

A. a. X.

地質調査所報告 第213号

富山積成盆地南半部の新生界と
その構造発達史

地質調査所

昭和41年2月

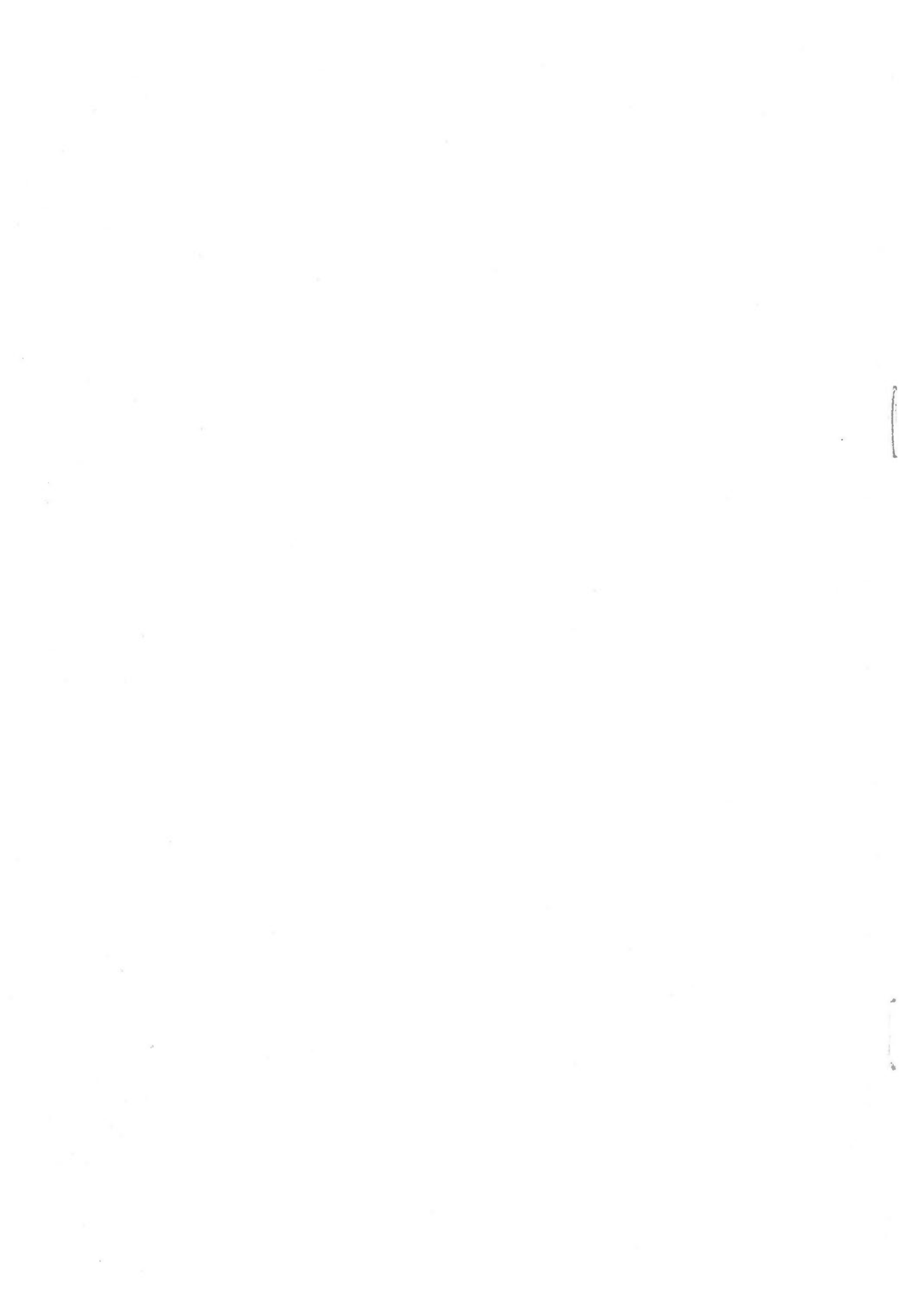
551.782/.79(521.42)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

富山積成盆地南半部の新生界と その構造発達史

通商産業技官 坂本 亨



目 次

要 旨	1
I. ま え が き	1
II. 基盤としての先新第三系	2
III. 従来の層序学的・地史学的研究	4
IV. 北陸東部の新生界の層序区分および時代区分	6
V. 北陸層群積成期の基本的な構造運動	12
V.1 積成盆地の南限	12
V.2 富山南区と南縁区との境	14
V.3 富山南区における構造運動	15
VI. 構造形態の特徴および第四紀の構造運動の性格	18
文 献	26
Abstract	

富山積成盆地南半部の新生界と その構造発達史

通商産業技官 坂本 亨*

要 旨

1) 富山積成盆地の新第三系に対する基盤としては、飛騨変成岩類・船津花崗岩類・手取層群・太美山層群がある。前3者の分布の東南縁は、北東から南西にのびる弧状を呈するが、太美山層群は、北北西—南南東の方向性をもって分布する。富山積成盆地の中央部には、北東東—南西西の方向をもった基盤の構造線の存在が予想できる。

2) 富山積成盆地南半部の新第三系（北陸層群）を、下位から、榆原・岩稲・八尾・音川・氷見・埴生の6累層に区分する。構造発達史的には、発生（榆原累層の堆積期に対応）・発展（岩稲・八尾累層の堆積期に対応）・衰退（音川・氷見・埴生累層の堆積期に対応）の各段階に区分した。発展の段階と衰退の段階の区切りとしては、転換期（音川変動）がある。第四系（富山層群）は、盆地中央の呉羽山地域では、下位より、呉羽山礫層・射水累層・友坂および境ノ新礫層・沖積層に区分される。

3) 富山積成盆地南半部における北陸層群積成中の基本的な地殻運動は、南上りの傾動運動であった。この期間中における侵食間隙の介在も、基本的には同じ運動の一時的な状態の変化として理解できる。

富山層群積成時には、北北東—南南西方向の長軸をもち、幅8 km・長さ16 km程度の大きさのブロックを単位とする昇降運動が基本となった。各構造単位は、さらに、相連ってより高次の沈降域・隆起域を形成している。

4) 各構造単元の形態は、その側面では急斜帯または向斜帯をもって明白に境されるが、その前面では、緩斜区をへて沈降区へ連続的に移行する。

5) 現在この地域でみられる構造形態は、2つの時期の運動の結果が複合したものであるが、後の運動の方がその形成により大きな影響をあたえている。地殻運動の性格の転換は、北陸層群の積成と富山層群の積成との間に起った。しかし、構造形態の形成に支配的な影響を及ぼした時期は、この転換よりも遅れている。

I. ま え が き

北陸地方の新第三系に関する層序学的・古生物学的研究は、古くから多くの研究者によって進められてきた。ことに戦後の石油資源開発に関連した大規模な調査の結果、この地方の新生界に関する知識は、飛躍的に増大した。その後をうけて、1955年以来、筆者は他の共同研究者とともに、富山—金沢地域の新生界をおもな対象として、継続的に地質図幅調査を行ない、その成果をいままでに、2・3の地質図幅や論文として発表してきた。

本稿では、先新第三系に関する事項や新第三系の層序学的な記載は簡略にとどめ、主として、構造発達史的な見地から、新第三紀・第四紀（北陸層群・富山層群の積成期間）における構造運動の性格を明らかにすること、および、この地域で現在みられる構造形態の特色を明らかにすることを試みた。

* 地質部

調査の全期間を通じて、また、本稿を草するにあたって、協同研究者である今井功・角靖夫・水野篤行の諸氏から、討論と助言を頂き、かつ、多くの資料を提供して頂いた。また、野沢保・河田清雄氏らからは、先新第三系、ことに飛驒変成岩や太美山層群に関する知識を提供して頂いた。さらに、北陸地方の全般的な新生代地史については、金沢大学鮎野義夫・京都大学石田志朗・富山大学藤井昭二らの諸氏によって啓発されるのが大きかった。なお、この論文をまとめるにあたって、京都大学 松下 進教授から多くの御教示をうけた。以上の方々に深甚の謝意を表する次第である。

II. 基盤としての先新第三系

富山積成盆地に発達する新第三系の基盤を構成するものは、飛驒変成岩類・船津花崗岩類・手取層群および太美山層群である。このほか、地域北東部では、結晶片岩・非変成古生層・来馬層群・新期花崗岩なども分布している。しかし、これらは、新第三系と直接には接していない^{注1)}。

1) **飛驒変成岩類** 砂岩・石灰岩・塩基性および酸性火山岩ならびに頁岩を原岩とする片岩・片麻岩からなり、主として、緑簾石—角閃岩相の変成岩である。次にのべる船津花崗岩とともに飛驒変成帯を構成する。変成帯の外縁は北東の青海付近から、南西の福井付近にかけて、南東へ張りだした弧を画いてのびる。変成岩類の内部構造は、この外縁の弧に平行な成分とそれに直交する成分との2要素を主としているが、はなはだ複雑である。この変成岩類の原岩の時代・変成の時期については、種々の見解がだされており、確定していない。

2) **船津花崗岩類** 飛驒変成岩類とともに飛驒変成帯を構成し、変成岩類の南北両縁をほぼとりまくように帯状に分布している。花崗岩類には、「船津型」と呼ばれる桃色を呈する花崗閃緑岩と、「下之本型」と呼ばれる角閃石石英閃緑岩との2型がある。後者には、しばしば、弱い片状構造が認められる。これらの花崗岩は古生代末ないし中生代初に貫入したものである。

3) **手取層群** 上記の変成岩・花崗岩類を不整合におおって、飛驒山地の西部および北東部に広がるジュラ紀から白垩紀にかけての地層である。飛驒山地北東部に発達するものは、断片的に分布し黒色頁岩を主とする下位の海成層と、広大な分布をしめし陸成とみられる上位の粗粒岩層とに大別される。

この地域の手取層群上部は、一般にゆるい背斜・向斜構造をくり返している。その構造のうちで、とくに注意をひくのは、同層群分布地の南西縁を画する衝上断層と、北部に並走する東北東—西南西の直線的な断層群である。前者は、岐阜県神岡町の南俣谷に端を発し、多くの複雑な屈曲をみせながらも、大局的にはほぼ北西にのびて、富山県八尾町の桐谷付近で新第三系におおわれる。断層の変位量は北西部ほど大きくなる傾向があるので、富山盆地下にもその延長は続いているであろう。後者は、手取層群分布地以外でも発達し、地形的にも明瞭なことが多い。上述の衝上断層も、この断層群に切られる。一般に北側が相対的に落ちている。この東北東—西南西方向に平行に走る断層群が、もっとも典型的に発達するのは、手取層群分布地の北部、新第三系の分布と接する付近である。

4) **太美山層群** 主として飛驒山地の西北部に広がる酸性火山岩類である。大部分、流紋岩質の熔岩・凝灰角礫岩・熔結凝灰岩からなるが、充分なことは判っていない。今村(1932, b)が報告した、南礪波山地の細尾峠付近に分布する月長石流紋岩も、本層群に属するものである。一方、山地北東端に分布するものは、下部が玄武岩・安山岩類からなり、その上に、リソイダイト・ネバダイトが重なっている(藤井; 1959)。

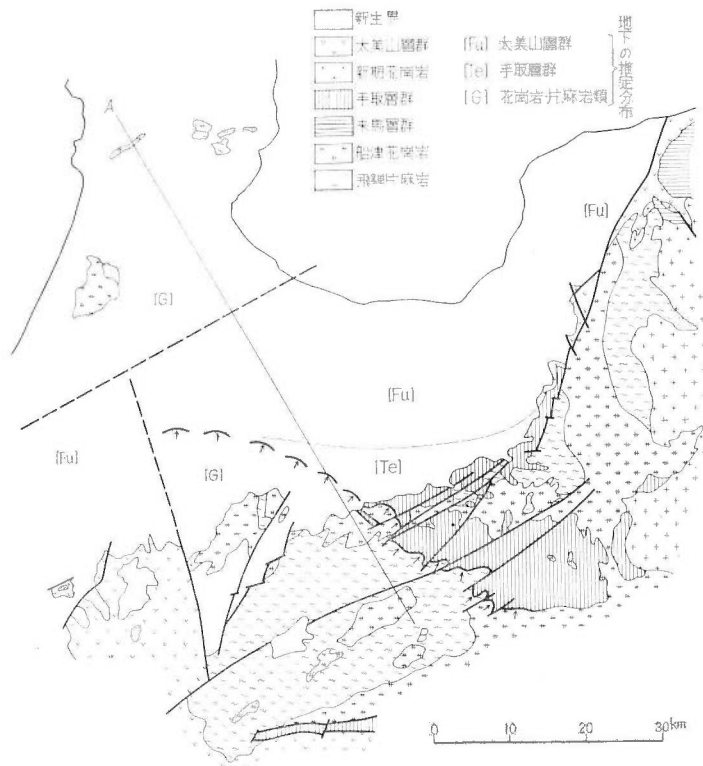
本層群の時代については、はじめ、今村(1932, b)は「中新世と最新世初頭との間」であろうと考えた。これは、岩稲累層以後—呉羽山礫層以前、という意味のようである。戦後、富山盆地の新第三系の調査がかなり進んでのち、池辺らは、本層群が岩稲累層などより古いものであることを認め、新第三紀初頭の噴出

注1) 7万5千分の1地質図幅「白馬岳」(1932)では、親不知海岸山地において、第三紀礫岩が、二疊および石炭系の石灰岩ならびにジュラ系(来馬層群)を不整合におおって分布していると述べられている。また、これをうけて、小林他(1957)および50万分の1地質図幅「金沢」(1958)でも、同様な図が示されている。しかし、その一部を筆者が踏査した結果では、この礫層は、岩相的には手取層群の一員として扱った方がよいものであることがわかった。

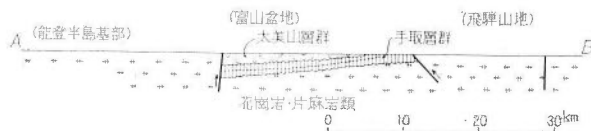
岩類と考えるにいたった(池辺; 1950, 池辺・松本; 1955・1956, 松本・池辺; 1958 など)。そして、この頃には、多くの研究者によって、太美山層群は、東北地方の下部緑色凝灰岩層に対比され、その地史学的意義などが論ぜられた。

