

地質調査所特別報告 第3号

新潟地震調査研究報告

地質調査所

昭和41年3月



550.346 “1964.06.16” (521.41+521.15)

地質調査所特別報告 第3号

所長 佐藤光之助

新潟地震調査研究報告

地質調査所
新潟地震調査研究グループ

目 次

まえがき	須 貝 貫 二	1
I. 地質構造に関する調査研究		3
I.1 新潟地震地域北東部(村上・鶴岡)地区の地質構造	松野久也・西村嘉四郎	3
I.2 新潟地震地域の地質構造図について(中間報告)	黒田和男・星野一男・牧野登喜男・佐藤 茂	9
I.3 越後山脈のいわゆる古生層について	黒 田 和 男	10
I.4 村上一鶴岡間の地域の構造解析	村 井 勇	15
I.5 裂罅系からみた粟島の地質構造	垣見俊弘・平山次郎	26
I.6 音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造	鎌田清吉・細野武男・伊藤公介・早川正巳	32
II. 新潟市周辺の平野部における変動に関する調査研究		43
II.1 新潟震災地の土质地質		43
II.1.1 総 説	尾 原 信 彦	43
II.1.2 新潟地区標準試験井のコア土質試験値からみた第四紀層の沈積サイクル について	尾 原 信 彦	44
II.1.3 新潟震災地区の地下構造図について	渡 辺 和 衛	49
II.1.4 新潟地区浅層間隙水(地表~G ₁ 層)の地盤形成における地球化学的役割と 土质地質への寄与	渡辺和衛・川野昌樹	52
II.1.5 新潟浅層地盤における間隙水圧測定とクイックサンド現象の解析	金 井 孝 夫	54
II.1.6 スエーデン式サウンディング法による軟弱層の探究	安 藤 高 明	66
II.1.7 二重管式コーンペネトロメーターによる超軟弱地盤の計測について	相 原 輝 雄	70
II.2 新潟深層試験井の坑井地質	福 田 理・阿久津 純・徳永重元	76
II.3 通産省アイソトープ地盤沈下観測井に認められた新潟地震の影響	佐野俊一・金谷 弘	84
II.4 新潟地震地域の重力および水準測量	瀬 谷 清・小川健三・橋本尚幸	92
III. 温泉・地下水等に関する調査研究		100
III.1 新潟地震前後における温泉の変動状況	黒田和男・鈴木 孝・川野昌樹・阿部喜久男	100
III.2 新潟地震による胎内川下流域の被害および地下水位の変動	村下敏夫・野間泰二	111
III.3 新潟地区における天然ガス坑井の水位変化	牧 野 登 喜 男	119

ま え が き

1964年6月16日13時ごろ、日本海の孤島栗島の南方海域（北緯38.4度，東経139.2度）を震央として、新潟―秋田県下の沿岸部を急襲した新潟地震については、多数の関係調査研究機関によって、いちやく現地調査が行なわれ、それぞれの立場からすでにその成果が公表されている。

当所においても、地震発生直後「新潟地震予察班」が編成され、震害がもっとも著しかった新潟市を中心とする地域（佐藤茂・牧野登喜男担当）と、新潟市から北東鶴岡市に及ぶ地域（須貝貫二・鈴木奉輔担当）において、災害と地質との関係について予察調査を行なった。その成果についてはすでに「地質ニュース」（地質調査所編，120号，1964-8）に掲載するとともに、全国科学技術団体総連合編の新潟地震防災研究総合報告（1965，p. 88～93）に公表し、さらに詳細な報告は明年度に当所の出版物（「新潟地震予察報告」）として公表されるであろう。

当所では上記の予察班にひきついで新潟地震グループが編成され、科学技術庁防災科学技術センターによる新潟地震防災総合調査研究の一環として、災害と地質との関係を考究し、防災に関する地質的基礎資料を得るために、経費^{注1)}と調査研究陣の許すかぎり、新潟・山形両県下の平野部・山地部および粟島周辺の海域において、各専門分野からの調査研究を実施した。

現地調査の大部分は11月から翌年の3月にわたって行なわれたため、なかには調査結果の整理・とりまとめになお日時を要するものもあるが、ひとまず各担当調査研究項目ごとにその成果を報告し、諸賢のご批判を仰ぐしだいである。

なお、当グループの調査研究成果の概要は、防災科学技術センターによって、他の調査研究機関による成果とともに、本年度内に公表されることになっている。なお、今後諸方面からの資料にもとづいて、新潟地震に関する地質学的考察を推進する必要が生じてくることも考えられるが、その場合は改めて研究結果を報告することにした。

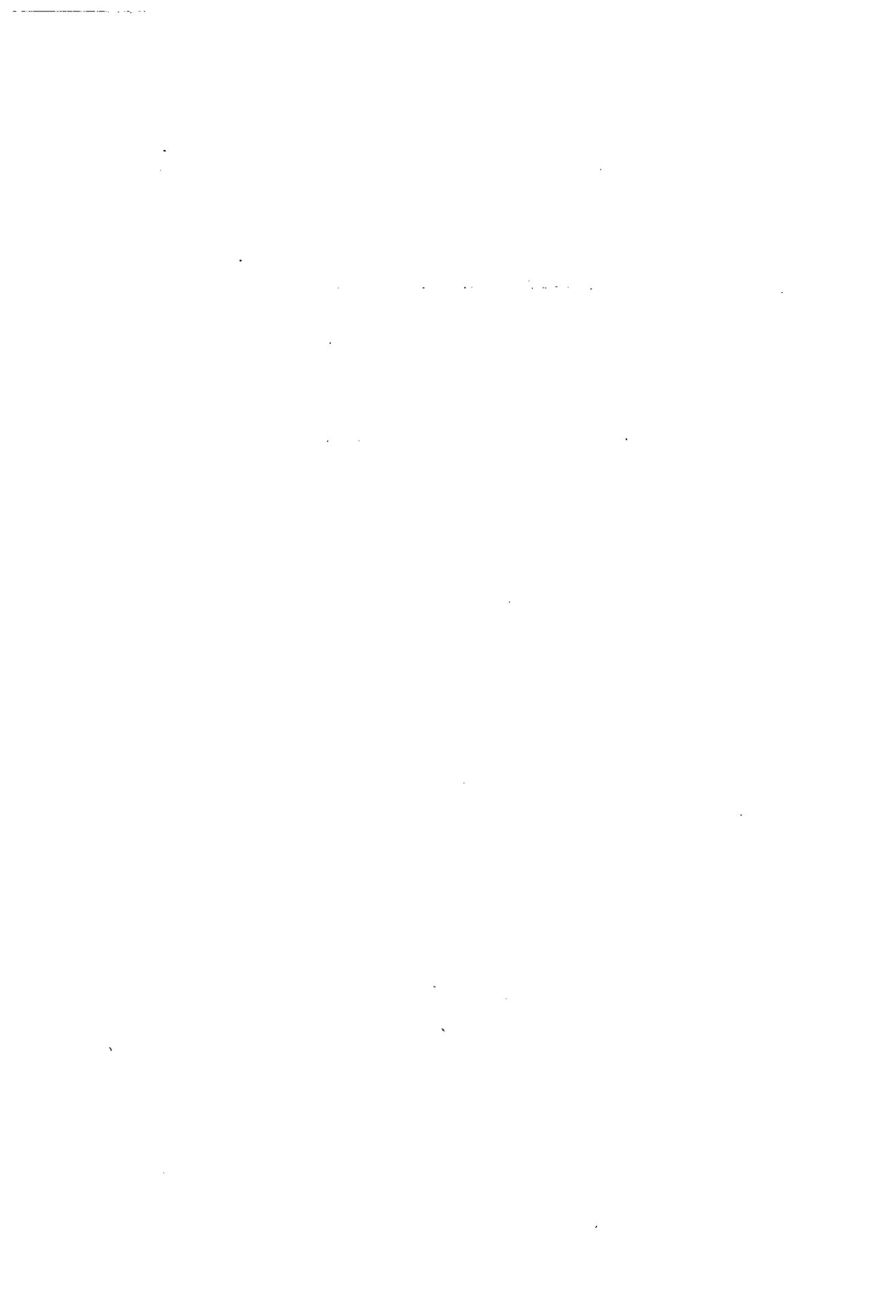
当新潟地震グループによる新潟地震調査研究結果の概要を一括して表示すれば別表のとおりである。

本調査研究を実施するにあたって、防災科学技術センターをはじめ、通商産業省鉱山局・同省東京通商産業局、関係国立調査研究機関、新潟県・山形県および両県下の関係市町村から多大のご協力をたまわった。他方、新潟大学理学部地質鉱物学教室および東京大学地震研究所からは種々貴重なご教示をたまわった。また、東邦天然ガス株式会社・石油資源開発株式会社・帝国石油株式会社からも貴重な資料をいただくとともに、現地調査にさいして多大のご協力をたまわった。

