は約5万年前で、それ以前に古砂丘がつくられていたわけです。

図3・21は、芦原から池上を通じて日本海へ抜ける断面図です。芦原砂層の下位の細呂木層は、さきに述べた高位段丘層、基盤は新第三系です。

編集 西端の高位段丘は、中段段丘に周りを囲まれていますから、海進時には、小さな島になっていたんですか。

三浦 そうです。

編集 河口付近に堆積した三角州性の粗い砂の地層というのは……

三浦 丹波の由良川は、丹波高地を北へ流れて若狭湾に注ぎますが、その由良川の河口に神崎という場所があります。ここには、規模は小さいんですが、粗い砂ばかりの河口成の三角州がつくられています。加越台地のものも、ちょうどこれと同じ性質のもので、ただ規模が大きいんです。勾配の緩い大きな河川の谷の出口が、たまたま河口であったということだと思います。加越台地では、内陸から砂が大量に、どんどん運ばれてきて、それが海進・海退と重なって中段段丘をつくった。

さらに、その後も砂の供給が続き古砂丘を形成した。そういうケースです。

第一射水湖

編集 呉羽山丘陵の西から射水丘陵の北側にかけては、湖が広がっていたんですか。

藤井 さきに、呉羽山丘陵の地質図と断面図(図3・7, 図3・8)をご覧くださいでしたが、その中の峠茶屋礫・砂泥互層と呉羽火砕層・北代砂層などが中段段丘堆積層です。これと同じ時期の地層は、射水丘陵の北側にも分布しておりまして、こちらでは、峠茶屋礫・砂泥互層の相当層は日の宮礫・砂泥互層とよべれます。

峠茶屋礫・砂泥互層と日の宮礫・砂泥互層はいずれは、下位から礫層・泥炭層・粘土層・砂泥互層の順に重なっていますが、下部の泥炭層からは、どちらからもエゾマツ・コメツガ・チョウセンゴヨウなどの氷期の気候を示す植物化石がでてきます。

その上位の粘土層になると、ブナ・オニグルミ・ナンキンハゼなどが増えてきて、気候が温暖になったことがわかるわけですが、ただそれだけでなく、日の宮礫・砂泥互層の粘土層からは、多くのヒシや20cm大のカラス貝が

たくさんでてくるのです。つまり、当時この地域には、カラス貝が生息し、ヒシの生い茂る湖が広がっていたわけです。射水平野には、縄文海進時にも再び湖ができますから、それと区別する意味で、この時期の湖を「第一射水湖」とよんでおります。

第一射水湖は、図3・22のような広がりをもっていたと考えられますが、その北限については確かな資料がないのでわかりません。ただ縄文海進時のときには、海岸に砂丘がつかられ、その内側に湖ができるのですが、おそらく第一射水湖の形成時にも同様な状況があったのではないかと思います。

金沢市街の河岸段丘

編集 金沢の市街地周辺には、川沿いに数段の段丘がありますが、金沢城や兼六園のあるところが、この時期の段丘でしょうか。

紘野 だいたい昔の城というのは、地盤が固く、地形も見通しのよいところに築かれていますが、金沢城も例外でなく、一段高い中段段丘の先端に築城されています。さらに金沢の場合には、犀川と浅野川を中心に河岸段丘がよく発達しているのです。金沢の城下町というのも、城を中心とした地形に対応する

図3・19 - 能登半島珠州市における平床段丘の堆積物の模式図

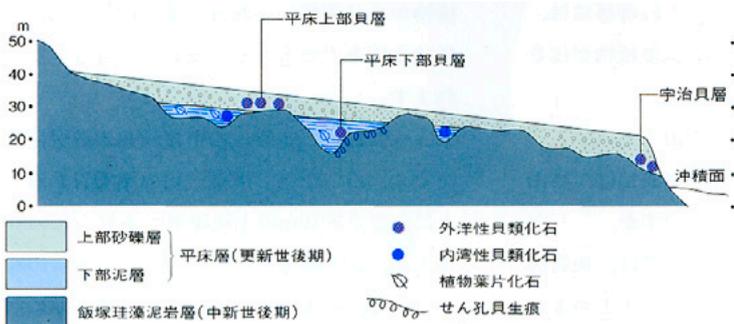


図3・21 - 加越台地の地質断面図

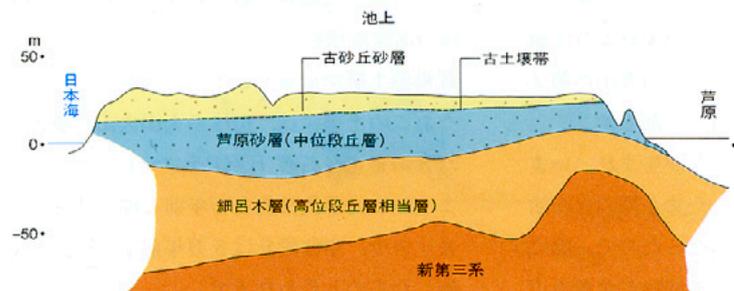
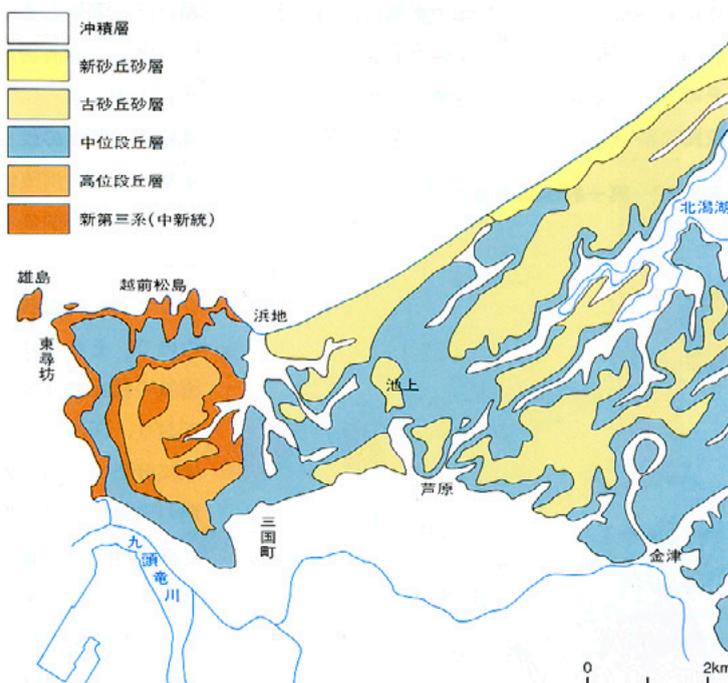


図3・20 - 加越台地の地質図



格好で発展してきております。

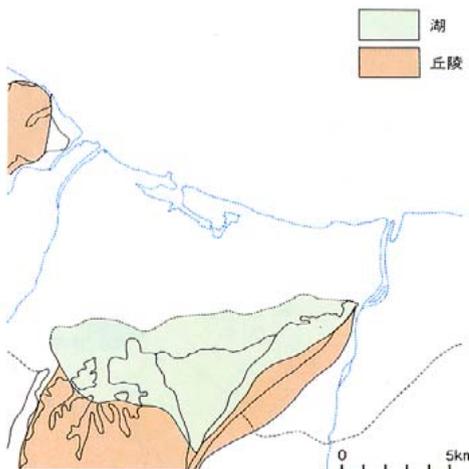
図3・23に金沢の河岸段丘の分布を、図3・24にその断面図を示します。山手の野田山～三小半町周辺および館山町付近にある一番高い段丘が高位段丘で、このうち野田上位段丘は海拔160m～180mに、野田下位段丘は海拔120m～140mの高さにあります。ただ分布は割合にせまい範囲に限られます。

分布の最も広いのは小立野段丘とよばれる中位段丘です。ただしこの河岸段丘は、平床台地のような海成の中位段丘よりは少し後にできたものと思われます。小立野段丘は、犀川の左岸から浅野川の右岸にかけて、海拔45～60mの高さで下流から上流までよく連続しています。段丘堆積層は、全域を通じて礫層からなりますが、下流部では礫層の上に泥質層が重なります。

こうした地層の分布と層相からみて、平床層が堆積した海面上昇期より少し後の10～8万年前ごろには、古犀川と古浅野川は土清水町のあたりで合流し、そこから下流域にかけて扇状地性の礫層を堆積したものと思われます。その埋積面が、いまの中位段丘面になっているわけです。

その後、最終氷期になって海面が低下し、海が沖合に退いていくと、この地域は河川の上流域に変わり、扇状地の浸食が始まります。そのさいに二つの河川は分離し、それぞれの流路に沿いながら主として左岸側を浸食して

図3・22 - 第一射水湖の古地理



いきます。こうして両河川の中央部には浸食を免がれた中位段丘が残った。それで、この段丘上の先端に、金沢城や兼六園をつくることができたというわけです(笑)。

図の笠舞上位段丘と笠舞下位段丘とが、いま述べた最終氷期の段丘で、低位段丘とされるものです。この時期に2段の段丘がつくられたのは、この地域が隆起しているためです。

富山平野南東部の中位段丘

編集 富山平野の南東部には、たくさんの中位段丘がありますが、堆積物や層相は似たようなものなんですか。

藤井 富山平野南東部の段丘は、中位のものでも低位のものでも、だいたい扇状地性の礫層で、礫質の河岸段丘堆積物を特徴としています。それでも、場所により堆積相はいろいろと異なります。ですから、さきの図3・14の断面図でいいますと、地形面をつくっていて、地形面に覆われていないという地形的特徴、それともう一つは、各地層に含まれる植物化石などの共通性、あるいは地層の最上位にのる土壌などから、中位段丘に対比しています。

富山平野南東部では、立山町上段の上段礫層が中位段丘の模式地になっており、その相当層は上段累層とよばれます。上段礫層には、立山火山の碎屑物からなる泥流堆積物がはさまれます。

常願寺川流域の段丘と立山火山

編集 常願寺川流域の段丘の形成には、立山火山の活動が関係しているんですか。

藤井 立山火山の形成史については、地質図などととも表紙の裏面で簡単にまとめましたので、それを見ていただきます。常願寺川流域の段丘の分布は、図3・25のようになっており、図のうち、和田川の合流点より上流域に分布する溶結凝灰岩は、立山火山の第2期の大規模な火砕流堆積物の一部です。

立山火山の中央部にカルデラが生まれ、いまの弥陀ヶ原の台地をつくった第2期の火山活動はきわめて大規模なものだったので、図にみえるように、当時の火砕流堆積物が常願寺川

両岸の山腹にも残されたわけです。おそらくこの時期の火砕流の先端は、富山平野南部にまで達していたものと思われます。

この火砕流堆積物の年代は、10～9万年前頃と推定されていますが、常願寺川流域の中位段丘堆積物には、このときの溶結凝灰岩に由来する礫がたくさん含まれております。したがって、中位段丘の形成は10～9万年前頃より後ということになります。

また立山火山の第3期の活動は、主としてカルデラの周辺斜面で発生し、最後の第4期の活動は地獄谷付近を舞台とします。いずれも第2期のような大量の火砕流を噴出してないので、常願寺川流域の段丘の形成には直接的な関わりをもっておりません。いずれにしても常願寺川は、立山カルデラの膨大な崩壊堆積物を運び続け、それらの碎屑物を流域に抱え込んでいるわけです。

図3・26は、常願寺川扇状地の扇頂付近の地形地質断面図です。中位段丘は3面認められますが、左岸の大川寺面は、上野面の浸食面です。低位面も3面認められますが、低位3面の大森面は下流部で沖積扇状地との境が不明瞭となり、沖積段丘面と考えられます。低位1面・2面が低位段丘です。中位段丘は堆積物がより固結しており、またその上部に黄褐色土壌をのせるので、低位段丘とは区別されます。

図3・27は、天林付近の中位段丘の地質柱状図です。ここでは、新第三紀の黒瀬谷累層の上に、厚さ約10mの上段礫層が不整合にのりますが、この礫層には、花崗岩や片麻岩の礫とともに、いま述べた立山火山の第2期の溶結凝灰岩の礫が含まれます。上段礫層の上位には、同じ溶結凝灰岩の大礫を含む厚さ約1mの泥流堆積物がのり、さらにその上には、黄褐色土壌が重なります。

なおこの土壌には、山陰の大山火山が噴出した大山倉吉軽石層(DKPテフラ)がはさまれます。この年代は約5万年前と推定されていますので、中位段丘は5万年前より以前に堆積したものと思われます。

図3・23 - 金沢の河岸段丘の区分と分布 <藤, 1975>

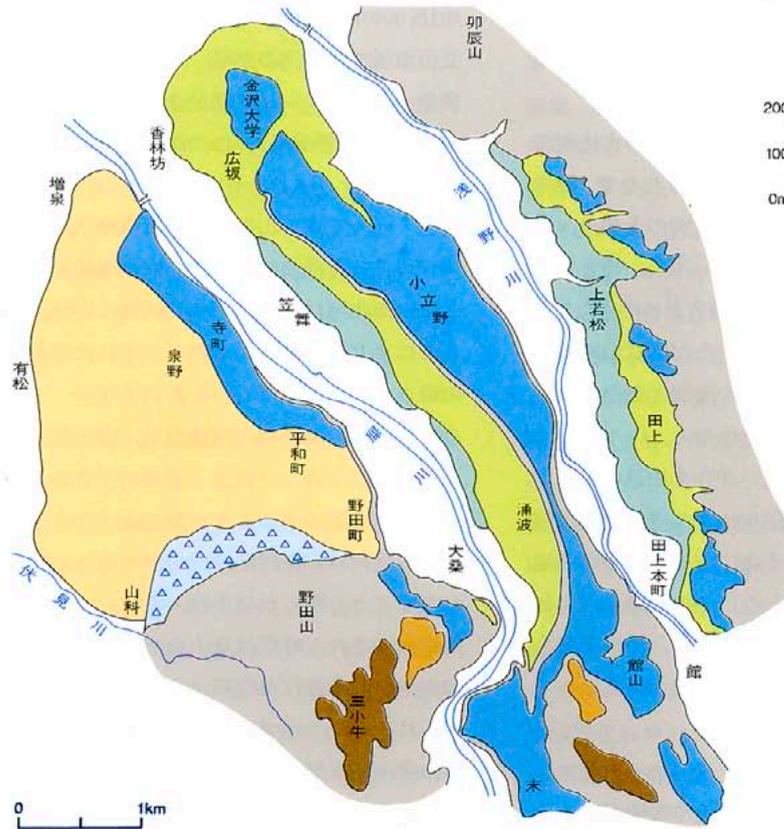


図3・24 - 金沢の河岸段丘の断面図 <藤, 1975>

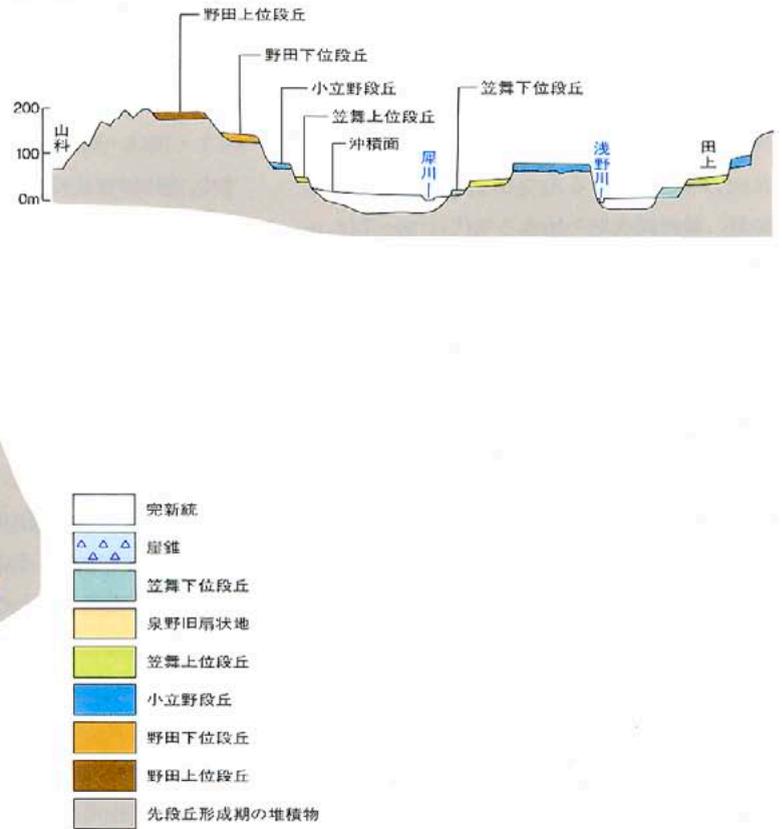


図3・25 - 常願寺川流域の段丘分布図

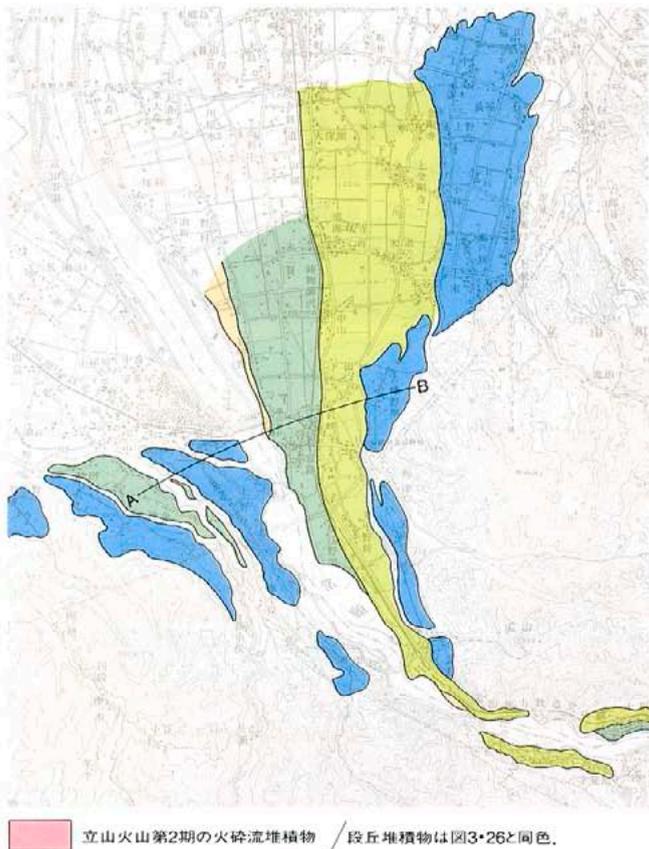


図3・26 - 常願寺川扇状地扇頂部の地形地質断面図

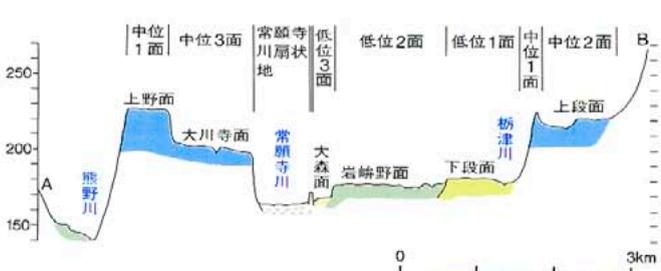
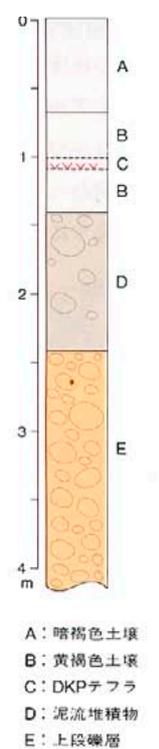


図3・27 - 天林の地質柱状図



立山火山第2期の火砕流堆積物 / 段丘堆積物は図3・26と同色.

最終氷期の時代

約2万年前頃の古地理

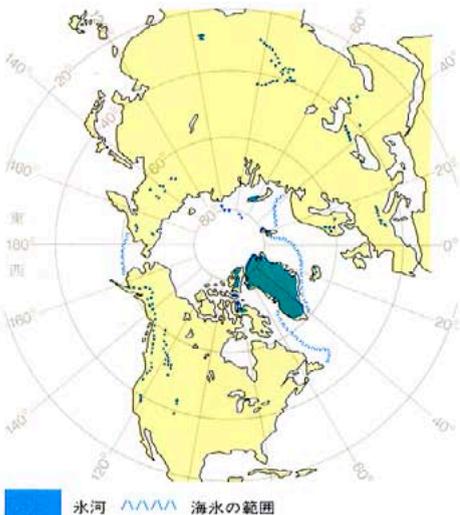
編集 最終間氷期の始まりの年代と、それが終わって次の最終氷期に入る年代は、それぞれ何万年前頃になるのでしょうか。

鮎野 最終間氷期の始まる年代については、約15万年前とも約13万年前ともいわれて、いろいろと意見が分かれております。最終間氷期が終わり、最終氷期（ウルム氷期）の始まる年代は、約7万年前ということでは大方の考えが一致しているようです。ですから最終氷期は、約7万年前から約1万年前の期間になります。それで1万年前から現在にいたる期間は、別に後氷期ともいうわけです。

最終氷期に入っても、寒暖の変化を伴いながら、つまり亜氷期と亜間氷期とを繰り返しながら、やがて約2万年前の最終氷期の最寒冷期が訪れてきます。

地球上での氷河の分布面積は、現在約1,600万km²（陸地全体の約10%）ですが、ウルム氷期の最寒冷期には、北半球を中心にいまの数倍にまで氷河が拡大したと推定されています。とくに、スカンジナビアと北アメリカでは大規模な氷床が発達しました（図3・28b）。もちろんアルプスの氷河も周辺に拡大したので、ヨーロッパは、その大半がツンドラやステップに変わってしまいます。このように、氷河の規模が数倍にも増大する

図3・28a - 北半球の現世の氷河と海水の分布



と、ごく単純化していいますと、氷河の拡大した分だけ、海水が陸地に固定されてしまいます。その結果、この時期には海面が約100mほども低下してしまいます。

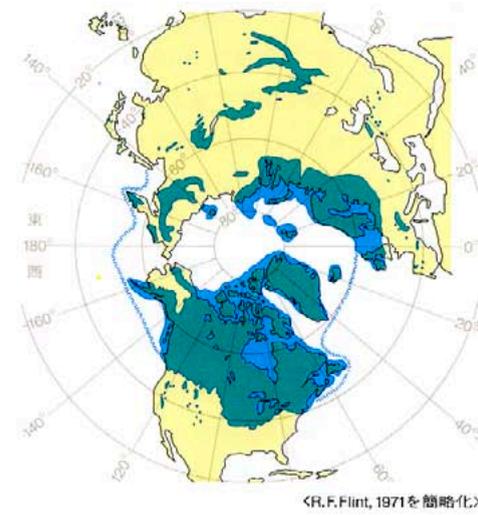
図3・29は、約2万年前頃の北陸の古地理図です。海面が約100mほど下がったので、海岸線は遙か沖合まで延び、若狭湾の大部分、加賀平野や能登半島西方の遠い沖合、能登半島の北方では約50km離れた舳倉島の沖あたりまでが、陸地に変わります。ただし富山湾の沿岸地域は海岸線がいくぶん海側に張出すだけで、その姿は余り変わりません。このように海岸線が遠い沖合まで退いたので、当時は、現在の水深約100mより浅い海底が沿岸部の低地となり、そこに河川による扇状地性の礫層が堆積しました。この礫層が、いわゆる第1礫層とよばれるもので、沖積平野を構成する沖積層は、この礫層の上に重なっています。

最終氷期の時期の河川は、その中・上流域に浸食・堆積作用による浸食面や埋積面をつくっているわけです。この時期の各地域の古地理図は、次の第4章で平野ごとにまとめてありますので参照してください。

編集 最寒冷期の植物遺体は、見つかったのでしょうか。

三浦 敦賀平野には、黒河川沿いに小規模な低位段丘礫層が分布しますが、ここからは、

図3・28b - 最終氷期最盛期の氷河と海水の分布



チョウセンゴヨウマツがでできます。年代は約18,000年前です。

立山地域での氷河の形成

編集 立山で、いま天然記念物になっている山崎カール(圏谷)は、この時期の氷河のあとですね。

藤井 そうです。山崎カールは最終氷期の氷河がつくった浸食地形です。立山西斜面のこのカール氷河は、明治35年(1902)に山崎直方さんにより報告されたもので、それに因んで山崎カールとよばれているわけです。

その後、この地域の氷河遺跡は、深井三郎さんなどにより詳しい調査・研究がなされ、多くの氷河遺跡のあることが分かってきました。しかも氷河の形成時期は、大別すると2回にわたることも明らかにされ、新しいほうの氷河が形成された時期は立山亜氷期、古いほうの氷河が形成された時期は室堂亜氷期と名付けられました。いずれも最終氷期のものですが、立山亜氷期は約2万年前頃に、室堂亜氷期は約6～5万年前頃に形成されています。立山亜氷期

図3・30は、立山地域の氷河遺跡です。図に見るように、立山亜氷期には、立山連峰の東側斜面にはカール氷河がずらりと並んでいました。剣沢・真砂沢・内蔵の助け沢・御前沢などのカール氷河です。