その後、筆者ら(坂本他; 1959)は、太美山層群には新第三系とみなすべき根拠のないこと、むしろ、本層群が新第三系に対する基盤としての性格を有することを認め、かつ、白堊紀後期の火山活動との関連を考慮する必要があることを述べた。最近では、一般に、太美山層群は濃飛流紋岩類(岐阜県東濃——飛騨地方)、矢田川層群(兵庫県北部)、中国地方に広く分布する酸性火山岩類などとともに、漠然と白堊紀(ないし古第三紀)の火山岩類と考えられている(西南日本新生代研究グループ; 1961 など)。

以上にのべた基盤岩類の地表における分布、および、新第三系下において予想される分布を第1図に示した。ここで興味をひくのは、飛騨山地北縁地域では、手取層群・太美山層群が北方へ傾いて分布するのに反し、能登半島地域では、変成岩・花崗岩類のみが露出し、両者の間には新第三紀積成盆地の長軸方向と一致した北東東——南西西方向の構造線の存在が予想されることである。この構造線の位置を確定することは



第1図 a 先新第三系分布図



第1図 b 先新第三系模式断面図

きないが、その予想される範囲は、富山積成盆地の中央部にあたっている。このような構造線の存在は、新第三系における積成盆地の形成と何らかの関連を有するものであろう。

また、飛騨変成帯、手取層群および新第三系の分布地の東—南縁が、大局的にみれば、北東から南西にのびる弧状を呈するのに対し、太美山層群（およびそれと一連とみられる濃飛流紋岩類）の分布が、これらといちじるしく不調和に、北北西—南南東の直線的な方向性を示すことも興味をひく。

III. 従来の層序学的・地史学的研究

北陸地方の新生界に関する層序学的・地史学的研究は、戦前は、横山(1930)・今村(1931・1932, a・1935など)・小野山(1933・1935)・望月(1930 a, b・1934 など)らによって進められてきた。その成果は、望月(大塚・望月; 1932)によってもっともよくまとめられている(第1表)。

この望月の層序を現在の知識と比較してみると、当時の研究が代表的な地域の飛び石的調査にたよっていたという制約のため2・3の難点が認められる。その中、もっとも大きい欠陥は、富山中部丘陵で認められる

第 1 表 望月の層序表

	a 金沢付近	b 石動付近	c 氷見付近	d 七尾付近	e 珠洲付近	f 八尾付近
G				津向貝層	平床貝層	
F	春日山層	春日山層	窪層	高浜砂層		呉羽礫層
E	卯辰山層	卯辰山層	氷見層 { 島崎層 大桑層			西富山層 城生層
D	大桑層	大桑層		灘浦層(藪山・雨晴)	灘浦層	
C	犀川層上部	竹ノ橋層 湯ノ谷層	余川統 { 吉滝層 熊淵層 集塊形層			八尾統 { 泥層 凝灰岩層 砂・泥岩互層 礫・砂岩・泥岩 集塊岩 凝灰岩
B	犀川層下部	{ 砂岩・頁岩・ 凝灰岩ノ互層 礫岩		和倉層	飯塚層	
A	{ 集塊岩 凝灰岩		赤浦層 七尾層 集塊岩	{ 集塊岩 折戸層		

(大塚・望月; 1932 による)

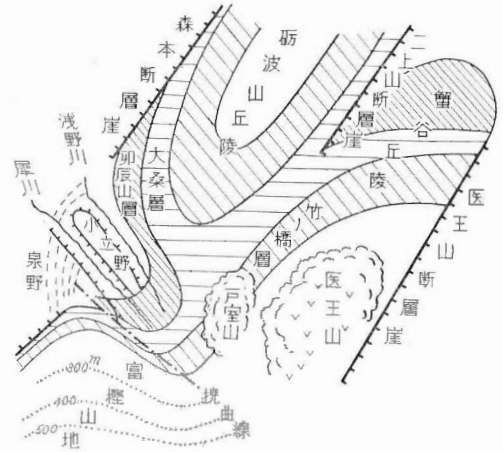
音川累層基底の不整合と、金沢付近での氷見累層基底の不整合とを、同時期のものとみなしたことである。このため、一方ではこの不整合(第1表のCとDの間)のもつ意義を過大に評価し、他方ではこの不整合の下位層の時期(第1表のC期、現在の知識によれば富山中部丘陵での東別所期と西部地域での音川期および氷見地域での氷見期との混合)に海進の頂点をおくことになった。しかし望月は、構造運動の時期に関しては、正しい判断を下している。すなわち、彼は、彼のF期の間(春日山層以後—段丘層以前)に大造構造運動がはさまれ、これによって現在の「地質構造や地貌の輪廓が決定されるとともに、大部分が完全な陸地となった」と述べ、さらに「之は造構造及び造山作用の完成であって、それ以下に存在する不整合が示す如く追々と少しずつこれ迄も陸地は広がって行ったらしいし、現在見る構造と同種の傾向の構造を造る運動が之よりも早くから徐々に成長しつつあったことも疑えない」とも述べている(大塚・望月; 1932, p. 47-48)。ここに示されている見解は、現在みられる構造形態について、それが長期間にわたって徐々に成長してきたものであるとともに、最終的に、その形態の完成にとって決定的な役割をはたした構造運動の時期が存在したことを指摘している点において、後に述べるような戦後の一時期にみられた構造形態の形成についての理解の仕方よりも、むしろすぐれていた——現実に則していた——ということができるであろう。なお、望月

の画いた西部地区の構造概念図(大塚・望月; 1932, p. 49)を第2図に示した。この図は金沢東方の二俣地区における断層および向斜の見おとしを除いては、地質構造の大勢をかかなりの確に表現している。

戦後、いわゆる“PEAC”の調査が、北陸地方でも、新生界を対象として行なわれた。このときには、ほとんど盆地全体をカバーする地域調査が行なわれ、さらにそれが微化石層序学的方法によって裏づけされたため注2)、各丘陵相互間の地層の対比に成功し、この地域の新生界に関する知識は、質的にも量的にも、飛躍的に増大した。北陸の新生界の層序区分の骨組は、ここででき上がったということができよう。この研究の成果は、池辺およびその共同研究者たちの多くの講演・論文として発表されている。

この地域の新生界の層序区分に関する池辺らの見解は、調査の進展にともなって、しばしば修正されたが、最終的には池辺・中世吉(1955)によって第2表のようにまとめられた。また、北陸地方の地方的時間的層序単位として、下位から、笹津級・大吞級・上庄級・礪波級・大桑級が定められた(池辺; 1949, 笹津級のみは、池辺; 1954)。

一方、この地方の全体的な地殻運動について、池辺(1949)は、「加越累層群および全体として一つの大きな沈積輪廻を示して、そのなかに地向斜の移動、局地的に変化のある地殻運動、火山碎屑物の厚い堆積などによってひきおこされた小輪廻があり、各層群(亜層群)わ、これらの小輪廻おあわすものにすぎない」そして、「この加越累層群の沈積輪廻わ、その地質時代を見ると、まさに瑞穂紀(≡新



第2図 望月の金沢市付近の地形および構造概念図(大塚・望月; 1932による)

第2表 池辺による富山積成盆地の新生界層序

加越累層群以後の諸層 (段丘・新しい火山・沖積層)		年代的層序	年代
加越累層群	呉羽山層群	大桑級	H ₂
	氷見層群	礪波級	H ₁
	(能登) 余川(中部) 八尾(南部) 音川累層	上庄級	G
	層 層 層	大吞級	F ₃
	群 群 群	大吞級	F ₃
	群 群 群	笹津級	F ₂
太美山層群			

(池辺・中世吉(1955)によって、表としたもの。ただし、年代および年代的層序は、池辺(1954)の対比表によって附加した。)

第三紀)の沈積輪廻に他ならない」と述べ、かつ「海進の極大わ上庄級の時期にある」としている(p. 25)。また、池辺らは、第2表の層序表からも判るように、「氷見層群」基底の不整合を非常に重視している。この不整合について、池辺(1949)は、石動付近では整合であるが、それより南北へ遠ざかるにつれて下位層の欠除がいちじるしくなり、とくに南側の方が近い所で欠除の程度がいちじるしいと記載したのち、南部地域のものは普通の不整合であるが、北部地域(氷見地域)のものは海底において形成されたものであろうと考えた。このような「氷見層群」基底の不整合の過大視・その下位層の時期における海進極大期の設定と

注2) 森島他(1958), 中世吉(1954), 千地(1955)など。

いう点については、その立論の根拠は異なっても、望月と池辺の間に大差はみられないということになる。

しかし、その後、なだらけグループの再調査の結果では、氷見地域における“氷見層群”基底の不整合は否定された(鮎野他; 1957)。この結果、“氷見層群”基底の不整合は、南部地域のみ限定されることになり、その規模と性格において、音川累層や埴生累層基底の不整合と同等のものとして取り扱うことができるようになった。筆者ら(坂本他; 1959)が、“氷見”を累層の単位として、他の諸累層と同等に扱ったのはこのような理由によるものである。

一方、この地方の全般的な地質構造の形成の時期について、池辺はとくに言及してはいない。ただ、医王山のノーズ状構造について、これが「単に褶曲として後からつくられたのでわなく昔の医王山火山の北側に地層がそれを取り巻くような形に堆積したためでもあるよおだ」と述べているにすぎない(池辺; 1949, p. 17)。しかし、市原ら(1950)は、石動断層帯および竹又一二俣向斜の形成について、それが「相当長い間の(卯辰山層堆積前より堆積後につづく)運動の複合」(p. 26)と考へ、さらに医王山ノーズ状構造については、その形態を簡単に記載したのち、「この構造わ、堆積以後の地殻運動によってできたのでわない」(p. 27)と述べている。この市原らの見解のうち、前者については、筆者ら(坂本他; 1959)は、二俣向斜の中軸部に分布する礫層を金沢地域の卯辰山層に対比し(筆者らの埴生累層に含めた)、したがって、このような構造の形成を卯辰山層(埴生累層)以後と判断した。後者の医王山地域の形態の形成については後に述べることにするが、このような市原らの見解は、当時、池辺およびその協同研究者の間に、地層の変形において後生変形の占める役割をあまり重視しない傾向があったことをもっとも端的に示しているものといえよう。

この頃、津田(1953・1955)は、富山県八尾地域の中新統について、岩相・化石群の水平的・時間的変化を解析し、具体的な古地理の復元と、いきいきとした地史を描き出すことに成功した。ここにおいて、津田は、八尾層群(筆者らの楡原・岩稲・八尾累層をあわせたもの)の堆積を規定した地殻運動として、その堆積の全期間を通じて継続した「北に傾むく傾動運動」の存在を指摘した。また、局所的なものとしては、八尾西方の「現在の和山背斜を形成した褶曲運動が岩稲累層堆積末期から黒瀬谷累層堆積時において、既に相当進行していた」としている。そして、これらの「傾動運動ならびに褶曲運動は八尾層群形成後もおこなわれた」とも述べている。津田が始めて指摘した「北に傾むく傾動運動」は、その後、筆者ら(坂本他; 1959)が「東北東—西南西方向を軸とした南上りの傾動運動」として受けつぎ、富山積成盆地南半部の全域にわたり、新第三紀のほとんど全期間を通じて認められるもっとも基本的な地殻運動として取りあげたものである。

この地方に現在認められる構造形態の形成時期の問題については、望月以後ほとんどふれられなかった。この問題に関連して、筆者ら(坂本他; 1959)は、新第三紀中の地殻運動と第四紀になってからの運動が異質的なものであることを述べ、両者の運動の性格の転換を埴生累層堆積以後とみなした。これと同様な考えは、ほとんど同時に鮎野(1959)によっても発表されている。その後、筆者らは鮎野・石田とともに、北陸東部の新生代地史について総括的に述べた(鮎野他; 1961)。ここで、筆者らは富山積成盆地の構造発達史的な発展過程を通観し、発生・発展・衰退の3段階を識別し、かつ、発展段階と衰退段階との間に転換期をおいた。そして第四紀になってからの運動は、新第三紀中の運動とまったく異なったものであるとしている。

IV. 北陸東部の新生界の層序区分および時代区分

北陸東部地方の新生界の大層序区分として、新第三系を“北陸層群”、第四系を“富山層群”として一括する注3)。北陸層群はさらに、標準層序としては、下位から、楡原・岩稲・八尾・音川・氷見・埴生の諸累層に区分される。また、八尾累層中・下部と同時異相のものとして、東部地域に福平累層、西部地域に医王山累層がある。この層序区分は、坂本他(1959)が提起したものであり、その後のこの地域の地質図幅およ

注3) ここで使った、第三紀・第四紀という区分は便宜的なものであって、国際的な年代区における第三紀・第四紀と正確に一致するものか否かはまだ検討していない。

び説明書はこの区分法にしたがっている（金沢図幅；1959，五百石図幅；1960，八尾図幅；1960，富山図幅；1963，城端図幅；1964）。

ここで新第三系を一括して北陸層群と呼んだのは、一つの積成盆地の発生から消滅までの全過程を通じて、その積成盆地内に堆積したすべての岩層を一括して一つの層群と呼ぶことが望ましいと考えたからである。同様に、北陸層群と富山層群とを区別したのは、北陸層群の最上部層（埴生累層）の堆積をもって、新第三紀の積成盆地は消滅し、それ以後、それまで（北陸層群の堆積期）とはまったく異なった性格の構造運動によって影響されながら、新しい地層（富山層群）が堆積しはじめたと考えたからである。

一方、各累層の区分にあたっては、積成盆地の発達の過程の区切りとなるような地史的イベントを背景として有する明白な岩相遷移面をもって境とした。具体的にいえば、楡原—岩稲累層の境には火山活動の開始というイベントとそれに伴う陸源砕屑岩から火山性砕屑岩への岩相の遷移がある。同様に、岩稲—八尾累層間では、火山活動の終熄というイベントとそれに伴う岩相遷移がある。また、音川・氷見・埴生の各累層の基底には、それぞれ、地域的な不整合があり、岩相の変化が認められる。もっとも、累層という区分単位の分布は必ずしも盆地全体に広がるものでなく、ときとして、さきに述べた八尾累層中・下部の場合のように、同時期の地層が岩相の差異によって、水平的に2・3の累層に区分されることもある。