以上の諸機関ならびに関係各位に対して、ここに深甚なる謝意を表する。

須 貝 貫 二

注1) 科学技術庁特別研究促進調整費（39年度新潟地震）の一部，および当所経常研究費の一部を使用。



新潟地震調査・研究の概要一覧

調査研究項目	調査研究者	現地調査期間	調査・研究の概要	備考
1. 地質構造に関する調査研究				
1.1 新潟地震地域北東部(村上・鶴岡)地区の地質構造	松野久也* 西村嘉四郎*	39年11月中～下旬	新潟地震によって粟島付近に生じた地盤変動と地質構造との関係を明らかにするため、表題の地域(1400 km ²)の地質構造について、写真地質学的方法をもって予察調査を行なった。その結果、1) この地域は新潟油田の地質構造に支配された3つの地塊(西から葡萄・薬師岳・三方倉地塊)に分けられ、2) 各地塊は NNE-SSW の延長方向をとり、おのおのが W-WNW に傾動し、3) 葡萄地塊では南半部が、薬師岳地塊では逆に北半部が大きく隆起している。4) これらの変動は第三系の堆積を支配し、粟島付近で明らかにされた地盤変動と同様な傾向をもつものである。	
1.2 新潟地震地域の地質構造図について(中間報告)	黒田和男* 星野一男* 牧野登喜男* 佐藤茂	40年2～3月(前後2回) 39年12月上～中旬	新潟地震に関連のある地質構造のうちで、第三紀以後の造構運動を明らかにするための研究作業が目下続行されている。その内容のおもなものは、1) 褶曲・断層構造を中心にして地質構造区分を行ない、地質構造の特性と規則性を図示する。2) 現在活動しつつある地殻の変形あるいは変位(地震や火山活動に関連するものを含む)と既往の地質構造との関係を図示する。	基本となる地質構造編集図未完のため成果は稿を改めて発表の予定
1.3 越後山脈のいわゆる古生層について	黒田和男*	39年11月下旬	新潟地震に関係した地質構造のうち、先第三紀の地質構造を知って基盤の裂罅系を推定するため、既存の資料をも考慮して古生層の造構方向を考察した。この地域の古生層を、主として粘板岩・砂岩からなるグループと、輝緑凝灰岩・石灰岩を特徴的に含むグループとに区分した。その造構方向はほぼ NNW-SSE である。また古生層の造構方向にみられる対曲構造は、グリーンラフ地向斜の形成とも考えあわせると興味ある問題が残されている。	
1.4 村上―鶴岡間の地域の構造解析	村井勇*	39年11～12月 40年3月中旬	新潟地震の際顕著な地変が生じ、それが最近の地殻変動の傾向と一致し、かつ地質構造と調和的であった。このため地震地域の地質構造を調査し、過去の造構運動の性質を知り、それが現在の地殻変動や地震活動といかなる関係にあるかを考察する必要が生じ、村上―鶴岡地域の調査を行なった。この地域の第三系の褶曲構造は NNE-SSW の方向を軸とし、同時にこの方向とこれに直交する WNW-ESE、および鉛直の方向を主応力の3軸とする応力条件下で生じたわれめ系の発達が普遍的に認められた。発震機構は WNW-ESE 方向の圧縮力によると解釈されているが、われめ系のうちの NNE-SSW 方向の断層が地震時の地変に重要な役割を演じている。	
1.5 裂罅系からみた粟島の地質構造	垣見俊弘* 平山次郎*	39年11～12月	粟島は新潟地震の震央付近に位置し、同地震の際、島の長軸 N 約 30°E 方向(“粟島方向”と仮称)を走向とし、北西へ約 1' 隆起・傾動したことがわかり、その後の調査研究により、陸上・海底の地形・地質・地球物理の資料は、新第三紀から現在に至るまですべてこの“粟島方向”を支持するとされている。しかし筆者らが小断層を利用して粟島の第三系の構造を調査した結果では、“粟島方向”と斜交する N 約 50°E (“基盤方向”と仮称)を長軸とする半ドーム状の浮上りが推定された。新第三紀の“基盤方向”が、いつ、どのような様式で現在の“粟島方向”に変換したかは今後の問題点である。	
1.6 音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造	鎌田清吉* 細野武男* 伊藤公介* 早川正巳* 佐野俊一	39年8月下旬～9月上旬	新潟地震震央付近における海底の地質構造を音波探査法によって調査した。その結果、反射層は V ₁ , V ₂ , V ₃ , V ₄ , V ₅ の5つに分類され、それぞれの構造的特徴と海域下の分布を明らかにし得た。また、地震発生当時、水路部「拓洋」によって発見された粟島南側の S ₁ , S ₂ , S ₃ の各断層について、その構造的特徴と、今回の地震との関係について考察することができた。これらのうち、S ₃ については今回の地震によって新しく生じたものと考えられる反射記録を得たことは興味ある点である。今後の問題としては、陸棚海域において定期的にこの種の調査を行ない、資料を得ておくことが大切なことと考える。	
2. 新潟市周辺の平野部における変動に関する調査研究				
2.1 新潟震災地の土木地質	尾原信彦* 渡辺和衛* 安藤高明* 相原輝雄* 金井孝夫* 川野昌樹	40年2月上旬 39年11月中～下旬 40年1月 40年2月中旬 39年12月上旬 39年12月中～下旬 40年2月中旬	深度 190m と 120m の試錐によって標準地質柱状図をつくり、地下構造図を画いた。なお土質から地層級密度を求め、これが沈積サイクル区分を実施し、間隙水圧を測定することによって傍証された。本地区の流砂現象については、間隙水圧測定(18点)によって新規のベクトル図形を画き、実際の震害とよく一致した破壊面深度図が得られた。また信濃川左岸のスウェーデン式サウンディング(25点)によって超軟弱層の所在を明らかにし、さらに超軟弱地盤用の二重管式コーンペネトロメータの動力化を工夫し、本地区にこれを適用して成果をおさめることができた。	
2.2 新潟深層試験井の坑井地質	福田理* 阿久津純* 徳永重元*	40年3月下旬	新潟地方の沖積層の基底を明らかにすることを主目的として、今回掘さくされた2本の試験井(GS-D ₁ 120m, GS-D ₂ 190m)の坑井地質調査研究を行なった。この目的を達するために、調査研究項目として電気検層の記録およびコアによる岩相層序のほかに微化石(有孔虫・珪藻・花粉)を加えた。その結果、約2万年前とされている世界的な海面の低下から上昇への転換期以後の沖積平野の堆積物として定義された沖積層の基底は、GS-D ₁ では海面下約 92m, GS-D ₂ ではほぼ 143m にあることが判明した。	
2.3 通産省アイソトープ地盤沈下観測井に認められた新潟地震の影響	佐野俊一* 金谷弘* 鎌田清吉 高木慎一郎	39年11月中旬 40年2月下旬～3月上旬	新潟市の地盤沈下を研究するため、ラジオアイソトープを地層の深さを示す目じるしとして利用し、地層収縮量の深度分布を測定する観測井が2本設けられている。これらのうち内野地区の観測井には異常が認められなかったが、山ノ下(臨港)観測井ではケーシングが深度 15m 以浅の部分で著しい傾斜を示した。ケーシングの抜上りおよび傾斜の測定、さらに地層収縮量の分布測定が行なわれた結果、深度 20m 以浅の地層の収縮量が 38.5cm であると推定された。孔井のまわりの浅い地層の部分がブロック状をなして変動した結果、ケーシングが変形したものと考えられる。	
2.4 新潟地震地域の重力および水準測量	瀬谷清* 小川健三* 須田芳郎 橋本尚幸* 大竹重吉 磯山功	39年6月下旬 40年3月上～中旬	新潟地震に伴う重力変化および観測点の標高変化の有無に関する調査結果について述べてある。調査は新潟市およびその周辺区域において地震発生直後の39年6月下旬、および9ヵ月後の40年3月の2回にわたって行なわれた。地震前の対比值としては、地震直前まで当地域で行なわれていた重力探査の成果が用いられている。調査結果は重力変化および標高変化ともに有意の明瞭な変化が認められなかったことを示している。なお定点観測も行なわれ、余震時の重力変化が1例だけ観測されたが、その際余震前後のごく短時間内に、わずかではあるが明瞭な変化が認められた。	
3. 温泉・地下水等に関する調査研究				
3.1 新潟地震前後における温泉の変動状況	中村久由 黒田和男* 鈴木孝* 川野昌樹 阿部喜久男	40年2月中旬 39年12月上旬 40年2月下旬～3月上旬 40年2月下旬～3月上旬	新潟地震によって湧出状態・湧出量などに影響のみられた温泉のうち、新潟県下の瀬波・湯沢・高瀬・雲母・鷹ノ巣温泉および山形県下の温海・湯田川・湯野浜温泉について、地震前後の温度・湧出量・湧出状態の変化を調べたもので、とくに含有化学成分の変化の把握に重点がおかれている。今回の地震で震央に近いこれらの温泉では、熱水の上昇経路となっている岩盤内の割れ目に変化があり、その結果、源泉について熱水と地下水の混合比に変化があらわれたものと考えられる。	
3.2 新潟地震による胎内川下流域の被害および地下水位の変動	村下敏夫* 野間泰二* 黒田和男	39年11月中旬 40年2月中旬	新潟地震による被害は、胎内川下流域でも発生した。そのもっとも激しいところは、胎内川の旧河道の沿岸低地であった。ここでは、家屋・橋などの構造物の不等沈下、自噴井の破損、旧河道の沈下・地割れ・押し出し・噴砂などの現象があった。被害が大きかったところは地下水位が高く、地盤が泥質であるなどの自然的条件をそなえた低地である。また地震動によって、深井戸の水位が上昇した。その効果はかなり顕著で、すくなくとも39年中は維持されたものようである。	
3.3 新潟地区における天然ガス坑井の水位変化	牧野登喜男*	39年11月中旬	新潟市周辺には定期的に水位測定が行なわれている天然ガス坑井が多数あり、地震前と地震後の水位を比較すると、いずれも水位が上昇(最大値は西蒲原 G5 層の 13.3m)している。このことは地下の地質状況(地層の物理的性質など)に関連し、また坑井の状況によって異なるものと考えられる。	

注 * 報告書執筆者
概要の記載事項は各調査研究項目の執筆者によって作成されたものをほとんどそのまま掲載した。

I 地質構造に関する調査研究

551.24:550.8:528.7(521.41+521.15):550.34

I.1 新潟地震地域北東部（村上・鶴岡）地区の地質構造

松野 久也* 西村 嘉四郎*

はじめに

地震によって、地表面あるいは海底に地盤の隆起・沈降を生ずることは、水準点あるいは海底地形の改測によって明らかにされており、また、大きな地震によって、断層や撓曲のような目に見える地盤の変動を生ずることが知られている。さらに、これらと既存の地質構造との間に密接な関係があることは、よく知られた事実である。

新潟地震の際、その震央付近で、粟島が隆起・傾動し、その周縁の海底において、地塊ごとの隆起・沈降あるいは傾動に伴って、断層・撓曲などの変動があったことが、種々の観測結果から明らかにされている。また、粟島の対岸、本土側では、水準測量の結果、葡萄地塊が傾動していることが確認されている。

これらの変動は、いずれも、地盤が北北東—南南西の延長方向をもつ地塊に分れて、西北西に傾動する傾向をもっている。

海上保安庁水路部による新潟地震海底変動図をみると、風ヶ関—岩船間の海岸線に平行に、水深 50m 内外の所に著しい変動量の差が認められる。すなわち、この線を境にして、大局的には粟島側が隆起し、反対に陸地側は沈降し、その変動量の差は最大 7m 以上に達している。このような事実から、ここに地塊区分の大きな境が存在するものと推定されるのである。

これらの観測と同時に行なわれた粟島およびこれと本土間の地質調査の結果から、上述のような傾動運動は、そこに分布する新第三系の堆積を支配しており、今回の地震で海底にあらわれた断層・撓曲あるいは傾動といえども、少なくとも新第三系堆積時からのものであって、永い歴史をもっていることが明らかにされている。

筆者らは、上述の海域に連なる陸地側の地質構造を把握する必要があつて、第1図に示す地域の予察的調査を実施した。その結果、村上・鶴岡地区の山地は、北北東—南南西方向の延長をもつ最大幅員 10km の地塊群に分れ、これらが西ないし西北西方向に傾動していることが明らかになった。

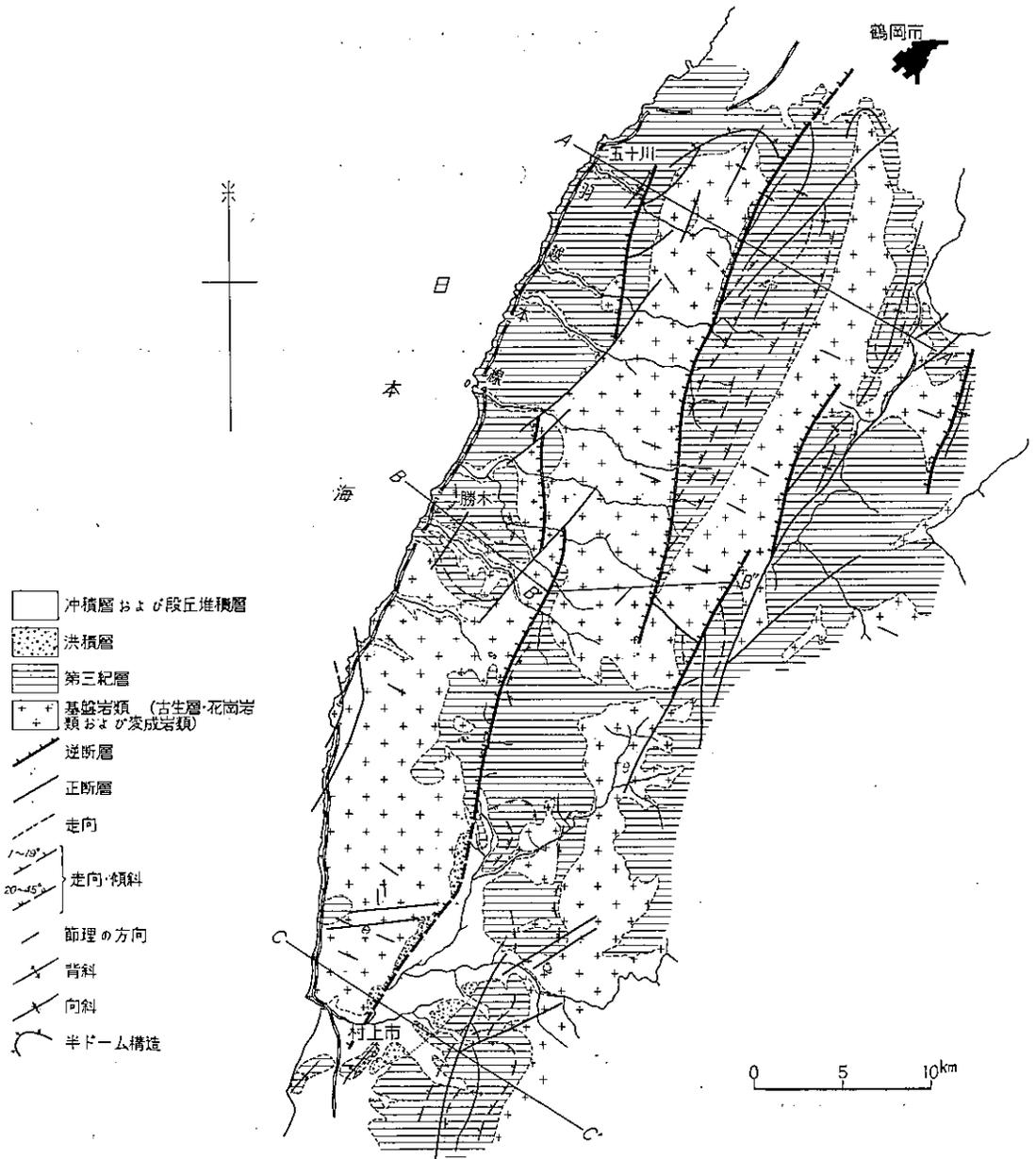
1. 調査地域および調査方法

調査地域は、新潟県村上市北部から山形県鶴岡市南部にいたる南北 60km、海岸線から内陸へ東西 15km ないし 30km にわたる地域であつて、面積約 1,400 km² に達する（第1図）。

この地域は、新潟県と山形県との県境にまたがる地域であつて、朝日山塊の西麓、海岸線まで山が迫り、交通事情が著しく悪い。しかも調査期間が降雪期をひかえた 11月15日から26日までの間であつて、到底通常の地質調査方法をもつてしては、調査不可能であつた。したがつて、現地調査に先立って、既存の調査資料を基にして、地質編集図（縮尺 1/50,000）を作成し、これに空中写真による判読資料を加えて、予察地質図（縮尺 1/200,000）に再編集を行なつた。

続いて、この予察図を基にして、自動車を利用して踏査の可能な踏査ルートに沿って3断面（北から五十川・勝木および村上断面）について、縮尺 1/50,000 で断面図（第2図 a～c）を作成した。踏査に当つては、調査期間の関係上、要点だけの確認にとどまらざるを得なかつた。

* 応用地質部



第1図 新潟地震地域北東部(村上・鶴岡)地区地質構造図

2. 地質の概要

この地域には、花崗岩類および古生層を主とする基盤岩類が広く分布し、場所によって、新第三系がこれを覆っている。これらの分布は、大局的に南北ないし北北東-南南西方向をとっている。

村上北方から勝木南部にかけて、葡萄山塊には、基盤の花崗岩類が広く分布し、その東方高根川流域の低所には、新潟油田を構成する第三紀層が分布し、その北方礫山を中心とする地域には、比較的下部に属する

第三系が露出している。さらにその東方には、基盤の古生層および花崗岩が露出するほか、これらを覆って第三紀層が比較的高所に分布している。

葡萄山塊の北方延長部には、第三系が褶曲構造を呈して厚く分布し、その東縁に局所的に、基盤岩の小露出が認められる。その東側には、第三系の小露出を距てて再び花崗岩類が広く露出し、薬師岳山塊をつくっている。この部分は前述の鱗山地域の北方延長部に相当する。

薬師岳山塊の東側には、複向斜構造をつくって第三系が露出し、その東翼は三方倉山塊となり、花崗岩類が分布する。三方倉山塊の東側はゆるやかな向斜性の構造をつくって第三系が分布し、各所に基盤岩類が窓状に露出している。

3. 地質構造

本地域の地質構造は、根本的には北北東—南南西方向の褶曲構造と、これに伴う東側落ちの逆断層に支配される。これに斜交するいくつかの断層が認められるが、その大部分は北西落ちの正断層である。

第1図および第2図 a～c の断面図に示す通り、葡萄山塊の東縁に東側落ちの逆断層が存在し、西側の基盤岩が東側の第三系に接している。この断層は北北東—南南西方向の北西側落ちの正断層に切れながら写真上ならびに地上の調査から五十川付近まで追跡される。北部では、この断層に沿って西側に花崗岩類が点々と認められ、葡萄地塊とその東の薬師岳地塊を区分している。薬師岳山塊の東側には、前述の断層と同様な性格の断層があって、その東側三方倉地塊と薬師岳地塊とを区分している。この断層の地域南半部における位置は詳らかでない。