これらは、山頂ちかくの谷頭部につもった万年雪が氷河になったもので、氷河の融けたあ

図3・29 - 最終氷期の約2万年前頃の古地理

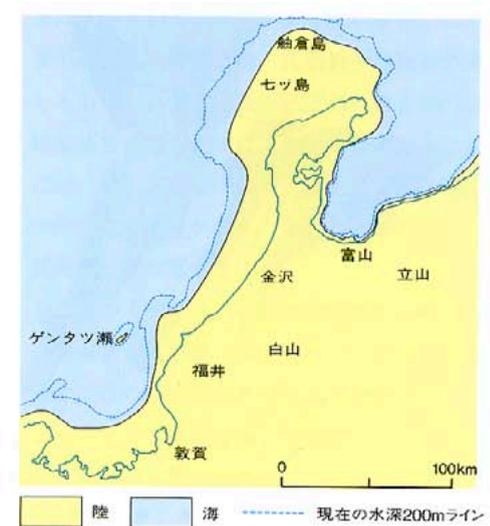


図3・31の作製に引用された文献名

- (1) 深井(1974;1975), 町田・新井(1979), Machida(1980)
- (2) 古畦ほか(1974)
- (3) Kobayashi & Shimizu(1966), Shimizu(1972), 小野・正木(1980), 小野/清水(1982)
- (4) 五百沢(1962;1963;1979)
- (5) 小野・平川(1975a)
- (6) 小野・正木(1980)
- (7) 平川・小野(1974)
- (8) Ono(1980;1981a)
- (9) Machida(1975), Kaizuka et al(1977)

とには、お碗を半分に割ったような浸食地形が残されます。それがカール(圏谷)です。ヒマラヤ、アルプス、アラスカなどにもみごとなカール地形がみられますが、これらに比べれば立山のもは小規模です。

カール氷河はまた、浄土山・竜王山・鬼岳・獅子岳の東斜面にもつくられています。図には載っておりませんが、飛騨山脈には、日本一といわれる薬師岳のものをはじめ、野口五郎岳や黒部五郎岳のカール氷河もよく知られております。これらはいずれも立山亜氷期に形成されたもので、カール底の高度は、その大部分が標高2,500~2,700mの範囲です。

なお飛騨山脈では、後立山連峰の白馬岳にもカール氷河が形成されています。飛騨山脈以外では木曾山脈と赤石山脈に、それと北海道の日高山脈にみごとなカール氷河が発達しています。日高山脈のものを除くと、飛騨山脈のものが規模が大きく数も多いんですが、これは主として降雪量の多さに起因するものと思われます。分布高度は赤石山脈のものが最も高く、標高2,800~2,900mです。

日本では、カール氷河の大部分が東斜面につくられていますが、これは、冬の厳しい北西からの季節風に対して、風下側のほうが雪が集積しやすいからです。ただ山崎カールは、立山の地形的特徴から西斜面につくられておりますが、カール底の高度は、標高約2,715~2,810mといくぶん高くなっています。

氷河の運んできた岩屑や礫を堆石、その堆石のつくった丘や土手(堤列)をモレーンといいますが、山崎カールの前面には、図にみるように、第1~第3モレーンが小高い丘をつくって並んでいます。このうち、第3モレーンは標高約2,705mにあつて小規模ですが、第1モレーンは標高約2,520m~2,400mにあり、第2モレーンは標高約2,620mから第1モレーンのすぐ上までつづきます。つまり、ここでは、ほぼ同じ規模の端部モレーンが2段になって形成されているわけで、そのため、この2つのモレーンをつくった時期は、立山亜氷期のとして区別されています。また立山地域の氷河では、浄土山カールの形成時期が一番新しいとされ、それが立山亜氷期のになります。

室堂亜氷期
室堂平からその西北西方向にかけての、標高2,300m付近には、室堂西の台堆石丘といわれるモレーンが広がっており、室堂礫層とよばれます(図3・30)。

この礫層は、その堆積状況から、立山火山の第3期に噴出した溶岩のすぐ後のものであるとみなせます。それで立山亜氷期の以前にも、室堂礫層をもたらしした氷河がつくられていたことが分かり、この氷河の形成された時期を室堂亜氷期とよんでいるわけです。年代は、さきに触れたように約6~5万年前頃です。室堂亜氷期には、剣岳北東の標高約1,980mの

池の平カールや、内蔵之助沢の標高約2,000mの堆石丘がつくられています。また立山亜氷期の剣沢・真砂沢・御前沢カールの下流にあるU字谷も、室堂亜氷期のもと考えられています。くろべだいら駅(標高1,980m)を囲む氷河遺跡も室堂亜氷期のもので、この駅は、室堂亜氷期のタンボ沢カールの側方モレーンを切りひらいて建設されたものです。駅舎の後方の崖には、花崗岩類の角礫からなる氷河成礫層が見られます。

編集 立山亜氷期の氷河遺跡よりも、室堂亜氷期の氷河遺跡の方が低いところにあるのは、室堂亜氷期の氷河の方が規模が大きかったのでしょうか。

藤井 そういふことです。

編集 日本のほかの氷河遺跡地域でも、立山亜氷期と室堂亜氷期に相当する2つの形成時期があるんですか。

藤井 最終氷期における日本の氷河地形の形成時期については、周氷河現象も含めて、小野有五さん(北海道大学)が、図3・31のようにまとめておられます。図にみられるように、日本では最終氷期の最寒冷期の以前に、室堂亜氷期とほぼ同じ時期に氷河が形成されており、また、この時期の方が氷河の規模が拡大していたことが分かります。

日本海の海底土が語る日本海の古環境

編集 ということは、一番最初の「北陸の気象」でお話しのあつたように、この時期には

図3・30 - 立山地域の氷河遺跡



図3・31 - 日本の高山地帯にみられる氷河遺跡の対比

<小野, 1982>

年代 ×10 ⁴	テフラ	氷期					氷河の消長	谷埋堆積物		周氷河現象	海面変動 -100 Om
		立山	白馬岳	中央 アルプス	日本 アルプス	日高山脈		伊那谷	十勝平野		
1.	Ta-d		白馬沢				氷河消失				
2.	En-a AT	立山 亜氷期	金山沢	駒 亜氷期	酒沢 亜氷期	トツタベツ 亜氷期		後退	後退	後退	
3.	Spfa-1		赤倉沢								
4.	Pm-V Pm-IV DKP		岩井 亜氷期	熊沢 亜氷期	横屋 亜氷期	ポロンリ 亜氷期	前進	前進	前進	前進	
5.		室堂 亜氷期									
6.	EPm										
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)		(6)	(7)	(8)	(9)

V 氷漬
Ta-d=樽前-d
Pm-IV=御岳IV
△ インボリコーション
En-a=恵庭-a
DKP=大山倉吉軽石
AT=始良Tn
EPm=立山火山E
■ 内陸砂丘
Spfa-1=支笏-pfa-1
Pm-V=御岳V
 (1)-(9)の文献名は欄外に記載

海面がだいぶ下がってはいたけれども、暖かい対馬暖流は入っていた。それで、北陸にも雪がたくさん降った。一方では、夏の気温も低下して万年雪となり、氷河が拡大した。そういうことでしょうか。

藤井 大筋としては、そのように考えたいところなんですがね(笑)。

鮎野 そう考えたいのですが、じつは、日本海の隠岐海嶺から採取した2本のピストン・コアを調べた結果からは、この時期の日本海には、対馬暖流の流入はなかったろう、と推定されているのです。図3・32aがコアの採取地点、図3・32bが2本の海底土のコアの柱状図です。これらのコアは、大場忠道さん(金沢大学)などによってくわしく分析され、古水温や水塊構造などにもとづいて、最終氷期以降の日本海古環境の変遷が、図3・33のように想定されました。

図の説明で分かるように、8.5~2.7万年前、2.7~2万年前の時期には、対馬海峡からの流入はありますが、それは対馬暖流ではなく、黄河からの冷たい水で冷却された表層水や、あるいは黄河からの大量の淡水で薄められた塩分の少ない水が想定されています。

1万年前~8,000年前になると、始めて対馬暖流が入るようになり、この時期以降からは、陸域での研究結果とほとんど一致した結論が得られています。

藤井 あと陸域では、国際日本文化研究セン

ターの安田喜恵さんが、福井県の三方湖の湖底で深さ32mのボーリングを行い、花粉分析をしておられますが、その結果では、5~4万年前は積雪量が多く、対馬暖流が流入していたとされています。

このように、いまのところは、陸域での氷河地形や湖底の花粉分析の研究からの結論と、日本海海底のコアの研究からの結論とが食い違っている、というのが現状です。これについては、例えば、対馬暖流が入っていないくとも、シベリアからの季節風がより冷たく、日本海の表面水温との温度差がある程度であれば多雪が生じるのか、といったような問題もありますが、いずれにしても解決は将来に残されています。

日本海沿岸の古地理の変遷
最終氷期にはもう一つ問題がありまして、それに関連して対馬海峡が開いていたのか、閉じていたのかという問題です。

以前から、大方の一致した考えとして、最終氷期の最寒冷期の海水準低下量は約140mとされており、したがって、対馬海峡はほとんど閉じていただろうといわれておりました。しかし最近になって外国でも日本でも、海水準低下量は約80mという考えが主張され始めてきております。

じつは、10年程前に富山で第四紀学会の総会がありまして、そのときに「最終氷期以降の

海水準変動とそれをめぐる諸問題」がテーマになりました。そして、日本海古環境、海水準変動、対馬海峡や津軽海峡の陸橋問題、気候の変遷、氷河地形などが議論されたわけです。私、富山にいるものですから、これをお世話することになったわけですが、やはり各方面での調査・研究が進むにつれて、新しい問題がいろいろと提起されてきます。

いまの海水準低下量の問題もその一つなのですが、ここでは、スペースの関係もあってそれぞれの根拠を詳しく述べるわけにもいきませんが、それで最近、その後の研究の成果をふまえて、私なりに、日本海沿岸の更新世以降の古環境の変遷をまとめましたので、ここでは、その一部を見ていただきます。

図3・34aは、約16万年前の最終間氷期の前の氷期(リス 亜氷期)の古地理図です。最終氷期の最寒冷期よりも、このときの氷期の方がより寒冷です。そして、大陸棚外縁での地形変化点の深度などから、このときの海面は、いまよりも約140m低下していたと考えられます。その結果、この時期には、対馬海峡・朝鮮海峡、また津軽海峡は閉じていて陸橋になり、日本海は陸橋に囲まれ、淡水化が進んだと思われま

す。図3・34bは、約12万年前の平床層を堆積した時期の古地理図です。海面はいまよりも数m高く、もちろん暖流が入っています。

図3・34cは、約6~4万年前の室堂氷期の

古地理図で、日本列島の高山には氷河が形成された時期です。そのため、多量の降雪を必要とし、海峡は開いており、淡水とともに暖流も入っていた。海面の低下は約100mと考えています。

図3・34dは、約2万年前の立山氷期の古地理図です。この時期は、最終氷期の最寒冷期にあたりますが、飛騨山脈に氷河が形成されているので、海峡は開いており、一部に暖流が入っていた。海面の低下は約80~100mと考えています。

以上が、最終氷期までの古地理図です。ついでに、完新世の古地理図についても、ここで簡単に触れておきます。

図3・34eは、約1万年前の入善沖海底林の時代の古地理図です。海面は、いまよりも40~45mほど低下しており、気温も2~3度低かったと考えられます。

図3・34fは、約6,000年前の縄文海進期の古地理図です。この頃は、海面はいまよりも数m高く、気温も2~3度高かったと思われま

す。対馬暖流が流入しています。問題を残したままの図ではありますが、いまのところは、だいたい以上のように考えております。

図3・32 - 日本海の隠岐堆から採取された2本のコア

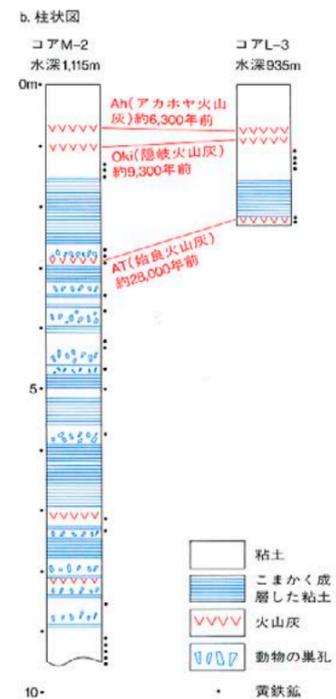
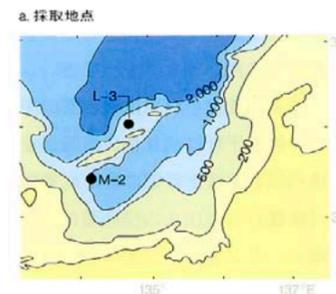


図3・33 - 日本海最終氷期以降の古環境変遷史<大場, 1986>

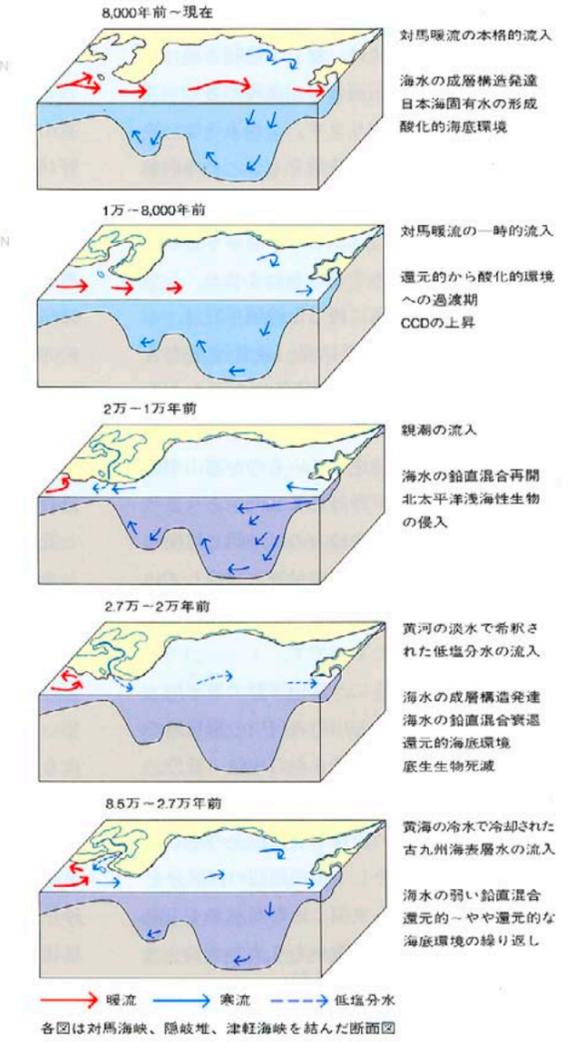
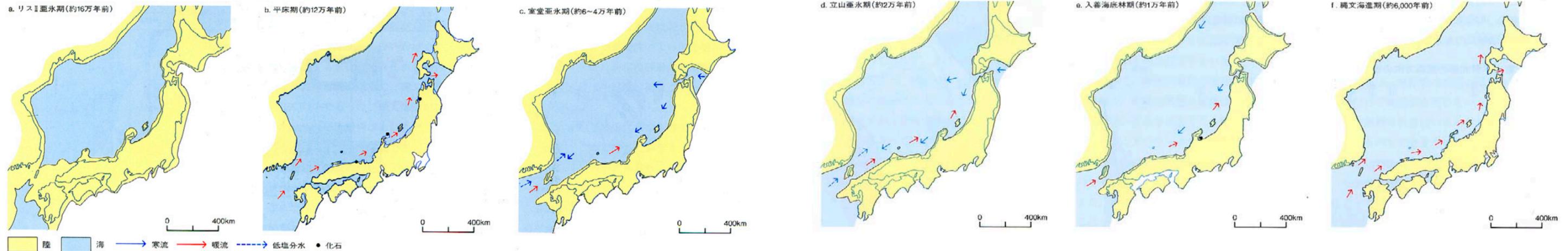


図3・34 - 約16万年前以降の日本海沿いの古環境の変遷



富山平野の基本的特徴

藤井 これまでの話してお分りのように、富山平野は、背後には、激しく隆起を続ける飛騨山脈があり、前面には、沈降の著しい深海性の富山湾が広がります。このように、陸と海の性格に際立った特徴をもつ、その両者のはざまにできているのが富山平野です。ですからこの平野では、ふつうの海岸平野がそなえている地形はあまりみられません。海岸平野、つまり海に接した沖積平野は、ふつう扇状地、自然堤防帯(後背湿地を含む)、三角州、砂丘、潟埋積低地などからなりますが、図4・1で一目瞭然のように、扇状地だけが顕著に発達しているのが富山平野で、こうした海岸平野はあまり例がありません。表4・1は、北陸地方のほぼ同じ規模の河川の扇状地と、その扇頂付近に発達している地形面、つまり“隆起扇状地”の段丘を比較してまとめてみたものです。

この表で分かるように、富山平野の黒部川・常願寺川・神通川・庄川の各河川の扇状地の扇頂の周辺には、高位段丘から中位、低位、さらに完新世に形成された段丘までがすべて揃っており、多くの段丘が2段以上の地形面をもっています。そして扇頂周辺の面区分を調べると、いずれも東側に地形面が多く、西側では少ないという特徴があります。これに対し、加賀平野の手取川扇状地の扇頂の周辺では、中位段丘のみがみられるだけですし、また福井平野の九頭竜川では、扇状地の発達が見られません。このように、北陸地方の互いに隣接した平野にみられる地形面の大きな違いからも、更新

世中期以降、飛騨山脈が激しく隆起しつづけていること、それに伴って富山平野そのものが、独特な形を付与されながら発達していることがよく分かります。

富山平野は、呉羽山丘陵を境に、東の富山平野(狭義)と西の射水平野に、さらに砺波山丘陵と射水丘陵の間の砺波平野とに分かれます。

富山平野(狭義)

黒部川扇状地

黒部川扇状地は、海拔125mの愛本を扇頂に、約60°の角度で北西に広がります。扇頂から河口までの距離は13.4km、扇状地の勾配は11%です。図4・3が黒部川扇状地の地形分類図です。東西の山麓部には、高位・中位・低位の段丘群が分布し、高位段丘は3面、中位と低位の段丘は、それぞれ2面の地形面を有します。これらはすべて開析扇状地(隆起扇状地)です。

黒部川扇状地は、昔から“黒部四十八ヶ瀬”といわれ、放射状・網状の流路がよく発達しています。江戸時代に描かれた何枚かの古図にも、いまとは違った流路が示されており、黒部川が東西に河道を変遷しながら、いまの扇状地をつくってきたことが分かります。黒部川扇状地の西部の海岸付近では、砂州や砂丘が発達しています。そして砂州・砂丘と扇状地扇端部との間には後背湿地がみられ、ここは地下水の湧水帯となっています。かつては、この湧水帯付近にスギサワなどの森林帯が広がっていたのですが、いまでは入善町吉原地区の一画だけが“杉沢の沢杉”として天然記念物に指定され、保存されるだけになってしまいました。

図4・2 - 富山平野北部の東西方向の模式断面図

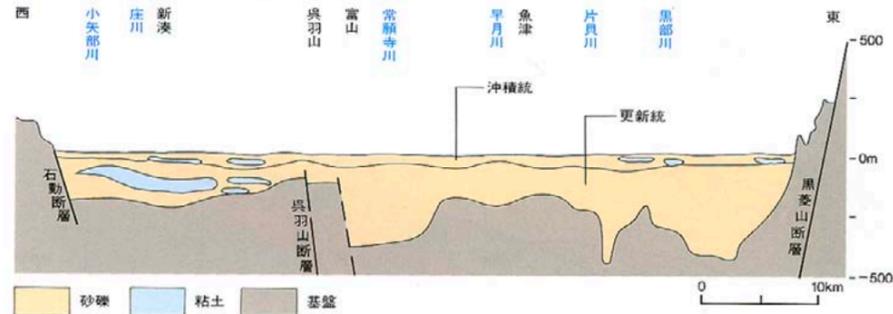
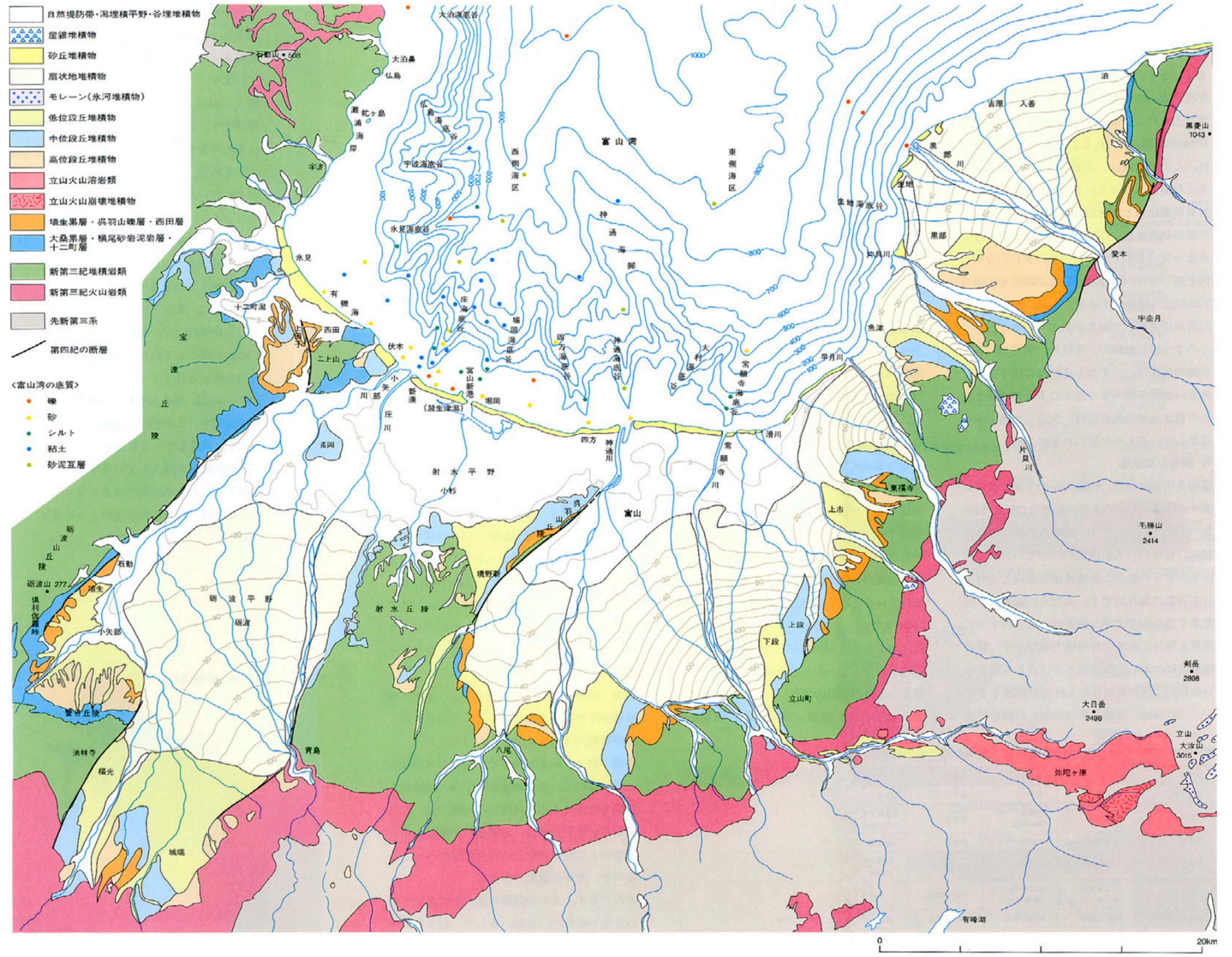


図4・1 - 富山平野とその周辺の第四紀地質図



<富山湾の地形と底質分布は海上保安庁水路部, 1952; 藤井, 1969による>

黒部川扇状地の扇端は直接海に接しますが、この海は、海岸から急に深くなります。ですから、扇状地の北西縁の河口付近では、後背地からどんどん礫が運ばれるので堆積が継続していますが、東側の扇状地の北縁では、沿岸流によって浸食された堆積物は、海底へと運び去られてしまいます。そのため、海底の100m等深線にみられるような同心円の形が崩れ、この扇状地は、北東側の扇端が削られて歪んだ扇形になっています。

片貝川扇状地と早月川扇状地

片貝川扇状地は、山地・丘陵が海岸近くまでせまっているので小規模です。きれいな同心円を描く早月川扇状地は、海岸線近くの標高10m付近の扇端に上小泉、小泉、清水といった湧水に関係した地名が並んでいます。

このように、黒部川、片貝川、早月川の各扇状地の扇端は、いずれも直接海に接するか、あるいは海岸線のすぐ近くにあるので、これらの扇状地沖の海底には、伏流した地下水が湧出しているものと思われます。

常願寺川扇状地

常願寺川扇状地は、海拔165mの上滝に扇頂があり、扇頂から河口までの距離は18km、扇状地の勾配は約9‰です。常願寺川は、その流域に、日本の三大崩壊地の一つといわれる立山カルデラの膨大な崩壊堆積物を抱えるので日本有数の暴れ川です。ふだんの流量はさほど多くないのですが、融雪時にはものすごい流量となり、大量の碎屑物を運びます。扇状地には、鷹石とか鷹泥と呼ばれる片麻岩や安山岩の、径が数mもある巨石が点在しますが、これらは、安政5年(1858)の洪水で運

ばれてきたものです。このように、常願寺川の扇状地をつくる勢いは非常に強いので、隣の神通川を西へ西へと追いやっています。

富山の旧市街には、20m等高線に沿って、今泉、大泉、小泉、清水、泉、新清水、水橋清水などの地名が並びますが、これらは、扇状地末端の湧水帯です。またこの地帯では、30~90mの深さの掘抜井戸から被圧地下水が採取されていましたが、近年では地下水位が低下しているようです。扇状地扇端の湧水帯から下流は、自然堤防帯になります。ふつうは、自然堤防帯のさきには三角州が形成されますが、ここではデルタをつくることなく、自然堤防帯が直接に海に接します。