以上に述べたような層序区分をするにあたって、基本とした考え方は、「各層序区分単位というものを、単に現象的に、岩相上の類似性や変化性によって分けるのではなく、地層形成の背景としての地殻運動との関連を考慮しながら区分し、かつ、その区分にランクをつける必要がある」ということである。もちろん、ここで層（部層，member）あるいはそれより低次の区分単位においては、岩相の均一性ということが必須の条件となることは疑えない。しかし、それと同時に、累層（formation）や層群（group）のような高次の区分単位では、そのような地層を形成する背景となった地殻運動を考慮する必要がある——逆にいえば、そのような考慮なしには、連続的にあるいは不連続的に発達する地層のどこからどこまでを一つの区分単位として一括すべきか、そしてその一括した区分単位がはたしてどのようなランク（層群または累層）にあたるものか、さらに、他の区分単位とどのような関係（より高次の、並列する、または低次のものかという）にあるかを決定することはできない——ことも、むしろ当然であろう。例えば、層群（group）を規定するのに「2つ、またはそれ以上の数の層（formation）の集合からなるもので、それらの岩相上の特徴の間に、ある一定の変化性があると認められるもの」と述べた試案がある（生越；1953）。しかし、ここで「ある一定の変化性」という言葉を使ってみても、それには具体的な内容は何も無い。このような規定も、結局、地殻運動との関連性を無視しては、まったく無意味なものとなるのであろう。また、もう一つの例をあげるならば、池辺らが“氷見”を層群として扱ったのは、その基底の不整合で示される地史的イベントを非常に重視したからであり、筆者らが“氷見”を累層として他と並列したのは、その基底の不整合を他の累層の基底の不整合と同規模・同性格のものとしてみなしたからである。このように、実際の層序区分にあたっては、それぞれの研究者の全体的な地史についての見方・考え方が必然的に導入されているものである。

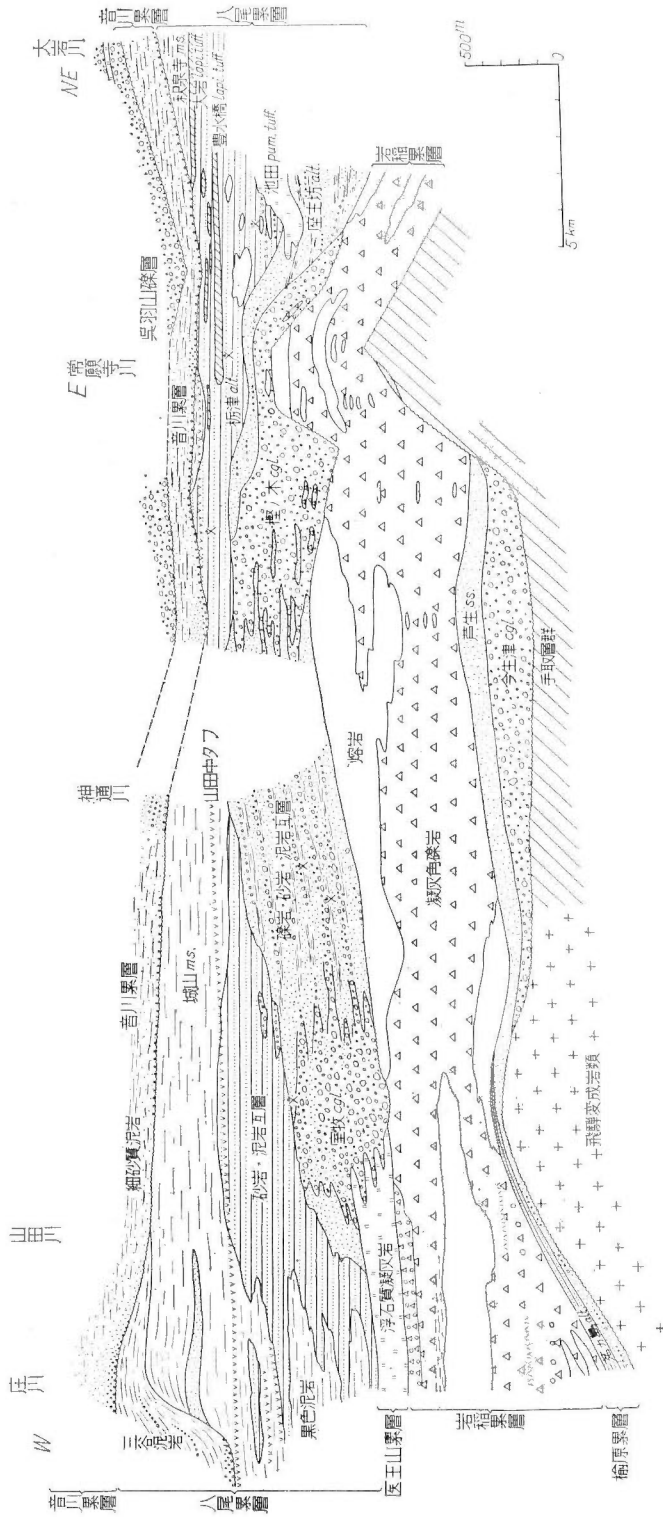
北陸東部の新第三紀の地方的な時代区分としては、さきに筆者ら（鮎野他；1961）は、これを古い方から、楡原・岩稲・黒瀬谷・東別所・音川・氷見・埴生の各期に区分した。これらの各期は、黒瀬谷・東別所の両期があわせて八尾累層の堆積期に対応するのを除いて、それぞれ標準層序における同名の各累層の堆積期に対応するものである。八尾累層の堆積期のみを2期に区分したのは、八尾累層内に *Operculina*・*Miogypsina* 産出の上限（南部地域では、ほぼ山田中凝灰岩層の層準に一致する）があり、しかも、この上限が北陸東部一帯にわたって、かなりよく追跡され得るからである（注4）。

注4) かつて、池辺・中世古（1955）や津田（1953・1955）は、山田中凝灰岩層を境として、黒瀬谷累層と東別所累層（津田；1953では城山累層）とを区分した。この凝灰岩層は、南部地域では、広域にわたってよく追跡できる有歯な鯉層ではあるが、岩相と斜交し、岩相層序区分の単位である累層の境とするには不適当である。

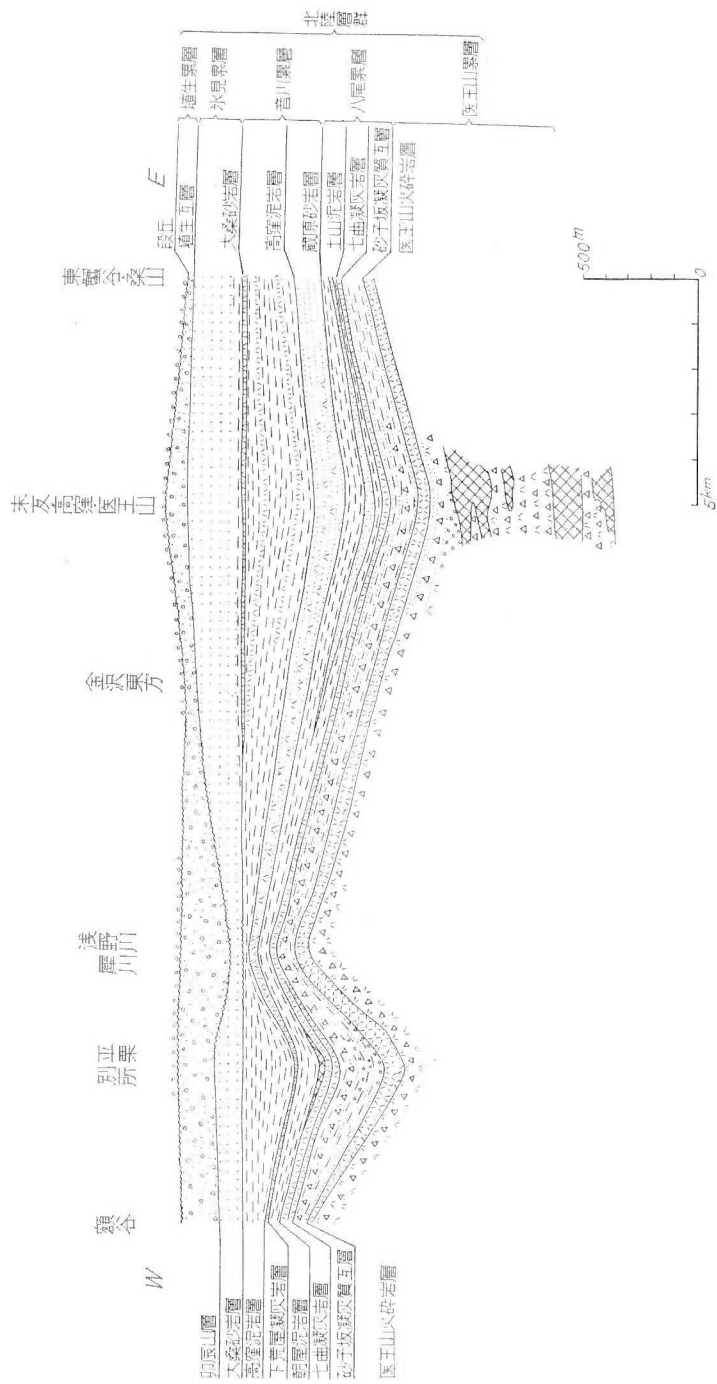
一般的にいって、凝灰岩層が同時面の指示者として有能でありうるのは、それがその地域の一般的岩相の形成に対して、挿入的な外来者であるからである。そして、この外来者としての性格は、同時に、その地域の地史的発展という背景を考慮に入れた岩相層序区分の境界の指示者としては不適格であることを意味する。

第 3 表 北 北 陸 層 群 層 序 表

時 代	標 準 層 序	層 厚 (m)	お も な な 岩 相	下 位 層 と の 関 係	お も な 化 石	火 山 活 動	地 殻 運 動 の 段 階
鮮 新 世	植 生 累 層	250±	金沢で卯辰山層；下部は礫岩・砂岩，上部は砂岩・泥岩互層。西礫波で埋生互層；砂岩・泥岩互層	金沢南部で不整合，医王山累層まで覆う。西礫波では明白な岩相遷移面あり。	亜炭など	酸性凝灰岩を主とする	↑ ← 消滅
	水 見 累 層	max. 300	上部は全体として細粒砂層，金沢・沢東部で中～細粒砂層，北東部ではシルト層，化石は下部に多い。	金沢南東部で不整合，八尾累層上部まで覆う。その他の地域では整合。	大桑フオーナーナ		衰 退
中 新 世 後 期	音 川 累 層	max. 600	主部は無磨理，単調な青灰色泥岩，東部で細砂質。基底部は薄い礫岩層，化石が多い。礫波平野の東西ではやや厚い砂礫岩となる。	富山平野南東部で著しい不整合。北および西へ弱くなり，整合となる。	主部：泥帯性貝化石 基底部：音川フオーナーナ	安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩	
	八 尾 累 層	700 ~1,000	おもに砂岩・泥岩互層，凝灰岩層多い。礫波丘陵西縁では黒色泥岩。東礫波丘陵西縁では黒色泥岩。東礫波丘陵西縁では黒色泥岩。東礫波丘陵西縁では黒色泥岩。	整 合	泥帯性貝化石	酸性凝灰岩	× ← 転換
中 新 世 中 期	福 平 累 層	550±	中・上部は安山岩質の凝灰角礫岩・凝灰質砂岩を主とし，下部は礫岩・凝灰岩を伴う。西部で凝灰質砂岩を主とする。	岩層の発達する所で下位の岩層累層を割刺，その他では整合。	八尾フオーナーナ	小規模な安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩	発 展
	医 王 山 累 層	max. 1,000	中・上部は浮石質凝灰角礫岩を主とする。最上部で陸源礫岩・流紋岩の凝灰岩を主とする。	岩層累層をおおう。一部で太美山層群に不整合で重なる。	下部の砂礫層から八尾フオーナーナの種類を産す	基性～酸性安山岩	
中 新 世 初 期	岩 稻 累 層	1,000±	安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩を主とする。八尾南方では凝結凝灰岩層を挟む。庄川筋では陸源礫岩の混入多し。	整合，西礫波では漸移，金沢南方では基底に礫岩発達。八尾累層中・下部と同時異相。	未 発 見	酸性凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩	
	榆 原 累 層	max. 400	神通川筋で最厚，礫岩を主とする。礫には石英斑岩が多い。山田川以西では砂岩が，礫は花崗岩・片麻岩・赤色珪岩など。	榆原累層に整合に重なる。東部南部では基盤を直接覆う。不整合。花崗岩・変成岩を採取層群に覆う。	最上部で八尾フオーナーナの種類を産す	東部：安山岩質 西部：玄武岩質	発 生



第3図 富山南部の北陸層群岩相図 (坂本他; 1959)



第4図 金糸—柳井地区の北陸層群岩相図(坂本他, 1959)

また、この盆地の発生から消滅までの過程の構造発達史的な段階区分として、発生（楡原期に対応）、発展（岩稲・黒瀬谷・東別所期に対応）、衰退（音川・氷見・埴生期に対応）の各段階を認め、かつ、発展の段階と衰退の段階の間の区切りとして、一つの転換期（音川変動）をおいた。簡単にいえば、この転換期にいたるまで、富山積成盆地は火山活動の盛衰をとまなないながら、連続的に拡大・深化していった。転換期以後は、間歇的な拡大をはさみながらも、盆地は次第に縮小していったのである。転換期の運動の具体的な表現は、各地域によってそれぞれ異なるが、盆地南半部では音川累層基底の不整合として、もっとも明瞭に表現されている。