各地塊は、大局として、それぞれの西縁に、厚い第三系を配し、東縁は逆断層をもって、東側の地塊の西縁に分布する第三系に基盤岩を接しさせており、明らかに西ないし西北西に傾動したことを示している。

各地塊列中においても局所的にその運動が異なっている。葡萄山塊は、南半部が相対的に大きく隆起したのに対して、北半部は沈降している。逆に薬師岳地塊では、北半部が相対的に隆起し南半部が沈降している。薬師岳地塊において、基盤岩類は庄内平野に向かって沈下し、半ドーム構造を呈している。三方倉地塊については南部地域の資料がないが、新潟県の20万分の1地質図の資料をあわせて考察すると、南部において基盤岩が広く分布し、中部では新第三系が大きくみて盆状構造を呈している。北部では三方倉山列を中軸として狭長なドーム構造を形づくっている。

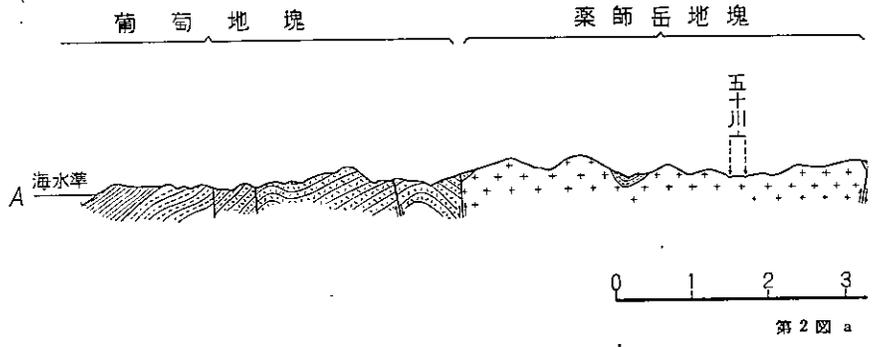
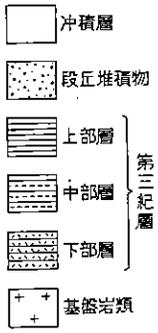
む す び

本地域の地質構造の予察を行なった結果、

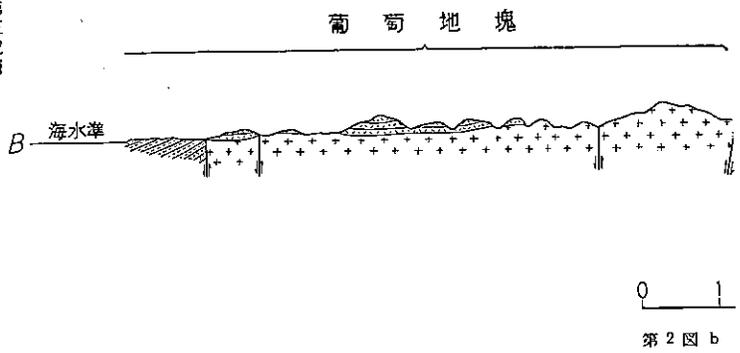
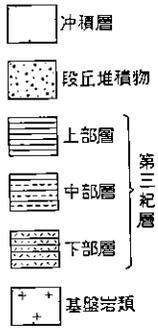
- 1) 葡萄・薬師・三方倉の3地塊は、新潟油田の地質構造の延長に当るものであり、その地質構造に支配されている。
- 2) 各地塊は、北北東—南南西の延長方向をもち、西ないし西北西に傾動している。
- 3) 3つの地塊間で、そのこおむった運動は場所によって差がある。葡萄地塊では北半部に較べて、南半部が相対的に大きく隆起し、薬師岳地塊では、逆に北半部が大きく隆起している。
- 4) このような各地塊の運動が、少なくとも第三系の堆積を支配しているものと考えられるが、この点に関しては、各地域の第三系の詳細な調査がなくては言及できない。(昭和40年7月15日稿)

文 献

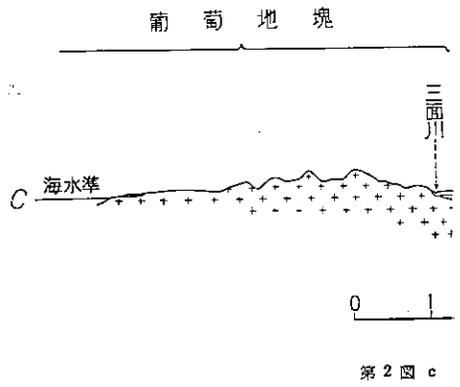
- 1) 棚井敏雅 (1951): 山形県西田川炭田北部の地質構造, 庄内平野周縁地域の地史学的研究 (その1), 地質学雑誌, vol. 57, p. 157~170, 地質図, 柱状断面図, figs. 2
- 2) 清水 勇・長浜春夫・鈴木泰輔 (1952): 山形県西田川炭田, 由良・三瀬・小波渡地区調査報告, 地質調査所報告, no. 148, p. 1~17, pls. 3, fig. 1, tbs. 3



第2圖 a



第2圖 b



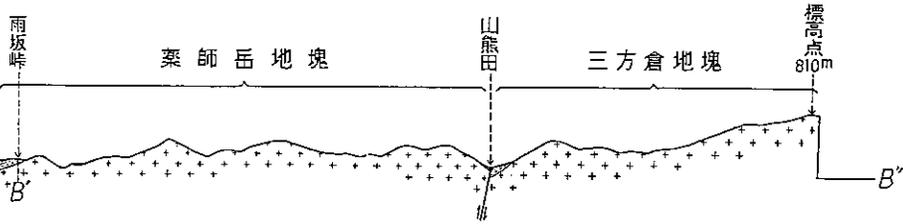
第2圖 c

三方倉地塊



4 5km

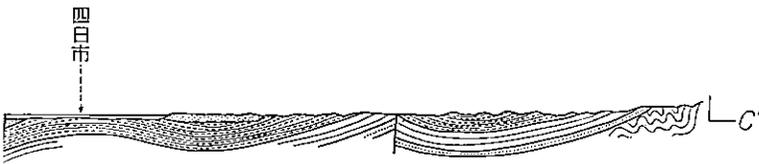
五十川断面



2 3 4 5km

勝木断面

薬師岳地塊



2 3 4 5km

村上断面

- 3) 西田彰一 (1957): 勝木班地表調査中間報告, 地質図 (1/50,000), 地質柱状図 (1/10,000) 地質断面図 (1/50,000), 石油資源開発株式会社社内報告 (社外第 2215 号)
- 4) 山形県鉱業会 (1960): 山形県地質図 (1/200,000)
- 5) 島津光夫・河内洋佑 (1961): 朝日山地の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床, 日本におけるウランの産状, その 1, 地質調査所報告, no. 190, p. 45~55
- 6) 新潟県 (1962): 新潟県地質図 (1/200,000) ならびに説明書
- 7) 島津光夫 (1964): 東北日本の白堊紀花崗岩 (I), 地球科学, no. 71, p. 18~27, figs. 3, tb. 1
- 8) 島津光夫 (1964): 東北日本の白堊紀花崗岩 (II), 地球科学, no. 72, p. 24~29
- 9) 岡田 惇・井筒屋貞勝 (1964): 新潟県北部の地殻変動, 東京大学地震研究所研究速報, no. 8, p. 63~66, figs. 4
- 10) 森本良平・木村敏雄 (1964): 新潟地震の地質学的背景, 東京大学地震研究所研究速報, no. 8, p. 67~69
- 11) 中村一明・笠原慶一・松田時彦 (1964): 新潟地震による粟島の地変, 東京大学地震研究所研究速報, no. 8, p. 73~90, figs. 20, tb. 1
- 12) 松田時彦・中村一明・恒石幸正 (1964): 粟島の地質一新潟地震との関連, 東京大学地震研究所研究速報, no. 8, p. 91~100, figs. 10
- 13) 奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一 (1964): 震源地付近の海底地下構造, 科学読売, 12/64, p. 27~30, figs. 3
- 14) 川村文三郎・茂木昭夫 (1964): 粟島付近海底の地殻変動, 科学読売, 12/64, p. 34~36
- 15) 早川正巳・鎌田清吉・細野武雄・伊藤公介 (1965): 新潟地震の震央付近における音波探査, 地質ニュース, no. 129, p. 1~11, figs. 9
- 16) 茅原一也: 西田川炭田地質図 (1/50,000) (未公表)

On the Geologic Structure of the Northeastern Part (Murakami-Tsuruoka Area) of the Niigata District

By

Kyūya MATSUNO & Kashiro NISHIMURA

Abstract

In relation to the crustal deformations which appeared in the Awashima island and on the bottom of the sea surrounding the island, accompanied with the occurrence of the Niigata Earthquake, the authors have attempted to clarify the geologic structure in the Murakami-Tsuruoka area of 1,400 sq. km opposite shore of the island.

For this purpose, photogeologic reconnaissance of the whole area and field survey of three routes of the EW directions traverse the area were carried out.

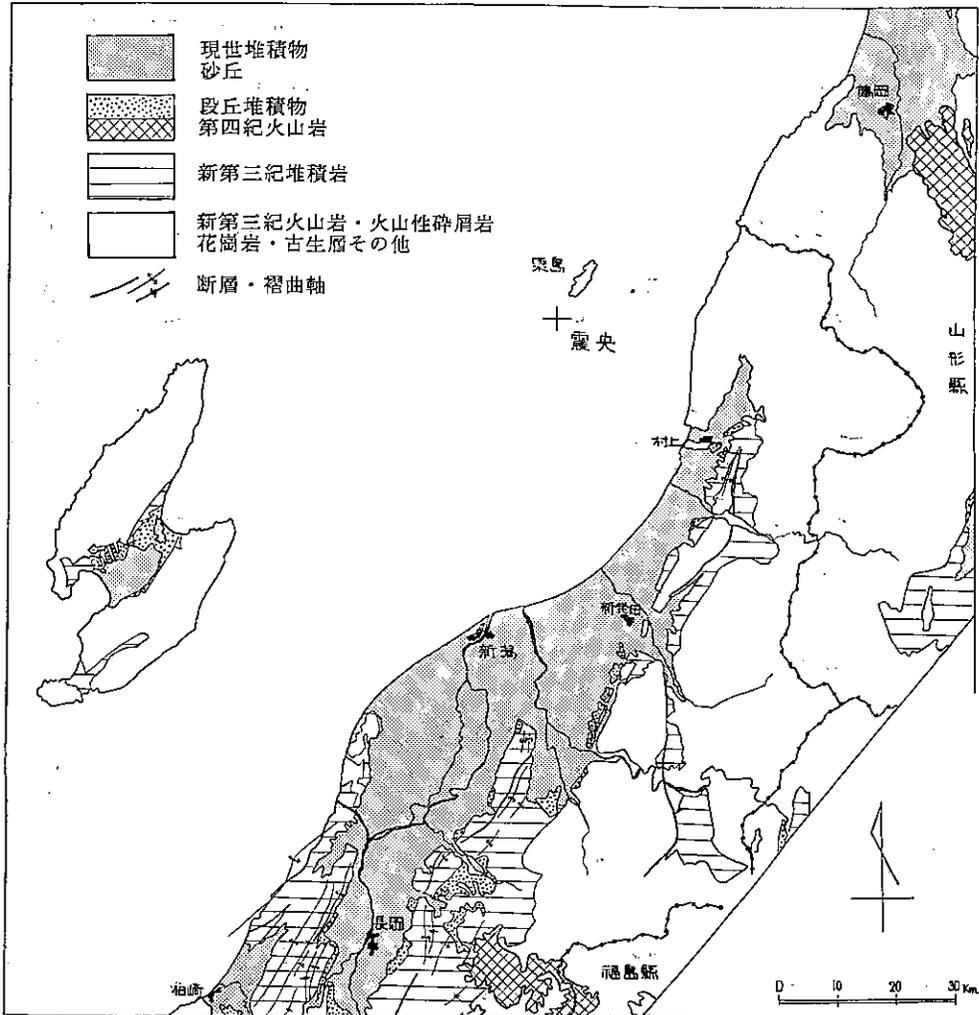
Photogeologically, two units have been recognized in the area. Lower complex comprises Paleozoic system, metamorphosed rocks and intrusion masses of granitic rocks. Upper Tertiary system consists of pyro- and terrigenous clastic sediments. These crop out, being controlled by folding structure of the NNE-SSW direction and accompanied by thrust faults from westward which separate the area into three blocks; Budō, Yakushi and Sampōgura from west to east. Arrangement of these blocks is parallel to the shore line, coinciding with the fundamental direction of the structure mentioned above. Each block has been tilted to W-WNW. It is considered that these tiltings have been continued during the whole period of deposition of the Tertiary system in the Niigata district.