神通川扇状地

神通川は、流域の面積が広い割合には堆積物が少なく、常願寺川扇状地に押されて呉羽山丘陵の近くを流れるようになり、いまでは扇状地の形もやや不明瞭になっています。ただし、常願寺川はいつもカラカラに乾いて水は余り流れていませんが、神通川の方は、常願寺川扇状地からの伏流水が供給されるので水はいつも豊富です。

神通川扇状地は、標高110mの笹津を扇頂に、約30°の角度で北に広がります。10mの等高線から自然堤防帯になり、そのまま海に接します。神通川の沖の海底には、神通海底谷が刻まれています。その海底谷の末端の水深は約700mまで追跡できますが、この海底谷の形成は、おそらく、何回かあった氷期の始め頃まで遡るのではないかと考えられます。

富山平野(狭義)の地下

編集 富山平野(狭義)の地下には、呉羽山礫

層以降の地層が堆積しているはずですが、これらの地層もみな礫層ですか。

藤井 富山平野(狭義)の地下の第四紀層は、一番下には呉羽山礫層があって、新第三紀の地層を広く覆っています。その上には、地表で高位段丘、中位段丘、低位段丘をつくっているものと同時期の礫層が、順々にのっている。そして表層を沖積の扇状地礫層が覆っているわけですから、この平野の地下にある第四紀層は、そのほとんどが礫層からなっている。しかも、富山平野のなかでは、この地域の第四紀層が一番厚いんです。

以前、黒部川の河口の生地で、ガス鉱床を探查するため、帝国石油によってボーリングが行われました。このときには、3ヵ月ぐらいで深さ2,000mまで掘る予定だったんですが掘っても掘っても礫ばかりなので、作業が難航し、3ヵ月かかっても予定の3分の1程しか進まない。結局、作業は途中で中止になったのですが、このボーリングで基盤の第三紀層と呉羽山礫層との境は、地下約600m付近にあることが確かめられています。

富山平野を海岸線沿いに東西方向で切った地質断面は、図4・2に示しました。呉羽山断層より東の富山平野(狭義)では、沖積層の下にある第四紀層は礫層からなっており、堆積物の厚さは、黒部川扇状地では約600mに達します。それに対し西の射水平野では、一番下は礫層ですが、その上には粘土層ののりです。堆積物の厚さも約200~300mと薄くなります。

富山湾の海底下の沖積層

編集 沖積の扇状地も礫層でしょうから、礫層ばかりが重なるところでは、どのようにして沖積層の下限を見分けるわけですか。

藤井 おっしゃるとおりで、礫層ばかりが重なっているから、この地域だけでは、沖積層の下限を確かめることは殆ど不可能です。ただ西隣の射水平野では、沖積層の下限は、第一礫層の上に泥や砂などの潟埋積層がのっているので、容易に識別できます。

それでまず、この沖積層の富山湾の海底下の分布を知りたいと思ひまして、射水平野の

表4-1 北陸の平野にみられる各扇状地の扇頂付近の地形面の比較

河川名	黒部川	常願寺川	神通川	庄川	手取川	九頭竜川
現扇状地	あり	あり	あり	あり	あり	ない
完新世段丘	下立面	大森面 岩崎野面	春日面	青島で数段に わかれる	—	?
低位面	舟見野面	下段面	笹津面	高瀬面	—	—
中位面	前沢面	上段面	船崎面	和田川面 城端面	白山比咩面	—
高位面	十二貫野面 棚山面	和田平面 (東福寺面)	寺家公園面	閑乗寺面	—	—
更新世中期礫層	呉羽山礫層	呉羽山礫層	呉羽山礫層	呉羽山礫層	卯辰山礫層	—

海岸線に直角方向の測線で、沖合の大陸棚をスパーカーによって音波探査してみました。図4・4bがその記録ですが、これにみるように、射水平野の沖では、どの測線からも水深70～120m間に非常に明瞭な反射面があらわれました。射水平野の海岸線付近の沖積層基底の深度は60mですから、平野下の沖積層基底面は、大陸棚の反射面にみごとに連続していることが分かったわけです。

それで次には、この反射面を富山湾の海底下に広く追求してみました。黒部川扇状地の沖合では礫層が多いので、反射面がでるかどうかが危惧していたのですが、各測線とも予想以上に明瞭な反射面があらわれました。そしてここでも、水深70～120mに沖積層基底面のあることが分かりました。図4・4cが、黒部川扇状地の吉原沖の記録です。

もう1つ紹介しますと、図4・4aは富山湾西部の氷見沖の記録です。図にみるように、この地域では沖積層も薄いのですが、更新世の堆積物が非常に少なく、沖積層の下位には新第三紀の地層がでてきます。しかも新第三紀層の傾斜している状態まではっきりと示されており、この地域では、更新世には基盤の新第三紀層が浸食されていたらしいことが窺えます。いずれにしても富山湾の大陸棚では、海面下120mより深いところには沖積層は分布しておりません。

黒部川扇状地の沖積層基底面

以上のように、黒部川扇状地沖合の各測線で沖積層基底面が明らかになりましたので、次に、それらを扇状地の扇頂と結んで、扇状地の沖積層基底面と見做しました。図4・5は、こうした方法で求められた黒部川扇状地の沖積層の等層厚線図です。図4・2に記載されている沖積層基底面も、同じ方法で求められたものです。黒部川扇状地の沖積層の厚さは河口付近で約50m、場所によっては粘土層がはさまれます。また常願寺川扇状地の沖積層の厚さも、河口付近では約50mです。

なお、図4・5の等層厚線図と扇状地沖の海底の谷地形をみれば、概ね最終氷期最盛期の

図4・3 - 黒部川扇状地の地形分類図

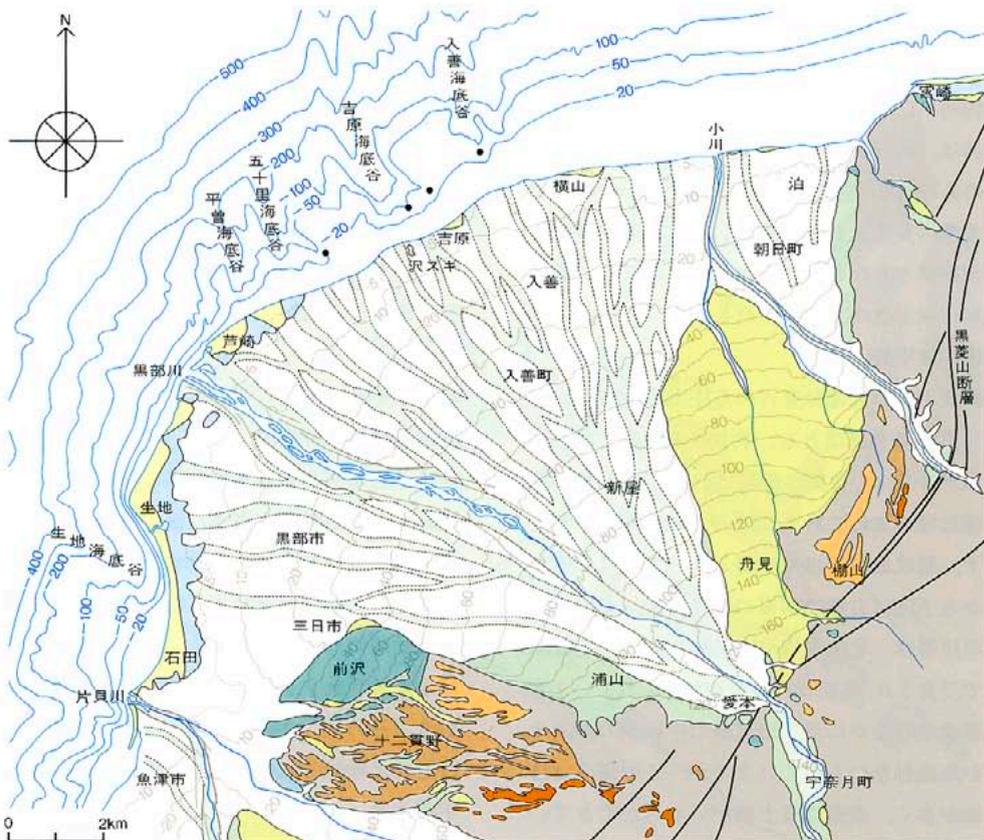


図4・4 - 富山湾海底下の沖積層

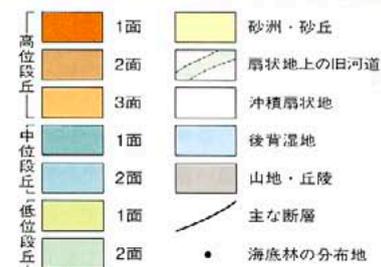
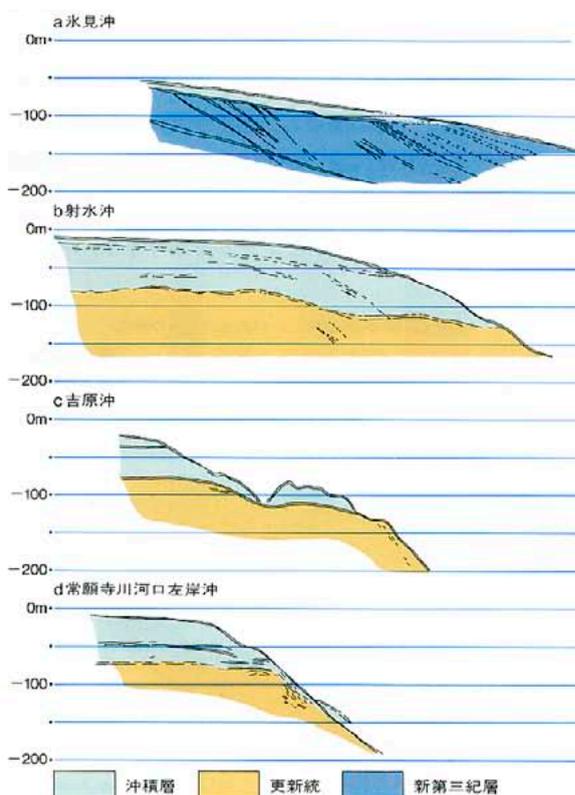
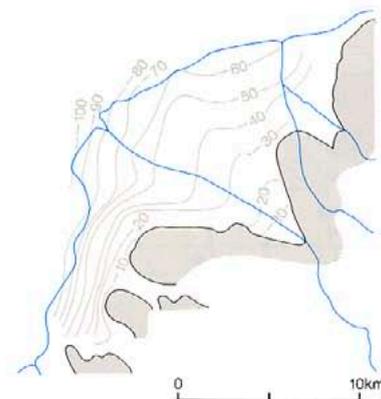


図4・5 - 黒部川扇状地の沖積層の等深度線図(m)



扇状地の姿が浮かび上がってきます。ここには、低位段丘付近から入善沖の方へ延びていく谷地形が読み取れますが、その入善沖では1980年に海底林が発見されました。この海底林は、約1万年前には、現在の大陸棚に森林のあったことを証明した世界で唯一の例で、非常に貴重なものです。しかも、海水準上昇の証拠ともなるものなので、これについては、別に章を改めて紹介いたします。

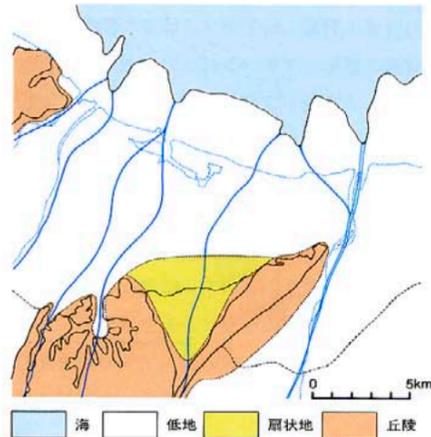
砺波平野

砺波平野の大部分を占める庄川扇状地は、庄川町青島を扇頂とし、約100°の角度で北西に広がります。青島の標高は110m、扇状地の扇端は標高20mにあり、ここまでの勾配は5‰です。扇状地扇端は湧水帯となっており、そこから下流は自然堤防帯になります。この自然堤防帯は、北陸本線ぞいに小矢部川の氾濫原で浸食され、完新世の段丘がつくられています。扇状地のなかには、旧流路の中洲状の微高地が島地形をつくっていますが、この部分は砂地が多く、表面には土壌がいくらかできています。畑地として利用され、集落の集中するところとなっています。

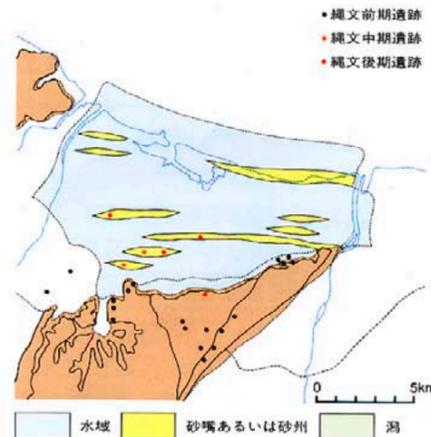
この集落は、散居村とよばれる全国でも珍しい集落形態で、各家屋は互いにある間隔をおいて散在し、強い風を防ぐために周囲に屋敷林をもっているのが特徴です。散居村は、だいたい日本の扇状地ではよく見られますが、砺波のものが典型的です。

図4・8 - 射水平野の古地理変遷

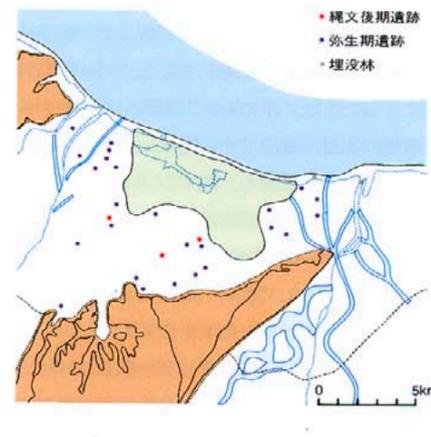
a最寒冷期の海面低下と海底谷の形成(2~1.8万年前)



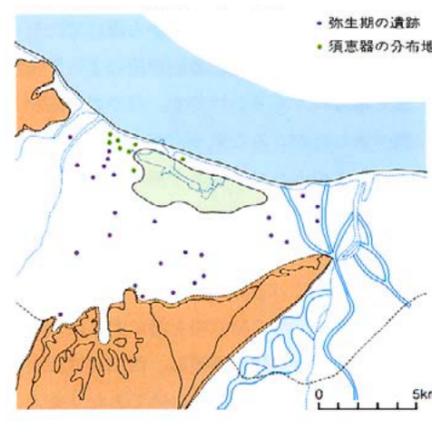
b縄文前期(6,000年前, シジミ・タニシの時代)



c縄文後期~弥生時代(3,000~2,000年前)



d土師・須恵器の時代(1,500~1,000年前)



庄川扇状地と宝達丘陵との間には、小矢部川ぞいに沖積低地が南北に細長く延びています。これも、庄川扇状地の勢いが強いので、小矢部川が西に追いやられてしまったもので、常願寺川と神通川の関係と同じです。庄川には、ふだんは水が少ないのに、小矢部川は、庄川扇状地の伏流水が供給されるので、いつも水が多いのも全く同じ関係です。なお、砺波平野の地下の第四紀層の厚さは、砺波付近が最大で約400mです。

射水平野

潟埋積平野の沖積層

射水平野は、その大部分が潟埋積低地です。最終氷期の最盛期が過ぎた後、海面は次第に上昇してきますが、この地域では、この上昇に対応して湖~潟がつくられます。そして縄文海進時には、内陸の奥まで広がる大きな湾域が形成されますが、間もなく、湾は潟に変わり、その後、この潟の埋積が急速に進み、ほとんど埋積されてしまった姿がいまの射水平野です。

図4・6が射水平野の地質図で、この図には、沖積層の基底等深線と共に、同じ沖積層でも砂の多いところや泥の多いところが一見して分かるように、沖積層の砂泥率を図に示しました。この図から、海岸付近の沖積層は50~60mと厚いが、同時に砂の多いこと。沖積層は内陸側に向かって薄くなり、砂から泥へと移り変わっていくことが分かります。

図4・7は、海岸線に直角方向で切った断面図で、基盤の礫層は、約2万年前の海面が最も低下していた時期の礫層、いわゆる第一礫層です。この礫層の上には、下位から上位へ、下部砂層、中部泥層、上部砂層という順に重なり、表層に泥炭を挟みます。中部泥層は、ふつう1~2枚の砂層を挟みますが、中部泥層が全くみられず、すべてが砂層からなっている場所もあります。

射水平野の形成史

図4・8aが、約2万年前の射水平野の古地理図です。射水丘陵の先端には、第一射水湖に堆積した日の宮礫砂泥互層が頭を出していますが、この時期には、その射水丘陵と呉羽山丘陵との間に、境野新扇状地礫層が堆積しますが、この礫層が第一礫層に相当するもので、その延長は平野の下に潜り込み、海岸付近では40~80mの深さにあります。この時期の海岸線は、海底地形の水深約100mほどのラインにありますが、当時の河川あとが、海底の谷地形として残っています。

やがて氷期の最寒冷期が過ぎると、海面は次第に上昇し、第一礫層の上には下部砂層が堆積し始めます。この砂層は、海岸付近では深度50~60mにありますが、地質図でその分布を見ると、とくに神通川河口から海岸線沿いに西方へのびていく姿が目立ちます。そしてこの内側には泥が堆積しています。こうした状況から、海面の上昇に対応して、

汀線付近には砂洲あるいは砂丘がつくられ、これによって海から遮断された内陸側には湖が形成され、その湖には、ときには海の入りが込んでいた様子が窺えます。そのことは、ボーリング・コアの分析からも裏付けられておりまして、中部泥層からは、層準により、汽水~海生、淡水生、淡水生と海生の両方、といった珪藻が産出します。

それが、中部泥層の最上部になると腐植土質に変わり、ここからは、埋木や淡水貝のほか淡水性~汽水性の珪藻遺体がたくさんでてきます。この中部泥層の直上には、上部砂層が重なりますが、この砂層になると、一転して汽水性のカキや浅海性の貝類がたくさんでてきます。しかも上部砂層は、断面図にみるように、内陸の一番奥まで入り込んでいます。こうした事実から、この時期には、急激に海面が上昇し、湖が内湾に変わったこと。海面上昇の規模も大きく、湾域は、内陸の一番奥にまで広がっていたことが分かります。縄文海進といわれるのがこの時期です。

図4・8bは、約6,000年前の縄文前期の古地理図です。この時代の代表的な遺跡としては、蛸ヶ森貝塚や小竹貝塚が知られていますが、ここからは、海の日も少量でてきますが、ヤマトシジミ・マルタニシ・ドブガイなどの汽水・淡水生の貝が圧倒的に多くでてきます。それらにまじって、縄文前期の遺物がでてくるのですが、その¹⁴C年代は4,800±200年B.P.です。

図4・6 - 射水平野の地質図

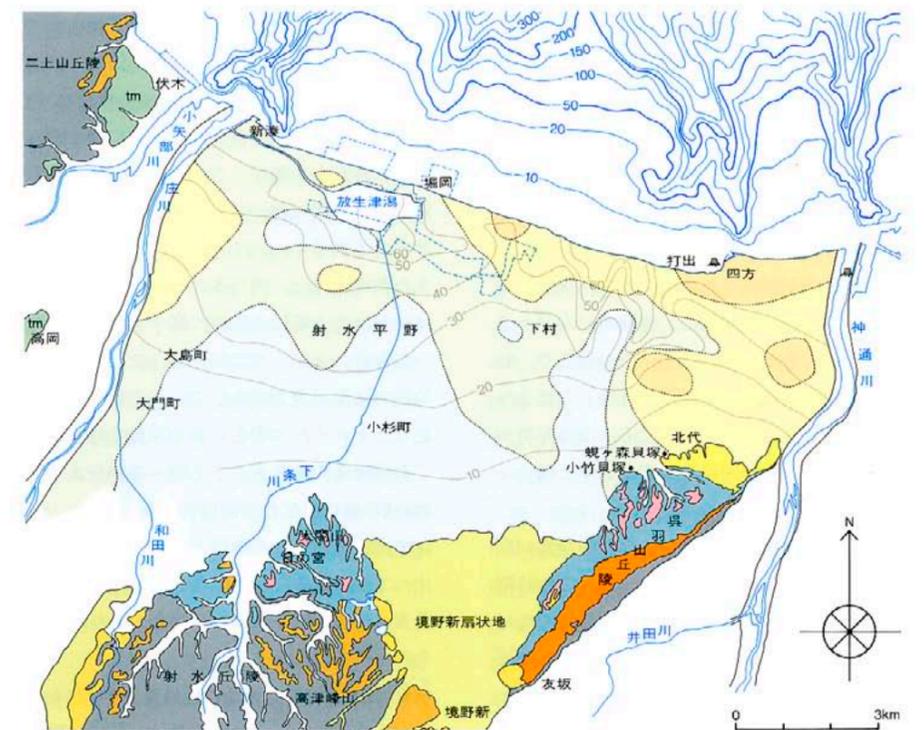


図4・7 - 射水平野沖積層の模式断面図

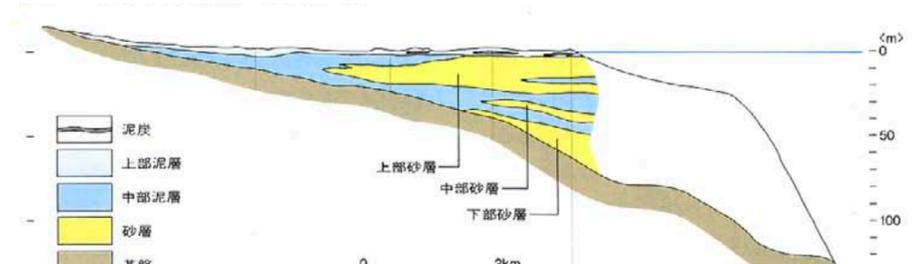
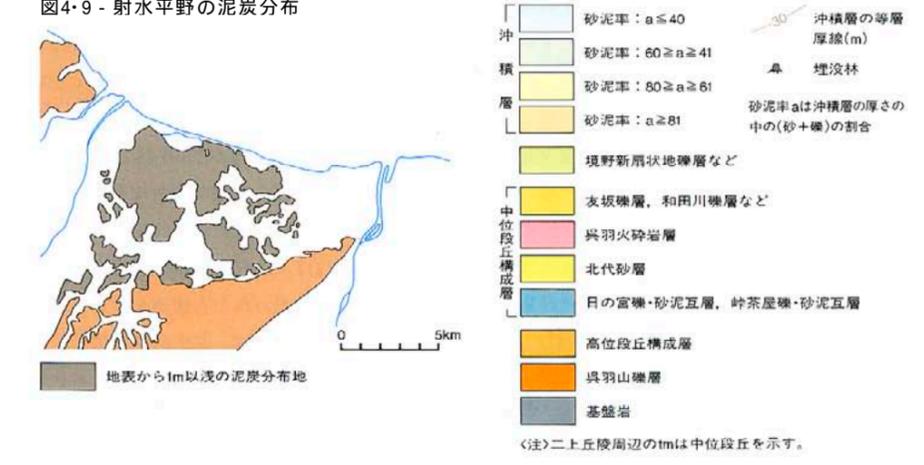


図4・9 - 射水平野の泥炭分布



この時期の湖(瀧)は、最終間氷期の第一射水湖と区別して、第二射水湖(瀧)とよばれます。この瀧の前面には、当然、いく列かの砂州が発達していたものと思われませんが、図には縄文後期の遺跡の分布を手掛かりに、これらの砂州を推定して描いてあります。

縄文海進のピークが過ぎると、海面は少し低下し、汀線は少し海側に張り出して、その付近には砂丘が形成されます。一方、後背湿地の内陸部では、この間に、埋積がどんどん進んで上部泥層が堆積します。この過程で、蛇行した河川の流路跡や埋積され残した低まりの部分には池沼が形成され、そこには泥炭が堆積します。その泥炭の分布を示すと図4・9のようになります。

こうして内陸部には、典型的な軟弱地盤が形成されていくわけですが、一方、この時期と前後して、沿岸砂丘の内側に生じた凹地にも泥炭が生成し、スギ・ブナなどの林を枯死させます。こうして、新湊・越の瀧・四方・神通河口などには“埋没林”が残されます。その年代は3,500~1,500年B.P.です。

図4・8cが、約3,000~2,000年前、縄文後期から弥生時代にかけての古地理図、図4・8dが、1,500~1,000年前の土師・須恵器の時代の古地理図です。これらの図から、瀧が急速に埋積されていく過程がよく分かるかと思えます。この瀧の名残りが放生津瀧で、現在の富山新港がその改変された姿です。

瀧埋積平野では、ふつう海岸付近では砂層が発達するので地盤がよく、後背湿地を埋積した内陸側の方が軟弱な地盤になるのですが、射水平野はその好例です。

富山湾岸の海岸浸食

富山湾の海岸はまた、激しい海岸浸食が起こることで有名です。下新川海岸(黒部川扇状地の扇端周辺の海岸)は、特に海岸浸食の激しいところですが、ここも含めて富山湾の海岸には海岸浸食がつきもので、その対象となる砂浜・礫浜は約56kmにも及びます。

海岸浸食による集落の移動

「黒部川扇状地の歴史と風土」(桂書房,昭和

62年刊)を著わされた奥田新作さんは、海岸浸食のすぐれた研究者としてもよく知られている方ですが、この本のなかで奥田さんは、海岸浸食による汀線の後退(土地の喪失)に伴って、明治の終わり頃から昭和46年頃までの間に、移動を余儀なくされた集落の状況を家屋ごとに克明に調べておられます。図4・10がその1例です。