富山積成盆地内の各地域ごとの新第三系の層序の詳細は、いままでもそれぞれの地質図幅（金沢；1959, 五百石；1960, 八尾；1960, 富山；1963, 城端；1964）として出版されており、今後もそれぞれの調査者によって公表される予定である。したがって、記載的なことからは、各図幅および説明書にゆずり、ここでは各累層の特徴を第3表に示し、また、その分布と岩相変化の概要を地質図ならびに第3図・第4図に示す。

第四系については、沖積層を除いて分布が断片的であること、岩相の地域的変化が激しいこと、ならびに含有化石が少ないこと、などの理由によって、対比が困難であり、その全体的な標準層序はまだ確立されていない。しかし、その内では呉羽山丘陵に発達する第四系が、北陸地方の第四系の標準となり得ると予想されるものであり、藤井・坂本亨（1961）は、これを第4表のように区分した。この層序のあらましを述べれば、下部は礫層を主としており（呉羽山礫層）、中部では砂泥互層および砂層（射水累層）が発達し、上部ではふたたび礫層が優勢となる（友坂および境ノ新礫層）。そして、最上部（沖積層）は、射水平野では砂泥互層からなっている。この下部および上部は扇状地性の堆積物であり、中部および最上部は潟湖性の堆積物である。以上のうち、呉羽山礫層は、不確定ではあるが、富山県東部地域のいわゆる“呉羽山礫層”や柿沢礫層に、また、金沢地域の“高位砂礫層”（今井；1959）に対比されるものであろう。峠茶屋互層・呉羽火砕岩層（北代砂層）は、それぞれ射水丘陵の日ノ宮互層・太閤山火砕岩層につづく。呉羽山丘陵・射水丘陵のこれらの地層を一括して、“射水累層”と呼ぶことにする。射水累層は第一射水湖（藤井・坂本清次；1961）の堆積物である注5）。射水累層は、氷見市南部の上田子層・窪層や伏木付近の段丘礫層に対比されるものと思われる。東部および南部の山麓地域に

第4表 呉羽山丘陵の第四系層序

富山 山 群	沖積層
	境ノ新扇状地礫層
	友坂段丘礫層
	射水累層 { 呉羽火砕岩層・北代砂層 峠茶屋礫・砂泥互層
	呉羽山礫層
北陸層群	

第5表 金沢一富山付近の第四系の対比

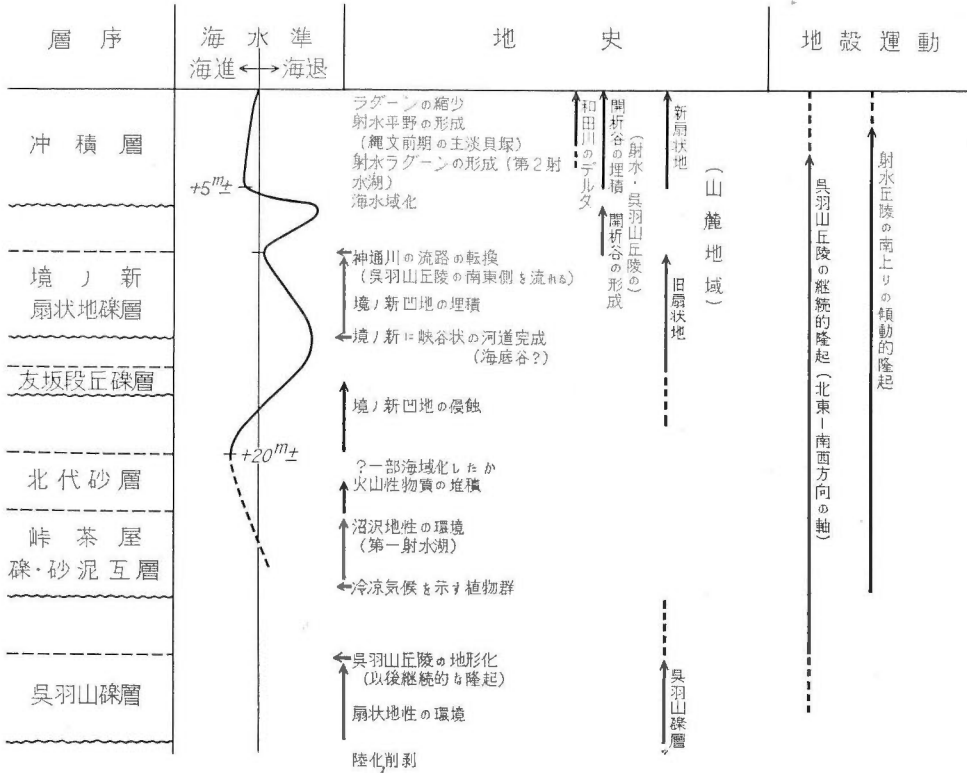
	金沢附近	氷見南部	射水丘陵	呉羽山丘陵	東部山麓地域
富山層群	(加賀平野の) 沖積層	(氷見平野の) 沖積層	(射水平野の) 沖積層	(富山平野の) 沖積層	
	段丘礫層			境ノ新扇状地礫層 友坂段丘礫層	開析扇状地 礫層
		窪砂層	太閤山火砕岩層	射水 呉羽火砕岩層・北代礫層	
		上田子礫砂泥互層	日ノ宮礫砂泥互層	累層 峠茶屋礫・砂泥互層	
	高位砂礫層			呉羽山礫層	呉羽山礫層
北陸層群	埴生累層	音川氷見累層	音川累層	音川氷見累層	音川氷見累層

注5) 藤井・坂本清次（1961）は、友坂・境ノ新礫層をも第一射水湖の堆積物としているが、この2つの礫層は第一射水湖の堆積物から除くのが妥当である。

広く発達する扇状地礫層（ことにその旧期のものの一部）は、友坂・境ノ新の礫層に対応するものであろうと予想される。

以上の第四系の対比を予察的な試案として、第5表に示した。また、呉羽山丘陵・射水丘陵周辺の第四紀地史の概略は、第6表にまとめた。

第 6 表 射水平野周辺の第四紀地史略表



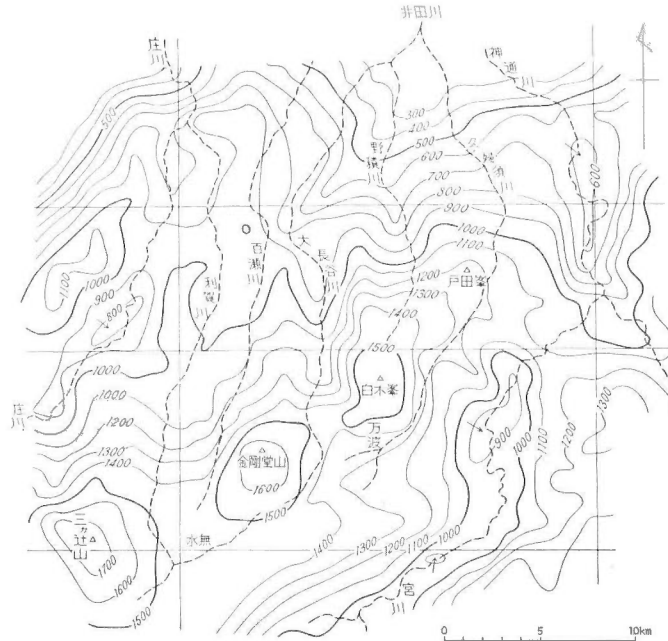
V. 北陸層群積成期の基本的な構造運動

V.1 積成盆地の南限

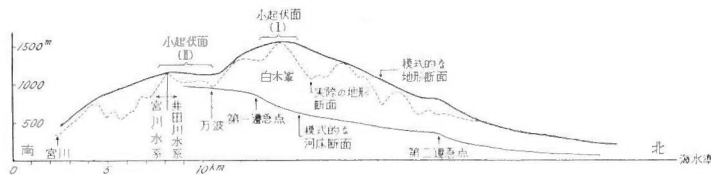
一般に、積成盆地内に沈降があるとき、その後背地では隆起が認められる。しかし、富山積成盆地南部のように、傾動運動が基本的な構造運動である場合には、隆起と沈降とは一つの運動内での相対的な現象にすぎない。また、その傾動運動における地表での隆起と沈降の境は、時代とともに移動するので、たんにある時期における境目をもって、一般的な積成盆地の境界とすることはできない。ここでは、盆地内部で認められる南上りの傾動が、飛騨山地内部のどこまで及んでいるかを検討し、その影響の限界をもって積成盆地の南限としたい。ただし、ここではその検討を地形的な側面から行なったが、その有効性について、他の方法によってためすことができなかつたので、これはあくまで予察的な推論の域を出ない。

富山盆地南部から飛騨山地北部にかけての地域の河川をみると、北側の南北性の流路をとりほぼ平行して北流する一群の河川と、その南側で北東—南西方向の流路をもち、広く開けた河谷を作る河川との2系統が認められる。前者が新第三紀以降の傾動の最大傾斜の方向へ、必従河川として(新第三系の堆積面上に、

あるいは一部は先新第三系の削剥面上に) 形成された中新世以後の河川系であり、後者が手取層群を切る同方向の断層によって規制されて生じたより古い河川系であるとするならば、両者の分布の境、または、流路の屈曲点を連ねた線をもって、傾動運動の影響が及んだ限界とみなすことができるはずである。この境界線は、切峯面図(第6図a)に示されるように、白木峯——三カ辻山を連ねた山列の南麓に位置している。



第6図a 飛騨山地北部の切峯面図



第6図b 飛騨山地北部の模式地形断面図(白木峯を通る南北断面)

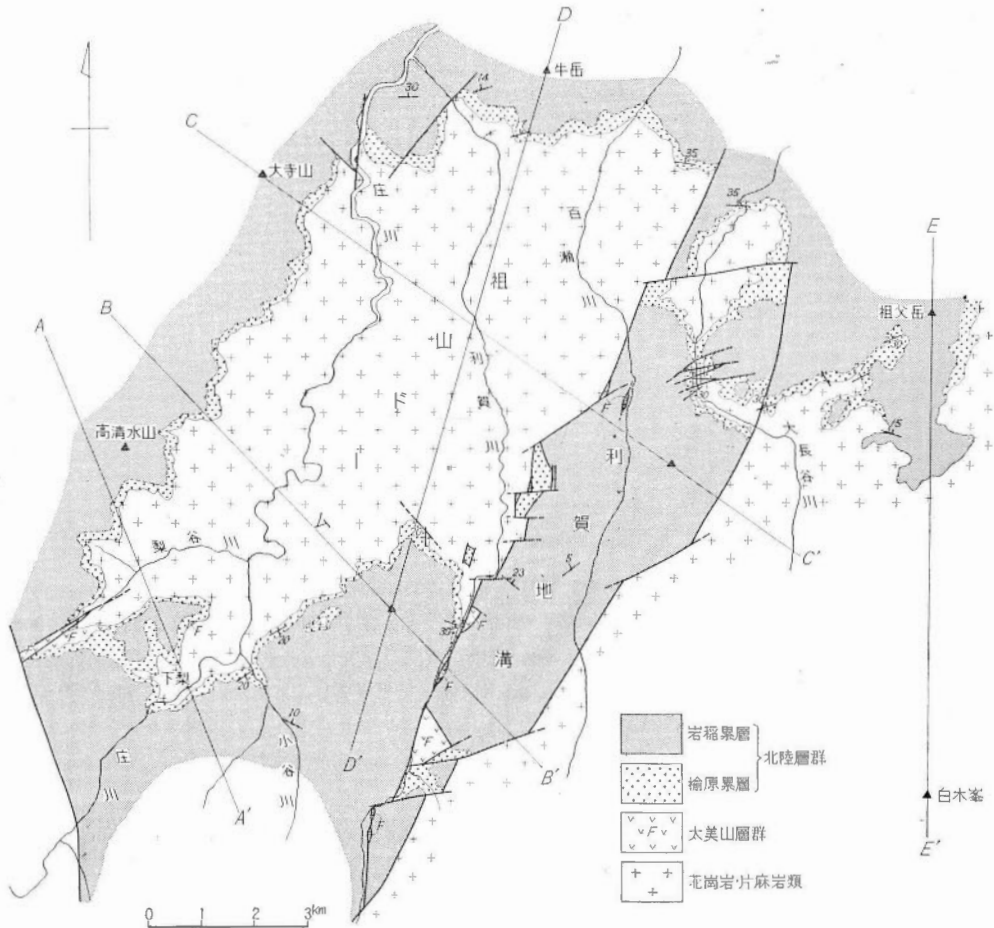
久婦須川・大長谷川・利賀川などの各河川は、この山列の南側では広々とした高原状の河谷を流れ、北に折れてこの山列を横切るところでは、先行谷状の深い峡谷をうがう。また、この山列の頂部には、高度 1500~1600 m の小起伏面が断片的に分布する。山列の南側では、高度 1200~1400 m の小起伏面が広がるが、北側では認められない。以上の関係は、模式的な地形断面図として第6図bに示した。もし、小起伏面 (I) と (II) が、本来は連続的なものであったとするならば、小起伏面の形成以後、この境界線を境として、北側が相対的に 200~300 m 上昇したことになる。また、先行性峡谷の形成から見れば、その上昇はあまり急激ではなかったとみなすことができる。

以上のようなことから、富山積成盆地の南限(南上りの傾動運動の及んだ南限)として、一応、水無——万波を連ねた線を想定する。この南限線は、地質的には、水無付近で変成岩類を切る断層として認められるが、変位の量および時期は確定しない。この断層の北東方向への延長は、変成岩類の内部構造や手取層群の分布・構造からみて、岐阜県北端部を横切り、富山県大山町南部の祐延付近まで達するものと思われる。南西方向へは、岐阜県白川村の牛首付近まで認められる。なお、これと同様なものとしては、すぐ南に接して、天生峠一角川——大多和峠を結ぶ断層がある。