551.24(084.3)(521.41)

I.2 新潟地震地域の地質構造図について (中間報告)

黒田 和男* 星野 一男** 牧野 登喜男** 佐藤 茂***

昭和39年6月16日、粟島付近を震央として発生した新潟地震については、すでに各調査研究機関で種々の方向から考察がなされている。しかし、具体的な地質構造が明らかになれば、新潟地震に伴って発生した地殻変動に関する問題、地表の災害に関連した問題について、地質部門のみならず、地球物理・地形その



新潟地震地域地質概念図 (50万分の1 日本総合地質図 新潟・秋田による)
(村上-鷲岡間山地は省略)

* 応用地質部

** 燃料部

*** 企画課 (調査当時は地質部図幅第一課)

他の関連部門に対して基礎資料を提供するとともに、地震の発震機構に関する問題を解明する手がかりにもなるので、北緯 37°20' (柏崎付近を通る線) 以北の新潟県下、鶴岡市以南の山形県西南部、およびその地域と境を接する福島県下を対象として、目下地質構造図としてまとめつつある。

新潟県下の蒲原平野の地下地質構造については、地質調査所・石油資源開発株式会社・帝国石油株式会社・新潟県商工労働部その他でさかんに調査が進められているので、未公開のそれらの資料をできるだけ活用するとともに、いわゆる油田地帯の地質構造については、古くから数多くの人々によって研究され公表されている既存の資料から、とくに次の点に留意しつつ総括編集を進めている。

- 1) 褶曲・断層構造を中心にして地質構造区分を行ない、地質構造の特性と規則性を図示する。
- 2) 現在活動しつつある地殻の変形あるいは変移（地震や火山活動に関連するものを含む）と既往の地質構造との関係を図示することを試みる。

現在のところ、新第三系中には概して NNE—SSW 方向の構造が普遍的であるが、部分的に N—S 方向や NNW—SSE 方向がみいだされている。しかし、たとえば弥彦山塊の東側地下を走ると推定される断層の性格、その他既存の資料による震央の分布や、地震発生機構と地質構造との関連性については、現在考察中であり、追って報告したい。

Some Notes on the Geologic Structure of the Niigata Earthquake District

By

Kazuo KURODA, Kazuo HOSHINO, Tokio MAKINO & Sigeru SATO

Abstract

After the Niigata Earthquake, land deformations such as upheavals of ground and earthquake faults which are considered to have the relation with the earthquake were found at and around the Awashima island. The writers have started the study to clarify these deformations in relation with geological structure of the district, especially related to the phenomena appeared at the time of the earthquake. It is most important whether land deformations caused by the tectonic development of Quaternary period have the same tendency with the deformations appeared at the earthquake or not.

551.73:551.24(521.41)

I.3 越後山脈のいわゆる古生層について

黒田 和男*

はしがき

新潟県北東部から山形・福島県境にかけては、新第三系に不整合に覆われて、花崗岩類とそれに貫かれ従来単に古生層と呼ばれてきた時代未詳の古期岩層がある。

今回、新潟地震に関係した地質構造も、別項のように総括するに当り、筆者は主として、従来いろいろの文献中に古生層として扱われてきた古期岩層を既存の資料に基づいてまとめてみたが、その際にあらわれた問題を若干書き留めて、今後の調査研究のための参考に供したい。

* 応用地質部

なお、本文を稿するについて、新第三系の基盤となっている一連の岩体を基盤岩類、その中の古期岩層を古生層として記述する。

1. 地域的記載

新潟・山形・福島県境の越後山脈に分布するいわゆる古期岩類は、新第三系に周囲をとりまかれた島状の地塊としてあらわれている。

麻耶山塊 南部はほとんど大部分小川・草水型花崗岩で占められているが、最南端に花崗岩中のルーフペンダントとして、わずかに NNW—SSE 方向で東側に傾斜する古生層がある¹⁾。北部の日本国周辺には、日本国片麻岩の中に挟まれて古生層があるが、これについては、次の朝日山塊の項で述べる。

朝日山塊 新潟県の北東端から山形県にかけて、大部分花崗岩からなる山地があり、部分的に古生層が分布する。とくに日本海岸の府屋付近から南西に朝日岳南方を通り山形県の南東部に延びる線上には、細長く NNW—SSE 方向に延びたルーフペンダント状の古生層が分布していることが知られている。

日本海岸に近い日本国周辺には、日本国片麻岩に挟まれて古生層¹⁵⁾があるが、実は日本国片麻岩にはポーフィロイド状片麻岩ないしヘレフリント状片麻岩等の圧砕岩が多く、この圧砕岩に隣接した状態で、千板岩質の粘板岩が N30—40°W の走向をもって東に傾斜している。

以上の事実から、府屋—朝日岳南方の線上にわたる古生層も、大局的にみておそらく古い時代の圧砕帯に挟みこまれたものと推定される。島津¹⁶⁾¹⁷⁾らは、日本国—三面構造線とし、棚倉破砕帯の延長と考えたいとしている。

鷲ガ巣山塊 地域としては、朝日山塊の南西方、日本国—三面構造線をへだてた山塊で、非変成古生層がかなりの面積を占めて分布しており、古生層の少ない朝日山塊と対照的である。この地域の古生層¹²⁾は、主として粘板岩・砂岩からなり、全体として N40°W の走向で NE または SW に傾斜するが、鷲ガ巣山南方では、E—W 方向に近いと思われ、また鷲ガ巣山付近では、NE—SW の方向もみられる。なお、傾斜の方向からは、この古生層は全体として背斜・向斜軸をもつ褶曲構造を呈するようである。山形県側の新第三系にかこまれたブロック²⁾では、NW—SE 方向で SW 側に傾斜した古生層があり、村上東方のものと、走向、傾斜方向ともに調和している。国鉄米坂線越後下関—越後金丸間に分布する古生層は、全体として NNE—SSW の走向で、背斜軸・向斜軸の存在も推定される。

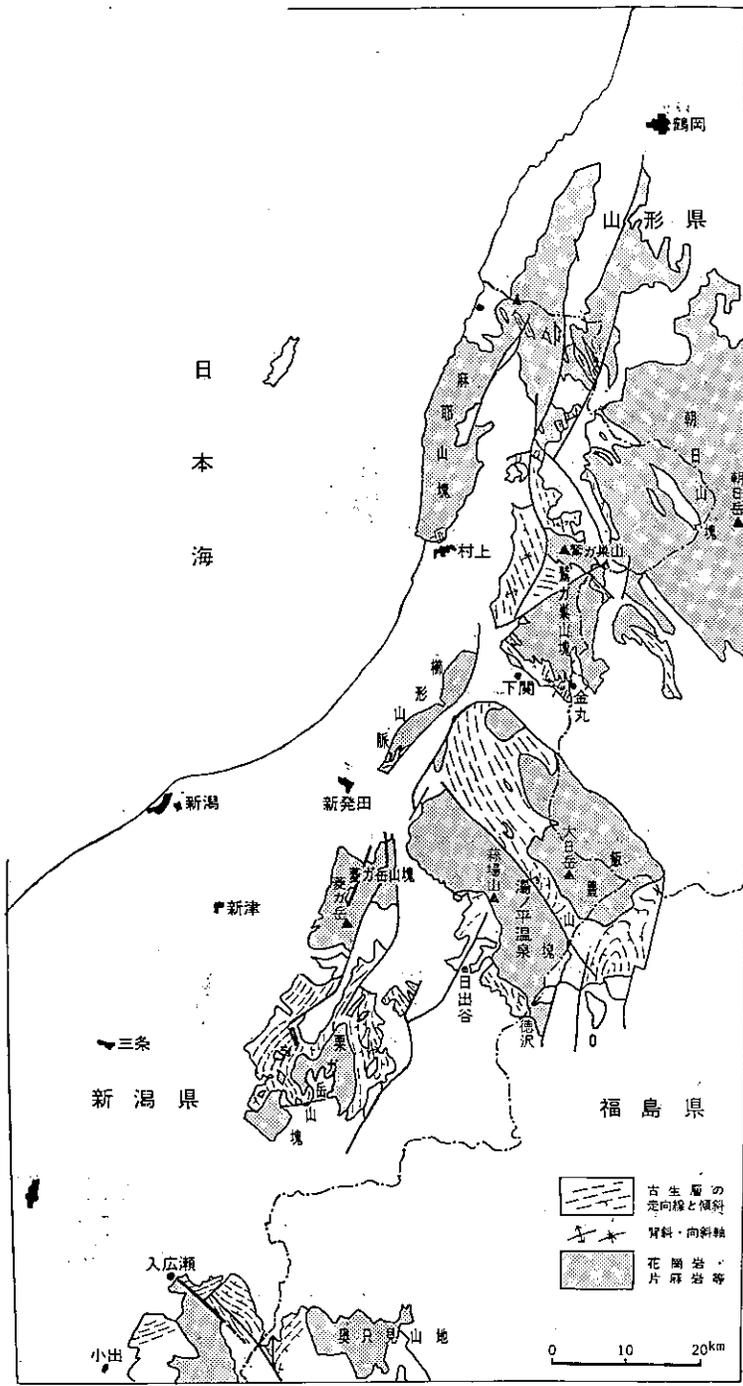
飯豊山塊 湯の平温泉付近を N60°W 方向に走る断層で、北東側の下関南方にひろく古生層が露出するブロックと、南西側の花崗岩質岩石からなるブロックとに大きく分けられる。

北東側ブロックの古生層²⁰⁾¹⁷⁾は、粘板岩・砂岩を主とし、N20—40°W 方向に配列するが、大日岳南方では N—S から NE—SW 方向に転じ、福島県下では、N—S 方向の褶曲軸をもってゆるい褶曲構造を呈する。水系の発達状況から、下関南方の広大な古生層にも褶曲構造があるものと思われるが、資料がないため、確定的ではない。なお、福島県側では、下部は粘板岩を主とし、中部に砂岩を挟み、上部にチャートの挟みが多いと報告されている²⁾。

南西側ブロックは、資料に乏しく、多くはルーフペンダント状に分布するため、構造の推定は困難である。蒜場山南方²⁾では、E—W 方向で S 傾斜、国鉄磐越西線日出谷—徳沢間では NW—SE 方向で、同じ方向の褶曲軸をもつ背斜構造を呈する。また南西側ブロックは、層相から、チャート・石灰岩を若干含むことにより、北東側ブロックと若干異なっており、むしろ、南側の粟ガ岳山塊に近い性質をもつようである。

櫛形山脈 ここでは、基盤岩類の大部分は実川型花崗岩であり、わずかに南端部にルーフペンダント状に古生層²⁾が分布する。この古生層は粘板岩・チャートからなり、南方に傾斜する点、断層および新第三系をへだてた胎内川流域の古生層とは、不調和な傾向をもつ。

粟ガ岳山塊 ここに粟ガ岳山塊としたのは、地質構造上櫛形山脈の南方延長に相当する菱ガ岳山塊と、阿賀野川の南方に広く分布する基盤岩類から構成される山地を総称したものであるが、菱ガ岳山塊は、花崗岩質岩石だけで構成されているので、主として阿賀野川以南の地域に露出する古生層について述べることに



第1図 古生層の構造要図

する。この山塊の古生層²⁰⁻²²は、石灰岩および輝緑凝灰岩を含み、全体として N-S 方向に近い走向で東方または西方に傾斜する。南部の粟ガ岳付近では N30°W 方向に変化する。石灰岩の層準は 2 つあるとされており、その石灰岩を鍵として褶曲構造が推定される。なお本山塊の石灰岩には、*Neoschwagerina* sp. を産するものがあることが報告され¹¹、古生層と確認された。

奥只見山地 粟ガ岳山塊の南方約 30 km、新潟県北魚沼郡入広瀬村から、福島県下にかけて、古生層が広く分布する。新潟県側の古生層⁹には、石灰岩および輝緑凝灰岩を含む層準があることが報告され、構造は、NE-SW 方向の断層によって、走向 N50°E、NW 傾斜のブロック、走向 N40°W、NE 傾斜のブロックおよび走向ほぼ N-S、E 傾斜のブロックとに分けられる。これらのうち第 2 ブロックは県境を越えて福島県側へ延びることが推定される。また、福島県下⁹では、破砕帯を伴う断層で境されて、NE-SW 方向に延びるブロックがあり、層相からは、前者のブロックととくに地層の擾乱度などで差が認められることが報告されている。なお、村山・上村²⁰は、東側ブロック延長上の位置で保存不良の腕足類化石をみだしている。

以上、各地域の記載を総括して第 1 図に示す。

2. 各山塊相互の関係

以上、各山塊ごとの構造様式と層相を考察すると、本地域の古生層を次のように総括してみることが可能である。すなわち

I. 日本国——三面構造線に沿う粘板岩を主とするもの。

II. 啄耶山塊・櫛形山脈において、花崗岩中のルーフペンダントとしてみられる粘板岩・チャートからなり、南方に傾斜しているもの。

III. 日本国——三面構造線と、飯豊山塊を 2 つのブロックに分ける断層とに挟まれた部分にみられる粘板岩・砂岩互層および粘板岩・チャートの互層からなり、NW-SE 方向の一般走向をもつもの。

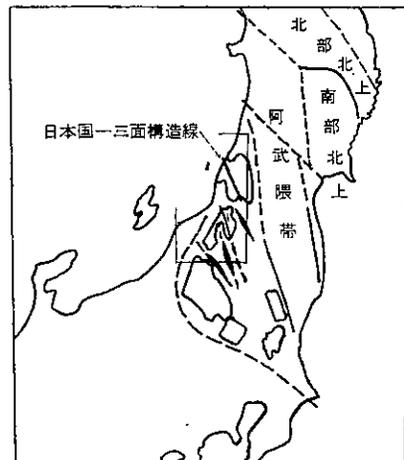
IV. 飯豊山塊南西ブロックおよび粟ガ岳山塊にみられ、石灰岩・輝緑凝灰岩を含むことで特徴づけられるもので、概して NNE-SSW 方向の一般走向をもつもの。

V. 奥只見山塊に分布し、下部は粘板岩、上部は石灰岩と輝緑凝灰岩を含むことで特徴づけられるもの。に分けられ、II、III と IV、V とは、石灰岩・輝緑凝灰岩を含むことにより層相上の大きな対応をなしている。ただし、粟ガ岳地域以外については、化石の産出が報告されていないので、II、III の正確な時代はもちろん、IV、V との関係もいまのところ不明であり、今後の調査に期待される。

3. まとめ

近年、東北日本の先新第三系については、多くの人々によって研究がなされ、地質構造図も描かれているが、越後山脈に分布する時代未詳の古期岩層を中心とする地質構造は、依然空白状態であった。島津¹⁹は、この地域を含め、八溝・鷺の子・鶏足・帝釈・奥只見等の山地の中—古生層を西南日本内帯に相当するものとしている。