また奥田さんは、同じ本のなかで、昭和21年に描かれた下新川の海浜の様子を12葉のきれいな色彩のスケッチで紹介し、これらが、その後の海岸浸食で消失していった経過を逐一記し、それぞれの現在の姿を写真で対応させて海岸浸食のすさまじさを語っております。約250年前に生じた古街道の消失

海岸浸食はまた、古地図と現在の地形図とを比べて読み取ることでもできますし、古文書に浸食の事実が記されている場合もあります。その1例を紹介します。

氷見の雨晴海岸の南端に岩崎鼻と呼ばれる場所がありますが、この岩崎鼻は、元禄年間(1695~1704)の越中御絵図射水郷によれば、現在の海岸線よりも300m以上も海側に突き出ております。それが、この時代の海岸浸食により失われていることが当時の古文書に記録されています。それは、明和2年11月(1765)、太田村肝煎の平右衛門が、奉行より地形について尋ねられたときの文面で、以下のようになっています。「岩崎山之内新道は、元文5年(1740)にできあがり、女岩(現在は海上にある)の外側の道は宝永年間(1704~1710)まで往来していたが、岩崎金山之下畑600歩あまりとともに波のために崩れさり、明和2年(1765)には全くなかった」。

このように、今から僅か250年ほど前の汀線は、現在の海岸線より遥か沖合にあり、そこに街道のあったことが記録されているわけです。図4・11は、これらの古絵図や古文書をもとに、当時の失われた古街道を推定してみたものです。最近では、富山湾を象徴するものとして、雨晴海岸から、女岩や義経岩を近景に入れて立山連峰を遠望する見事な風景写

真がよく紹介されておりますが、もし250年前に同じ位置から写真を撮ったとすれば、前面の女岩周辺の海域には、おそらくきれいな砂浜が広がっていたと思われ(笑)。

1945年以降の顕著な海岸浸食の例

次に、1945年以降に起こった顕著な海岸浸食について、数例を紹介します。

ヒスイ海岸

下新川海岸の東部に宮崎という場所がありますが、ここでは漁港をつくるために、1950年から突堤を建設し始めます。この工事は、図4・12のように、順次、海側に防波堤を突き出し、1970年に形が整いますが、この間、突堤の東側ではどんどん砂浜が広がり、1969年には約150mにもなります。

ところが西側の泊海岸では、海岸浸食が激しくなる一方で、防波堤を夏につくると、冬の波で壊されるという状態が繰り返され、浜茶屋のでていた大岩までがいつの間にか浸食されてしまいます。

越中宮崎駅から親不知トンネルの手前まで、JR北陸本線が海岸を走る地帯は、昔からヒスイの拾える海岸として有名で、ヒスイ海岸といわれます。1968年には海岸近くの丘陵で、奈良時代のヒスイの工房(浜山遺跡)が発掘され、さらにその近くの境A遺跡では、縄文中期のヒスイの加工片3,000点が発見されました。またつい最近まで、人口がそれほど多いとはいえない宮崎で、石みがきの専門店が3軒もありました。

ヒスイの産地は、隣の新潟県の青海川と姫川の流域ですから、両川から海にでたヒスイが、東から西へ流れる沿岸流によって宮崎まで運ばれてくるわけです。ほかの重鉱物も調べましたが、みな東から西へと運ばれてきます。このように、ヒスイ海岸の砂浜は、沿岸流により東から西に運ばれてきた漂砂のつもったもので、それは数千年もの以前からずっと続いているわけです。

このような海岸で防波堤を海に突き出せば、その東側では土砂が堆積し、西側では波浪により浸食が進むのは、きわめてあたりまえの

事実です。こうして、泊海岸では浸食が加速され、大屋（東草野）では埋没林なども発見されます。泊では、長い間、浸食防止に奔走しますが、泊海岸に離岸堤をつくることにより、漸く浸食が治まるようになります。離岸堤は波浪を防ぐと共に、漂砂を少しづつでも堆積する効果があるからです。

四方漁港

富山市の四方漁港では、1965年に延長89.5mの突堤がつけられましたが、1966年4月18日台風(台湾坊主)が通り過ぎた後、風もないのに大きなうねりが押し寄せ、89.5mの突堤のうち60mが跡形もなく持ち去られ、その跡を調べると、それまで9mの水深が22mにも深く抉られていました。

雨晴海岸

雨晴海岸では、1950年代の2度の被害の経験から265mの階段式護岸をつくり、1963年に完成させました。しかし、これにより波浪は防げても、汀線の後退を止めることはできず、1969年3月頃から急激に浜が浸食をおこし、護岸基礎まで浸食されます。そのため、ダンプカー延べ270台を使用し、1,400m³の砂を海岸に投入して人工海浜をつくります。

ところが、この人工海浜は1ヵ月ももちませんで、再び元の姿に戻ってしまいます。そこで1970年から離岸堤をつくりますが、そうしますと短期間の間にみごとなトンポロ(砂州)が発生し、海浜が復元しました。

寄り廻り波による被害の例

また、富山湾特有の寄り廻り波のすさまじさと、それによる被害の例を紹介すると、

(a)1963年1月7日夕刻から8日にかけて、富山湾に高波が襲い、新湊、海老江、堀岡で家屋の全半壊19棟、浸水家屋166戸、負傷者14名の被害が生じました。また入善地区の海岸で護岸堤防が破損しました。

(b)1972年12月2日、滑川市高月に寄り廻り波が押し寄せ、越波によって防波堤側の2階家が叩き壊されております。

1850年以降の海岸浸食の実態調査

以上、最近における海岸浸食の数例を述べましたが、では、富山湾沿岸の全域的な海岸浸食の実態はどうか。この点を明らかにしたいと思い、グループを組んでこの難しい仕事に取り組んでみました。明治以前の絵図・文書、地籍図などを、多くの人の協力をえて収集し、また明治43年の地形図を始め、それ以降の主要な地形図や空中写真などを集めてそれらを解析してみたわけです。

結局、明治以前の資料は、測量年月日が不明だったり、縮尺がなかったり、実際に使用できた古地図は、1850年代に制作されたものだけだったのですが、この古地図は、手順をふんで明治43年の5万分の1の地形図と照合しました。そして富山湾東部海岸で47ヵ所の測定点をえらび、各測定点における年代別の浸食・堆積量を求めました。

その結果が表4・2aです。表4・2bは、この表から求められた年代別の浸食・堆積の傾向です。なお、神通川以西の西部海岸の方は、スペースの関係もあり、また著しい浸食地域が少なかったので省略します。この表から明らかになった主な点を列挙しますと、

- 1)海岸浸食は、東部海岸の全域にわたり、江戸時代末からあった。
- 2)汀線の経年変化をみると、浸食と堆積の傾向は必ずしも一定ではなく、同じ場所でも時代によって変わる。
- 3)東西方向の海岸線は一般に浸食が卓越し、南北方向の海岸線は汀線変化が少ない。
- 4)1910～1968の58年間で浸食の最も激しかったのは、測点6の小川の東側と測点16の黒部川の南側で、約140mが浸食されている。
- 5)人工構造物をつくると、その東部は堆積し、西部は浸食される。また表4・2bからは、年代が新しくなるにつれて、浸食から堆積に転じる傾向がみられる。これは、護岸などの人工構造物の影響と考えられる(後述)。
- 6)恒常的に海岸浸食の役割を果たしているのは、堆積・浸食の状態からみて、東から西へ流れる沿岸流と考えられる。

この実態調査では、海岸浸食に対する沿岸流の大きな影響力が明らかになった点に意義がありました。ほかの地域ではともかく、富山湾の場合には“寄り廻り波”という、破壊力抜群の浸食活動が起こるので、この派手さに

図4-10 - 吉原東部地区の集落の移動 <原図・奥田新作>

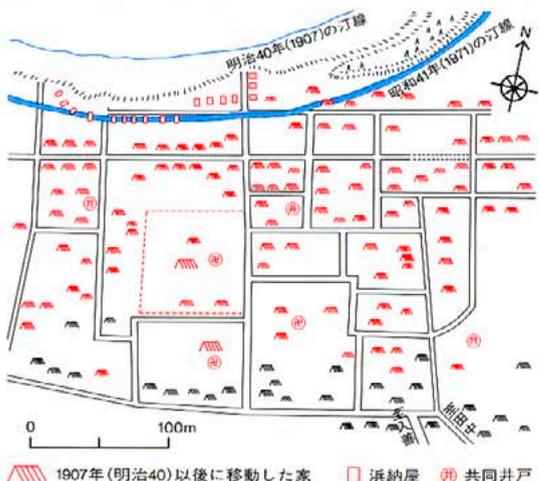


図4-11 - 岩崎鼻古街道の図

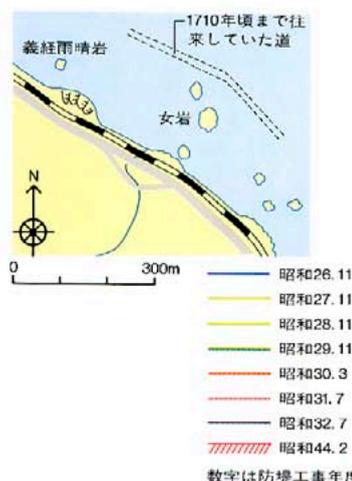


図4-12 - 宮崎漁港の突堤建設に伴う汀線変化

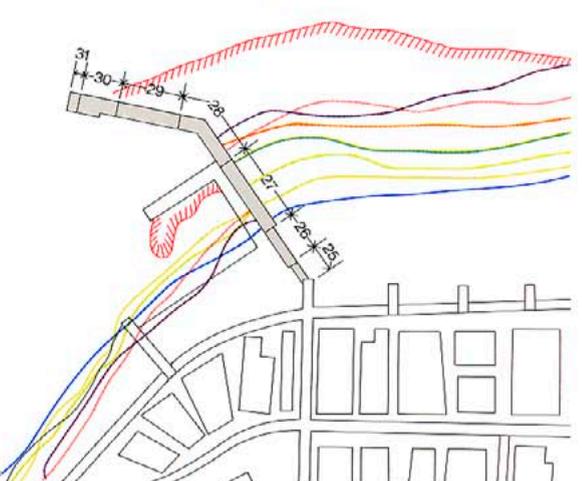
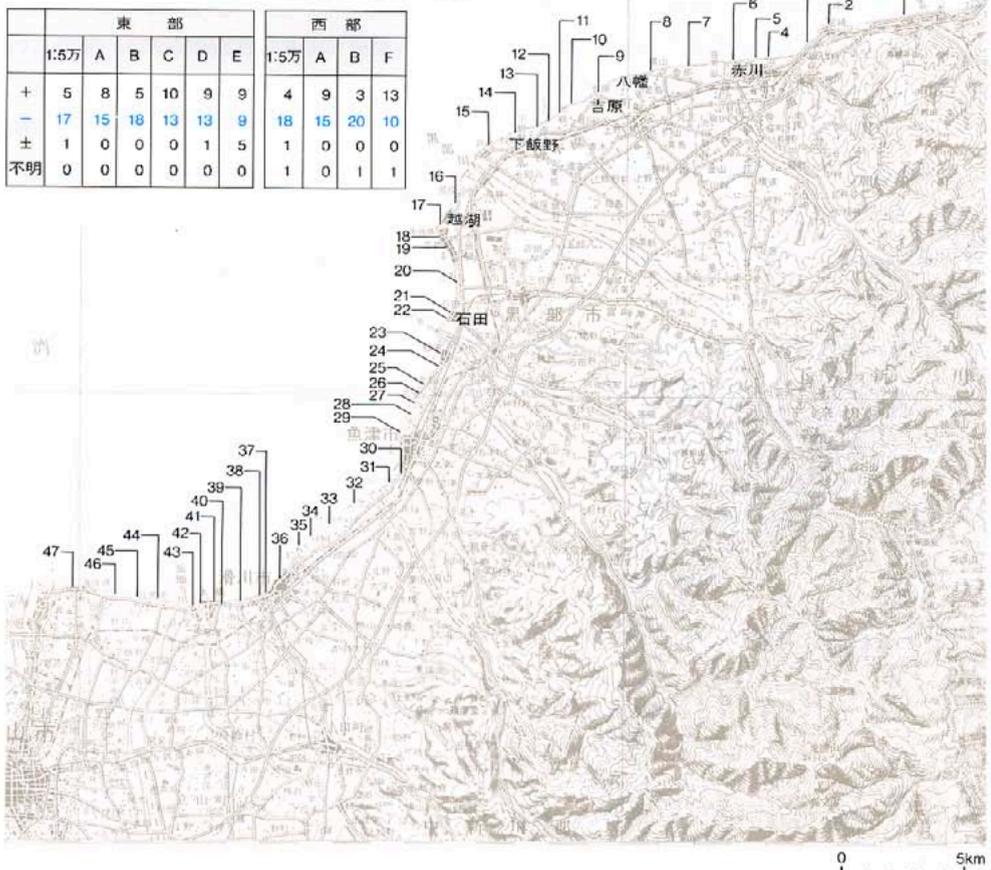


表4・2a - 富山湾東部海岸における海岸浸食（各測点における年代別の侵食、堆積量(単位：m)）

東 部							西 部					
測定点 番 号	1 : 5万	A	B	C	D	E	測定点 番 号	1 : 5万	A	B	F	
	1910(M43)	1850年代	1910	1947	1957	1968		1910(M43)	1850年代	1910	1947	1947
	1968(S43)	1910	1947	1957	1968	1973		1968(S43)	1910	1947	1968	1968
1	-80	+118	-78	+4	-5.5	+1.6	24	-55	-166	-55	±0	
2	+30	+19	-33	+41	+22.0	+6.5	25	+10	+121	+20	-10	
3	-60	+19	-47	-27	+14.0	-7.0	26	-10	+173	-6	-4	
4	-90	-1	-31	-27	-32.5	±0.0	27	±0	-107	+1	-1	
5	-70	-23	-31	-8	-31.0	±0.0	28	-15	-100	-17	+2	
6	-140	-15	-90	+25	-75.0	-9.9	29	不明	-54	不明	不明	
7	-120	-58	-95	+7	-32.0	±0.0	30	±0	+20	-4	+4	
8	-90	-64	-60	+8	-38.0	-5.0	31	-40	+112	+14	-54	
9	-60	+16	-63	-1	+3.5	-8.1	32	-50	-280	-51	+1	
10	-30	-85	-27	+14	-17.0	±0.0	33	-55	-230	-7	-48	
11	-25	-158	-12	-3	-10.5	±0.0	34	-60	-87	-61	+1	
12	-30	-187	-16	-5	-9.0	-2.3	35	+20	-60	-72	+92	
13	-90	-110	-85	-5	±0.0	+9.3	36	-30	+97	-38	+8	
14	-50	-178	-53	+12	-9.0	-28.4	37	-60	+13	-66	+6	
15	-40	(-357)	-39	-10	+9.0	-10.0	38	-50	+75	-50	±0	
16	-140	-270	-113	-32	+5.0	+9.0	39	-105	+50	-93	-13	
17	-130	+20	-123	+9	-16.0	-5.3	40	-15	+7	-39	+24	
18	+45	-30	+75	-32	+2.0	+6.0	41	-15	+26	-21	+6	
19	+35	+7	+55	-18	-2.5	+3.5	42	-115	+80	-114	-1	
20	-10	-33	+25	-44	+8.5	-9.0	43	-80	+202	-28	-52	
21	±0	+1	-1	±0	+1.0	+11.2	44	-10	+103	-8	-2	
22	+20	+3	+11	+17	-8.0	+9.0	45	-10	+97	-36	+26	
23	+120	-182	+97	-8	+31.0	+6.9	46	-5	-49	-46	+41	
							47	+20	+18	-3	+23	

表4・2b - 上表における年代別浸食・堆積の傾向



目を奪われて、地味な沿岸流の影響がともしれば軽視されがちになるんですが、その影響力は、寄り回り波に優るとも劣らぬものがあるわけです。

富山湾をめぐる地形と海岸浸食

このように富山湾では、沿岸流・寄り回り波に伴って、激しい海岸浸食が生じておりますが、これらをもたす基本的要因は、富山湾特有の海底地形と周辺の地形にあります。

富山湾は、その西側から北西側を、日本海に突き出た能登半島によって抱えこまれ、唯一北東側のみが外洋に面した入り海になっています。こうした地形のため、北西ないし西の風は能登半島に遮られるので弱く、ふだんは湖のように静かです。それに対し、北東の風は、富山湾では直ちに波浪の発達につながります。そのため、冬に北東の風が多くなると事態は一変し、強い波浪が海岸に打ち寄せてきます。この北東の風が、富山湾の沿岸では東から西への沿岸流をつくり、海岸浸食に大きな役割を演じます。

一方、海底の地形をみると、海岸のすぐ近くから急に深くなり、黒部川沖では、わずか15kmほどの沖合で水深1,000mにも達します。そして湾底には、多くの海底谷が発達しています。こうした急勾配の深い海底地形と、海底谷の谷頭が海岸近くまでせまっているために、富山湾では、入り海にも拘らず、北東から打ち寄せる波浪は、そのエネルギーを少しも減殺されることがなく、強大な力を貯えたまま海岸まで運ばれます。

この強い波浪のために、浸食のスピードも加速されるわけですが、富山湾の海底地形にあっては、浸食された土砂が周辺に堆積することがなく、急に深くなる湾底へと、どんどん運び去られてしまいます。このことがまた、浸食をより激しくする原因になっています。太平洋側では、駿河湾の沿岸が海岸浸食の激しい地域として有名ですが、ここもまた深海湾で、事態は富山湾と同じです。この両湾の浸食対策が、最も難しいとされる所以もここにあります。

秋から冬にかけて、低気圧が、西から北東に向かって日本海を進み、北海道の西側の海上付近に達したとき、しばしば、うねりが発生します。そのうねりが日本海を伝播し、北東方向に口を開いた富山湾に、激しい高波となって襲うのが“寄り廻り波”です。

うねりが発生してから、それが富山湾に到達するまでには約24時間かかります。それで富山では、低気圧が通り過ぎ、晴れて風もないときに、突如として激しい高波に襲われることとなります。

この高波は、湾岸の全域を一斉に襲うわけではなく、ある特定の地域を寄り廻るように襲うので“寄り廻り波”といわれます。東部の海岸に顕著で、滑川、黒部、入善、朝日地区などに多く発生しますが、西部の海岸では新湊、伏木地区などに発生します。寄り廻り波もまた、富山湾の海底地形が深くかかわっているわけです。

下新川海岸の浸食防止事業

海岸浸食の非常に激しい下新川海岸では、約30年ほど前から建設省直轄の海岸事業が施工されております。その結果、図4・13にみるように、昭和40～45年頃には汀線の後退はとまり、昭和54～55年頃からは浜は進出し始めています。

この事業では、昭和46年頃より離岸堤が積極

的に施工されるようになり、いまではトンボ口（砂州）が成長し始めています（写真）。しかし、この海岸特有の浸食の激しさは、堤防の前面を洗掘して水深を深くしているようで、このために昭和56年頃あたりから、波浪のエネルギーを弱める緩傾斜のブロック堤や副離岸堤の施工が始められています。

ヒスイ海岸でのJR北陸本線の不通

なお最後に、現在起こっている深刻な海岸浸食について触れておきます。さきにお話ししたヒスイ海岸には、JR北陸本線が新潟県に入ったところにいちひり市振駅があります。

1989年11月2日、市振駅前の護岸約100mが轟音をあげて崩れ、線路を支えている路盤も波にさらわれて、線路まで僅かに2mを残すだけとなり、北陸線は上下とも1日以上ストップしました。

市振駅での海岸浸食による北陸線の不通は、1980年から始まりました。1980年12月には護岸が60mにわたって破壊され、越波による土砂が下り線を埋めて列車は不通。この護岸は、1981年11月までには修復されますが、その後、1981年12月、1982年1月及び4月にも、越波による土砂のため不通となり、1983年に護岸の前面にテトラポッドが設置されます。こうした経過をへて、1989年11月の事態が発生したわけです。

それで、1980年前後に市振駅の周辺で何があったかを調べたところ、駅の東側で市振漁港がつくられていたのです。この漁港の防波堤工事は、図4・14のように1965年から始まり、1970～1975年に漁港の形が整います。その頃には、西の市振駅付近では海岸浸食が進み、70mあった砂浜が20mたらずに減ってしまい、高波が防波堤に容易にとどく状況に変わってしまっております。

そのため、少し異常な高波は護岸を破壊したり、護岸を越えた波が土砂で北陸線を埋めるようになってきたわけです。こうした状況からみれば、おそらくこれからも、冬になれば北陸線の不通が起こるだろうと思います。ヒスイ海岸の海岸浸食は、いま深刻な問題となっています。

じつは、さきほど述べた宮崎は、市振から僅か6kmの近くにありますが。1965年頃は、その宮崎で漁港をつくったために泊海岸の浸食が進んで、その対策に奔走しているときです。その貴重な経験が、市振では全く省みられていないわけで、あるいは、そのことのほうが一層深刻な問題なのかも知れません。

図4・13 - 下新川海岸の汀線変化

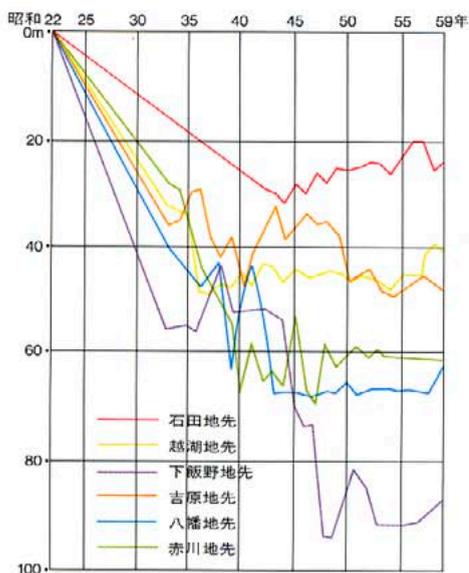
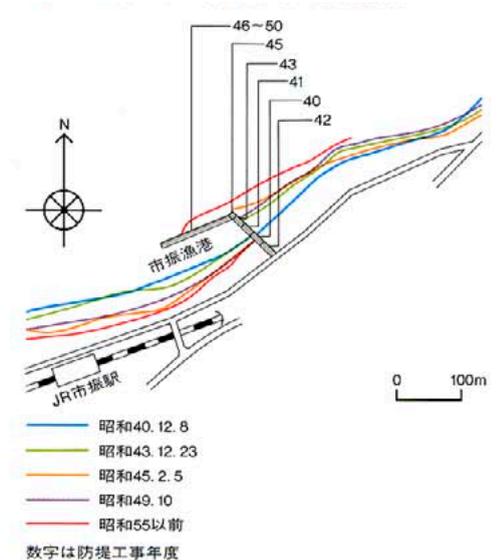


写真 - 離岸堤によってできたトンボ口



写真/建設省北陸地方建設局黒部工事事務所提供

図4・14 - 市振駅と市振漁港の汀線変化



加賀平野のあらまし

紺野 加賀平野は、石川県中部および南部に広がる沿岸低地帯の総称で、金沢平野ともよばれます。北は河北潟の北縁から、南は大聖寺川の河口までを含みます。北東～南西方向に延びる長さ約60km、最大幅約10kmの細長い平野で、大別して、北部の河北平野、中部の手取扇状地、南部の小松・江沼平野に分けられます(図5・1)。

河北平野

河北平野は、沿岸に長大な内灘砂丘が発達し、その内側に河北潟を抱きます。河北潟は、北陸で最大の汽水湖でしたが、1960年から1971年にかけて行われた大干拓事業により、潟の3分の2が干拓され、いまは南部の約3分の1が湖面として残されているだけです。

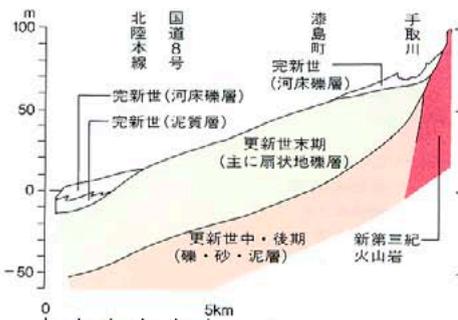
かつては、この平野にも海が侵入して、ほぼ全域が湾域となっていたわけですが、その前面に発達した砂丘のため、湾は潟となり、それが次第に埋積されて、現在の平野ができあがりました。この潟埋積平野の形成過程については、後に述べます。

手取扇状地

手取扇状地は、標高80mの鶴来町付近を扇頂とし、角度120°で北西に広がります。扇端部は、波浪による浸食のため直線状に切られています。礫層は海底へと続きます。

図5・3は、手取扇状地のほぼ中央部を縦断する断面図です。図にみるように、扇状地礫層は、主として最終氷期に形成されたものが主体をなし、層厚は約50mと非常に厚いのが特徴です。完新世の扇状地礫層は、扇頂部周辺と扇端部に分布します。扇状地中央の表面

図5-3 - 手取扇状地中央の縦断面図



にも薄く分布しているようですが、よく確かめられません。図にはでてきませんが、扇状地の南部を流れる手取川沿いには、完新世の扇状地礫層が分布します(図5・4)。

いまかりに、現在の扇状地にみられる同心円状の等高線の地形を、そのままの傾斜で地下に延ばしますと、図5・2の0m～40mの等深線(破線)が描けます。この深度を、金沢北西の平野の地下や小松北西の平野の地下のボーリングで調べられた、沖積層基底の礫層(第一礫層)の上面の深度と比べてみますと、両者は、ほとんど一致してしまいます。