V.2 富山南区と南縁区との境

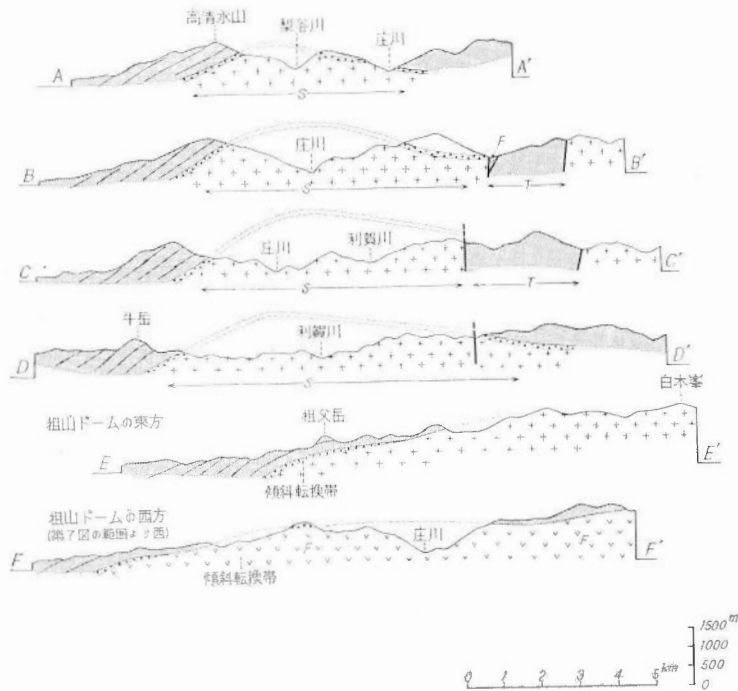
庄川中流部には、第7図に示したような、変成岩・花崗岩類および北陸層群の楡原累層・岩稲累層によって構成されたドーム構造(祖山ドーム)がある。このドームは、北東—南西方向の長軸をもった卵型の水平形態を示し、北西側では新第三系の傾斜は 30° 前後であるが、南側では 10° 内外という非対称的な形態をもっている(第8図, A~B)。ドームの東側に接して、利賀地溝がある。地溝内でも、ドームの長軸に接した部分では、先新第三系が露出しており、その地域の隆起的傾向を示している。このドームの東方地域では、新第三系分布地の南縁に近い所に、新第三系の傾斜の転換する部分が認められ、これより南側では新第三系はゆるく北へ傾むくにすぎないが、その北側では約 30° の傾斜で北へ傾むく(第8図 E)。ドームの西方でも同様な傾向が認められる(第8図 F)。

この東西両地域の傾斜転換帯と祖山ドームの長軸を結んだ線を富山積成盆地内における構造区分の一つの境界とし、これより南側を南縁区、北側を積成盆地のプロパーの一部として、富山南区注6)と呼ぶことにする。南縁区では、祖山ドーム南翼部や利賀地溝内を除いて、ほとんど先新第三系が露出しており、新第三系はその下部が北部の山稜上にわずかに分布するにすぎない。しかし、祖山ドーム南翼部や利賀地溝内にお



第7図 祖山ドーム・利賀地溝周辺地質図

注6) 納野他(1961)の構造区分の名称による。富山南区と富山北区の境は、高岡—津幡を結んだ線にはほぼ一致する。



第8図 祖山ドーム周辺の地質断面図

ける楡原・岩稲累層の分布状態からみれば、かつてこの地域にもかなり広く新第三系（少なくともその下部）が広がっていたものと推定される。八尾累層以上の地層については、それが南縁区にも堆積したか否かを決める手懸りはない。傾斜転換帯以北では、ほとんど新第三系のみが分布する。

このような傾斜転換帯の存在は、さきに述べた先新第三系を切る断層群（東北東—西南西方向で、北落ち）の存在と無関係ではないであろう。祖山ドームおよびその東西の傾斜転換帯の形成時期については確証はないが、祖山ドームの前面（八尾図幅地域内の大長谷川～利賀川間）において、岩稲累層の厚さがいちじるしく減少している注7) ことからみると、岩稲累層堆積当時すでに、このドーム地域に隆起の傾向があったことがうかがわれる。一方、この祖山ドームの前面の地域では、黒瀬谷期においても、八尾累層の中・下部に特異な厚い黒色泥岩（八尾図幅での伏木谷泥岩層、厚さ約900m）が発達している。この厚い黒色泥岩相の積成と祖山ドームの形成との関連は今後の検討を必要とする問題であろう。

V.3 富山南区における構造運動

北陸層群の堆積期間を通じて、富山南区における基本的な構造運動は、東北東—西南西方向を軸注8) とする南上りの傾動運動であった。そのことは次の各項から結論される。

A. 八尾累層基底の性格

八尾累層の下部には、東部の檜ノ木付近と西部の室牧川筋とに、おもに安山岩礫からなる厚い礫岩層が発達している（檜ノ木礫岩層および室牧礫岩層）。この礫岩層の発達する部分では、八尾累層は下位の岩稲累層と不整合関係にあり、その不整合による岩稲累層上部の削削量は、南へ行くほど大きくなる。この不整合の消失する各点を連ねた線（地質図の Y-Y'）は、ほぼ一直線となり、東北東—西南西の方向を示す。すなわち、八尾累層基底の侵食面は、Y-Y' を軸とした南上りの傾動によって形成されたものである。

注7) 第3図の岩相図では、この厚さの減少は充分表現されていない。むしろ構造図 II（第17図）によく示されている。

注8) 傾動運動において、地表で現象的にみられる隆起と沈降との境界をかりに“軸”と呼ぶ。

以上の運動の結果として、岩稜層を部分的に切る侵食面が形成されたのであるが、その侵食面上に八尾層が堆積したということは、運動の状態が変化したことを示す。八尾層、とくにその中・下部の堆積期間における地殻運動は、次の項でのべる。

B. 八尾層の岩相

八尾層中・下部の礫岩層（ないし礫岩砂岩泥岩互層）中の礫は、ほとんど岩稜層を構成する安山岩類の礫からなっている。八尾層の基底にさしていちじるしい不整合がないのに、下位層の礫が大量に供給されたことは、八尾層堆積中に南側の岩稜層の分布する地域が上昇し、はなはだしく削剝されたことを意味する。同時に、東西両地域の礫岩層が、それぞれ最大層厚 500 m および 700 m にも達すること、また、両礫岩層の中間地域の礫岩砂岩泥岩互層の発達するところでは、その中部の層厚で礫径が大きくなることなどからみて、南方地域の相対的上昇が、たんに八尾層基底の一時期にのみ起ったのではなく、同層の堆積中を通じて（ときに緩急があったにせよ）進行したものであることを、そして、その運動が南方地域の隆起・北方盆地の沈降という傾動運動であったことを示している。また、礫岩層の上部になって、花崗岩・石英斑岩など基盤岩類の礫が混入してくること（とくに東部でいちじるしい）も、このような運動の結果といえよう。

一方、津田（1953）は、八尾層中部（黒瀬谷礫岩砂岩泥岩互層の上部⇨津田の檜尾泥岩砂岩礫岩層）において、砂岩・礫岩中に豊富な浅海性の化石群を産し、泥岩中には深海性化石群がみられることの理由として、当時、海底面が相当の傾斜をもっており、そのため砂礫の急速な移動が行なわれたことをのべている。そして、海底面が相当の傾斜をもつにいたった原因としては、傾動的沈降の継続と堆積量の相対的減少とをあげている。

C. 音川層の基底

音川層基底の不整合は、積成盆地南東部でいちじるしく、それより北方および西方へ次第に微弱となり、ついには消失する。この不整合の消失する点を結んだ線（地質図の O-O'）は、東北東—西南西の方向性を示し、かつ、この線から南へ離れるにしたがって、不整合による八尾層上部の欠損量は大きくなる。ここでも、音川層基底の侵食面は、O-O' を軸とした南上りの傾動の結果として形成されたものとみなすことができる。この不整合を形成した傾動運動の傾動角は、4~5° である。

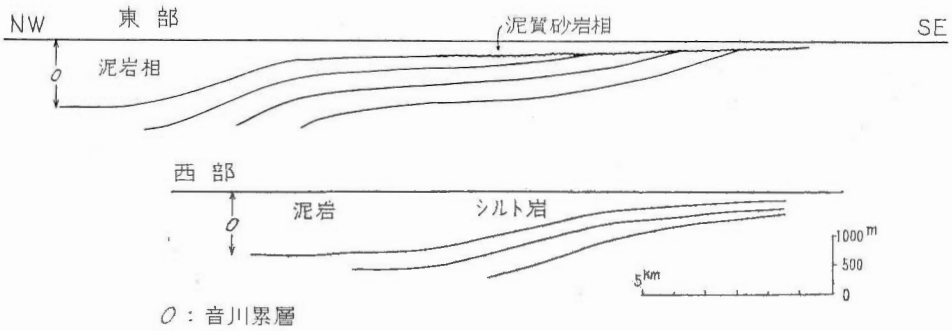
D. 音川層の岩相・層厚

音川層の岩相の大局的な分布については、いままで（八尾図幅；1960 など）、東部地域の泥質細粒砂岩相と西部地域の塊状泥岩相との差異を指摘してきた。両者は、岩相のみでなく層厚も大きく異なり、前者が 200~300 m であるのに、後者は 700 m 以上に達する。ところが、盆地全域をさらに広くみると、北東端の泊地域では音川層相当層の厚さは約 800 m（うち 300 m は火山砕屑岩）であり（藤井；1959）、南西端の金沢南方では 300 m 以下にすぎない。以上のような層厚と岩相の地域的な変化から、富山・礪波平野の介在のため不明確ではあるが、東北東—西南西方向の線を境として、それより南側では厚さ 300 m 程度で泥質細粒砂岩を主とし、北側では厚さ 700~1000 m で塊状泥岩を主とするという岩相と層厚の分布の規則性を推定することができる（第9図）。東部地域では、層厚と岩相の関連が明らかであり、かつ、層厚 300 m 以下の部分が広い。また、層厚 300 m 内外の部分から 700 m 以上の部分への移り変りは、かなり急激であったようである。これに反し、西部地域では、層厚と岩相との関連は明瞭ではなく、層厚の変化も急激ではなかった。しかし、それでも、音川層と八尾層上部とを合せた層厚の変化に次項のような規則性が認められる。

E. 八尾・音川層の層厚

金沢付近では、八尾層上部と音川層とを合せた層厚は、南に薄く北に厚い傾向がある。第4図において、地層の厚い部分は北方へ張り出した部分（背斜部）、薄い部分は南方へ引込んだ部分（向斜部）にあたっている。

以上の D・E 項から、この地域の沈降が傾動的に行なわれたことがわかる。また、D項では、傾動が地

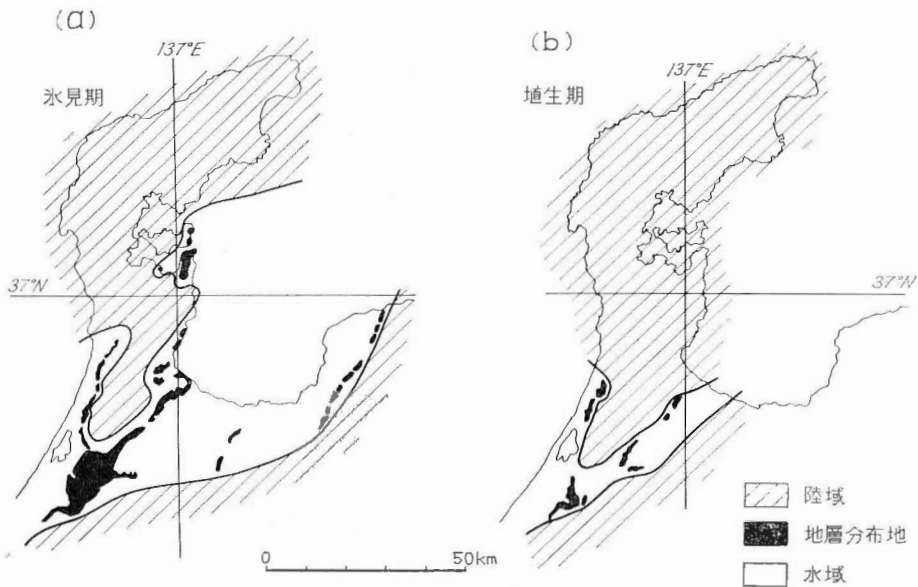


第9図 音川累層積成概念図

域的に一樣な傾斜でもって起ったのではなく、ときに傾動の軸に平行な方向の屈曲を伴うものであったことを予想させる。

F. 氷見累層の分布・岩相

氷見累層の分布の南限は、一部の例外を除いて、おおよそ東北東—西南西の方向性を示す。この線から南にはずれた金沢の南東部では、その基底は不整合となっている。分布の主部では、氷見累層の下部はシルトを主とし、上部が砂層となっているのに、基底に不整合のある地域およびその前面では、上部・下部を通じて砂層を主としている(第10図a)。



第10図 氷見・埴生累層分布図(納野他; 1961)

G. 埴生累層の分布

埴生累層は、富山積成盆地の消滅にいたる最後の段階の堆積物であるが、この時の沈降域は、第10図bのように推定されており(納野他; 1961)、ここでも富山南区では、前から引きつづいた東北東—西南西方向の運動の継続をうかがうことができる。