西南日本内帯に比較すると、島津¹⁹の上越迸入帯は、新第三系および新しい火山岩に覆われ、時代未詳の古期岩層は花崗岩等に貫かれているので、きわめて断片的ではあるが、無理に関東地方の古期岩層と対応させてみると、II・III のブロックは、主として粘板岩・砂岩からなる八溝・鶏足山塊列²¹



第 2 図 東北日本の地体構造 島津 (1964) 原図・一部加筆

に、輝緑凝灰岩・石灰岩を含む層準のみられる IV・V のブロックは、帝釈・足尾山地に相当する配置を示すように見受けられる。

また、II・III のブロック、IV・V のブロックには、NW—SE 方向の火山砕屑物を含む下部新第三系の“地溝”がある。この地溝を中心として古期岩類の配列方向を考えると、方向にかなりの変化が認められ、この変化は、若狭湾南方の古生層が、若狭湾—伊勢湾の構造帯に順応するような配列をなしている状態に似ているように見受けられる²⁰⁾。藤田²⁴⁾は、東北日本グリーンタフ地向斜に基盤の断裂系を推定しているが、古期岩層の方向の不連続性からも、断裂系が推定され、これを第2図に示した。

なお、新第三系の地質構造との関係については、新潟地震に関係する地質構造図として後日報告する予定である。

引用文献

- 1) 河野 密 (1914): 20万分の1地質図幅「村上」並同説明書, 地質調査所
- 2) 河野 密・渡辺久吉 (1917): 20万分の1地質図幅「新潟」並同説明書
- 3) 渡辺久吉 (1918): 越後蒲原地方に於ける接触鉱床, 地学雑, vol. 30, nos. 353~356
- 4) 松野寛治 (1919): 新潟県下鉄鉱調査報文(その1, 2), 地質調査所報告, no. 75
- 5) 藪部龍一 (1942): 新潟県鉱物資源調査報文(その2~4), 地質調査所報告別輯, no. 4
- 6) 新潟県商工部 (1951): 飯豊山加治川上流地質予察報告, 新潟県
- 7) 新潟県商工部 (1952): 新潟県早出川および大谷川両地域鉱床調査報告, 新潟県
- 8) 沢村孝之助 (1953): 只見川上流地域の地質, 地質調査所月報, vol. 4, no. 1
- 9) 百武松兎他2名 (1955): 新潟県北魚沼郡入広瀬村末沢川流域地区の石灰石調査報告, 新潟県
- 10) CHIHARA, K. (1959): *Geology and Petrology of Granitic Rocks and Gneisses in the Northern District of Niigata Prefecture, Part I, Granitic Rocks*, Jour. Fac. Sci., Niigata Univ., Ser. II, vol. 3, no. 3
- 11) 藤本治義・小林二三雄 (1961): 奥羽地方内帯の古生層について, 地質雑, vol. 67, no. 787
- 12) 島津光夫・河内洋佑 (1961): 朝日山地の花崗岩類とこれに伴うウラン鉱床, 日本におけるウランの産状(その1)地質調査所報告, no. 190
- 13) 山形県鉱業課 (1960): 20万分の1山形県地質図, 山形県
- 14) 福島県 (1962): 20万分の1福島県地質図, 福島県
- 15) 新潟県商工労働部 (1962): 20万分の1新潟県地質産図及説明書, 新潟県
- 16) 島津光夫他2名 (1963): 新潟・山形両県境小国金丸地区ウラン鉱床——とくに周辺の地質について——, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2
- 17) 青木和子 (1963): 新潟県胎内川地域の所謂古生代砂岩の鉱物成分, 山形大紀要, 自然科学, vol. 5, no. 4,
- 18) CHIHARA, K. (1963): *Geology and Petrology of Granitic Rocks and Gneisses in the Northern District of Niigata Prefecture, Part II, Nihonkoku Gneisses*, Jour. Fac. Sci., Niigata Univ., Ser. II, vol. 3, no. 5
- 19) 島津光夫 (1964): 東北日本の白堊紀花崗岩, I, II, 地球科学, no. 71, 72
- 20) 村山正郎・上村不二雄: 福島県南会津郡檜会岐村袖沢地区地質概査報告, 地質調査所資料(未公表)
- 21) KAWADA, K. (1953): *Geological Studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain Blocks and their Neighbourhood in the Northeastern Kwanto District*, Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C, vol. VI, no. 15
- 22) 岩生周一・今井 功 (1955): 7万5千分の1地質図幅「塩原」及地質説明書, 地質調査所
- 23) 村山正郎・河田清雄 (1956): 5万分の1地質図幅「燧岳」及説明書, 地質調査所

- 24) 藤田至則 (1960): 東北日本におけるグリーンタフ地向斜の古地理的, 造構史的変遷に関する法則性, 地球科学, no. 50~51
- 25) 大森昌衛 (1960): フォッサマグナの地質学的意義, 地球科学, no. 50~51
- 26) 塚野善蔵 (1965): 若狭湾地域の地形と地質, 若狭湾国定公園学術調査報告

Paleozoic Rocks of the Echigo Mountain Range, Northeast Japan

By

Kazuo KURODA

Abstract

"Paleozoic rocks" of the Echigo mountain range are divided into the following three formations based upon their occurrences and constituents:

(1) Clayslate formation, intercalated as xenolith-like lenticular bodies in the Nihonkoku-Miomote tectonic belt.

(2) Clayslate and sandstone formation, distributed on the southwestern side of the Nihonkoku-Miomote tectonic belt. Fossils are not yet found in the formation.

(3) Clayslate formation, characterized by intercalations of limestone and schalstein. The limestone yields *Neoschwagerina* sp. which indicates Permian in age.

Their distributions are separated each other by overlying sediments and pyroclastics. As a whole they have the NNW-SSE trend which coincide with the trend of Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks in Northeast Japan.

551.24:550.34(521.41+521.15)

I.4 村上一鶴岡間の地域の構造解析

村 井 勇*

まえがき

新潟県粟島南西沖を震央として起こった新潟地震は, 新潟・山形・秋田・福島各県にわたる広い範囲に被害を及ぼし, 特に新潟平野と庄内平野の一部の軟弱地盤地域に被害が集中して注目された。これらの平野は, 第三紀後期から活動を続けてきた造構造帯の中の, 最近においてもなお運動が続いていると考えられる向斜構造の上に生じた沖積平野で, 被害を大きくした直接の原因は地盤がきわめて軟弱であったことにあるが, その背後には軟弱地盤を形成させた地質構造的條件が存在していたことも見過ごすことができない。また, ひいては, 地震発生の原因が裏日本沿岸地帯に継続して活動している造構造運動とも密接な関係をもっていると考えられる。

地震直後に行なわれた各研究機関の調査によれば, 震央を中心とする一帯に大規模な変動が起こっており, 粟島は 0.8~1.5m 隆起して WNW 方向に約 55° 傾動し (中村他 2 名, 1964), 粟島海峡および粟島堆を含む NNE-SSW の方向に延びる海底が最大 5m ほど隆起し, この区域に存在する NNE-SSW 方向の断層の 1 つが活動したことが明らかにされた (茂木他 3 名, 1964)。また対岸の村上一由良間では海岸汀線が最大 40cm 沈下し (茂木, 1964), 葡萄山塊一帯が N70~80°W の方向に約 3/7 ほど傾動したことが知

* 東大地震研究所

られた(岡田他1名, 1964)。このような変動は、この地域の地質構造と調和的に起こっており、段丘面や波蝕面の傾斜から知れる最近の地質時代の地殻変動の一般傾向と一致している。震央付近で行なわれた音波探査の結果でも、海底地形の上で認められた断層の下に地質的断層のあることが認められ、今回の地震に伴って活動した断層はその1つであることが明らかにされている(奈須他2名, 1964; 早川他2名, 1965)。このような意味で粟島およびその対岸地域一帯の地質構造を詳細に調査し、その構造的特徴を解析して、新潟地震を構造地質学的見地から解釈しようとすることも重要と考えられる。この目的のために、筆者は断理および小断層のような微細構造の調査をこの地域において行なってみた。この報文に調査の結果の概要を記述したいと思う。

村上一鶴岡間の地域の調査は、新潟地震防災総合調査研究の一環として昭和39年11月26日~12月5日の10日間、および昭和40年3月15日~19日の5日間に行なわれたが、その後別途に40年5月11日~18日にわたり粟島を中心として補足調査を行なった。粟島の調査結果についてはすでに別に報告してある(村井, 1965)。この研究に特別の便宜を計って下さった地質調査所の須貝貫二・佐藤茂両博士に謝意を表す。また種々御教示いただいた地震研究所の森本良平教授、および図版作成に協力された岡田桂子・太田桂子両氏に感謝する。

1. 村上一鶴岡間の地域の地質概略

震央に最も近い海府海岸(村上より勝木に至る間)には花崗岩が露出し、桑川付近では笹川流れの奇景がみられる。その背後にNNE—SSWの方向に延びる葡萄山塊があり、さらに東には断層を境にして花崗岩と古生層とからなる笠取山地塊が同じ方向で並んでいる。葡萄山塊を形成している花崗岩は粗粒の黒雲母花崗岩と斑状花崗岩を主とし、北部の勝木付近で玢岩の岩脈が豊富に貫入している。著しい破碎構造を示し、細かな断理・剪断の発達が顕著で、多数の断層によって切断されている。地震の際に桑川付近で発生した崖崩れは、このような破碎構造が原因となっている。葡萄山塊の東側、笠取山地塊との間の鱈山地塊には中新統の岩船層が地溝状に分布し、葡萄山塊・笠取山地塊は地壘的な構造をもつ。このようなNNE—SSWに連なる地塊列の配列からなる構造は、北方の山形県側の地域まで続いている。鱈山地塊の北方延長には薬師岳から虚空蔵山に連なる花崗岩からなる薬師岳山塊がある。薬師岳山塊の西側の海岸沿いの地域は葡萄山塊の北方延長部にあたり、下部中新統の温海層群、中部中新統の上郷層群と鼠ヶ関層が北西側落ちの傾斜で重なって分布し、薬師岳山塊の花崗岩とは東側落ちの逆断層で大体接している。薬師岳山塊の東側は下部中新統の金山層が複向斜構造をもって地溝状に分布し、さらに東側には再び地壘状の花崗岩からなる鹿野山より金峰山に至る三方倉山塊がそびえている(森本他1名, 1964; 西田他1名, 1964)。

岩船層(西田, 1958)は安山岩質熔岩・凝灰角礫岩・礫岩・硬質頁岩からなり、ほとんど陸成層で、この硬質頁岩から大須戸植物群が産し佐渡の杉野浦層に対比される。温海層群(茅原, 1958)は礫岩・砂岩・安山岩質熔岩および同質の凝灰岩・夾炭層・砂岩・シルト岩互層からなる汀線ないし非海成堆積層で、その下部から阿仁合型植物群が産し、男鹿半島の西男鹿層群に対比される。上郷層は凝灰岩・砂岩・シルト岩・硬質頁岩・炭質頁岩・安山岩~玄武岩熔岩などからなり、下位の善宝寺層は台島型植物群を産して男鹿半島の台島層に対比され、上位の大山層は *Vicarya yokoyanai* などの浅海棲貝化石を産して西黒沢層に対比される。鼠ヶ関層は硬質頁岩を主とする地層で、秋田地方の女川層、新潟地方の七谷層に相当すると解されている。上郷層と鼠ヶ関層には厚い粗粒玄武岩岩床が何枚も貫入している。なお、粟島に分布する新第三系も七谷層に相当する頁岩で、粗粒玄武岩の岩床が多数貫入している。

2. 勝木—鶴岡間の地域の新第三系の構造

この地域の地質は、茅原の未公表地質図によると、勝木および府屋付近では花崗岩基盤上にある新第三系が基盤岩とともに断層によって切られて小地塊状に分布し、鼠ヶ関から五十川までの区域ではN25~30°Eの走向でWNWに傾斜する単斜構造を示し、さらに北方の三瀬—加茂地域ではかなり複雑な褶曲構造が発

達している。五十川—小波渡付近には NE—SW の方向の断層が数本あり、その部分を境にして、北側の地域では地層の走向が東へ回転して $N30\sim 50^{\circ}E$ となっている。三瀬—加茂地域に発達する褶曲構造は、細かな断層によって切られているが、その軸の方向は大体 $N40\sim 50^{\circ}E$ である(棚井, 1951; 清水他 2 名, 1952)。新第三系と東方の花崗岩との境には NNE—SSW の方向の著しい逆断層が走っており、新潟地震の際、この線上に沿って被害が集中し、山五十川・一霞・小国など各所で崖崩れ、道路・橋梁の破損などが発生した(南雲, 1964; 建設省国土地理院, 1965)。

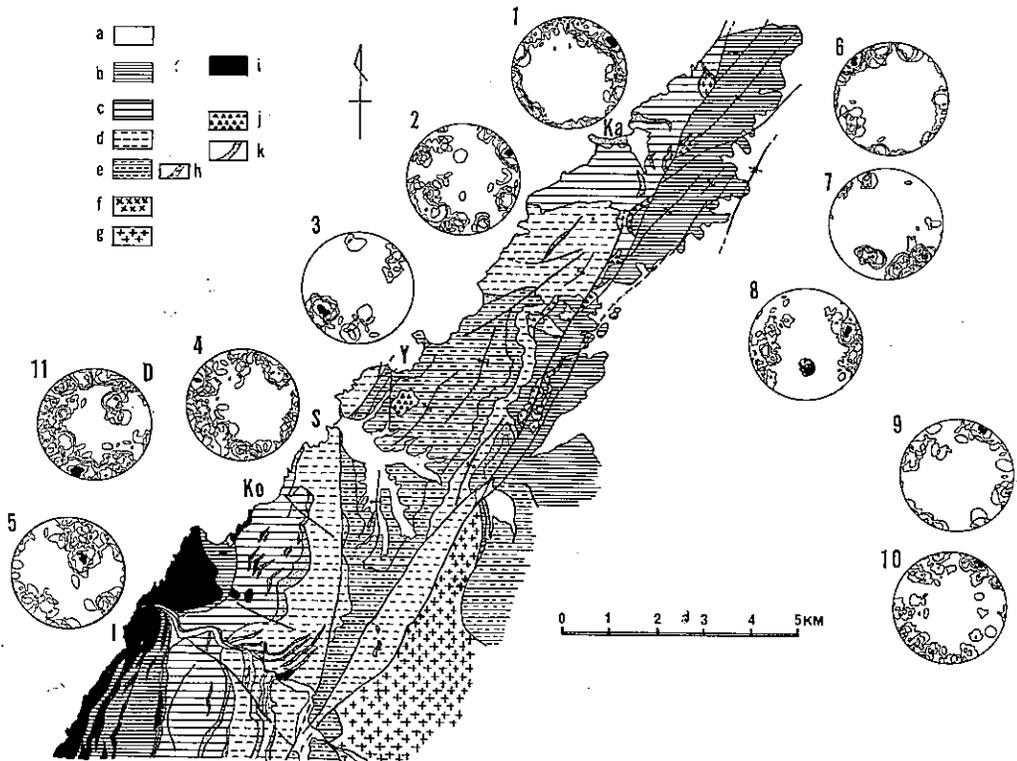
筆者は、この地域の数カ所で新第三系中に発達する“われめ系”を調査した。調査方法の詳細は省略するが、大要を述べると次のとおりである。