このことから、沖積層が堆積する直前の最終氷期(約2万年前)には、手取扇状地は、河北平野や小松平野にまたがって、大きく広がっていたことがわかります。さきに述べたように、最終氷期の最寒冷期には、海岸線ははるか沖合にありました。ですから、当時の手取扇状地は、河北平野や小松平野に広がっていただけでなく、いまの海岸線を越えた遠い沖合にまで延びており、壮大な景観をつくっていたものと思われる。

小松・江沼平野

小松・江沼平野の海岸側には、小松砂丘と橋立台地があって海と隔てられます。北の小松平野と南の江沼平野の間には、橋立台地とやや低い台地(柴山台地・月津台地など)が連なって、両者を分けています。小松平野は今江潟と木場潟を、江沼平野は柴山潟を抱き、合わせて加賀三湖といわれますが、現在では干拓により一部が残されているだけです。小松平野も江沼平野も、屈曲した山麓に囲まれた閉鎖的な潟が埋積されてきた平野です。

加賀平野の地下の構造

加賀平野の地下の構造は、図5・4のように推定されます。この図は、南は大聖寺から北は河北潟の北縁まで、海岸線に平行に、砂丘の内側を切ったときの加賀平野の南北断面です。さきにも触れましたように、加賀平野の北部と南部とでは、平野の地下の構造がだいぶ違います。

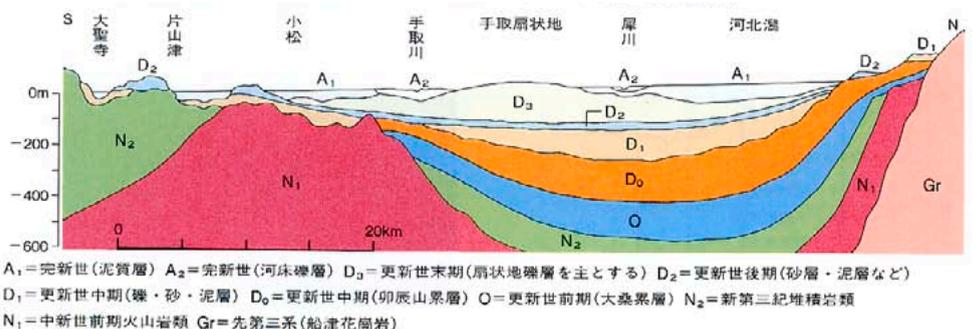
手取川以南では、更新世の地層は非常に薄く、新第三系からなる基盤は浅いところにあります。北部では、更新世の大桑累層や卯辰山累層が堆積し、新第三系の基盤は著しく深くなっていると考えられます。

卯辰山累層の上には、中期更新世の礫・砂・泥などの地層が重なりますが、これは、高位段丘と同じ時期に堆積した地層です。この地層になると、小松・江沼平野の地下にも分布しています。

その上には、平床層と同じ時期の地層、すなわち後期更新世の海成の砂層・泥層ののっていると考えられます。ただこの地層については、南の小松から北の河北潟北縁まで普遍的に分布しているのか、あるいは分布は部分的なのか、その点は明らかではありません。

この海成層の上ののるのが、更新世最末期の手取扇状地の礫層です。この礫層は、いま述べたように、加賀平野の中央部から南北に大きく広がっていて、北の河北平野や南の小松平野の沖積層の基盤をつくっています。ただし、中央の地表にでている部分では、礫層の最上部に完新世の扇状地礫層ののっているようですが、確かめられません。手取川と犀川の流域には、図に示したように、完新世

図5-4 - 加賀平野の南北断面想定図(海岸線に平行に砂丘の内側を通る断面)



の扇状地礫層が分布します。

加賀平野の沖積層基底面

図5・1の加賀平野の地質図には、沖積層基底の等深線を示してありますが、北部と南部の違いは、沖積層の基底面の姿にもよくあらわれています。

北部では、沖積層基底面の東縁は、直線状にのびた急崖によって地下40mまで境され、そこから西に向かってさらに深く広がっていき、全体に船底形の凹みをつくっております。内灘放水路付近には、-70m以深の凹みもみられ、海側へ延びていきます。

それに対して南部の方は、沖積層基底面は全体として、浅い谷が入り組んだ格好になっています。木場潟からは、小松市南部を通過して安宅ノ関址の方向へぬける谷がみられ、柴山潟からは篠原の方へぬける狭く小さい谷があります。さらに犬沢町から出村町の方にも狭い小さな谷がみられます。このように南部の沖積層基底面は、浅い小規模な凹地が集まった姿になっています。

図5・1 - 加賀平野とその周辺の第四紀地質図

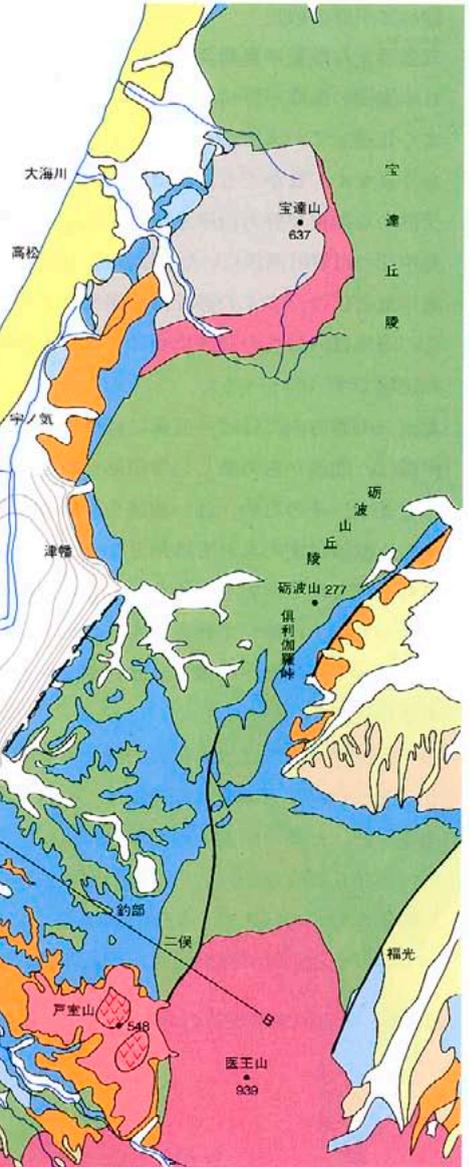
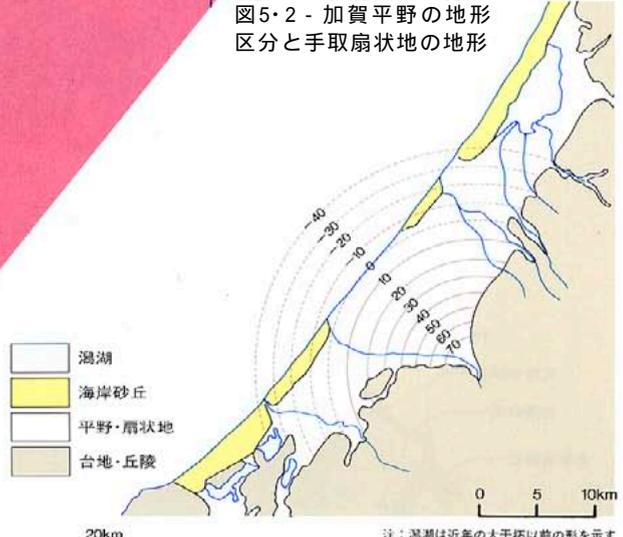


図5・2 - 加賀平野の地形区分と手取扇状地の地形



加賀平野の砂丘

三里浜から能登半島高浜までの砂丘群
日本海側の海岸平野には、一般に海岸砂丘がよく発達していますが、北陸もその例外ではありません。なかでも、南は福井県北部の三里浜から加賀平野の沿岸を経て、北は能登半島中部の志賀町高浜にいたる総延長100kmの海岸地帯には、多くの砂丘群が連なります。この海岸は、砂丘の発達にかけては日本屈指の地域です(図5・5)。

北東-南西方向にほぼ一直線に延びるこの海岸線は、北西からの激しい季節風をまともにはうけません。そのため、強い波浪や沿岸流が発生し、漂砂は集められて砂州となり、海浜に打ち上げられて浜堤をつくり、あるいは砂嘴となって海上に伸びていきます。これらが土台となって風成砂が堆積し、砂丘がよく発達するわけです。

砂丘の発達は、しばしばその内側に潟をつくり、それが平野の形成につながっていきます。加賀平野、とくに河北平野の場合には、前面の内灘砂丘の発達が、この平野の形成に密接な関係をもっています。北陸の海岸砂丘については、金沢大学の藤則雄さんが長年にわた

って詳しく調査・研究されていますので、ここでは、藤さんの研究成果にもとづいて、加賀平野の砂丘を中心にお話します。

並列する砂丘と上下に重なる砂丘
表5・1は、完新世の北陸の海岸砂丘の形成のあらましです。ふつう砂丘は、海岸線にそって2列~3列に並列していますが、これらの砂丘列は、内陸側から海側にかけて、内列砂丘・中列砂丘・外列砂丘と呼ばれます。これらの砂丘の形成時期は、それぞれ異なっており、海側のものほど形成時期が新しくなります。また内列砂丘は、概して規模が小さく、中列砂丘に大きいものがみられます。

これらの3つの砂丘列を海岸線に直角方向で切ったときの模式断面を示すと、図5・6の右側のようになります。ただし多くの場合、内列砂丘の前面(海側)は中列砂丘の後面(陸側)に覆われていて、外見上は2列の砂丘列になっています。千里浜なぎさドライブウェイで知られる羽咋砂丘もその例です。

これに対して、古い砂丘の上に新しい砂丘がのっているという重層構造の砂丘があり、これがいわゆる内灘砂丘です。このタイプは石川県では、内灘砂丘のほかにはみられません。

新しい砂丘が上に重なるので、当然、規模は最も大きくなります(図5・6の左側)。

小松砂丘

小松砂丘は、手取川河口の少し北から加賀市小塩まで延長約25kmにわたって分布します。

図5・7は、梯川から南の、小松砂丘南部の砂丘の分布と断面です。内列砂丘は、南端では中段段丘を基盤とし、北へ延びていきます。小松空港はこの砂丘の上にあります。

中列砂丘は、今江潟と柴山潟の前面で規模が最も大きく、幅約800m、高さは約45mです。この区域では、中列砂丘は内列砂丘の前面を覆いますが、このほかでは、他の砂丘列から独立して分布します。梯川から北では、幅も高さも小規模になります。

外列砂丘は梯川以南では小規模ですが、梯川以北では3つの砂丘列のうちで規模が最も大きくなります。外列砂丘の下位には、ときに草炭質の泥炭層がはさまれます。梯川以北の吉原釜屋では海拔-1mの海底下に、南部の加賀舞子では海拔-1m~-2mの海底下に、この泥炭層が分布します。

内灘砂丘

内灘砂丘は、南は大野川河口から、北は大

図5・5 - 北陸の海岸砂丘の分布

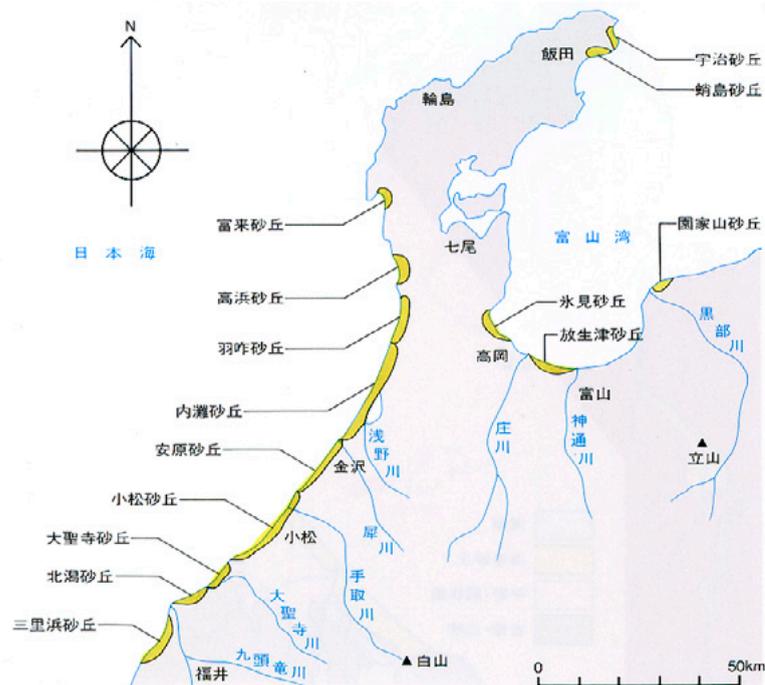


図5・6 - 砂丘の累積状態を示す模式図

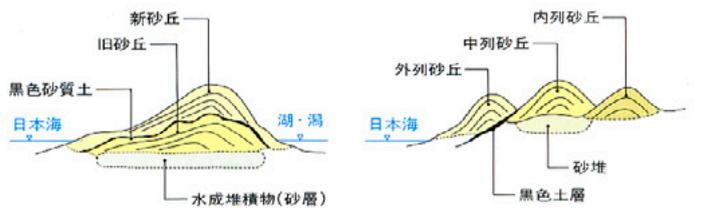


表5・1 - 完新世における石川県の海岸砂丘形成の概要

時代	内灘砂丘	そのほかの地域
縄文早期後半~前期初頭	北部で砂丘形成	
縄文前期福満期(縄文海進極頂期)	旧砂丘の下部形成	内列砂丘の形成
縄文中期初頭	旧砂丘の上部形成	中列砂丘の形成
縄文後期~弥生時代	現在の汀線の前面に“失われた砂丘”の形成。旧砂丘および中列砂丘の上面に炭植物の黒色土層~泥炭層の生成。	
古墳時代初頭月影期末	新砂丘の形成	外列砂丘の形成
室町時代末頃		局所的に砂丘形成

川河口までの延長約20kmの長大な砂丘です。砂丘の累積状態の違いから、宇ノ気町宇気を境に北部と南部に分かれます。南部がいわゆる内灘砂丘(狭義)です。

《内灘砂丘北部地区》

内灘砂丘北部は、高松町二ツ屋から宇ノ気町宇気にかけて、形成時期の異なる3つの砂丘列が累重しながら走っています。内列砂丘は、中位段丘を基盤にせまい範囲に分布します。中列砂丘も中位段丘を基盤として発達し、この地域では規模が最も大きく、北へいくほど高くなり、高松では高さ約25mになります。ただし、その下半分は中位段丘です。

宇ノ気町大崎では、中列砂丘の上面に厚さ30~50cmの黒色土層ののりますが、この地層からは、縄文時代前期から弥生時代にかけての遺物が出土します。ほかの地域にでてくる遺物は、この時期より以降のものに限られます。ですから、内灘砂丘の北部では、ほかの地域に先駆けて砂丘が形成され、縄文時代前期の初頭には、すでに中列砂丘が形成されていたこととなります。

《内灘砂丘南部地区》

内灘砂丘の南部がいわゆる内灘砂丘(狭義)

で、新・旧の両砂丘が重なっている2重構造の砂丘です。延長約10km、幅1.5~2km、最も高いところは海拔61.3mに達し、日本の代表的な山状の海岸砂丘です。

この砂丘の2重構造は、砂丘を横断して河北潟の放水路がつくられたときに、みごとにその姿をあらわしました。図5・8が、河北潟放水路付近の平面と断面です。この図で旧砂丘は、他の地域での内列砂丘と中列砂丘にあたり、旧砂丘の上の新しい砂丘が、他の地域での外列砂丘にあたります。

図にみるように、新・旧の砂丘の境には、腐植土をまじえた厚さ30~50cmの黒色砂質土がはさまれていますが、この砂層は海側に向かって低くなり、海拔-2mのところでは、黒色砂質土層は泥炭層になっています。

黒色の砂質土層からは、縄文時代中期から古墳時代初頭にかけての、土器のかげらや矢じりなどの遺物がでてきます。また黒色砂質土や泥炭層からは、ハンノキやジュンサイなどの植物化石や花粉が産出し、泥炭層の¹⁴C年代は2,110年B.P.です。

こうした事実から、縄文時代中期から弥生時代にわたる長い間、旧砂丘は植生に覆われて

土壌も生成し、縄文・弥生人の生活の場であったことがわかります。そして、古墳時代初頭以降になってから、旧砂丘の上に新砂丘が形成されてくるわけです。

さらに、約2,000年前の弥生時代には、前面の海拔-2mの付近に泥炭を堆積した凹地のあることから、この時期には、海面がいまよりも少し低い水準にあって、汀線もいくぶん沖合にあったと考えられます。そして、前面の汀線付近には、当然のことながら、砂丘が形成されていたものと思われる。

さきの表5・1に“失われた砂丘”と記したのがそれです。この砂丘は、古墳時代に入り、海水準が現在のレベルに上がってくるのに伴って浸食され消失してしまいましたが、砂丘を構成していた砂の多くは漂砂となり、新砂丘(ほかの地域では外列砂丘)の形成へと最推積していったのだらうと思います。

安原砂丘

内灘砂丘の南には、金沢市大野町から手取扇状地の扇端付近、松江市徳光町までの間に小規模な安原砂丘が分布します(図5・9)。

この砂丘は、古墳時代初頭に形成された外列砂丘で、手取扇状地の礫層の上に黒灰色泥層

図5・7 - 小松砂丘(南部)の分布と断面図 <藤, 1975>

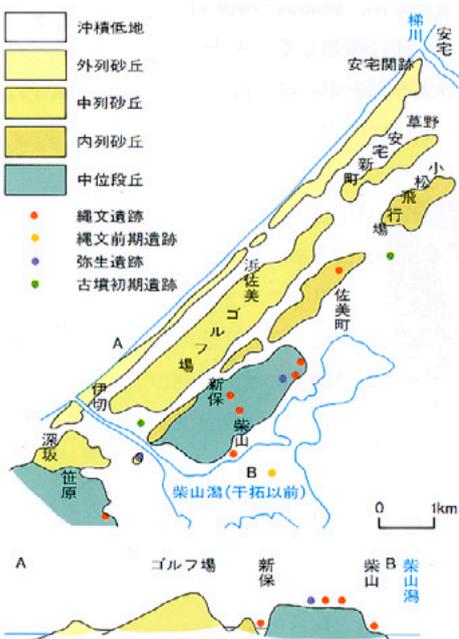


図5・8 - 内灘砂丘における黒色砂質土と考古学的遺物の分布 <藤, 1975>

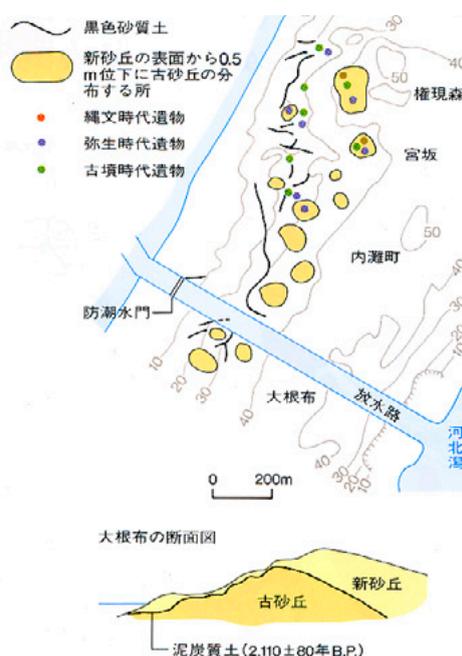
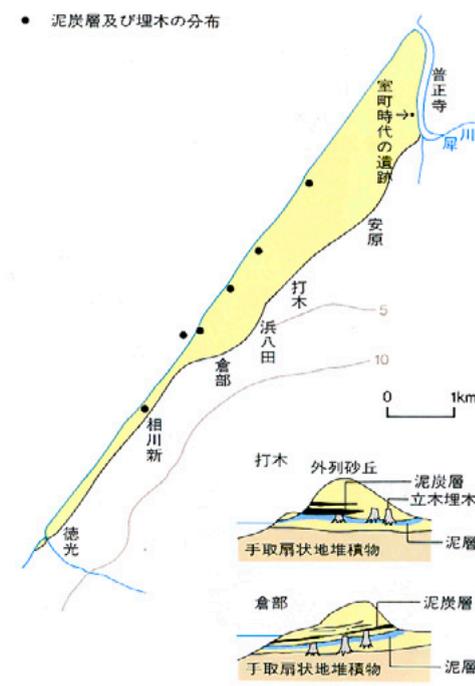


図5・9 - 安原砂丘の分布と断面図 <藤, 1975>



が発達し、その上に砂丘がのっています。徳光、倉部、打木の海岸では、この泥層に根をはって立ったままの状態で見られる埋没林がみられ、安原埋没林、打木埋没林と呼ばれます。この埋没林は、富山の魚津埋没林や四方埋没林などとほぼ同じ時期のもので、埋没林の周辺には泥炭質層が発達していますが、この地層からは、ミツガシワなどの冷涼～寒冷系の植物の種子がたくさん出てくるのですが、それとともに弥生時代～古墳時代初め頃の遺物が出土します。そして、この泥炭質層は、内灘の泥炭層と同じように、倉部では海拔 -1m に分布し、この時期の海水準の低下と、前面の汀線付近での“失われた砂丘”の存在を想定させます。

また、砂丘の下部には数枚の草炭層がはさまれますが、その厚さは上位になるほど薄くなります。これにより、古墳時代初め頃の海面上昇に伴って、この地域が次第に、湿地から砂丘へと移り変わったことがわかります。さきに触れましたように、小松砂丘の外列砂丘の下位にも類似の草炭層がはさまれます。

なお図5・9には、犀川の左岸に室町時代の遺跡と記してありますが、この普正寺付近には室町時代以後に堆積したと推測される砂丘があります。これは、おそらく外列砂丘の一部が、何らかの事情で再移動したものと考えられます。北陸のほかの地域にも、この時期

の砂丘の形成がみられるようです。

砂丘の発達と古地理

以上のことから、金沢周辺の砂丘の形成時期と各時期の古地理を示すと、図5・10のようになります。

縄文時代早期末頃になると、海水準がほぼ現在と同じ水準にまで上昇してきますが、この頃には、内灘北部の宇ノ気から高松にかけて砂丘が形成されます。この地域は、中位段丘が最も海側に張り出しているところで、この台地を基点にして、まず砂洲が南西に伸びていき、これを土台に砂丘が形成されていったものと考えられます(図5・10a)。

縄文海進の極頂期には、河北平野や小松・江沼平野、あるいは邑知低地にも、海は奥深く入り込みます。この時期には、内灘では北部からの砂丘が次第に伸びてきて、旧砂丘の下部が形成されます。海進のピークが過ぎた頃からは、小松砂丘や羽咋砂丘の内列砂丘が形成されてきます(図5・10b)。

海進のピークが過ぎると、海水準は次第に下がっていきますが、この海退期には、内列砂丘の前に、あるいは内列砂丘の前面を覆うように中列砂丘が形成されます。内灘砂丘では旧砂丘の上面が形成されます。その時期は、遺跡の出土状況からみて、縄文時代中期初め頃と考えられます(図5・10c)。

縄文時代後期から弥生時代には、海水準は現

在の海面よりも約2mほど低下し、汀線は少し沖合に後退します。旧砂丘や中列砂丘の上には植物が生育し、凹地は小さな沼地に変わります。前方の汀線には、砂丘が形成されていたはずですが、

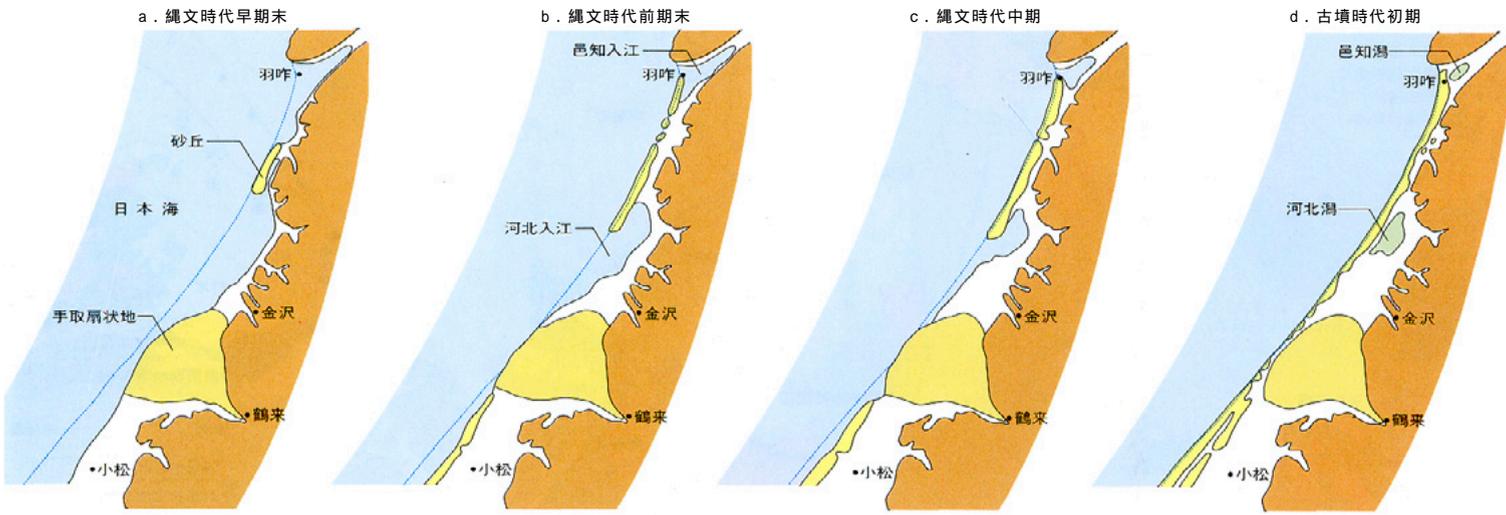
古墳時代の初め頃、海水準が現在のレベルまで上がってくると、中列砂丘の前方にあった砂丘は浸食されて失われ、中列砂丘の前に外列砂丘が形成されます。内灘砂丘では旧砂丘の上に新砂丘が形成されます(図5・10d)。