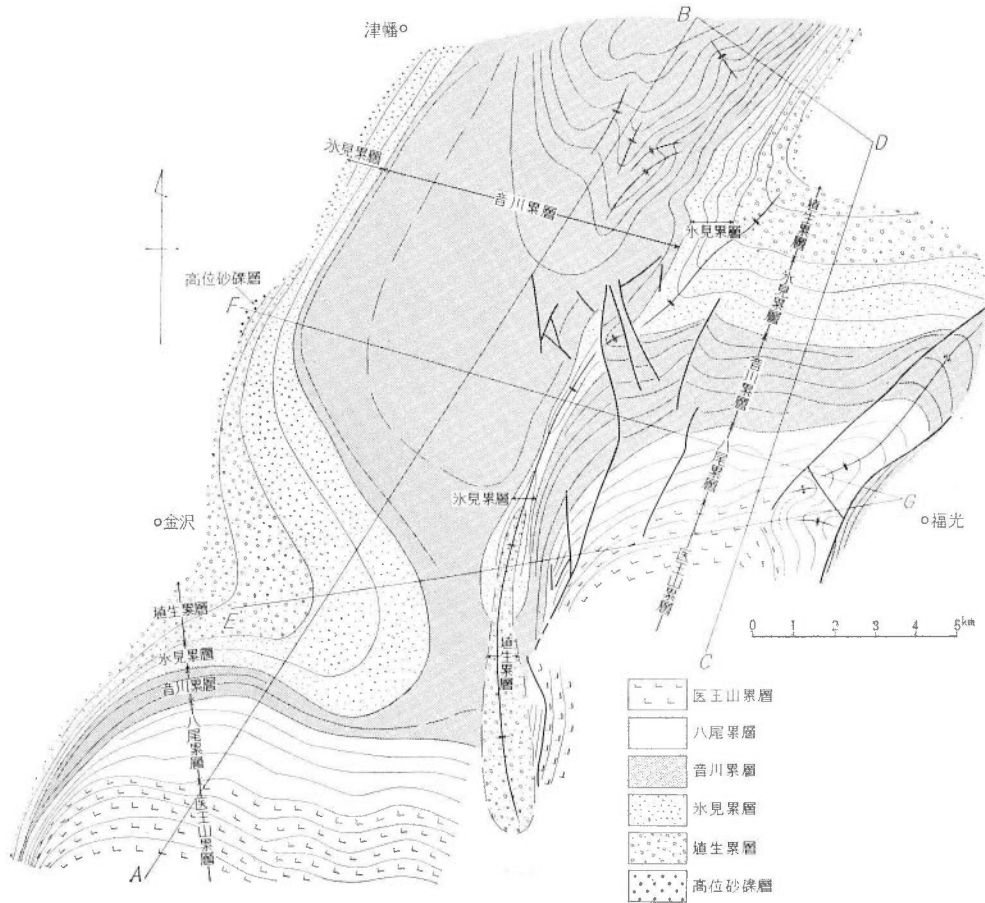
以上に述べた各項から、富山積成盆地南半部(富山南区)における北陸層群堆積期間中の基本的な構造運動は、東北東—西南西方向の軸をもった南上りの傾動運動であったと結論することができる。

ところで、一般に不整合とは、下位層の隆起・剝削とその後の沈降による上位層の堆積という2つの運動

の複合の結果として生じた関係である。しかし上に述べた場合では、侵食面の形成もその上位の地層の堆積も、ともに南上りの傾動運動の結果として生じたものであり、その間での運動状態の差はおそらく侵食期において傾動による隆起と沈降の境界が一時的に北へ移動したということのみであろう。すなわち、ここでは、地層の堆積も、侵食面の形成も、一つの運動の相対的な二つの側面として理解することができる。このような地層の形成と同一傾向の運動によって生ずる不整合が、“局地的な不整合”として表われるものなのであろう^{注9)}。

VI. 構造形態の特徴および第四紀の構造運動の性格

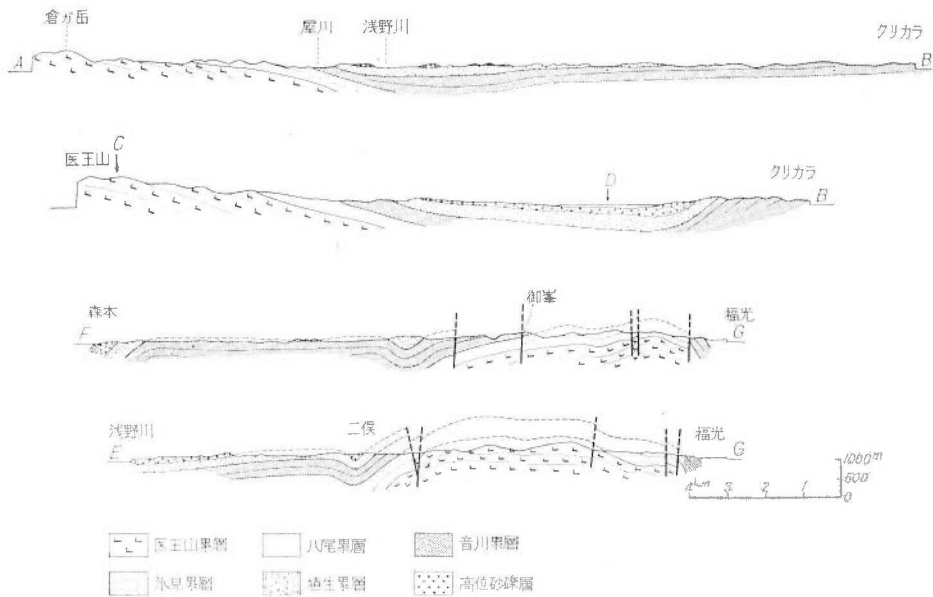
この地域で現在みられる構造形態は、地質構造図^{注10)} (第11図, 13図, 15図) および断面図 (第12図,



第 11 図 金沢—福光地区地質構造図 (走向線は層厚 100 m ごと)

注9) 先に述べた、地殻運動との関連によって層序区分単位のランクを決める方式にならなければ、地層の形成と異質の地殻運動によって形成された(積成盆地の更新を意味するような) 割裂間隙によって境された上・下層の接触関係が、第一級の(層群と層群とを境する)不整合であり、地層の堆積と基本的には同一の運動によって形成された割裂間隙を境とする上下層の接触関係が、第二級の(局地的な)不整合といふことができる。さらに、この下のランクとしては、地殻運動と直接的な関連なしに形成された割裂間隙を境とする上下層の接触関係(同時侵食などによるもの)が考えられる。

注10) この構造図は、切谷面上における地層の走行線によって地質構造を表現したものであり、補助的に断層線・褶曲軸も加えた。走向線は、地層の厚さ 100 m ごとの間隔でひいてある。地層の分布については、切谷面での断面によって表現してあるが、走向・傾斜については、測定点から垂直方向へ、切谷面上に投影したものを示している。したがって、この構造図では、各構造形態の垂直方向での変化は表現できない。



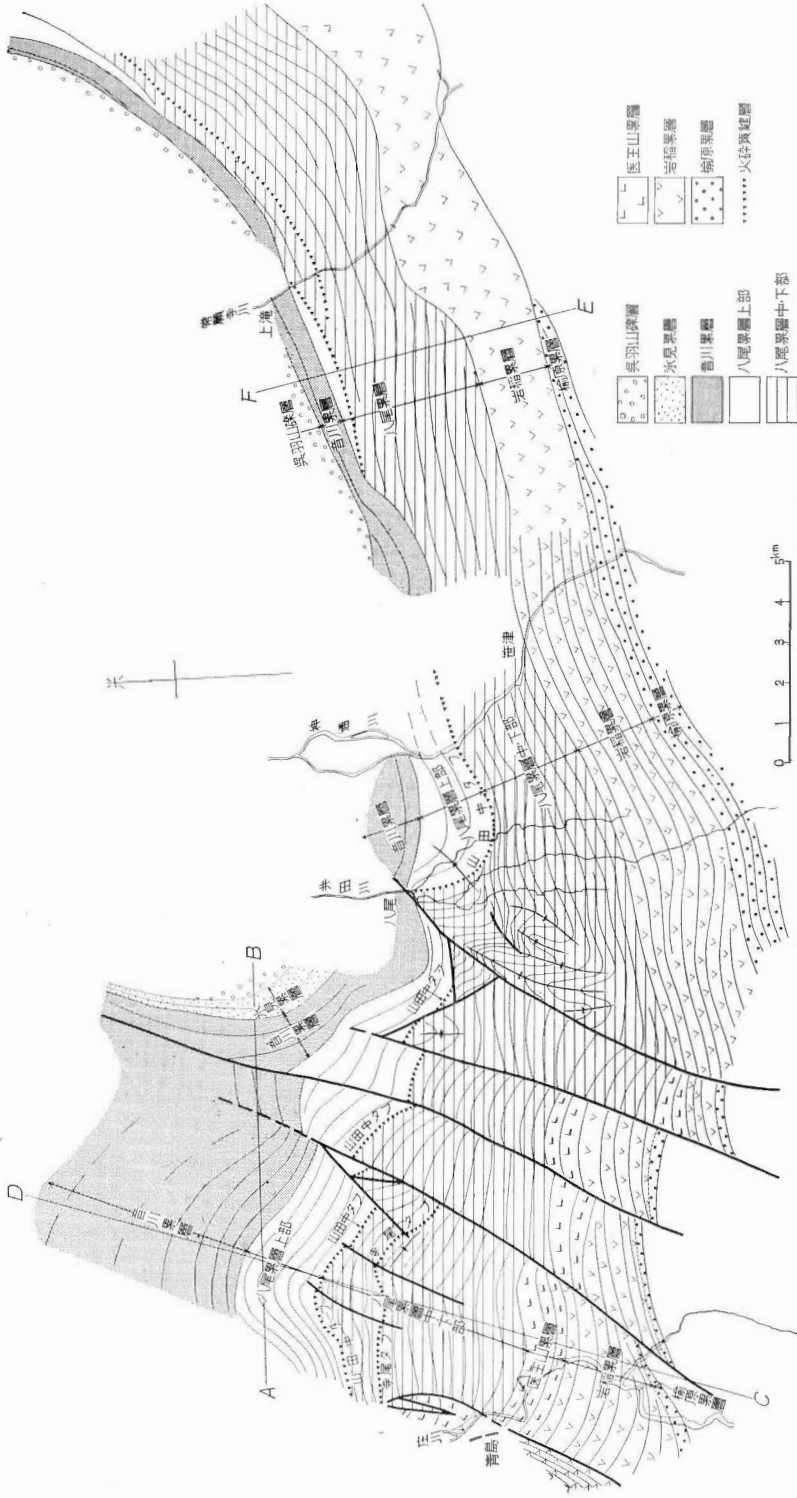
第 12 図 金沢—福光地区地質断面図

14 図)として示した。この地域の地質構造の特色は、第 11 図にもっとも典型的にあらわれているように、北北東—南南西方向の長軸をもった、幅 8 km 内外、長さ 16 km 内外のほぼ矩形のブロックが、最小の構造单元として認められることである。富山—金沢地域の地質構造は、この構造单元の配列によってなり立っている。第 16 図には、そのような構造单元の分布および名称を示した。ここで沈降区とよんだのは沈降性の構造单元をさしているが、上昇性の構造单元については、隆起区と緩斜区とを区別した。両者を区別したのは、その内で地層がかなり傾いているか(隆起区)、それともほとんど水平であるか(緩斜区)という点からであるが、その違いはむしろ新第三紀中の運動による変形を残したものであって、第四紀の運動としては本質的な差はない。また、各構造单元の境として、急斜帯または向斜帯を置いた。その規模や形の点で、独立した構造单元をなすものか、それとも構造单元の境をなすものか、はっきりしないものとして、呉羽山背斜・二上山ドーム状背斜がある。また、東部の山麓地域では、構造单元の区別はできないので、たんに単斜区または断層単斜区とのみ呼んだ。

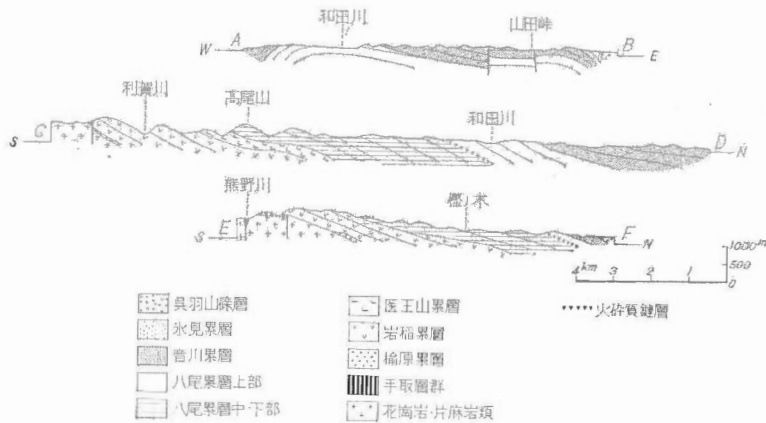
一方、各構造单元は、同性質のものが互いに連なって、より高次の隆起域・沈降域を構成している(第 17 図)。この隆起域・沈降域は、やはり北北東—南南西方向の長軸をもち、幅 15~20 km、長さ 30~40 km 程度の広がりをもっている。これよりさらに高次の構造運動の単位としては、立山山地・能登半島といった隆起地域と富山湾のような沈降地域とが対応するであろう。

また、これとは別に、南方の利賀地溝から仁歩擾乱帯を通る(さらに北では呉羽山背斜の東側を通るものと予想される)一種の構造帯の存在を推定することができる。利賀地溝は、北北東—南南西の方向性をもち、幅は約 2~3 km であり、南部で次第に狭くなる。地溝内には、おもに岩層累層が分布し、その東側には変成岩・花崗岩類が分布する。西側では、祖山ドームに接する(第 7 図)。しかし、この地溝は、積成盆地の南縁区においてのみ明瞭であって、盆地プロパーへ入ると不透明になる。そして、この地溝の北方延長部の東に接して、仁歩擾乱帯が発達する。この擾乱帯は、仁歩川に沿った狭い範囲で、八尾累層(とくにその中部)が、小規模ながら激しい褶曲をくり返しているものである。この地域の激しい褶曲は、富山南部の北へ傾く単斜構造の単調さを破っている。

ところで、各構造单元は、北北東—南南西方向の長軸をもち、幅 8 km、長さ 16 km 程度の大きさのものであるが、その長軸に平行な側面では、隆起性单元と沈降性单元とが接する場合には急斜帯を、隆起性单



第13图 富山南部地区地質構造图 (走向線は隔厚 100m ごと)



第14図 富山南部地区地質断面図

元と隆起性単元とが接する場合には向斜帯（例、二俣向斜帯^{注11)}）を形成する（第18図 b, d）。

各構造単元の平面形態および平面的な配列状態は、第18図 b に模式的に示したようなものである。ここでは、隆起区の平頂部と急斜帯との境の屈曲部が、緩斜区にのびて、背斜構造の形をとるにいたること（この場合では、とくに右側だけに背斜が発達し、非対称的な断面を示す）が興味をひく。