一定の地区内の同じ地質的単元に属する岩層の露頭について、色々な種類の“われめ”を無作為的に数10個以上抽出して測定し、そのわれめ面の極の方位をシュミット網(正積投影網)の上に投影し、そこに現われる投影点の集合の模様を等集中度曲線を用いて描きだし、その図型によってわれめ系の状態を代表させる。投影にはすべて下半球を使用した。このようにして作製したわれめ系の図型によれば、節理や断層のような微細構造の発達状態は先に述べたような新第三系の巨視的な構造と全く並行している。われめ系の様相はかなり複雑で、場所ごとに多少の変化を示すが、一般的特徴として節理系 3 要素とそれに対応する断層系を認めることができる。最も顕著に現われるものは褶曲軸あるいは地層の走向に垂直な直立する節理系 M と、これにほぼ直交し直立する節理系 N で、いずれもいわゆる tension joint の性質を示す。このほか褶曲軸あるいは地層の走向の方向を等角度にはさんで斜交し直立する 1 対の共軛な節理 K, K' があり、shear joint の性質を示す。そして、この 3 つの節理系を発達させた応力条件と同一の条件下で形成されたと解釈されるいくつかの断層系が認められる。われめ系を形成させた応力条件の解釈方法の詳細についてはここでは述べないが、われめ系の発達状態からその形成当時の主応力軸の方位および主応力の相対的大きさを求めることができる(村井, 1965)。節理系 M については $N25\sim 50^{\circ}E$ の方向に σ_3 が位置するような応力条件が考えられ、 N は σ_3 が $N65^{\circ}W$ 前後の方向に位置するような条件を、また K および K' は σ_3 が $N25\sim 50^{\circ}E$ の方向、 σ_2 が鉛直方向に位置するような条件を考えることができる^{注1)}。 M および K, K' の σ_3 の方向は褶曲軸あるいは地層の走向の方向と密接な関係があり、ほぼその方向に一致している。たとえば、勝木—温海地域においてはその方向は地層の走向にほぼ一致して $N25\sim 35^{\circ}E$ であるが、五十川—加茂地域では $N45\sim 55^{\circ}E$ と地層の走向の変化につれて変化している。これに対して、節理系 N の σ_3 の方向は全地域を通じてほとんど変化していない(第1図、第2図および第3図参照)。

本地域の新第三系は上記のような顕著な節理系の発達を示すが、断層系の発達はあまり著しくない。このため 1 つの露頭面上で互いに共軛な 1 対の断層をみいだすことはなかなか困難であり、また 1 露頭面上の共軛な 1 対の断層群の個々の断層面の方位がかなり変化する場合が多く、場所ごとの変化も大きい。断層の中には鏡面上の擦痕の方向が傾斜方向のものと走向方向のものと 2 種類あり、前者の場合逆断層性のものと正断層性のものとある。逆断層性のものは個数が少なく、その構造的意味を明確にすることができなかったが、NNE—SSW に延びる地塊列を切る逆断層に対応するものと考えられる。正断層性のものには、 σ_3 の方向が節理系 M と N の σ_3 にそれぞれ相応する共軛なもの 2 対 $m, m'; n, n'$ があり、いずれも σ_2 が鉛直方向にある。後者の横ずれ断層性のものは節理系 K, K' に対応するもの k, k' で、主応力軸も共通である。

北部の加茂—温海地域では m, m' の発達が特に顕著で、 σ_3 の方向は $N35\sim 55^{\circ}E$ 、褶曲構造を両切りしている。 n, n' の発達はむしろ弱く、 σ_3 の方向は $S60^{\circ}E$ 前後で、ほぼ一定している。このほか σ_3 の方向が $N75\sim 80^{\circ}E$ にある正断層性の共軛なもの 1 対 o, o' が現われる場合がある。南部の温海—勝木地域では、 m, m' の発達はほとんどみられない。これは、この地域に褶曲構造がみられず単斜構造を示すこととよく対応している。 σ_3 の方向が $S65\sim 70^{\circ}E$ にある n, n' の発達が目立ち、ほかに σ_1 あるいは σ_3 が $N20\sim$

注1) ここに使用した $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ はそれぞれ最大、中等、最小主応力を意味する。一般の弾性理論あるいは土圧理論における用法と同じである。なお平山・垣見の報文(1965)中に使用されている $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ は伸張応力を採用しており、筆者の用法と符号が逆である。したがって σ_1 と σ_3 が入れかわっている。



第1図 福岡一温海間のわれめ系

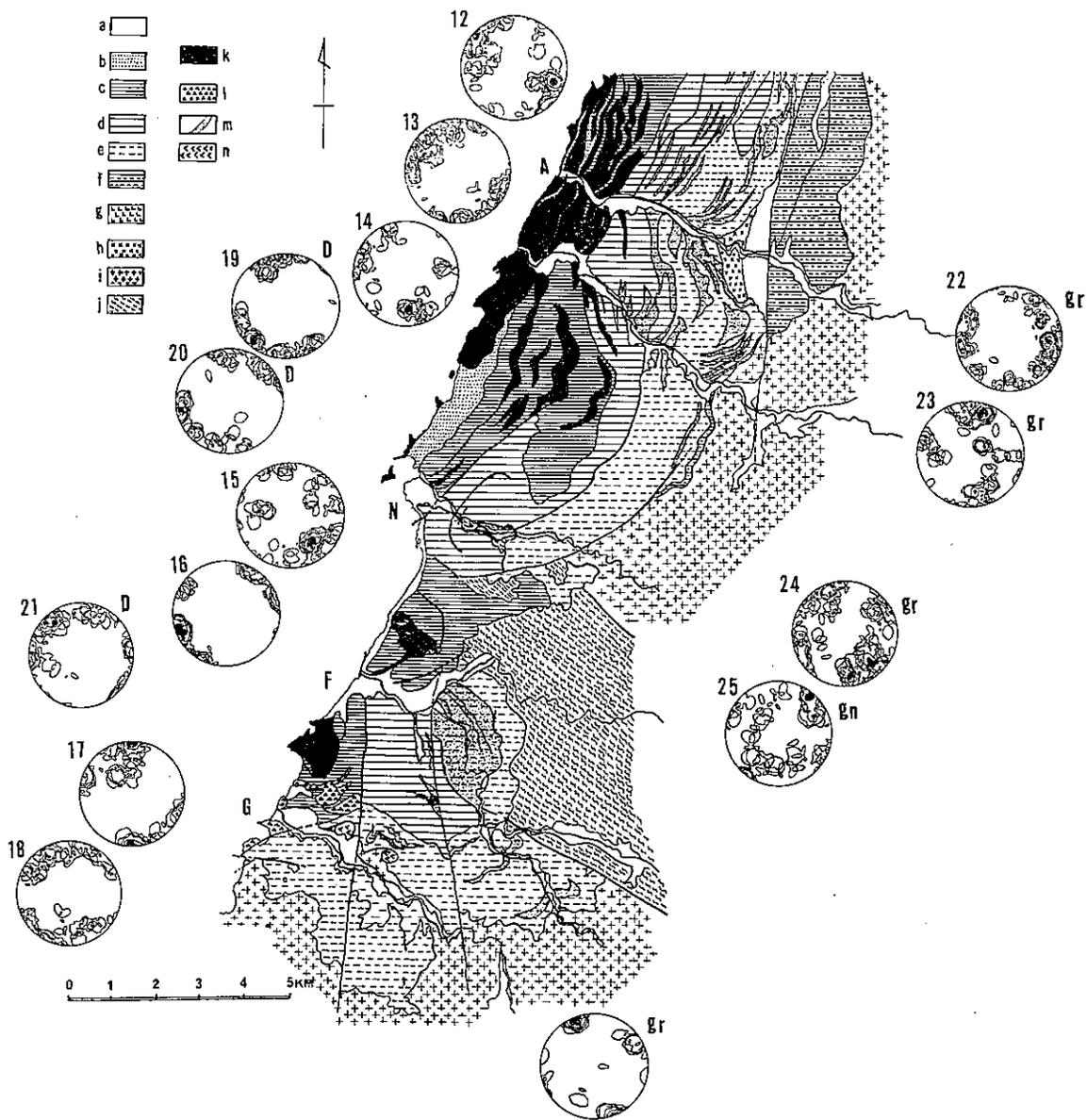
a: 第四系, b: 上野原層, c: 温海層群上部 (五十川夾炭層), d: 温海層群中部 (温海帯火山岩層), e: 温海層群下部 (油戸夾炭層, 山五十川層, 一霞層), f: 花崗斑岩, g: 花崗岩, h: 炭層, i: 粗粒玄武岩, j: 安山岩~玄武岩, k: 流紋岩・石英安山岩・粗面岩・安山岩等。Ka: 加茂, Y: 由良, S: 三瀬, Ko: 小波瀬。D: 粗粒玄武岩のわれめ系, それ以外の図型は堆積岩層のわれめ系。地質図は茅原の未公表の西田川炭田地質図による。

45°W にあると考えられるような断層系が現れる場合がある。これは基盤の花崗岩中に認められる構造の1つと共通のものと考えられ、勝木・府屋付近の新第三系の構造に見られるような基盤の地塊運動の影響の表われと解釈される。基盤に接する地区では、われめ系の均一性が多少失われ、その方位が乱れる場合がある。

以上に説明してきたわれめ系は、主として新第三系の堆積岩層中に発達するものについてであるが、その中に介在する熔岩や貫入岩床についても調査を行なってみた。そのうち、粗粒玄武岩の調査結果を第1図および第2図に記入してある。これらの火成岩類は冷却固結の際に発達する顕著な柱状節理を示し、その後生じた構造的なわれめを露頭上で判別するのが困難な場合が多い。また柱状節理の面が構造的なわれめに発達している場合もある。詳しい検討はここではできないが、われめ系の全体の特徴は堆積岩層の中に発達するものと大体共通するようである。当然のことではあるが、断層性のわれめ系は堆積岩層中のものと発達状態がほぼ一致している。

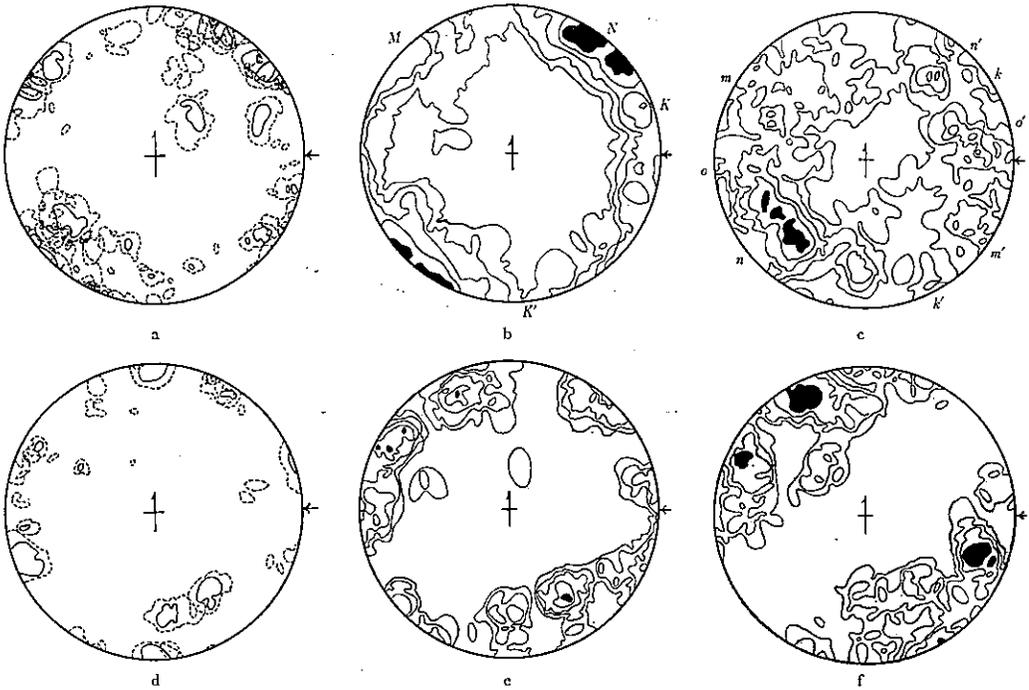
3. 花崗岩類の構造

この地域に分布する花崗岩はほとんど大部分白堊紀ないし第三紀の初めに進入したもので、新第三系の基盤を構成している。勝木東方には庄砕岩を主とする日本国片麻岩 (杉山, 茅原, 1951; 茅原, 1963) があり、これを境にして南部の葡萄山塊には粗粒黒雲母花崗岩を主とする小川型花崗岩が、北部の薬師岳山塊には中粒の花崗閃緑岩が分布する。日本国片麻岩の片理は NW—SE の方向で、その南東延長の三面川上流に同様の庄砕岩が発達しており、これを結ぶ線が一つの構造線であるという解釈がある (島津, 1964)。このほか



第2図 温海一勝木間のわれめ系

a: 第四系, b: 貝ヶ関層, c: 上郷系層, d: 温海層群上部, e: 温海層群中部, f: 温海層群下部, g: 流紋岩, h: 花崗斑岩, i: 花崗岩, j: 日本国片麻岩, k: 粗粒玄武岩, l: 玄武岩~安山岩, m: 流紋岩・石英安山岩・粗面岩・安山岩等, n: 石英安山岩. A: 温海, N: 貝ヶ関, F: 府屋, G: 勝木. D: 粗粒玄武岩, gr: 花崗岩, gn: 日本国片麻岩, その他は新第三系堆積岩層のわれめ系. 地質図は茅原の未公表の西田川炭田地質図による.