河北潟の変遷と加賀平野の形成史

河北潟とその周辺地域では、大干拓事業に関連して、これまでに数多くのボーリング調査が実施されてきました。このうち、図5・11のP-1、P-2の深度80mのボーリング・コアについては、藤則雄さんなどによって詳しい花粉分析が行われています。また、図のDの深度28mのボーリング・コアについては、小島和夫さんによって珪藻分析が行われています。表5・1は、これらの分析結果を、ボーリングNo.1の地質柱状図と対応させ、砂丘の発達史も含めて、河北潟の地史の変遷を総括してみたものです。

また図5・13は、約2万年前以降から約500年前頃までの、加賀平野と邑知低地の古地理の変遷です。河北潟の地史は、加賀平野の形成と密接に関連していますので、以下、これらの表や図を中心に、河北潟の変遷と加賀平野

図5・10 - 金沢付近の砂丘の形成と古地理



の形成のあらずじに触れます。

河北潟の変遷

表5・2にみるように、花粉帯は、深度41mでAゾーンとBゾーンに分けられ、両ゾーンとも4つのサブゾーンに分けられています。各ゾーンの境には推定年代が記されていますが、これは、P-2の深度58mの試料から15,240年B.P.の¹⁴C年代が得られており、この値をもとに、堆積速度を一様と仮定して求められたものです。気候条件は、各サブゾーンの花分組成にもとづいて推定されています。

深度28mのボーリングDの珪藻分析は、検出された珪藻遺体57種について行われました。表のように、深度28~16mは海水生、深度16~9mは淡水~汽水生、深度9~0mは汽水生を示します、特に深度16~9mでは、海水の進入はきわめて弱かったとされています。約2万年前頃の古地理

表5・2の左端は、ボーリングNo.1の地質柱状図ですが、ここでは深さ67mから下に礫層がみられます。この礫層は、海水準が-120m~-100mにあった最終氷期に堆積した手取扇

状地の礫層です。

図5・13aがこの時期の古地理です。海岸線は20kmほど沖合にあり、当時の手取川によって形成された大扇状地は、今の海底にまで大きく張り出していました。厚い砂礫層からなる手取扇状地の原形はこの頃にできあがったわけです、扇頂から同心円状に緩い傾斜で広がる礫層は、河北潟はもちろん小松平野の下にも張りだしていました。またこの時期には、ほかの地域でも、中小の河川によって大小の扇状地がつけられていました。

約1万年前頃の古地理

その後、海水準は急速に上昇し、約1万年前頃には-40m付近まで上がってきます。この時点では、まだ海は、いまの平野部に進入することはなく、海岸線は少し沖合にありました。図5・13bがこの時期の古地理です。

扇状地の範囲は、前の時期にくらべてはるかに縮小し、海岸低地が大きく広がっています。地質柱状図には、深度67mから32mまで、礫層の上位に粘土・シルト・砂の互層が重なりますが、この地層が、海の進入する前の、当

時の海岸低地に堆積したものです。

なお河北潟中心部のボーリングNo.4 No.8では、深度40mまでのコア試料について、各種の物性試験が行われています。表5・2がその結果ですが、これを見ますと、深度30m付近を境にして、粘土の物理的性質、特に自然含水比・間隙比・単位体積重量などに、著しい違いが生じています。深度30mより上部層の粘土は、数値にかなりの幅があり、水分の多い、より軟弱な性質を示しますが、深度30m以深の下部層の粘土は、全体に安定した数値を示します。これは、両者の堆積環境の違いによるものと考えられ、下部層は河成の堆積物、上部のシルト質粘土層は、海成~潟成の堆積物であることを裏付けています。

約6,000年前頃の古地理

約6,000年前頃になると、海水準は最も上昇し、海面はいまよりも5mほど高くなります。図5・13cが、縄文海進のピークといわれるこの時期の古地理です。海は内陸の最も奥深くまで進入し、河北平野と小松・江沼平野は海面下となります。邑知低地にも海が深く入り

表5・2 - 河北潟の地史的変遷の総括と砂丘の発達史

<給野ほか, 1990>

標高(m)	ボーリングNo.1の地質柱状図	ボーリングP-2(80m) <藤・加納, 1979>		ボーリングD(28m)	広域火山灰	河北潟地域の環境	地史的変遷	
		花粉分帯(推定年代y.B.P.)	気候	珪藻分析 <小島, 1986>	¹⁴ C年代(y.B.P.)		(海水準)	(砂丘)
0	上部	d (1,500)	現在と同じ	汽水生		海との連絡(汽水湖)	新砂丘	
-10	中部	c (5,000)	冷涼, 乾燥	淡水~汽水生	3,220±160 3,420±180	海水の流入ほとんどなし(淡水湖)	海水準回復 2110±80y.B.P. 泥炭層・黒砂層 考古学的遺物(縄文前期~古墳時代初期)	
-20	下部	b (8,900)	温暖	海水生	アカホヤ火山灰層(6,300)	内湾海域	海水準低下(-2~-3m)	旧砂丘
-30		a (11,000)	冷涼		15,240±480	海の進入	海水準上昇(+5m)	砂洲
-40	粘土・シルト・砂の互層	d (12,000)	冷涼			扇状地の周縁部	海水準 -15~-20m	
-50		c (14,000)	やや寒冷乾燥				海水準 -40m	
-60		b (16,500)	寒冷乾燥					(海水準急速に上昇)
-70	礫層	a (16,500)	やや寒冷乾燥			扇状地	海水準 -120~-100m	
-80								

図5・11 - 河北潟のボーリング地点

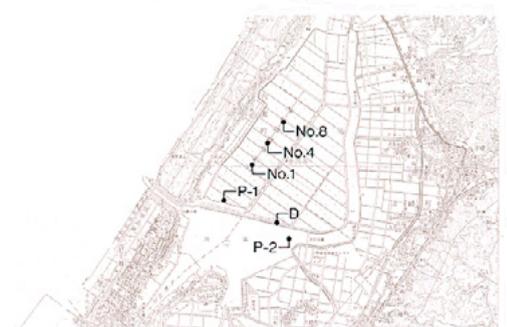
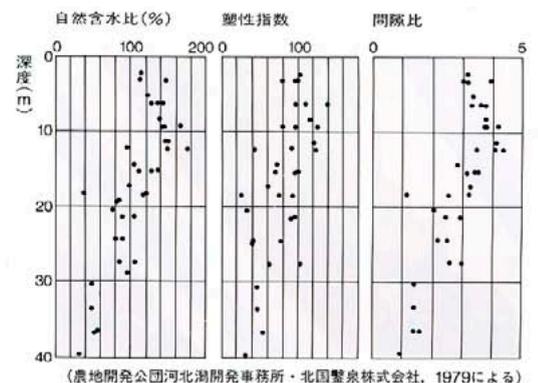


図5・12 - ボーリングNo.4, No.8の深度40mまでのコア試料の物性試験結果



(農地開発公社河北潟開発事務所・北国製炭株式会社, 1979による)

込みますが、この海は能登部あたりで止まっており、七尾湾まではつながりません。

表5・1の地質柱状図には、深度約20mに火山灰層がはさまれますが、これは、琉球列島北端の鬼界カルデラから飛んできたアカホヤ火山灰で、その¹⁴C年代は6,300年B.P.です。

この時期には、河北潟の北部から内灘にむかう砂丘が海面上に少し姿を現わしています。その後、加賀平野の砂丘群がどのように発達したかは、さきに述べたので繰り返しません。いずれにしても、海進のピークが過ぎると海面は次第に下がり始め、ほぼ5,000年前頃には、河北潟をほとんど閉鎖するまでに砂丘は成長したものとされます。

海面の緩やかな低下傾向は依然として続き、約3,000年前頃には、海水準はいまよりも2～3mほど低下しました。ボーリングDの珪藻分析は、この時期の河北潟地域が、海水の流入のほとんどない淡水湖であったことを示しています。

その後、約2,000年前頃になると海水準は上

昇し始め、やがていまの海面のレベルにまで上がってきます。そして、淡水湖であった河北潟にも海水が流入し始めます。こうして広大な汽水湖が誕生し、その後、周辺から埋積が進んで河北潟を残すことになったわけです。また、河北潟とほぼ同じ経過をへて、小松・江沼平野には、今江潟、木場潟、柴山潟の加賀三湖が生まれ、邑知低地には、邑知潟が誕生します。

約500年前頃の古地理

図5・13dは、歴史時代の約500年前頃、室町時代頃の古地理です。当時の海岸線は、いまよりもわずかに沖合にあり、砂丘の幅はやや広く、河北潟・加賀三湖・邑知潟は、いずれも今よりはかなり広がったものと思われま。これらの潟湖は、歴史時代を通じての小規模な干拓と埋立て、ならびに自然の埋積作用によって、次第に縮小していきます。そして近年の大規模な干拓工事によって、今江潟は完全に姿を消し、ほかの潟湖も一部に湖域を残すだけになっています。

邑知低地帯

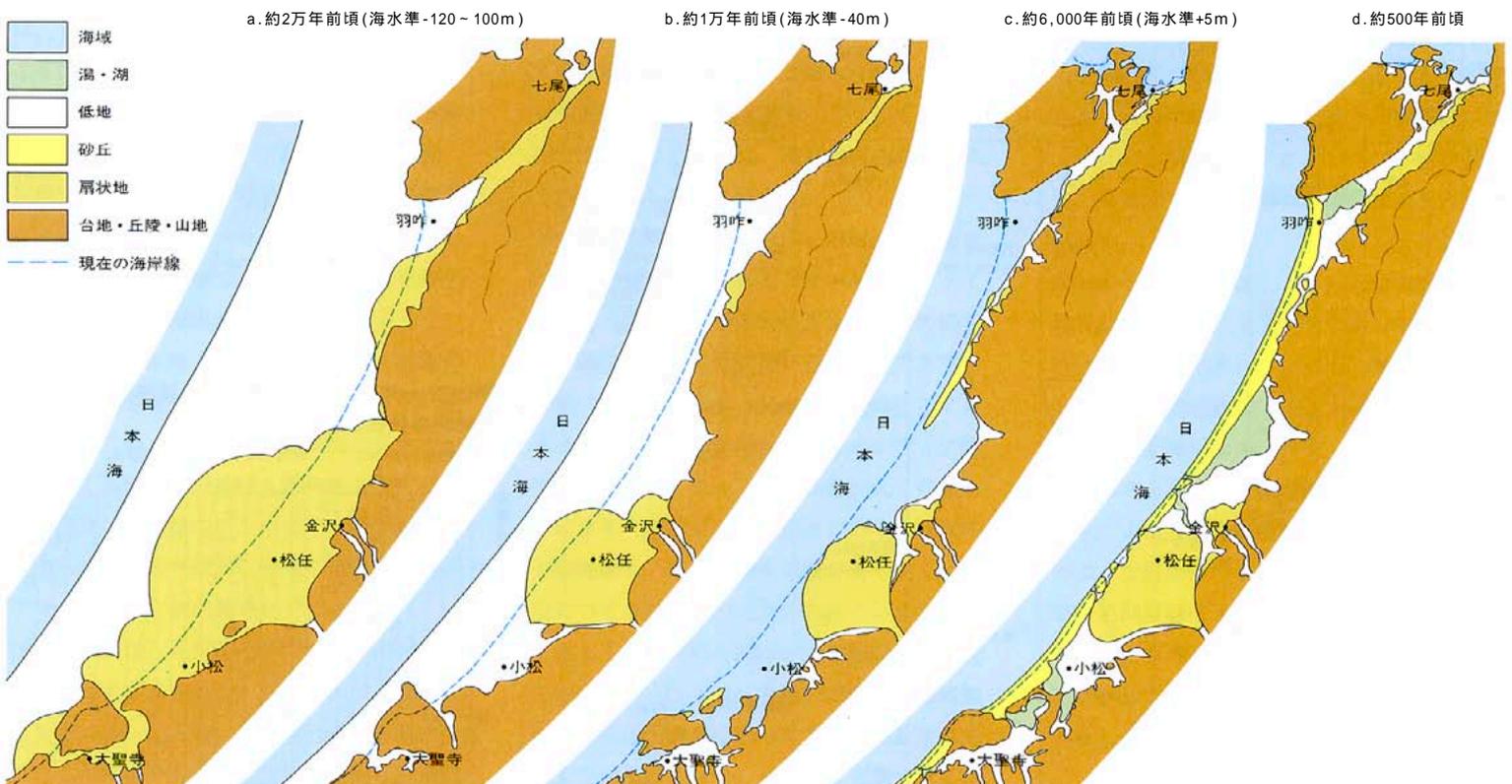
編集 邑知低地帯では、地下の地層はどんな具合になっているんですか。

紘野 邑知低地帯の沖積層の厚さは、北西部で約20m、南東部では約10mです。その下位には更新統が分布し、その厚さは数10m程度です。図5・14に邑知低地帯周辺域の地質図と低地帯のほぼ中央部を南北に切る地質断面図を示します。この断面図にみるように、邑知低地帯では、第四紀層の下位には新第三紀中新世中期の砂礫岩層が分布し、さらにその下位には飛騨片麻岩類がみられます。

邑知低地帯の北西側は逆断層で境され、古期花崗岩などが地表に顔を出しています。この断層が動いたのは、石動変動や富樫変動が発生したのとほぼ同じ頃、中期更新世の時期と考えられます。断層より北西側の能登半島基部では、古期花崗岩の上には、厚い新第三紀の火山岩（岩稲累層）がのっており、断層の南東側とは様相がだいぶ違っています。つまり、低地帯の北側の断層は、中新世の頃に活

図5・13 - 加賀平野(七尾以南)の古地理の変遷

<紘野, 1982による>



動した古い断層が、中期更新世に再び活動して逆断層になったものと考えられます。

白山火山

編集 富樫変動のあと、加賀平野の沈降中心部は河北潟の南端部周辺にあるということですが、最終氷期になると、犀川の方ではなく、沈降中心部より少し南にずれた手取川の方に大きな扇状地が形成されますが、これはどういう事情によるのでしょうか。

糸野 手取川下流に大扇状地が形成されるのは、最終氷期の時期の海水準低下によって、後背地の侵食作用が活発になったことによります。それとならんで、大量の碎屑物をもたらした供給源の存在が考えられます。では、その新しい供給源はどこかといいますと、手取川の源流域にある白山火山と思われる。図5・15は、白山周辺の鮮新世から完新世にかけての火山の分布です。このうち、図の南部に北西-南東方向に連なるのが九頭竜火山列(大日山・経ヶ岳・願教寺山・大日ヶ岳・烏帽子岳など)で、これは約350万年前～約30

万年前の火山です。また北から南へ、戸室・白山・丸山・毘沙門岳と連なるのが白山火山列で、これは中期更新世から完新世にかけて活動している火山です。

手取川源流域に形成された白山火山は、加賀室火山、古白山火山、新白山火山の3つの活動時期に分かれます。加賀室火山は、白山主峰の北北西にあり、約40～30万年前に生成した火山です。現在は開析されて火山地形を残しておりません。

約15～10万年前になると、古白山火山が本格的に活動し始めます。いまの白山の山頂部に残る大汝峰の溶岩はこの時期のもので、当時の古白山火山は、大汝峰の北方を山頂とする海拔3,000mの成層火山を形成していたものと思われます。古白山火山は、約10万年前には活動を終了しますが、その山体の崩壊・浸食は、最終氷期の寒冷な気候下で一段と促進されたはずで、そして大量の碎屑物が、たびたびの大崩壊と大洪水によって、手取川・尾添川を通じて下流域へ供給されたに違いあり

ません。

約2万年前頃になると、新白山火山の活動が始まります。山頂部の御前峰もこの時期につくられるわけですが、山頂部周辺からは溶岩や火砕流をあいついで噴出します。しかしその量は、10万年前頃の古白山火山の時期に比べると、それほど多いものではありません。また火山活動の後には、山頂部で大崩壊がおきて馬蹄形のくぼみもできます。新白山火山は、歴史時代に入っても小規模な噴火活動を繰り返しており、古文書に記された噴火の記録も少なくありません。

このように手取川源流域では、とくに古白山火山の急速な浸食により膨大な量の岩屑物がつくられ、これらが手取川に運ばれる碎屑物の供給源になっていたと考えられます。

図5・14 - 邑知低地帯とその周辺の地質図および断面図

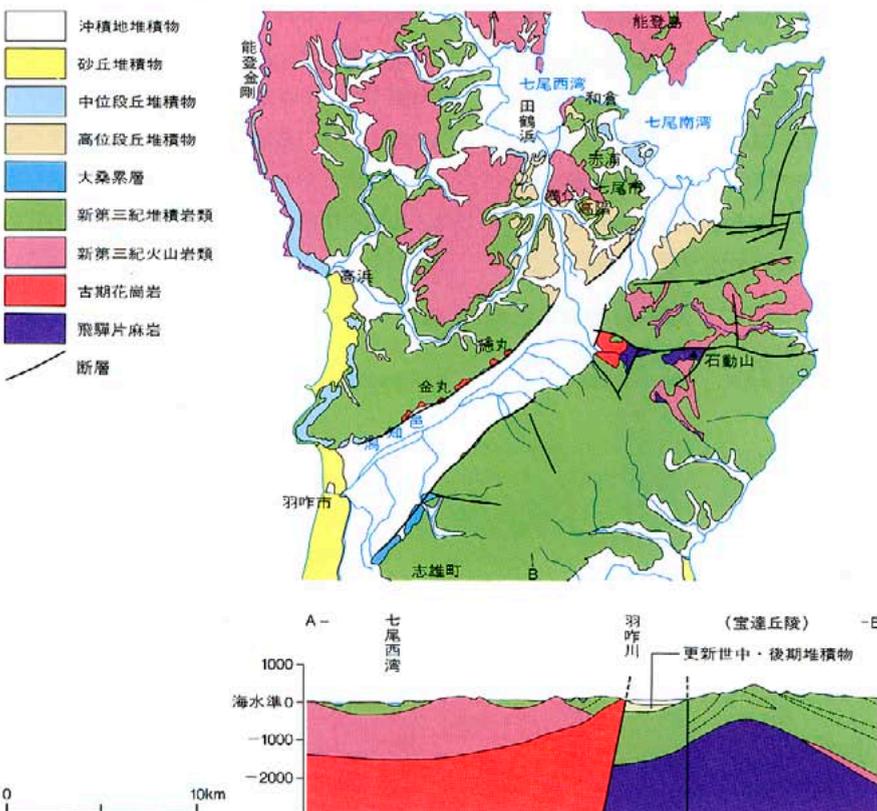
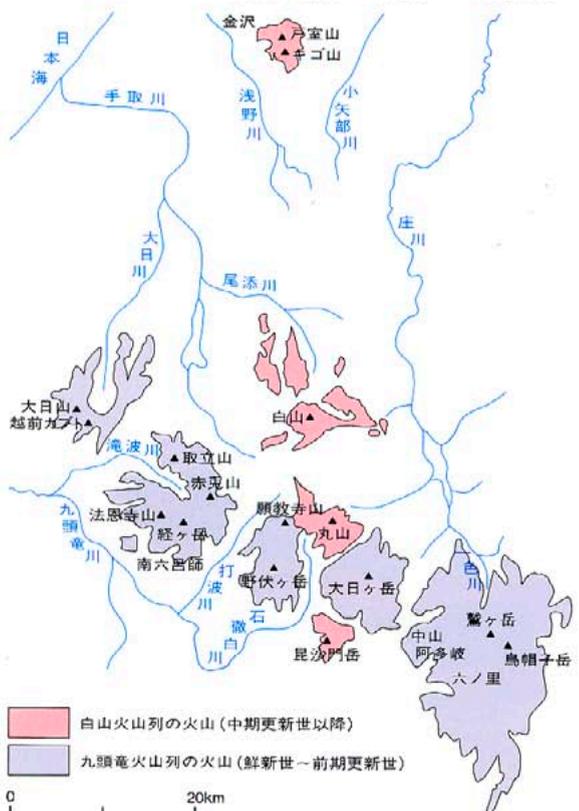


図5・15 - 白山周辺の鮮新～完新世の火山 <山崎編図>



福井平野と若狭地方の平野

三浦 静 = 福井大学名誉教授

福井平野の概要

三浦 日本ではふつう、海に接した沖積平野を平野といい、山に囲まれた沖積平野は盆地と呼ばれますが、そうした意味では、福井平野は盆地的な性格をもった沖積平野です。

図6・1が福井平野地域の地質図で、図にみるように福井平野は、西側は丹生山地、東側は越前中央の山地、北側は加越台地に囲まれ、九頭竜川、日野川などの諸河川によって埋積された沖積平野です。さらに南方には、鯖江と武生を含む鯖武盆地が連なっていて、これらとあわせて、南北に細長い“福武低地帯”を構成しています。この福武低地帯は、さきほど述べましたように、三方変動によって誕生したものです(図3・12)。

福武低地帯の北限は加越台地で境され、北西部は海岸砂丘(三里浜砂丘)により日本海とへだてられますが、全体の輪郭は、東・西の両縁がかなり直線状なのに対し、南縁は著しく屈曲しています。

低地帯の中には、孤立した小さな孤立丘陵があり、また西側の丹生山地には、海岸沿いには中位の海成段丘が分布し、中央部には高位の河岸段丘が南北方向に連なります。これらも、この地域の特徴の一つです。

福井平野は、概観的には扇状地、氾濫風、三角州からなり、扇状地と氾濫原の境はほぼ10mの等高線付近に、氾濫原と三角州の境はほぼ3mの等高線付近にあります。扇状地は、

平野の東側に、北から竹田川、九頭竜川、足羽川の各扇状地がみとめられますが、加賀平野の手取扇状地や富山平野の諸河川の扇状地に比べると、いずれも著しく小規模で發育不良な点が、この平野の特徴になっています。沖積低地は、一般にきわめて平坦ですが、西ないし北西にゆるく傾斜し、北西部ほど低湿になります。特に、竹田川の自然堤防と加越台地との間の芦原周辺、あるいは九頭竜川と三里浜砂丘とに囲まれた米納津周辺は、現在でも非常に低湿な状態を示しています。九頭竜川の流路が、平野の西縁に沿って北西に流れ日本海に注ぐのも、このことの端的なあらわれです。

福井平野の地下構造

福井平野の場合は、だいたい100mぐらい掘ると深層地下水が得られるので、それより深いボーリング調査がほとんど行われておりません。それで、平野の地下については詳しいことはわからないのですが、なかには深い資料もありますので、それにより、福井平野の中央部を南北に縦断して鯖武盆地の南縁に達する地下の断面を描いてみますと、図6・2のようになります。図のように、福井と鯖江との間、地表に孤立丘陵のあるあたりには基盤の高まりがあって、福武低地帯を南北に分けています。更新統の下底は福井平野北部の方が深く、一番深いところで約250~300mほどです。一方、鯖武盆地の地下では、深いところ

で約100~150mです。

図6・3は、福井平野を東西方向で切ったときの地下の断面です。Cは粘土層、Gは礫層を表わしますが、C₁が完新世の粘土層、G₀は完新世の扇状地礫層です。

更新世の礫層は3層準がみとめられますが、このうちG₁がいわゆる第一礫層で、これは平野の地下20~30mの深さのところにとくに広く分布します。層厚は約10m、水質はあまりよくないのですが、豊富な地下水をもたらし、北部では天然ガスを含みます。G₂は地下60~85mに、G₃は100m以深に分布し、いずれも帯水層となっています。

C₂以深の粘土層は、供給側(東側)にむかって薄くなっていき、更新統は全体として、平野の中央部で沈むような感じでたわんでいます。そしてG₁の上にかさなる完新世の粘土層だけが水平に堆積しています。福井平野の地下の構造は、おおむね以上のような格好になっているわけです。

福井平野の沖積層基底面

図6・1には福井平野における沖積層の基底等深線も示してあります。沖積層基底のいちばん深い部分は三里浜砂丘の地下にあって、現海面下約55mほどの深さです。海岸部からは、丹生山地の東縁に沿ってのびる、やや幅の広い埋没谷がみとめられます。この地形面は、九頭竜川河口沖合の約20kmさきにある大陸棚の平坦面(海面下約100m)へと続いてい