急斜帯には、断層を伴う場合（例、法林寺急斜帯）と、断層を伴わない単純な撓曲の場合（例、森本急斜帯）とがある。おそらく、前者は隆起量の大きいときに、後者は隆起量の小さいときに生ずるものであろう。断層を伴う場合には、正断層と逆断層型の2型が考えられるが、後者の方が一般的である（第18図 a）。向斜帯の場合では、二俣向斜帯にみられるように、隆起量のより大きい医王山隆起区の側に、向斜軸とほぼ平行な断層がみられる。また、沈降単元と沈降単元とが接する場合には、その境に背斜帯を形成する（例えば医王山隆起区から北東へのびる背斜や奥羽山背斜）ことも考えられるが、平野地下に伏在するためはっきりしない。各隆起単元は、その前面では、緩斜区をへて、沈降区へ移行する。側面での境界が明瞭なのに比べ、前面での移行は漸移的であって明確な境はひけない。一方、隆起区がその前面で、ゆるい向斜帯をへだてて、他の隆起区と並ぶこともある（第18図 c）。各構造単元の垂直方向での運動量は、平野地下の地質状態がわかっていないので、確定することはできない。また水平的な移動量については確言できないが、礫波平野をはさむ両地域での岩相・層厚の変化の規則性のズレは、両地域の間で東部が北方へ、西部が南方へという相対的な水平位置のズレがあったことを示すものかもしれない。しかし富山中部丘陵以東では、運動の軸の方向性がなりたつことからみて、水平的な位置の移動は無視できる程度のものようである。

いままでの構造区の区分では、このような単元の識別、および、各単元とその境界との差別を明白に区別することはなかった。そこでは、各種の次元を異にした構造要素がいくつか並列されているにすぎない。

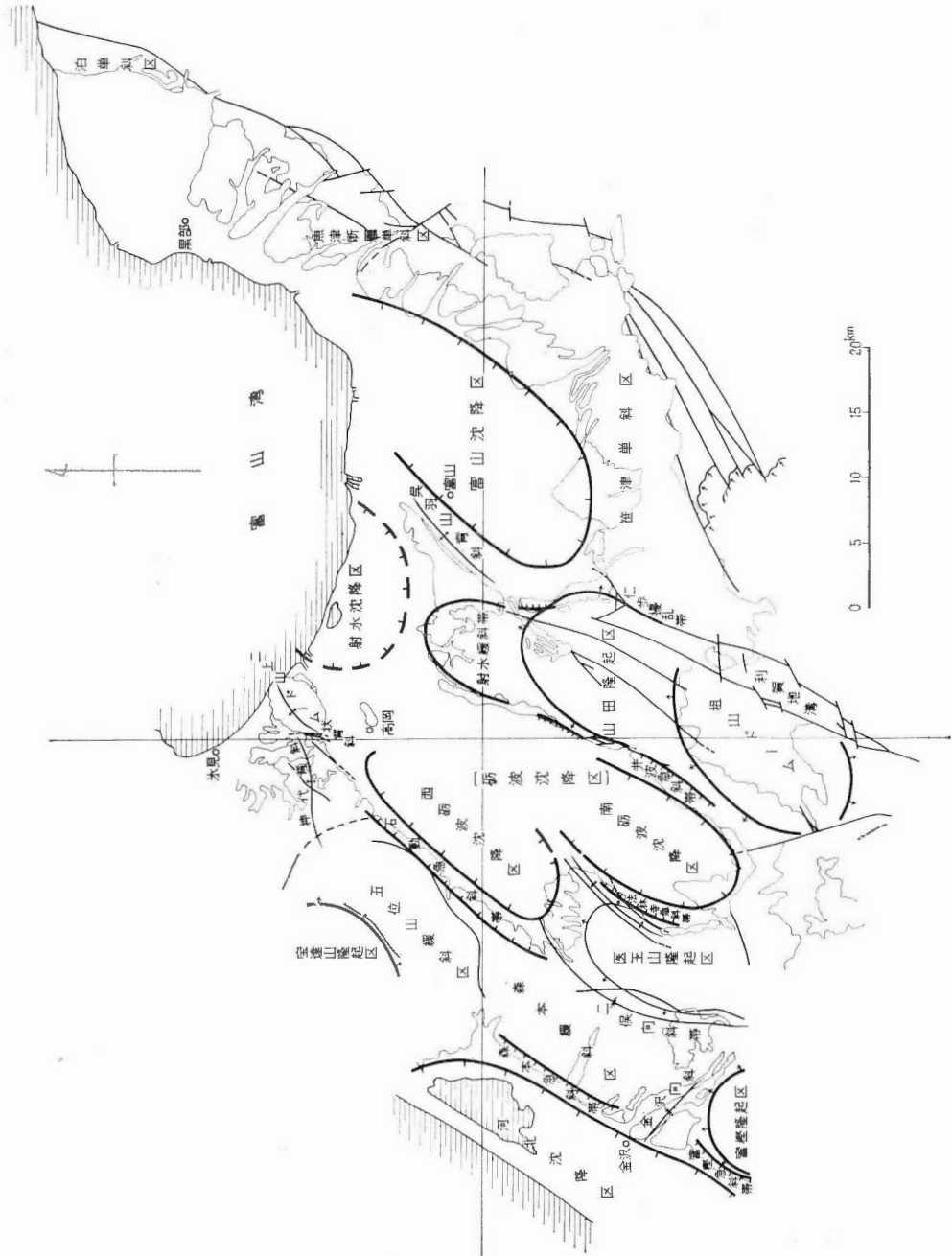
以上にのべた各構造単元は、その横断面についてみれば、地層は箱型褶曲の形態を示している。いわゆる“ノーズ状背斜”（池辺他；1949、市原他；1950）というものは、新第三紀中の運動の結果である北方へ傾いた単斜構造と、第四紀における運動の結果である箱型背斜構造とが、複合して形成された構造形態といえよう。そして現在みられる構造形態の形成にとってより支配的な影響をあたえたのは、むしろ、第四紀の運動である。

以上のような構造形態の大勢が決定された時期は、北陸層群最上部の植生累層までが下位層と同様に各種の構造形態に参加していることからみて、北陸層群堆積後であることは確かである。一方、金沢付近では、この地域の第四系（富山層群）の最下部層である高位砂礫層までが、森本急斜帯（撓曲）に参加している。

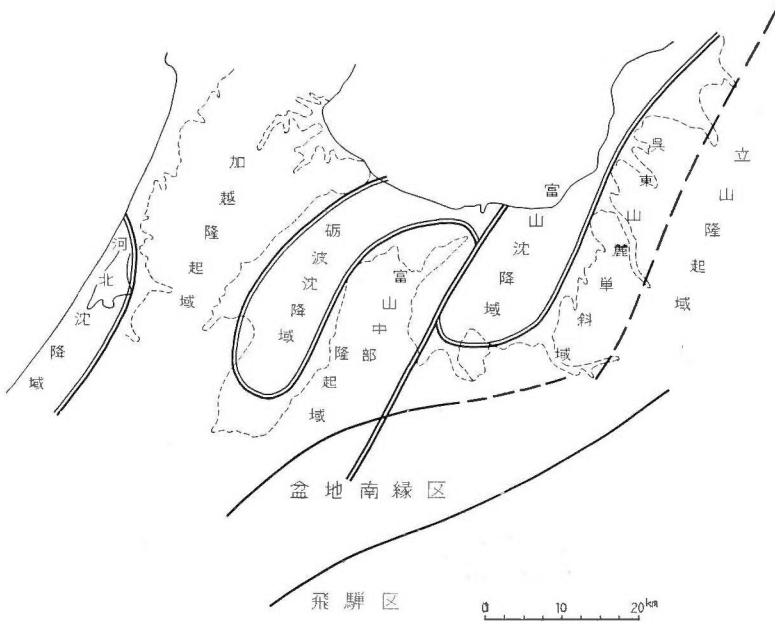
注11) 二俣向斜は、いままで（池辺；1949、市原他；1950）は石動急斜帯（池辺らの石動断層帯）の延長部分と考えられていたが、第11図からもわかるように、むしろ西礫波沈降区の延長とみなすべきものである。



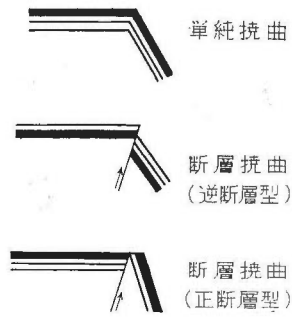
第15図 富士—金沢地域構造図 (走向線はおおよそ厚さ100mごと、ただし北東端は地層の厚さを示さない)



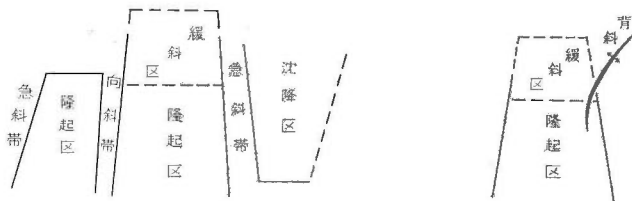
第 16 图 富山—金河区域构造区分图—I



第 17 図 富山—金沢地域構造区分図—II



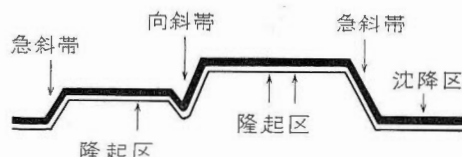
第 18 図 a 急斜帯の構造模式図



第 18 図 b 構造単元の結合 (平面図)



第18図c 構造単元の結合(縦断面)



第18図d 構造単元の結合(横断面)

しかし、高位砂礫層はその分布の点では、埴生累層が新第三紀以来の積成盆地の名残りの沈降域に堆積したのと異なり、むしろ、金沢向斜内のみ分布している。このことは、当時すでに、各構造單元ごとの差別的な運動が、萌芽的にせよ、存在していたことを予想させる。同様なことは、富山平野周辺の呉羽山礫層についてもいえる。呉羽山礫層は、北陸層群の分布の一般的傾向と異なって、富山平野のまわりを取り巻いて分布し、その構造は、富山平野の中心へ向って、 $10\sim 15^\circ$ 、ときに 30° 近い傾斜で、集盆状に傾いている。すなわち、呉羽山礫層は、現在の平野地域とほぼ同様な輪廓をもった当時の沈降域内に堆積し、さらにその後の沈降運動の継続に伴って、現在みられるような集盆状の構造を呈するにいたったものである。

第四紀になってからの運動の継続については、藤井・坂本亨(1961)が、呉羽山丘陵において、呉羽山礫層堆積以後、境ノ新礫層の堆積後まで、丘陵地形の形成(≡背斜構造の形成)が引きつづいたことを明らかにした。同様に、富山平野周辺では、扇状地礫層の分布やその表面の傾きなどをみても、ごく最近まで引きつづいている平野地域の相対的な沈降の傾向を知ることができる。

以上のようなことから、北陸層群堆積期から富山層群堆積期へかけての、地殻運動の転換の様式については、「埴生期をもって北陸層群の積成盆地が消滅したのち、新しい性格の運動の影響のもとに生じた、現在の平野地域(現在の沈降域)とほぼ等しい輪廓をもった沈降域内に、呉羽山礫層・高位砂礫層などが堆積した。同傾向の運動はさらにひきつづいたがその後で、現在の構造形態の大勢を決定するような構造運動の時期があった。そして、その運動はさらに後までも引きつづいた」と述べる事ができる。しかし、第10図、bの古地理図に示したように、氷見期・埴生期に、能登半島基部では、すでに北北東—南南西方向の隆起域・沈降域が存在していた。このことは、富山北区では、新しい様式の地殻運動がより早く発現したとみられることもできる。また、一方では、新しい様式の運動は、各構造單元ではその発現の時期を明瞭に認めることができるが、より高次の運動単位では、その発現の時期が古くなり、不明らかになるとみなすこともできる。この後の考えは、北陸層群堆積当時、現在の立山山地・能登半島地域と富山湾地域とがなんらかの差異をもっていたか否か、にも関連してはくることではあるが、現在、これに答えるべき資料はない。

以上のべてきたような各構造單元の存在が明白に認められるのは、新第三紀中の積成盆地の中央部であった富山南区および富山北区内である。南縁区では、このようなブロック状構造はみとめられない。また、能登区でも認められないようである。そして、富山南区の中でも、西部においてもっとも明白である。

北陸東部において、新第三紀と第四紀での地殻運動の異質性ということとは、具体的には、いままでのべてきたように、新第三紀中の東北東—西南西方向を軸とした広域にわたる傾動運動から、第四紀における北北東—南南西方向の長軸をもった小さな構造單元ごとの(およびそれがいくつか集合しての)昇降運動への転換を意味する。したがって、地殻運動の性格の転換は、新第三紀の積成盆地の中心部である富山南区と同北区とで、もっとも明白に認められることになる。

(1961年稿)