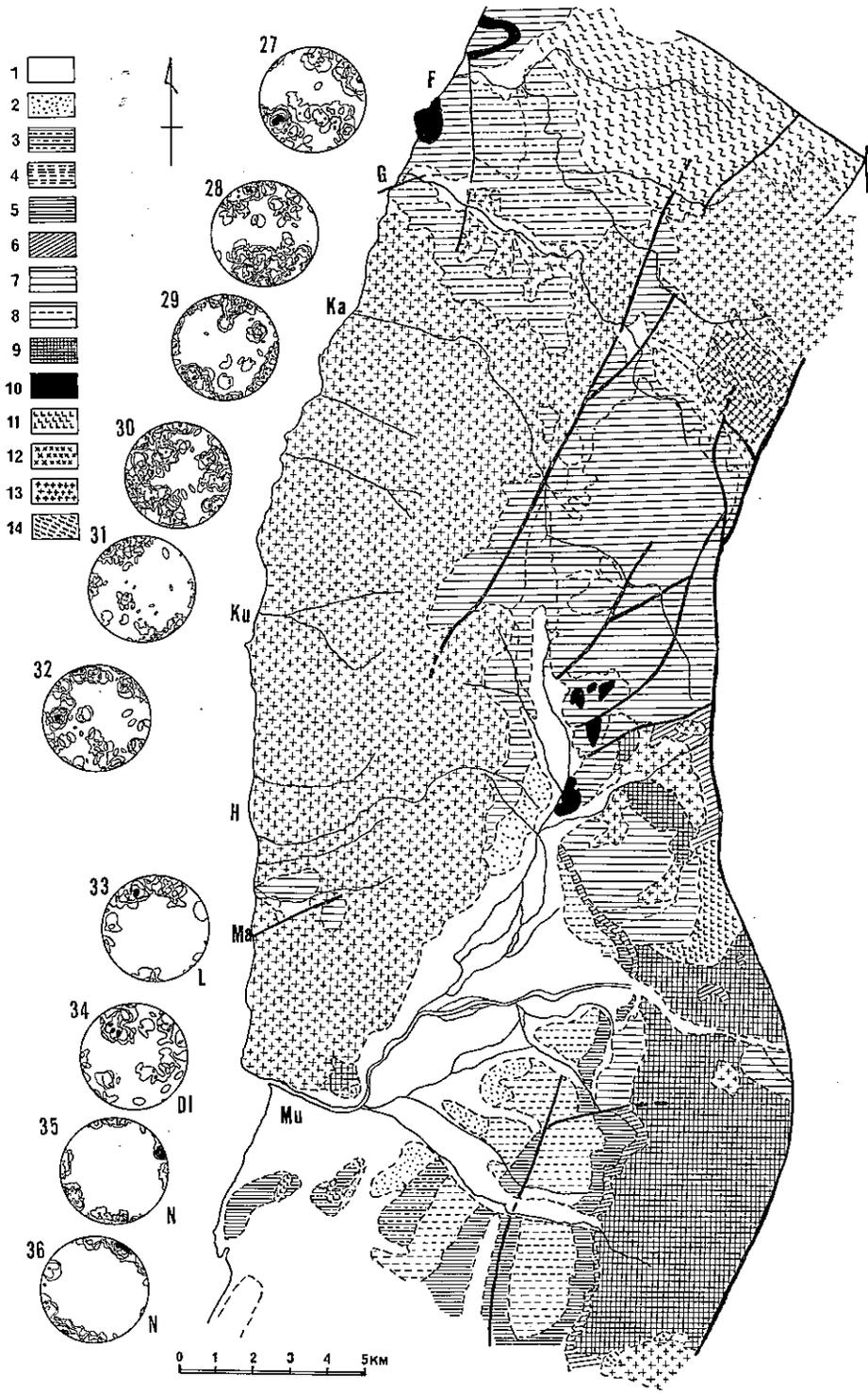
第3図 鶴岡—勝木間の地域の新第三系中に発達するわれめ系

a, b, c: 鶴岡—温海間; d, e, f: 温海—勝木間。a, d は極大区, 副極大区の複合図型。b, e は節理系, c, f は断層系の選択集合図型。

加茂丘陵には、新第三紀層を貫く花崗岩の小露出があり、この地域の各所に分布する流紋岩の活動と関係があると解釈されている(棚井, 1951)。日本国片麻岩は顕著な圧碎構造を示し、かつ断層によって小地塊化している。葡萄山塊の花崗岩もかなり著しい破碎構造を示す。一般に粗粒で片理は認められないが、細かな劈開や節理が発達し、断層によって細かく切られている。

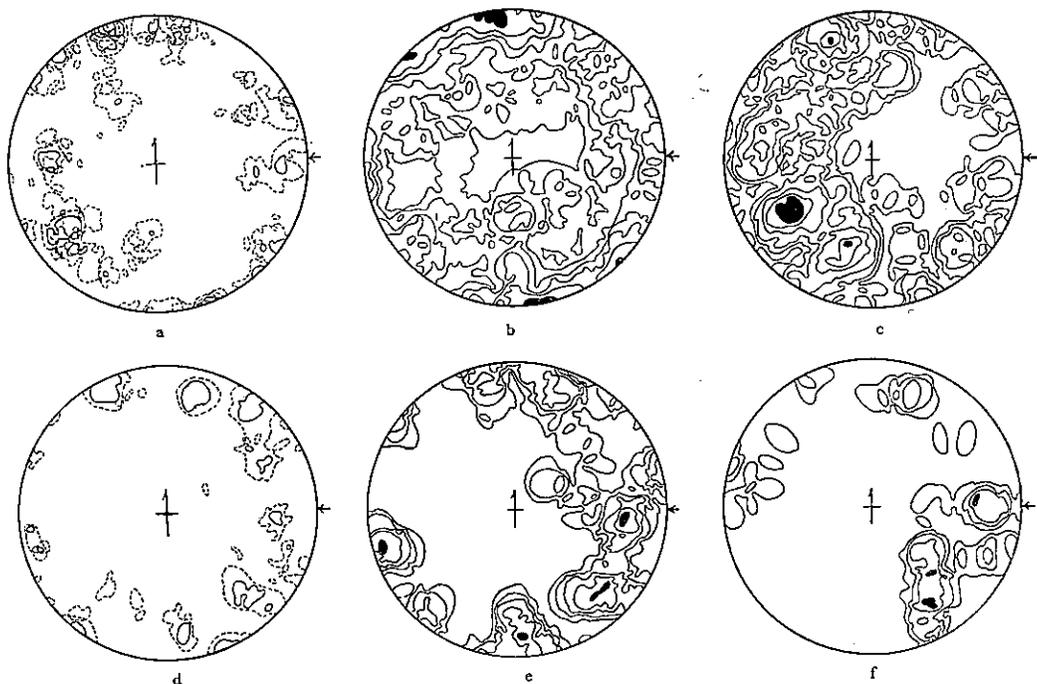
薬師岳山塊の花崗岩に発達しているわれめ系については第2図に、葡萄山塊の花崗岩のわれめ系は第4図に図示してある。構造はきわめて複雑で、解析が困難であるが、新第三系中のわれめ系と共通のものと、それより古い構造との入りまじったものと考えられる。一見して知れるように各図型は複雑な様相を示し、かつ場所ごとの変化が著しい。前述の新第三系の場合のように、もとの応力条件を復元することは簡単ではないが、新第三系のわれめ系および他の地域の花崗岩のわれめ系の図型と対照して、それぞれに特徴的な要素と共通と思われるものをみつけだすことができる。

新潟平野東縁山地の花崗岩は $N 70 \sim 80^{\circ} E$ の走向をもつ直立した節理の発達が著しく、 $N-S$ ないし $NNE-SSW$ の走向の断層の発達が顕著で、われめ系はこの2要素から主として構成され、概して単純な図型を示す。このような特徴は粟島の花崗岩および葡萄山塊、薬師山塊の花崗岩においても共通して認められるが、図型はかなり複雑となっている。特に海府海岸の花崗岩に発達するわれめ系はきわめて複雑で変動が大きい。これらの地域のわれめ系図型には、一般に上記の $N 70 \sim 80^{\circ} E$ の節理のほか、新第三系の K, K' に対応する節理が認められる。また $N 45^{\circ} W$ および $N 45^{\circ} E$ 付近の走向をもつ直立した節理がみられるが、新第三系の M および N に方位はほぼ一致するものの、古い構造に属すると考えられる。新第三系中の断層系 n, n' に対応する顕著な断層があり、これに伴って発達したと考えられる節理もある。その σ_3 の方位は $N 65 \sim 85^{\circ} W$ となっている。断層系にはまた k, k' に対応するものがあり、その σ_3 の方向は $N 15 \sim 40^{\circ} E$ である。このほか $N 30^{\circ} W, N 70^{\circ} W, N 45^{\circ} E$ などの走向を有する断層がみられ、いずれも正断層性のものと考えられ、新第三系中の断層と方位はほぼ共通しているが、古い構造が再活動したものと考えられる。ただし、



第4図 勝木一村上間のわれめ系

1: 沖積層・段丘堆積層・砂丘等, 2: 矢代田層, 3: 西山層, 4: 寺泊層, 5: 七谷層, 6: 津川層, 7: 岩船層, 8: 相川層, 9: 吉生層, 10: 粗粒玄武岩, 11: 流紋岩, 12: 花崗閃緑岩, 13: 花崗岩, 14: 日本国片麻岩. F: 府屋, G: 勝木, Ka: 寒川, Ku: 桑川, H: 早川, Ma: 間島, Mu: 村上. L: 流紋岩, DI: 段丘堆積層及び矢代田層, N: 七谷層のわれめ系, 他は花崗岩のわれめ系.



第5図 花崗岩中に発達するわれめ系

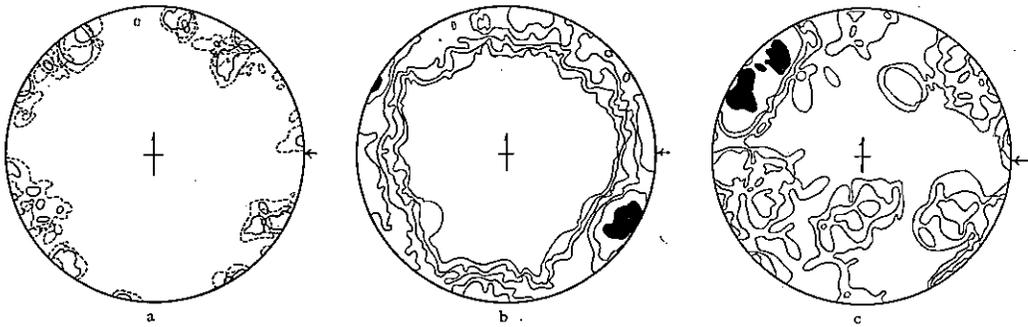
a,b,c: 海府海岸, 勝木一早川間; d,e,f: 桑師岳山塊。a,d は極大区および副極大区の複合図型。b,c は節理系, c,f は断層系の選択集合図型。

資料不足のため、花崗岩の構造を以上のように解析することにはまだ多少の疑問の点も残っている。これらの構造のうち特に顕著な発達を示し重要な意味をもつものは、新第三系の n, n' に対応する断層である (第5図参照)。

4. 粟島およびその他の地域の新第三系の構造

粟島の新第三系中に発達するわれめ系は別の報文 (村井, 1965) に概略を記してある。粟島は主として七谷層相当の硬質頁岩と粗粒玄武岩とから構成されるが、硬質頁岩の露出はむしろ少なく、われめ系の調査による構造解析のための資料が十分得られないが、対岸地域等の資料と比較対照して構造を解釈することができる。粟島の新第三系は全体としてハゲノ浜を中心にしてゆるい半ドーム状の構造を示すが (松田他2名, 1964), われめ系の発達状態もこの構造に対応している。島のほぼ中央に大きな断層があると考えられ、それに接する部分では構造の乱れが認められる。内浦南ハゲノ浜の花崗岩の基盤上にある頁岩の露頭では乱れない図型が得られ、節理系および K, K' の発達が著しい。その σ_3 の方向は $N 30 \sim 35^\circ E$ で、粟島およびその付近の地質構造の主要方向とよく一致している。釜谷付近では、節理系 M および K, K' の σ_3 の方向は $N 15^\circ E$ 前後、 N の σ_3 は $N 60^\circ W$ 前後であるが、北方のショーノミヤ・旗崎付近では、 M および K, K' の σ_3 が $N 40 \sim 45^\circ E$ に回転している。ただし N の σ_3 の方向は $N 55 \sim 65^\circ W$ で、対岸地域の場合と同様に変化していない。断層系については資料が少なく詳しい検討はできないが、節理系の各要素との対応を示し、 $m, m'; n, n'; k, k'$ のそれぞれ共軛な3対を認めることができる。 $m, m'; n, n'$ は正断層と考えられ、いずれも σ_1 は鉛直方向にある。また o, o' やその他の共軛の対をなす断層が少数認められる。このほか E-W の走向をもつ低角の断層があるが、その構造的意味は明らかでない (第6図参照)。