図6・3 - 福井平野の東西方向の地質断面図

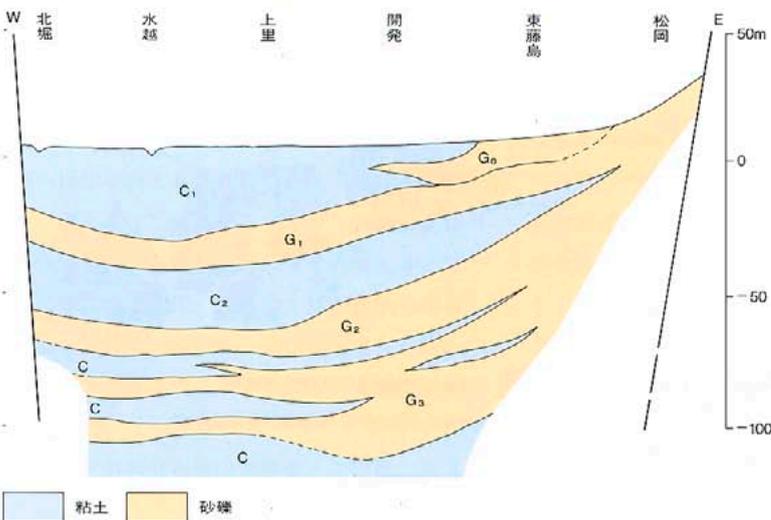


図6・4 - 更新世末期の古地理

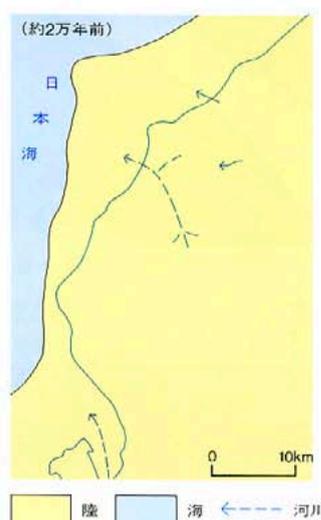


図6・5 - 縄文海進時の古地理



三里浜砂丘の形成

縄文海進の最盛期が過ぎると、海面は次第に下がりはじめ、平野部では、中部泥層の上に上部砂層が堆積します。この砂層は、主として粗粒砂からなり、平野北部に広く分布しますが、海岸部では旧砂丘の砂層をつくります。そして、この旧砂丘の上には新砂丘が重なり、三里浜砂丘を形成します。

旧砂丘堆積物と新砂丘堆積物との境には、日本海側のこの時期に形成された他の砂丘と同様に、層厚30～50cmの腐植質の黒色砂層(クロスナ層)がはさまれます。三里浜砂丘ではこのクロスナ層は2枚みとめられ、その¹⁴C年代は、それぞれ約1,800～2,300年B.P.および約3,400年B.P.です。また腐植質のクロスナ層の花粉分析をしますと、ヨモギが一番多く50%ぐらいの割合でできます。そのほかハンノキなどもできます。図6・8は、三里浜砂丘の白方付近の横断面図です。

なお、さきほど図3・20で示したように、加越台地の海岸側にも、中位段丘あるいは更新世の古砂丘堆積物の上に、完新世の新砂丘が形成されており、北潟砂丘とされているのがそれです。

福井地震断層

図6・1には、福井平野の東部に北北西方向に走る福井地震断層の存在を示してあります。1948年、福井地方に発生した福井大地震は、多くの犠牲者をだした点では、関東・濃尾の

大地震につぐともいわれていますが、そのさいに活動したのがこの地震断層です。

ボーリングによって、この断層の東側と西側の落差を調べますと、丸岡の西あたりでは、第一礫層の場合では約7～10mの落差が生じており、基盤になるとその食い違いは約100～150mに達しています。ただし誤解のないようにつけ加えますが、これらの落差は長年の間に集積して形成されたものです。

若狭地方東部の平野

図6・9は若狭地方東部の地質図です。だいたい若狭地方の主要部は、新期花崗岩と中・古生層のつくる山地からなり、多くの断層によって地塊化されているのが特徴です。とくに東の柳ヶ瀬断層と西の熊川断層には含まれた地域は大小の断層がよく発達しているところで、以前から若越破砕帯と呼ばれてきました。ただそのなかでも、三方断層より東では南北性の断層の発達が著しく、山稜も南北方向にのびていますが、三方断層と熊川断層に挟まれた地域は、さきに述べたように三遠三角地と呼ばれる沈降帯で、山地は開析され、山麓線は著しく屈曲しています。そして三方五湖を抱えているわけです。

若狭湾を抱く海岸は、日本海側を代表するリアス式海岸で、大小さまざまな無数の半島が海に突き出したような海岸線が続いています。この地形は、基本的には段丘が形成される前にできており、完新世の縄文海進によりいま

の埋没谷がつけられたものです。

段丘の分布も、この地域ではせまい範囲に限られますが、それでも各河川の出口には、それぞれ小さな平野が開けており、その周辺には更新世中・後期の堆積物が分布し、段丘をつくっています。このうち、三方地区の堆積物は比較的厚いのですが、これについては、さきに図3・9に示したとおりです。ここでは、美浜地区と敦賀平野について述べます。

美浜地区

三方五湖の東側が美浜地区で、図6・10がこの地域の地質図です。図3・9のすぐ北になります。この地区には、高位段丘層の三方礫層、中位段丘層の気山層、それに低位段丘層が分布し、耳川の downstream に小さな沖積平野が形成されています。

気山層は、三方五湖の東側に分布し、標高約20mのかなり平坦な中位段丘をつくっています。下部は層厚20m以上の泥層、上部は層厚5m以下の砂礫層からなります。下部の泥層には植物化石と生痕がふくまれ、また硫化物の粉が析出されますから、汽水環境のもとで堆積したと考えられます。最終間氷期の海面上昇期に堆積した地層です。図6・11が気山層の地質断面図です。

低位段丘礫層は、耳川の左岸沿いに細長く分布し、標高約15～35mの河岸段丘をつくっています。沖積面とは斜交し、耳川の downstream では沖積面下に没します。

沖積層は、耳川の downstream では扇状地性の砂礫層がみられますが、久久子湖付近や鱒川下流域では軟弱な泥層からなります。三方町の鱒川下流には、縄文時代前期を中心とした有名な鳥浜貝塚があります。この地層には、標高-0.6m付近に6,300年前のアカホヤ火山灰、標高-2.5m付近に9,300年前の麿陵島起源の三方火山灰がはさまれます。これらのことから、標高-3.5m付近の地層が約1万年前と推定されています。

敦賀平野

敦賀平野は、敦賀断層と野坂断層に囲まれた沖積平野で、敦賀断層の東は大黒山(891.5

図6・7 - 福井平野北部の沖積層の地質断面図(東西方向)

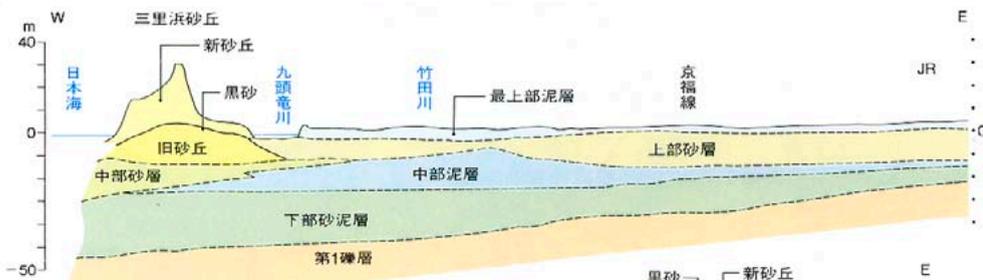
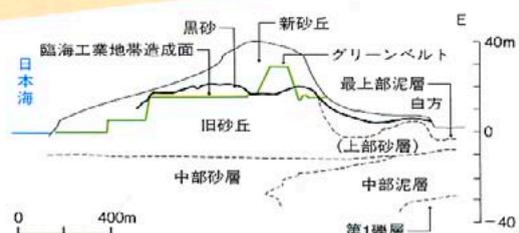


図6・8 - 三里浜砂丘の横断面図(白方付近)



m), 野坂断層の背後には野坂岳(913.5m)がせまるなど, 周辺には海拔600m~900mの山頂が連なっています.

図6・12が敦賀平野の地質図です. この地域には, 周辺の花崗岩の山地からもたらされた亜角礫と粗粒砂からなる旧期扇状地~低位段丘堆積物が分布します. 黒河川沿いの低位段丘礫層からは寒冷気候を示すチョウセンゴウマツを産出し, その年代が約18,000年前であることがわかりました. つまり, 最終氷期最寒冷期の海退期に堆積したわけです. なおこの地層は, 図6・9に示されているように, 道ノ口から琵琶湖の北部へと点々と連なっています.

敦賀平野は, 主として笙の川水系によってつくられた沖積平野で, 南半分が扇状地, 北半分は三角州で, 標高-20m付近までシルト~粘土層からなります. 敦賀市天筒町の調査では, 地表より約5m下に自然貝殻層が存在し, その上位の地表より約3m下には泥炭層の分布することが明らかにされました. またその年代は, 前者は5,320年B.P., 後者は4,460年B.P. が得られました. 調査地点は, いまの海岸線より約1km内陸部にあります. 他のボーリング資料をも含めて判断すると, 縄文海進時の湾中央部は天筒町のあたりにあり, 海岸線はいまよりも約2.5kmほど内陸に入っていたと思われる.

その後, 縄文時代中期になると海面は少し下がり, 海進時に堆積した砂層が地表に現われて松原浜堤列が形成されます. そのため湾は閉じられ, 浜堤列の内側には潟~沼沢が生まれ, 泥炭層が堆積したわけです. 泥炭層の下半分からは, ジュンサイ・ハス・ヒシなどの水生植物の花粉が, 泥炭層の上半分からはハンノキ・アカガシ・イネなどの湿地周辺の植物の花粉が産出します.

このように敦賀平野の形成過程には, 他の北陸の海岸平野の場合にみられるように「縄文海進→砂層の堆積と自然貝殻層の形成→海退→砂丘(浜堤列)の形成→潟・沼沢の形成と泥炭層の堆積」という変遷がみとめられます.

図6・9 - 若狭地方東部の地質図

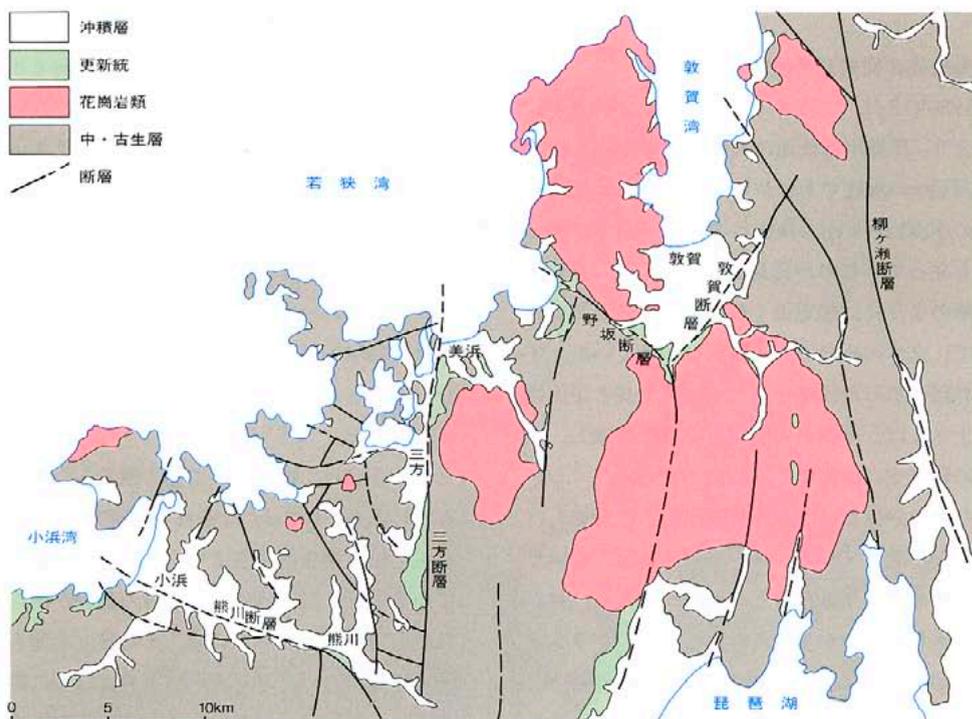


図6・10 - 若狭地方美浜地区の地質図

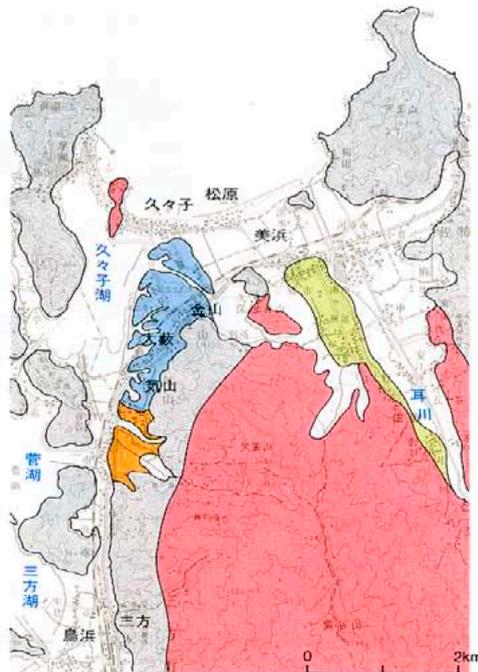


図6・11 - 気山層の地質断面図

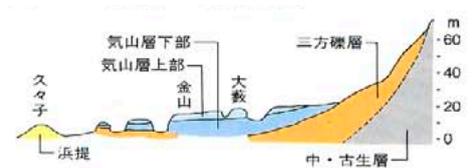
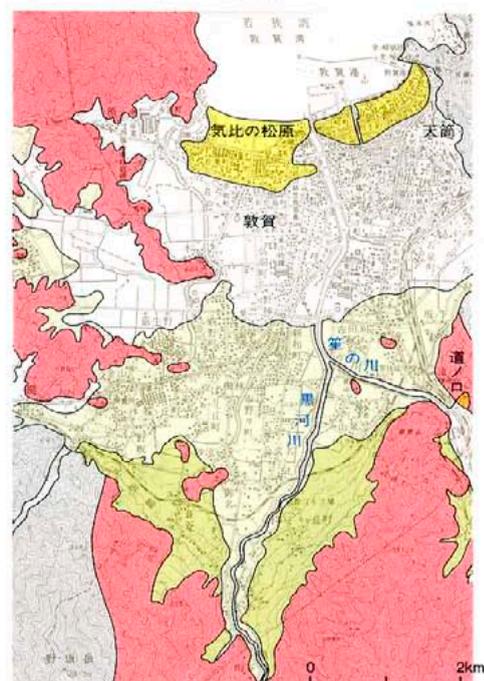


図6・12 - 敦賀平野の地質図



<福井県: 表層地質図「敦賀・竹生島」を簡略化>

図6・10の凡例



図6・12の凡例



海底林と海水準変動 富山湾周辺を中心に

藤井昭二 = 富山大学教養部教授

黒部川扇状地入善沖の海底林

海底林の発見とその調査

1980年5月、北陸ダイビングクラブの人々により、黒部川扇状地の入善町吉原沖600m、水深40mの海底で木材が見つられ、次いで周辺の水深22~40mの海底谷の崖沿いに木が幾本も立っているのが発見された。それらは切り株のように、根元近くの高さ30cmほどの樹幹で、立木の姿のまま海底に生えていた。不思議に思った同クラブの堀越勇会長と下田喬士さんは、海底から樹根と泥炭を採取し、私の研究室に訪ねてこられたのである。

だいたい世界の沈水林は海岸沿いに分布し、中国、北アメリカ、ヨーロッパには、台風などのため潟や砂丘などの地形が変化し、林が沈水したものが多くみられる。イングランド北部海岸には約8,000年前の沈水林があるが、これは、最終氷期の氷河が融解した後、それまで氷河に被われていた土地が約20mほど隆起し、現在の姿になったと考えられている。

日本の沈水林では、魚津の埋没林や芦ノ湖の逆さ杉がよく知られている。魚津埋没林の成因は地盤沈下によるとされているが、この点については、後に詳しく述べる。芦ノ湖の逆

さ杉は陸域にあるが、こうした陸域の沈水林は、川や谷が堰止められて湖沼が生成し、それに伴って形成される。大正池の沈水林も川が堰止められて出現したものである。

このように従来の知見では、水深が40mもある大陸棚の海底からは、沈水林の存在はまだ知られていなかったのである。これまで大陸棚の沈水林については、1913年にC.Reidが、世界の大漁場の一つである北海のドッカーバンク(水深約40~50m)で、漁船のトロール網にひっかかった樹根を収集したものが唯一の例であった。

このときには、樹根だけでなく獣骨も引揚げられているが、C.Reidはそれらを研究して、これらの動植物は現在よりもっと北に分布していること、当時は寒冷で北方の動物が南に移動していたと述べている。その後、北海石油の採掘のため、ドッカーバンクは詳細に調査されたが樹根は発見されず、C.Reidの研究した樹根は、流木なのか、大陸棚の立木の残存物であるかは不明のままに、獣骨とともにいまも大英博物館に保存されている。

約2万年前頃の最終氷期の最寒冷期には、海水準は約100mほど低下しており、大陸棚の広汎な部分が陸地となっていた。従って、その広い陸地には当然、森林や草原がひろがっていたはずであるが、それらの植生は、その後の海水準の上昇の過程で、波浪の営力によりすべて洗い流されてしまい、その証拠をどこにも見ることができなかった。ところが、その大陸棚に自生していた植生の証拠が、入善沖の水深40mの海底で、世界で始めて発見されたのである。

事態の重要性を直感した私は、直ちに文部省に科学研究費を申請した。こうして1980年から1982年の3か年にわたり、多くの研究者の協力を得て海底林の調査がおこなわれることとなり、その大要が明らかとなった(注1)。

海底林の分布と産状

海底林は、入善町吉原沖600m~1,000m、水深20~40m、海岸距離にして約3kmにわたって分布し、特に吉原沖の海底谷の谷頭や崖近

くに多く発見されている(図7・1)。

木の大きさは、樹高が90cmのものが最高で、多くのものは、30~40cmのところまで折れている。折れたところの樹幹の直径は15~30cmのものが多く、太いもので56cmであった。樹令は、19年~33年のものが多かった。

海底林の産状をみると、海水中にでている部分は、多かれ少なかれ二枚貝のフナクイムシに食べられてアバタ状で、水を含んで膨潤しており、手で容易にもぎとることができた。しかし、倒木や根の部分で土中に埋もれている部分は、爪をたてることができない程度の堅さに保存されていた。

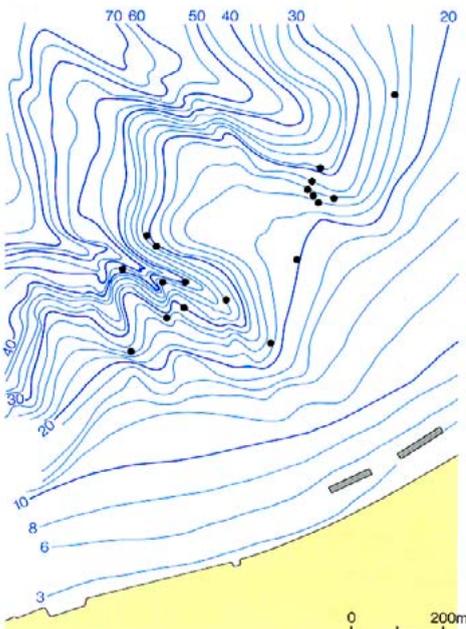
樹根は、いつも30~50cmの厚い礫を含んだ泥層の上にあった。泥層は必ずしも泥だけでなく、しばしば泥炭を伴い、一部では砂丘砂を伴う場合もあった。泥層の中に分布しているので、ヒゲナなど細根はよく保存されていた。礫は、拳大から人の頭ぐらいの大きさの扇状地に堆積する円礫であった(注2)。樹根の下の礫層には、浸食されて棚状になっているものがみられ、その陰が魚の休み場になっていた。海底林の樹種

樹種は、ハンノキ、ヤナギ、ヤマグワ、アオハダ、カエデ、コナラ、ヤブツバキ、ガマズミなどで、深度による樹種の違いはほとんどなかった。91本のうちハンノキとヤナギで86%をしめており、後述する魚津の埋没林がスギを主とする針葉樹から構成されているのに対して、この海底林は、ハンノキを主とする落葉広葉樹林で、針葉樹は遂に一本も発見されなかった。

海底林の年代と水深

放射性炭素による海底林の年代測定は、学習院大学(GaK)で8試料、金沢大学(KL)で12試料、名古屋大学(NUTA)で12試料、総計32試料についておこなった。測定試料は1試料のみがヤナギで、他はすべてハンノキである。いずれも水辺に生育するもので、これらの樹木は、扇状地の末端で泥炭が形成されるような環境下で生育したものと推定される。従って年代測定をおこなった立木は、いずれ

図7・1 入善沖の海底地形と海底林の分布



注1=藤井昭二・奈須紀幸編「海底林 黒部川扇状地入善沖海底林の発見を中心として」, 東京大学出版会, 1988. にまとめられている
 注2=松井ら(1977)は, 現在の黒部川扇状地の崩端にある杉沢の土壌調査をおこない, 杉沢の中の低地, 高

地, 中間の3ヵ所の土壌断面を調べ(図7・3), 地下水位が高く, 根は横に広く張るので樹体の支持力は弱く, 樹高8~10mで倒伏する傾向が強いとしている.
 [松井栄光・清水満・安田洋「気象・土壌杉沢の沢スギ」, 入善町教育委員会, 1977] による

も汀線付近に生育していたものと考えられる。図7・2が, 各大学における年代測定の結果で, この図には, 各試料の年代と水深との関係も示してある。最も古い年代値は, 水深40mの最も深い地点から採取されたもので, $10,150 \pm 230$ 年B.P. (GaK)であった。また一番新しい年代値は, 水深22mの最も浅い地点から採取されたもので, $7,570 \pm 170$ 年B.P. (NUTA)であった。その他の値は, すべてこの中間を示し, 深度に応じて深いものは古く, 浅いものは新しいことが明らかになった。いま仮りに, 年代測定試料の採取された水深が, その年代当時の海面にごく近いと仮定すれば, 各研究機関の測定結果から描かれた図7・2の各グラフは, 約1万年前~7,500年前の海面上昇曲線に近似する。各研究機関の測定結果から算出される年間の海面上昇の速度は, 金沢大学の方法で17.0mm/年, 学習院大学の方法で18.1mm/年, 名古屋大学の方法で18.3mm/年の値が得られる。わかりやすく言うと, この時代には100年間で約2m弱にも及ぶというものすごいスピードで, 海面が上昇していたのである。海底林は, なぜ1万年間も海水中に存在することができたのか。

ところで海底林は, さきに述べたように, 水中にでた樹根はブヨブヨの状態である。こうした姿のままでは, とうてい1万年間も海水中に存在し得たとは思われない。

《フナクイムシによる食害》

最近わが国でも水中考古学の研究が盛んになり, NHKでは, 1983年には「韓国新安沖, 謎の沈没船」を, 1985年には「幕府軍艦開揚丸」を放映し, 引揚げられた沈没船の様相を紹介している。また茂在寅雄氏は, 元寇の遺跡を伊万里湾で引揚げている。それらを見たり, 問い合わせしたりした結果では, 水中に木部があった例はなく, 木部が保存されていたのは泥に埋もれている場合だけである。さらにコロンビア大学のR.W.フェアブリッジ教授に海底林について問い合わせたところ, 高緯度の北の海底では木造船の船体は保存されるが,

中~低緯度の南の海底では木造船の木部で水中に露出している部分は, フナクイムシに食べられてすぐに無くなってしまふということであった。《海底林付近での地下水の湧出》ただし淡水中にあっては, フナクイムシやキクイムシがいないので, 材は水中にあって保存される。その例が, 箱根の芦ノ湖にある「逆さ杉」である。逆さ杉は, 芦ノ湖形成時にその一部が水没し, 大部分は, その後の地震に伴う地すべりなどで, 芦ノ湖に沈水したと考えられているが, 水中での保存は概して良好のようである。厚い礫層からなる黒部川扇状地では, 地下水が豊富で, 扇状地沖合の海底にも地下水が湧出していることが知られており, 海底林の付近でも, その地層中から採水した水の分析結果から, 地下水の湧出していることが明らかにされている。従って, かつて地下水が多量に湧出していた時には, 地下水が海底林をフナクイムシの食害から守り, また水温を一定に保って海底林の保護に力を貸したのであろう。ただし, 地下水はまた酸素を供給するので, 還元的環境下で保存される海底林にはマイナスの影響を及ぼし, その効果は単純ではない。

《浸食を上回る扇状地の洪水堆積物》黒部川扇状地の海岸はまた, 海岸浸食の激しい地域としてよく知られているが, 同時にこの扇状地は, 第四紀の礫層の厚さだけで600mにも及ぶというように, 背後の飛騨山脈のは

げしい隆起によって, 堆積作用も異常にさかんな地域である。そのため, 海辺近くの低地の森林は, 年間17~18mmにおよぶ急激な海水準上昇の過程で, あるものは海岸浸食により流失したが, それ以上に堆積のスピードがまさっていたため, 森林の多くは, 海岸浸食に遭う前に, 洪水堆積物によって埋められてしまったのであろう。こうしたことが何回となく繰り返され, その結果, 礫層に覆われて根元近くの樹幹が保存されることになったものと思われる。こうした事態のおきたことは, 倒木が上下方向に偏平になっていること, さらに, 顕微鏡写真により材の組織の偏移した木を調べ, それらの木の深度別の分布を見ると, ある深度に集中せずに, 上から下まで広く分布していること, などにより推定される(表7・1)。大陸棚の森林の証拠は, いまのところ入善沖のものが唯一の例であるが, 今後, 黒部川扇状地のように堆積作用の速いところを探せば発見されるかもしれない。

《海底谷沿いの浸食と樹根の露出》

海底林の樹根の産状からわかるように, 海底林は, 発見された姿のまま1万年間も海中にあったのではない。海底谷沿いに浸食がおこなわれて, 海底林の樹根の一部はすでに失われ, ある時点から, 礫層に覆われていた樹根が新しく海中に露出し, それらが, 発見時の姿を呈していたのである。