文 献

- 池辺展生 (1949): 富山県西部および石川県東部の第三紀層, 地学, no. 1, p. 14~26
- 池辺展生 (1950): 富山県高清水山地の地質, 自然と社会, no. 5-6, p. 12~16
- 池辺展生 (1954): 北陸新生界対比表
- 池辺展生・市原 実・石尾 元・小泉五郎・沢井 清 (1951): 富山県および石川県の地質学的研究 (その3); 宝達山・二上山地域, 地学, no. 3, p. 7~16
- 池辺展生・中世古幸次郎 (1955): 富山積成盆地の層序の再検討 (演旨), 地質学雑誌, vol. 61, no. 718, p. 360
- 池辺展生・松本 隆 (1950): 富山県南西部における火山層序学的研究 (第一報) (演旨), 地質学雑誌, vol. 56, no. 656, p. 304
- 池辺展生・松本 隆 (1955): Green tuff 地域の層序, 火成活動および鉱床生成の関連—北陸地方—, 地質学雑誌, vol. 61, no. 718, p. 312
- 池辺展生・松本 隆 (1956): 北陸の新生代火山活動史と太美山層群の意義について (演旨), 地質学雑誌, vol. 62, no. 730, p. 387
- 石井清彦 (1937): 7万5千分の1地質図幅「白馬岳」, および同説明書, 地質調査所
- 磯見博他 (1958): 50万分の1地質図幅「金沢」, 地質調査所
- 市原 実・石尾 元・森下 晶・中川衷三・津田禾粒 (1950): 富山県および石川県の地質学的研究 (其の2), 金沢・石動・福光地域, 地学, no. 2, p. 17~27
- 今井 功 (1959): 5万分の1地質図幅「金沢」, および同説明書, 地質調査所
- 今村外治 (1931): 富山県八尾付近に *Operculina* の産すること, 並びに, これと *Vicarya verneuili* (D'Archiac) var. との関係 (雑報), 地質学雑誌, vol. 38, no. 457, p. 541~542
- 今村外治 (1932, a): 八尾第三紀層特に含有孔虫岩の分布について, 地質学雑誌, vol. 39, no. 465, p. 310~312
- 今村外治 (1932, b): 富山県に於ける月長石流紋岩の新産地, 地質学雑誌, vol. 39, no. 469, p. 669~670
- 今村外治 (1933): 富山県法林寺の貝化石層について, 地質学雑誌, vol. 40, no. 479, p. 550~552
- 今村外治 (1935): 八尾統に関する2・3の事実, 地質学雑誌, vol. 42, no. 503, p. 532~533
- 今村外治 (1936): 富山県地質概要, 富山博物学会誌, no. 1
- 今村外治 (1937): 神通川流域の地質に就きて, 富山博物同好会誌, no. 3, p. 6~16
- 今村外治・長谷 晃・村田茂男・吉田博直・多井義郎・中島 拡 (1951): 富山県東部魚津町・上市町付近の第三系, 広島大学地学研究報告, vol. 1
- 大塚弥之助・望月勝海 (1932): 地形発達史, 岩波講座, 地理学
- 生越 忠 (1953): 日本地層命名規約の一試案, 地質学雑誌, vol. 59, no. 689, p. 65~74
- 小野山武文 (1933): 金沢市並びに富山県石動町付近の第三紀層, (1, 2), 地球, vol. 19, no. 3, p. 173~195; no. 4, p. 241~286
- 小野山武文 (1935): 高岡市並びに石川県津幡町付近の第三紀層, (1, 2), 地球, vol. 24, no. 5, p. 338~358; no. 6, p. 405~427
- 鮎野義夫 (1957): 金沢市の地形・地質, 金沢市統計書
- 鮎野義夫 (1959): 北陸地域の第三系に関する諸問題—とくに能登区と富山区とについて—, 地質学会関西支部報, no. 38
- 鮎野義夫・坂本 亨・石田志朗 (1961): 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論, 榎山教授退官記念論文集, p. 83~96

- 鮎野義夫・中世古幸次郎・松島 洋・発田 力・高島好雄・藤井昭二・牧 隼信・北村幸吉・中塩和彦・森 久雄 (1957): 富山県灘浦地方の新第三系の層序, 地質学雑誌, vol. 63, no. 738, p. 167~181
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明 (1957): 来馬層群 (ジュラ系下部), 地質学雑誌, vol. 63, no. 738, p. 182~194
- 坂本 亨・今井 功・水野篤行・角 靖夫・井上正昭 (1959): 富山積成盆地南縁部の新生界, 地質調査所月報, vol. 10, no. 2, p. 1~8
- 坂本 亨・野沢 保 (1960): 5万分の1地質図幅「八尾」, および同説明書, 地質調査所
- 角 靖夫 (1959): 魚津図幅 (富山県) 調査報告, 地質調査所北海道支所報告会要旨録, no. 11
- 西南日本新生代研究グループ (1960): 西南日本の新生代地史, 地球科学, no. 50-51, p. 56~65
- 千地万造 (1955): 富山県八尾町付近における八尾層群の微化石層序について, 地質学雑誌, vol. 61, no. 715, p. 162~172
- 津田禾粒 (1953): 富山県八尾町附近の地質, 特に八尾層群に関する地史学的研究, 新潟大理研報, vol. 1, no. 2, p. 1~32
- 津田禾粒 (1955): 八尾層群の堆積環境について, 地質学雑誌, vol. 61, no. 722, p. 532~542
- 富山県 (1957): 20万分の1富山県地質図, および同説明書
- 中世古幸次郎 (1953): 富山県南部の上部新第三系の層序, 大阪大学理科報告, vol. 2, p. 87~100
- 中世古幸次郎 (1954): 富山県南部の上部新第三系の層序の修正, 大阪大学理科報告, vol. 3, p. 97~105
- 中世古幸次郎 (1954): 富山県南部の中新世放散虫化石群集について, 大阪大学理科報告, vol. 3, p. 107~118
- 藤井昭二 (1959): 富山県朝日町東部の新生代層, 富山県の地理学的研究, no. 3, p. 121~126
- 藤井昭二・坂本清次 (1961): 富山県射水平野の第四紀の地下地質, 第四紀研究, vol. 2, no. 1, p. 23~29
- 藤井昭二・坂本 亨 (1961): 呉羽山丘陵の地質, 新生代の研究, no. 32, p. 10~16
- 槇山次郎 (1930): 石川富山県下の第三紀層概観, 地球, vol. 14, no. 3, p. 161~164
- 松本 隆・池辺展生 (1958): Volcanostratigraphical Studies on the Neogenic Hokuriku Province, North Central Japan, with Special Reference to the Volcanic Rocks in the Toyama Basin. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, ser. G, vol. 3, p. 79~112.
- 望月勝海 (1930 a): 金沢市付近の最近の地史 (演旨), 地質学雑誌, vol. 37, no. 441, p. 278~280
- 望月勝海 (1930 b): 加賀美濃山地北端の地貌並びに地質構造, 地質学雑誌, vol. 37, no. 445, p. 491~510
- 望月勝海 (1934): 越中二上山ブロックについて, 地理学評論, vol. 7, no. 2, p. 113~123
- 森島正夫・中世古幸次郎・井上寛生・丸橋正穂 (1948): 富山県西部の第三紀層の微古生物学的研究 (その1), 石油技術協会誌, vol. 14, no. 1, p. 2~8
- 弘原海清・藤井昭二・市原 実・松本 隆・池辺展生・赤嶺秀雄・津田禾粒 (1955): 富山盆地東縁部の新生界 (演旨), 地質学雑誌, vol. 61, no. 718, p. 360

Cenozoic Strata and Structural Development in the Southern Half of the Toyama Basin, Central Japan

By

Toru SAKAMOTO

Abstract

Since 1955, the writer and others are engaged in researches on the Cenozoic strata in the eastern Hokuriku district. Results of the works are published partially as several sheet maps (scale 1:50,000) and other papers.

In this report, the writer briefly summarized the Cenozoic stratigraphy and discussed about the structural development in the southern half of the Toyama basin during the Neogene and Quaternary periods. The Neogene system (Hokuriku group) is classified into six formations in the standard section as follows; Nirehara, Iwaine, Yatsuo, Otogawa, Himi and Hanyū. The non-marine and non-volcanic Nirehara formation is a deposit in the initial stage of the basin developing. In the historical development of the basin, the progressive phase accompanied with an intense volcanism succeeded by extensive transgression is represented by the Iwaine and Yatsuo formations. The retrogressive phase intercalating an episodic transgression is represented by the Otogawa, Himi and Hanyū formations. There is a significant turning point, the Otogawa disturbance, between the progressive and retrogressive phases.

The Neogene system was formed under the influence of the tilting movement towards north with an axis of ENE-WSW trend. The characteristics of the movement is concluded from the features of unconformity found in the basis of the Yatsuo, Otogawa, Himi formations and the distributions of thickness of the Yatsuo and Otogawa formations and the local distribution of the Hanyū formation. On the other hand, the Quaternary system (Toyama group) was deposited under the influence of upheaval and subsidence caused alternatively with an axis of NNE-SSW trend. The smallest units of the structure are blocks about 8 km wide and 16 km long in the plane forms. The upheaval blocks are bordered by the distinctive steep dip belt on both sides, but are decreased gradually to the subsidence area in front. The upheaval blocks combined with each other build up larger upheaval zone.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号を付ける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 208 号

安藤 厚：硫化金属鉱床に伴なうゲルマニウムの地球化学的研究，1964

第 209 号

松田武雄，須田芳朗：日本における重力異常図 (Bouguer 異常図) 1964

第 210 号

HOSHINO, K. : Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965

第 211 号

長浜春夫：斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積，1965

第 212 号

田中啓策：和泉山脈中部の和泉層群，とくにその堆積相と堆積輪廻について，1965

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 208

ANDO, A. : Geochemistry of germanium in the metallic sulfides ore deposits in Japan, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 209

MATSUDA, T. & SUDA, Y. : Bouguer anomaly maps in Japan, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 210

HOSHINO, K. : Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965 (in English)

No. 211

NAGAHAMA, H. : Diagonal bedding and accumulation of Tertiary sediments in northwestern Kyushu, Japan, 1965 (in Japanese with English abstract)

No. 212

TANAKA, K. : Izumi group in the central part of the Izumi mountain range, southwest Japan, with special reference to its sedimentary facies and cyclic sedimentation, 1965 (in Japanese with English abstract)

富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史

坂本 亨

地質調査所報告, No. 213, p. 1~28, 1966

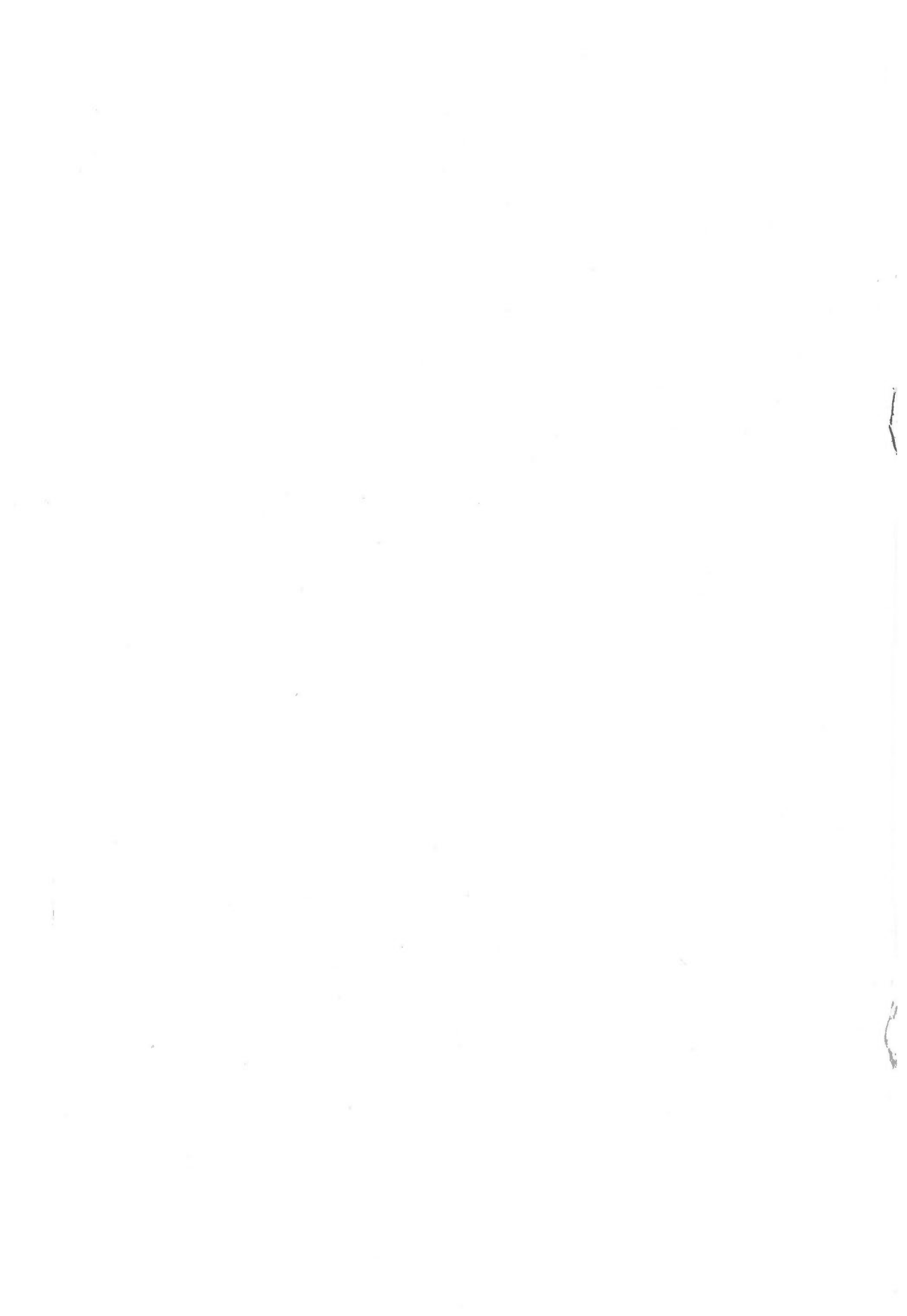
18 illus., 6 tab.

富山積成盆地南半部の新第三系（北陸層群）を下位から、榆原・岩稲・八尾・音川・氷見・埴生の6累層に区分した。構造発達史的には、発生（榆原期）・発展（岩稲・八尾期）・衰退（音川・氷見・埴生期）の3段階に区分され、後2者の間には転換期としての音川変動がある。第四系は富山層群である。

北陸層群積成期におけるこの地域の基本的な構造運動は、南上りの傾動であった。

富山層群積成期には、北北東—南南西方向の長軸をもち、幅8 km、長さ16 km程度の大きさのブロックを単位とする昇降運動が基本となった。

551.782/.79(521.42)



昭和 41 年 2 月 20 日 印刷

昭和 41 年 2 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 窪 田 達 雄

印刷所 株式会社 笠井出版印刷社

© 1966 Geological Survey of Japan

物理探査部資料室

A. a. X.

REPORT No. 213

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SARO, Director

**CENOZOIC STRATA AND STRUCTURAL
DEVELOPMENT IN THE SOUTHERN
HALF OF THE
TOYAMA BASIN, CENTRAL JAPAN**

By

Toru SAKAMOTO

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1966

**地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 213, 1966**