図7・2 - 海底林の年代および水深との関係

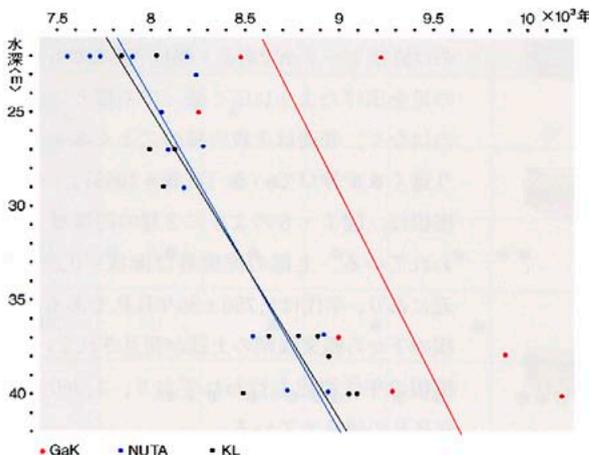


図7・3 - 杉沢の土壌断面

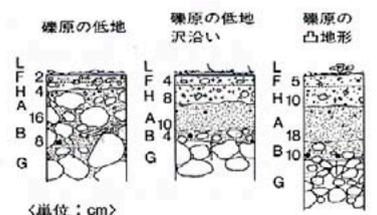


表7・1 - 材の組織の偏移した木の深度分布

22m	7
27	5
29	4
37	2
38	1
38-40	1
40	2

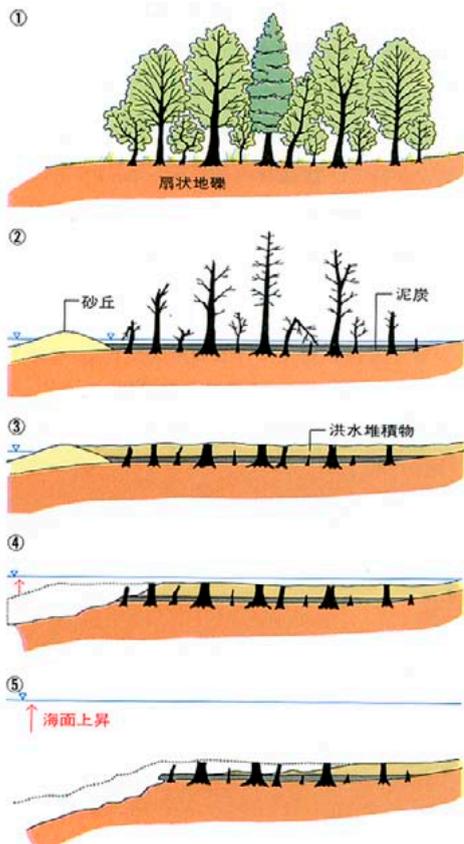
海底林の形成過程

以上のことから、海底林の形成過程を模式的に示すと、図7・4のようになる。約2万年前の最終氷期には、大陸棚は陸地であったが、その後の海水準の上昇に伴い、約1万年前頃には海面は-40m付近まで上昇していた。そして当時の扇状地の末端には、現在の杉沢にみられるような地下水の湧水する小川にそって、湿地の水辺を好むヤナギ、ハンノキなどが生育していた。

一方、海浜には浜堤や砂丘ができ、その背後地は、水はけの悪い湿地や潟となった。そのため、それまで水の流れのよい所が水はけが悪くなり、樹勢がおとろえた。そこに、たまたま扇状地特有の洪水がくり返し発生して、泥(炭)層の上を30~50cmの礫層がおおい、樹木は枯死し、礫層から上の幹や枝は失われ、礫層に覆われた樹根や根元近くの樹幹が残されることになった。

さらに海水面は急激な上昇をつけ、海岸浸

図7・4 海底林形成の模式図



食はかなりの海底林を消し去った。海水準の上昇がある程度進むと海岸浸食は止まり、すでに枯死した海底林は礫に覆われ、海底下に埋もれて安定したかみえた。

一方、海底浸食は依然として進行し、礫層の部分が崩壊し、さらに海底谷沿いに浸食がすすんだ。そのため、堆積物中に保存されていた樹木が海水中にさらされることになり、水分により膨張してフナクイムシの食害にあい、海草や生物による海底風化をうけるにいたった。だいたい以上が、黒部川扇状地入善沖の海底林の概要である。この調査により、約1万年前頃から約8,000年前頃にかけての海水準変動の実態が明らかになった。

海岸沿いの沈水林(埋没林)

さきに述べたように、大陸棚以外の沈水林は、世界の各地で現在の海岸沿いに分布している。富山湾周辺にも、魚津埋没林をはじめ、多くの沈水林が知られている。図7・5は、各埋没林の主要な樹種および樹根周辺の泥炭から産出した主要な植物化石である。これらの年代と海拔高度については、自然貝層のそれも含めて表7・2に一括して示し、また埋没林の分布は図7・9に記した。

富山湾周辺の埋没林の概要

《魚津埋没林》

魚津の信濃浜には、以前から汀線付近に樹根の分布が知られていたが、その大要は、1930~1931年の魚津漁港改修工事のさいに調査され明らかになった。多くの樹幹が見出されているが、樹種のほとんどがスギで、大きなものは直径1~2mである。根は「あたかもタコの足を広げたように広く張って主根というものはなく、底面は1枚の板のごとく水平となり遠くまで伸びている(石井, 1955)」。樹根は、図7・6のように2層の泥炭層で覆われている。上部の泥炭層は海拔-0.5m付近にあり、年代は1,750±90年B.P.である。樹根の下から縄文後期の土器が発見されている。樹根の年代測定も行われており、1,960±70年B.P.の値をえている。

1954年には埋没林博物館が建設され、樹木は館内のプールに保存され、乾燥標本としても展示されている。1955年に文部省により“地盤沈下”を示す例として特別天然記念物に指定された。

最近になって、魚津埋没林の敷地内に県道を通す計画が生じ、1989年に同博物館の東側で事前調査が行なわれた。25×14×4m³の穴が掘られたが、地層は、上部層が土壌と人工堆積物、中部層は円礫層をはさむ砂層で洪水堆積物、下部層は埋没林含有層で海拔-2m以浅にあり、北東側は泥炭層で南西側は砂層に漸移している。樹種は、スギの樹幹のほかハンノキ、コナラなどが見出されている。材の年代は1,350~1,760年B.P.で、約1,500年前に年代が集中している、泥炭の年代は1,700年B.P.であった。

《四方(沖)埋没林》

戦後、魚網が海底の木に引っかかり破れる事件が発生した。潜水によって、それらの木は伐採されたが、それにより埋没林の存在が明らかにされた。埋没林は、水深3m付近にあり、樹種はハンノキ、ツバキ、ブナなどが知られている。年代は2,730±90年B.P.である。

《神通川河口埋没林》

富山火力発電所の工事にあたり、資材運搬のために河口の掘削が行われた時に発見された。樹根のまわりに泥炭がついていたこととヒゲ根が残っていたため、現地性のものであることが確認された。樹種は、クリ、ケヤキなどで、年代は1,950±90年B.P.である。

《東草野(大屋)埋没林》

1960年代の初め、黒部川扇状地東端の泊海岸は、激しい海岸浸食に襲われた。そのとき越波した海水は、護岸堤防の犬走りの内側を掘削し、深さ2mほどの大きな溝をつくった。そこにハンノキやエゴノキを主とした埋没林が発見された。樹根は海拔2m付近にあり、ここでも泥炭が樹根をとりまいていた。樹根の年代は1,560±110年B.P.である。

樹根周辺の泥炭層と海水準

これらの埋没林には、いずれも樹根の周辺に

泥炭層が発達しており、それが大きな特徴となっている。この泥炭層は、浜堤や砂丘の形成に伴って、樹林のある場所が海浜の後背湿地へと変わり、そこに堆積したものである。従って、この泥炭層が堆積した地形面は、当時の海水面とほぼ等しい高さにあったことがわかる。つまり、樹根の年代や高さが海水準を示すのではなく、泥炭の高度と年代が海水準のレベルや年代を示すのであるが、1,000年単位の時間尺度で議論するときは、樹根の位置や年代で海水準のレベルを議論しても大きな誤差は生じない。

こうして、富山湾周辺で調べられた埋没林の年代および泥炭層の深度からは、2,730年前～1,400年前の時代、つまり弥生時代には海水準は-2mのレベルにあったこと明らかになった。一方、加賀平野の内灘砂丘でも、旧砂丘を覆うクロスナ層が、海側では泥炭に漸移し、海拔-2mに分布している。泥炭の年代が2,110±80年B.P.であることから、弥生時代には海水準が-2mのレベルにあったことが明らかにされている(第5章)。

魚津埋没林の地盤沈下成因説

魚津埋没林は、地盤沈下を示す例として1955年に国の特別天然記念物に指定されている。この背景には、魚津埋没林の調査・研究・保存に甚大な努力を払われた石井逸太郎氏が、1955年に地盤沈下成因説を主張されたことにあるが、それまでにも、埋没林についてはいろいろの成因説が考えられていた。

1934年、脇水鉄五郎氏は、史前時代に急激な断層作用による大きな地変が起こり、その結果、樹林は海中に沈水した。その後、永年の間に海面上の部分は枯れて、そこから腐り折れ、海に流れ去ったのだらうとした。

1936年、嶋倉巳三郎氏は、魚津埋没林の材を研究し、その殆どがスギの大木であることに注目して、秋田の能代杉のような環境を想定し、埋没林の生育環境は、海拔100～200mの高度にあったらうと考えた。

戦後になると、富山湾の詳細な研究がおこなわれ、海底谷が800mの深さまで続いている

ことが始めて明らかにされた(田山ら,1952)。一方、埋没林の樹根周辺の泥炭からはブナの殻斗が発見された。現在、立山のブナの自然林は、海拔800mの高度にある。これらのことが埋没林の成因と短絡的に結びつけられ、埋没林の沈下はかなり大きいと考えられた。

以上のような背景の中で、研究をさらに進めた石井逸太郎先生は、1955年、埋没林の成因を地塊傾動による地盤沈下と考えた。すなわち「埋没林の根株の頭が高低種々であることから、断層作用によって海水に没し、海面上で樹が折れたものではない」と指摘し、当時、根株の下層から縄文後期の土器が発見された事実から、樹が折れているのは「古代人が樹木を伐採したに相違ないと判断」された。

そして「昔はかりに2km位も沖に汀線があった、ここは海拔10m内外高かった地形を想像すると、海波の浸食とくに“寄り廻り波”と称する巨涛によって浸食され汀線が後退すると同時に、他方地盤が海の方へ傾動して、この辺の地盤が沈下し今の海岸線になった」とし、「落葉泥炭層が海面下にあることは、地塊傾動による地盤沈下のためと考えた」。

しかも、当時、高岡市太田を仮基準点とする水準測量(岡田ら,1952)で、魚津が年間5mm、12年間で60mm沈降しているとされ、地盤沈下を立証する状況が生じていた。こうして、埋没林の成因は地盤沈下によると見做された。

ところがその後、高岡市太田の仮基準点は、東京と輪島を結ぶ水準測量の結果、沈んだと考えられた60mmだけ上昇していることがわかり、結局、魚津は沈降していないことが明らかになった(深井,1958)。

また、1960年代頃からは、わが国でも第四紀の研究が急速に進み始め、第四紀の気候変動に伴う植生の変遷や氷河性の海面変動に関する新しい事実が次々に明らかにされ、それまでは、半ば闇の中にあった第四紀の地史に関する知見を一新してしまった。放射性炭素による年代測定の方法もこの時期に確立した。魚津埋没林の材や泥炭の年代が明らかになったのも、1955年以降のことである。

こうして、第四紀の地史の解明にあたっては、地殻変動にしろ環境変遷にしろ、第四紀の地史を貫いている海水準の昇降を無視しては論じられないこと、また海水準昇降の時間スケールは、地殻変動のそれとは異なることなどが自明のこととなった。

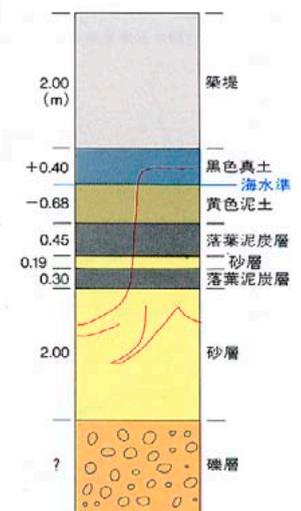
つまり立山運峰は隆起し、富山湾は沈降しているのであるが、それらは200万年という時間規模で生起している事件である。それに対して、海底林や埋没林の事件は1,000年単位での時間規模で起きた事件なので、このケースでは、特に海水準変動の方を重視しなければならないのである。

ところが残念なことに、1955年以前にあって

図7・5 - 富山湾周辺の埋没林の樹種

植物化石	埋没林	東草野	魚津(材)	魚津(泥炭)	神通川河口	四方
ヤチダモ						
ハマビルガオ						
エゴノキ						
ツバキ						
ケンボナン						
ムクロジ						
トチノキ						
イヌエンジュ						
スモモ						
カヅラ						
クワ						
ケヤキ						
エノキ						
ナラ・カシ類						
シラカシ						
スタジイ						
クリ						
ブナ						
ハンノキ						
クルミ						
ヤナギ類						
スギ						
マツ類						
アカマツ						
チヨウセンマツ						

図7・6 - 魚津漁港地質断面図



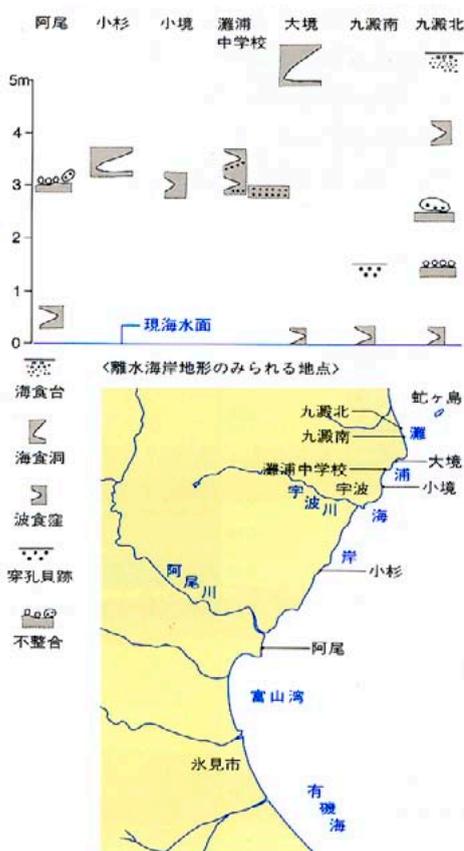
<原図/石井, 1955>

は海水準変動の問題は、研究者レベルではまだ視界に登場していなかった。そのため埋没林の問題は、ただ地殻変動の観点からだけで考察せざるを得なかったのである。こうした状況にあっては「落葉泥炭層が海面下にあることは、地塊傾動による地盤沈下のため」と考えるしかなかった。現在の知識でこれをいうなら「北陸の海岸沿いで、泥炭層が海面下に見出されるのは、当時の海面が低下していたため」ということになる。

なお一言付け加えると、もともと扇状地というのは、礫と砂からできているので地盤沈下しにくいところで、黒部川扇状地ではむしろ隆起を考慮するところである。これに対して射水平野のように、泥でつくられている潟埋積平野では地盤沈下を考えなくてはならない。因みに日本の沖積平野では、一般的には、人為によらない自然の地盤沈下量は年1mmといわれている。

以上、魚津埋没林の地盤沈下説について、必

図7・7- 灘浦海岸の離水海岸地形と海拔高度



要以上に詳述した。かつて筆者は、入善沖の海底林について、その成因が海水準の変動にあることをかなり詳しく話をしたことがあるが、終了後の質疑で、「海底林は地盤が40m沈降した結果ですね」という質問を受けて愕然とした経験をもっている。富山では、埋没林という言葉そのものが、地盤沈下と結びついてイメージされているという事情があるので、敢えて詳述したものである。

埋没林以外の海水準変動を示す証拠
離水海岸地形

能登半島の東側の灘浦海岸は、新第三系の泥岩やシルト岩が海食崖となって海に接している。これらの堆積岩は適当に硬いので、この海岸には、完新世に形成された海食洞・波食窪・海食台や穿孔貝の穴跡がよく発達し、また海食崖のため、人為による破壊も少ない。一方、日本海は、太平洋側と違って潮汐の変化に乏しく、干満の差は20cmと小さいので、これらの離水した海岸地形の海拔高度は、それらがつくられた当時の海水準にほぼ近似した値を示す（正確には、地殻変動を考慮しなければならない）。

図7・8が離水海岸地形の分布と、それらの海拔高度である。これらから、完新世のある時期には、海水準が図示した高度にあったことがわかる。ただし、これらの離水海岸地形からだけでは、年代までは知ることはできない。自然貝層

自然貝層からは、海水準変動の事実を年代まで含めて知ることができる。自然貝層には、自生型の貝層と、他所から風波ではき寄せられた他生型の貝層とが見られる。図7・9は富山湾沿岸の自然貝層の分布図、表7・2がそれらの海拔高度と年代で、この表には、沈水林の樹根や泥炭のそれについても示してある。約7,000年前頃の縄文早期の自然貝層は、氷見市の十二町潟貝層、新湊市の堀岡貝層、氷見市の雀森貝層などで、いずれも海拔-3mに分布する。年代は7,200~6,650年・B.P.である。縄文前期の自然貝層は、氷見市の九瀬貝

層・中村貝層、七尾北湾北側の穴水貝層、氷見市の十二町潟貝層の上部などにみられる。年代は5,700~4,850年・B.P.である。十二町潟貝層上部からは、縄文前期の土器が産出している。氷見市中村貝層は、上庄川の河口から4km内陸に入った地点にあり、貝層は海拔6mの高さで発見されている。

縄文中期の自然貝層は、能登島の八ヶ崎貝層と氷見市の沖布貝層にみられる。後者は、山麓の水田面に近い海拔6mの高さにあり、貝類を多産し穿孔貝の穴跡もみられる。年代は八ヶ崎貝層が4,500年B.P.、沖布貝層が4,400年B.P.である。

なお氷見市の十二町潟貝層では、海拔-1.5mの最上部層からヤマトシジミを産出し、その年代は1,470年B.P.である。十二町潟貝層は、下から上へ、海棲貝、イボウミニナ、ヤマトシジミを産出し、その年代はそれぞれ7,200, 4,850, 1,470年B.P.である。この地域の海から潟へ変遷は、以上の事実がよく示している。貝塚

貝塚は、それが形成された時代と、当時の海水準のおよその位置を教えてくれる。日本海は干満の差が非常に小さいので、日本海側では潮干狩りが余り行われぬ。そのため貝塚は、関東地方や北上川流域あるいは九州の有明海周辺にくらべると極端に少ない。

富山湾の南部では、氷見市の朝日貝塚と富山市の蛸ヶ森貝塚(小竹貝塚)の2つが知られている。朝日貝塚は、海拔5mの丘陵と平野の接点にある。海生貝を主とする4層の貝層があり、縄文前期~中期の貝塚であるが、貝層の上部と表土からは弥生~須恵器の土器が出土する。傍らに十二町潟の自然貝層がある。蛸ヶ森貝塚(小竹貝塚)は、呉羽山丘陵の末端が平野と接する海拔5mの所にある。ヤマトシジミを主とする汽水性の貝塚で、その年代は4,800±200年B.P.で、放生津潟のかつての広がりを見せている。縄文中期の遺物を主として産出するが、その後の時代の遺物も、ほぼ連続して産出する。

このほか北陸では、石川県に上山田貝塚・柴

注3 = 水に木を浮かべ、手で押さえるとその圧力に従って水中に潜るが、押さえる力が弱まると、木片は浮かぶ。これと同様に地殻に厚さ 2,000~3,000mの氷河がのっかると、その重さで地殻は凹む。しかし、その氷河が融けてなくなると地殻はもとに戻るため上昇を始

める。最後の氷期にスカンジナビアやイギリス北部を被っていた氷河が後氷期になって融解し、軽くなったため、スカンジナビア半島やイギリス北部では隆起している。イギリス現海岸線に8,000年前の沈水林があるが、そこは約20m上昇したと説明されている。

山貝塚、福井県に北堀貝塚・鳥浜貝塚が知られるが、ここでは省略する。

富山湾周辺における完新世の海水準変動
 以上のように、富山湾周辺域では、完新世における海水準変動を示す証拠が数多く発見され、それらの年代も確かめられている。
 図7・8は、これらのデータにもとづき、横軸に年代、縦軸に海水準を示し、約1万年前以降の海水準の変動を示したものである。
 約1万年前に水深40m付近にあった海水準は、約8,000年前頃になると、水深20m付近まで上昇した。そして7,000~6,500年前の間に現海水準に達している。

6,500~4,000年前には、現海面より4~5m高くなっていたが、この現海面より高い時期が、いわゆる縄文海進の最盛期である。

3,000~1,500年前には、再び現海水準より低くなり、最低期には現海面より2m低くなった。この現海面より低い時期は、縄文晩期から弥生時代における海退期で、これは弥生小海退期ともよばれている。そして約1,500年

前頃になると、現海水準に回復している。

おわりに

近年、地球の温暖化とそれに伴う極地氷床の融氷による地球規模の海面の上昇が、世界的に問題になっている。確かに人間の産業活動の影響で、CO₂ガスや温室効果をもたらすガスは確実に増加しているのであるが、しかし世界各地の資料を細かく検討すると、温室効果による温度の上昇や検潮儀による海水準の上昇は、各地域でかなりまちまちで、世界的に同一方向を示しているとはいえない。
 これについては、CO₂ガスの温室効果と極地氷床の融氷には時間的ズレがある、とする意見もあり、また「Scottの矛盾」説のように、地球が温暖化すると海面からの蒸発が盛んになり、極地の氷床は増大する、という意見さえある。

さきにWalcott(1972)らは、大陸氷河の融解はアイソスタシーをとまなうので、地表には高海水準になる地域とそうでない地域が生じ

ることを明らかにしている(注3)。

Newman(1985)は、人為の影響のなかった約1万年前から現在までの完新世の海水準変動について、世界各地の資料4,000点を集成した図を描いている。その図をみると、各地域の変動がばらばらで、世界共通の海水準変動の標準曲線を描くことは不可能である。

以上からわかるように、海水準変動については、世界の各地域ごとで、その実態を明らかにすることが非常に重要になっている。こうした事情から、1987年にカナダで行われた国際第四紀研究連合の会議では、早急に結論は出さずに少し慎重に研究を進める、というまとめになった。富山湾周辺では、完新世において2~3の気温変化に対応して、海水準は1,000年単位のスケールで変化していたことが明らかにされている。人間の活動により、若し100単位で海水準が変化するようなことになれば、きわめて重大な事態が発生することになる。

表7・2 - 富山湾周辺の自然貝層及び沈水林の年代

地点	素材	海拔(m)	C ¹⁴ 年代	コード番号
a 新湊市浜間	泥炭	-1	1,400±90	Gak 562
b 氷見市十二町湯	ヤマトシジミ	-1.5	1,470±35	USGS 1146
c 珠州市川尻	マツヤマワスレ	+3	1,550±40	USGS 1150
d 東草野大屋埋没林	材	+2	1,560±110	Gak 538
e 魚津埋没林	泥炭	-0.5	1,750±90	Gak 563
f 神通川河口埋没林	材	-2	1,950±90	Gak 541
o 魚津埋没林	材	-2	1,960±70	Gak 246
g 四方埋没林	材	-3	2,730±90	Gak 537
h 氷見市沖布貝層	貝	+6	4,400±100	Gak 997
i 能登島八ヶ崎貝層	貝	+2	4,500±90	Gak 1003
b 氷見市十二町湯貝層	貝	-2	4,850±70	USGS 1147
j 石川県穴水貝層	オオノガイ	+0.3	5,040±130	Gak 7474
k 氷見市中村貝層	貝	+6	5,410±160	Gak 6321
l 氷見市九瀬貝層	貝	+2	5,700±125	Gak 5260
b 氷見市雀森貝層	バカガイ	-3	6,650±190	Gak 6322
m 新湊市堀岡貝層	カキ	-3	6,910±200	Gak 6320
b 氷見市十二町湯貝層	オオノガイ	-3	7,200±70	USGS 1148
b 氷見市十二町湯貝層	オオノガイ	-3	7,060±70	USGS 1149
n 吉原沖海底林	材	-22	8,030±140	KL 132
n 吉原沖海底林	材	-25	8,360±180	Gak 9908
n 吉原沖海底林	材	-40	10,150±230	Gak 9091

図7・8 - 富山湾周辺の資料にもとづく完新世の海水準変動図

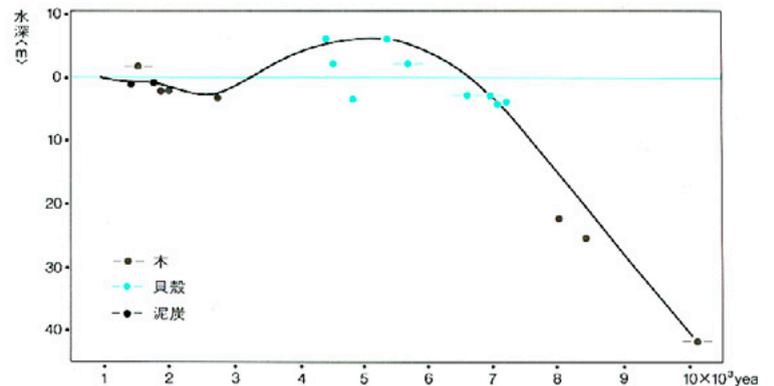


図7・9 - 富山湾周辺の自然貝層及び沈水林の分布図