庄内平野周辺部および新潟平野周辺部の新第三系の構造についても調査を進めているが、粟島および対岸地域の新第三系中のわれめ系と共通の特徴をもつものがいずれの地域においても認められる。節理系 M, N



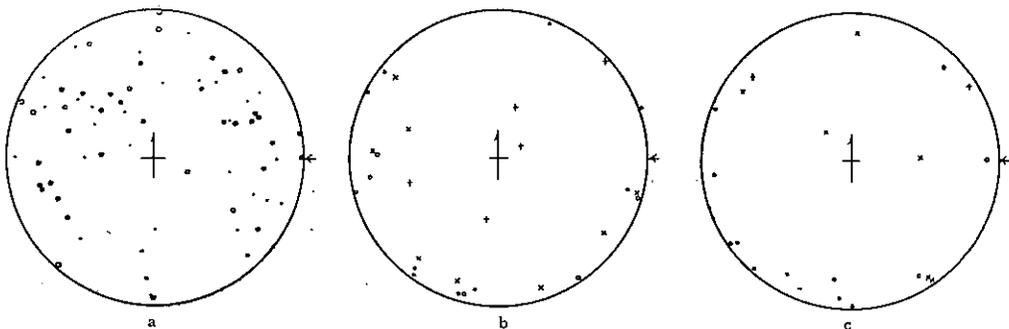
第 6 図 粟島の新第三系中に発達するわれめ系

a は極大区および副極大区の複合図型。b は節理系, c は断層系の選択集合図型。

および K, K' に相当するものが常に現われ、これらは地層の傾斜や褶曲構造の各部の位置に関係なく常にほぼ直立している。断層系 m, m' ; n, n' ; k, k' の現われかたもほとんど全地域に共通している。第 4 図中には一例として瀬波温泉付近の七谷層と洪積層中のわれめ系の図型を示してある。これらのわれめ系の発達状態は褶曲構造と密接な関係を示し、主応力軸の方位が褶曲構造の軸と一致している。新潟地域では相川・岩船層から魚沼・矢代田層に至るまでの全地層に共通のわれめ系が認められ、灰爪期より魚沼期末にいたる期間を中心として起こった褶曲および断層の形成運動のおそらく最後の時期に、各種の微細破断構造の形成があったものと解釈される。

おわりに

村上—鶴岡間地域の北半部に分布する新第三系は顕著なわれめ系の発達を示し、それは粟島および新潟・庄内地域一帯に分布する新第三系中のわれめ系と共通の特徴をもっている。このわれめ系は節理および断層系などのいくつかの要素によって構成され、褶曲軸および地層の走向の方向と密接な関係をもって発達している。各要素の形成された当時の応力条件を復元すると、それぞれに対して異なった主応力軸を考えなければならない(第 3, 第 5, 第 6 および第 7 図参照)。節理系・断層系のうち、 K, K' ; k, k' は σ_1 が WNW—ESE, σ_3 が NNE—SSW に σ_2 が鉛直方向にあったとして解釈され、おそらく褶曲構造の形成と直接関係があると考えられる。また M, m, m' では σ_1 と σ_2 が入れかわって鉛直方向に σ_1 が、WNW—ESE の方向に σ_2 がきたと考えられる。これに対して、 N, n, n' では σ_2 と σ_3 とが入れかわって、WNW—ESE の方向に σ_3 が NNE—SSW の方向に σ_2 がくる。この場合、はじめの応力条件とは全く逆となり、WNW



第 7 図 断層系およびそれより復元された主応力軸の方位

a: ● は正断層, ○ は逆断層。・ はやや大きな断層で変位の方向の不明のもの。b: 新第三系中の断層系の主応力軸。+: 鶴岡—勝木間地域での σ_3 の方位, ×: 同じく σ_2 の方位。○: 粟島での σ_3 の方位, +: 同じく σ_2 の方位。c: 花崗岩中の断層系の主応力軸。+: 海府海岸での σ_3 の方位, ×: 同じく σ_2 の方位。○: 栗原岳山塊での σ_3 の方位, +: 同じく σ_2 の方位。

—ESE の方向が σ_1 から σ_3 に変っている。応力条件の変化は主応力軸が相互に入れかわるという形で起こり、その軸の方位はほとんど変化しない。このような応力条件の変化は造構造運動の後期に起こる全般的隆起とそれに伴う地表での剝削作用の進行などの要因を考えることによって解釈されるが、その詳しい検討は別の機会に譲ることとする。われめ系の諸要素のうち N および n, n' は最も後期に生じたと考えられ、とくに NNE—SSW の断層系は地質構造上重要な意味をもっている。ただしこれらの断層はいずれも正断層性のもので、地塊列の境界となっている逆断層性の NNE—SSW の構造とどのような関係にあるのかさらに検討する必要がある。粟島東沖の海底で地震の際に明瞭な変位を示したものはこの逆断層系の1つである。葡萄山塊および薬師岳山塊の花崗岩についても、新第三系とほぼ共通の構造を認めることができるが、新旧両構造が入りまじってかなり複雑である。ここでも NNE—SSW の走向の断層系が重要な意味をもっている。NNE—SSW およびこれに直交する WNW—ESE の方向が村上一鶴岡地域および付近一帯の地質構造を支配する重要な方向であることは明らかで、新第三系の堆積盆地の形成から褶曲運動および最近の地殻運動にいたるまで、この方向の支配を受けている。新潟地震の発震機構も WNW—ESE の方向の圧縮力によって解釈されている(安芸, 1965)。

文 献

- 1) 安芸敬一 (1965): 新潟地震の発震機構とG波の発生伝播, 第433回 地震研究所談話会
- 2) CHIHARA, K. (1963): Geology and Petrology of Granitic Rocks and Gneisses in the Northern District of Niigata Prefecture, Part II. Nihonkoku Gneisses, Journal of the Faculty of Science, Niigata University, Series II, vol. 3, no. 5, p. 179~209.
- 3) 茅原一也: 西田川炭田地質図(未公表)
- 4) 早川正巳・鎌田清吉・細野武男・伊藤公介 (1965): 新潟地震の震央における音波探査, 地質ニュース, no. 129, p. 1~11.
- 5) 平山次郎・垣見俊弘 (1965): 地層中の応力場の解析法とその実例について, 地球科学, no. 78, p. 23~31.
- 6) 建設省国土地理院 (1965): 新潟地震震災調査報告, p. 61.
- 7) 松田時彦・中村一明・恒石幸正 (1964): 粟島の地質—新潟地震との関連, 地震研究所研究速報, vol. 8, p. 91~98.
- 8) 村井 勇 (1955): 福井平野周辺地域の地質構造解析, 地震研究所彙報, vol. 33, pt. 1, p. 121~151.
- 9) 村井 勇 (1965): 粟島に発達する節理と断層, 地震研究所彙報, vol. 43, pt. 3, p. 611~624.
- 10) 茂木昭夫・川村文三郎・岩淵義郎・金田一夫 (1965): 新潟地震による粟島付近海底の変動について, 海上保安庁水路部新潟地震調査報告, p. 1~19.
- 11) 茂木清夫 (1964): 新潟地震調査報告, 村上一加茂沿岸の地質, 地震研究所研究速報, vol. 8, p. 46~51.
- 12) 森本良平・木村敏雄 (1964): 新潟地震の地質学的背景, 地震研究所研究速報, vol. 8, p. 67~72.
- 13) NAKAMURA, K., KASAHARA, K., MATSUDA, T. (1965): Tilting and Uplift of an Island, Awashima, near the Epicentre of the Niigata Earthquake in 1964. Jour. Geodetic Soc. Japan, vol. 10, nos. 3~4, p. 172~179.
- 14) 奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一 (1964): 震源地付近の海底地下構造, 新潟地震海底断層学術調査報告, 科学読売, 12月号, p. 27~34.
- 15) 南雲昭三郎 (1964): 新潟地震踏査概報, 地震研究所研究速報, vol. 8, p. 27~35.
- 16) 西田彰一 (1958): グリントフにまつわる諸問題, 新世代の研究, no. 27, p. 8~21.
- 17) 西田彰一・茅原一也 (1964): 新潟地震被災地の自然的条件, 新潟県新潟地震災害復興計画, p. 219

~227.

- 18) 岡田 惇・井筒屋貞勝 (1964): 新潟県北部の地殻変動, 地震研究所研究速報, vol. 8, p. 63~66.
- 19) 清水 勇・長浜春夫・鈴木泰輔 (1952): 山形県西田川炭田由良・三瀬・小波渡地区調査報告, 地質調査所報告, no. 148, p. 1~17.
- 20) 島津光夫 (1964): 東北日本白堊紀花崗岩 (I), 地球科学, no. 71, p. 18~27.
- 21) 杉山隆二・茅原一也 (1951): 日本国の片麻岩類について (予報), 地質学雑誌, vol. 57, no. 670, p. 305~306.
- 22) 棚井敏雅 (1951): 山形県西田川炭田北部の地質構造—庄内平野周縁地域の地史学的研究 (その 1), 地質学雑誌, vol. 57, no. 668, p. 157~170.

Tectonic Analysis of the District between Murakami and Tsuruoka

By

Isamu MURAI

Abstract

A destructive earthquake occurred near the island, Awa-shima, Niigata prefecture. Serious damage was caused on the wide region in the central and Tohoku districts, especially on the land consisting of soft ground in the Niigata and the Shonai plains. Distinct land deformation was observed on the wide area around the epicenter extending in an elongated shape in the NNE-SSW direction. To the east of Awa-shima, several faults were found by the surveys of submarine topography and structure, one of which was recognized to have displaced by the earthquake. Such land deformation and fault displacement occurred concordantly with the trend of the recent crustal movement as well as with the geological structure in the region of Awa-shima, its surroundings and the opposite land. The writer tried a statistical survey of fracture systems developed in the Neogene formations and the granite intrusives on the district between Murakami and Tsuruoka and on Awa-shima, in order to clarify the nature of the tectonic movement which occurred in the recent geologic times.

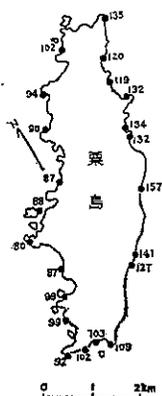
The fracture systems developed in the sedimentary formations on the district between Murakami and Tsuruoka and on Awa-shima consist of several elements of fractures. Each element of fracture shows a definite orientation closely relating with the direction of general strike of strata and that of folding axes. A pair of vertical shear joints K, K' , and a pair of vertical shear faults k, k' are orientated diagonally to the direction of folding axes. A pair of steeply inclined faults m, m' with the strike vertical to the folding axes, and the vertical tension joint M with the same strike direction are developed outstandingly. Besides, a distinct pair of steeply inclined faults n, n' with the strike parallel to the folding axes, and the vertical tension joint N with the same strike direction are developed uniformly throughout the whole area of the district. It can be interpreted that these elements of fractures were formed under the stress condition in which the principal stress axes were situated in the direction parallel to the folding axes; NNE-SSW, perpendicular to the folding axes; WNW-ESE, and in the vertical direction. The situation of maximum, intermediate and minimum principal stress axes interchanged with each other during the progress of the tectonic movement. The fracture systems developed in the granite intrusives show more complicated features. They are interpreted as the mixture of older and newer elements. The similar elements such as those in the Neogene formations are recognized in their diagrams. Among every element of fracture system on the district between Murakami and Tsuruoka as well as on Awa-shima, the fault set of n, n' is one of the most important structures and considered to be most active in the latest period of the geological times. The directions of NNE-SSW and WNW-ESE had controlled the formation of sedimentary basins and the development of geologic structures in this region, and also has controlled the trend of the recent crustal movement.

I.5 裂罅系からみた粟島の地質構造

垣見 俊弘* 平山 次郎*

1. はじめに

粟島は1964年6月16日の新潟地震の震央付近に位置し、同地震に際して著しく隆起傾動した。地震研究所の中村ら(1964)は地震直後にこの隆起量を測定し、粟島は0.8~1.5mの隆起を示すと同時に、1次近似としては走向N約25°E、傾斜約55'NWの傾動をも示していることを明らかにした(第1図)。この走向は、粟島の長軸方向N約30°Eとほぼ等しい。同時に松田ら(1964)は、島の地質時代の地殻変動をもしらべ、新潟地震に伴う隆起傾動運動は、地質時代を通じて積算されてきた地殻変動と同性質のものであるとの結論を発表した。この結論は森本ら(1964)によって本土側との関連のもとに強く支持され、その後行なわれた



第1図
新潟地震による粟島の隆起量(単位cm)(中村・笠原・松田1964による)

「新潟地震海底断層学術調査団」の海底地質・地形・地球物理的な調査によってさらに普延された。すなわち、新第三紀から現在までの地殻変動は海底・陸上を問わず、すべてほぼ粟島の長軸方向(N約30°E)を軸とし、相対的に西側へ傾むく傾向のものに統一して解釈された(同調査団の報告は「科学読売」1964年12月号にくわしくのっている)。そこで、この報告のなかでは、以後N約30°E方向を“粟島方向”と呼ぶことにする。

ところで、筆者らは粟島の地質構造を主として裂罅系を利用して解析し、地質時代の地殻変動と今回の地震との関係を明らかにしようとして、39年12月に数日間同島の調査を行なった。悪天候に悩まされたうえ、露頭が限られていたので、意に満たないデータしか得られなかったが、地質構造に関しては、松田ら(1964)のさきの結論とはいささか異なる見通しを得たので、この点を中心として報告する注1)。

この調査にあたって、地震研究所の南雲昭三郎・松田時彦・中村一明の3氏からは、現地の情報やルートマップを含むいろいろな未公表資料を提供され、また結論についても討論をしていただいた。地質調査所佐藤茂氏からは、現地調査および室内作業の過程で種々の助言と討論を受けた。これらの方々には厚い謝意を表す。

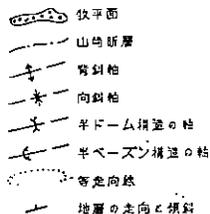
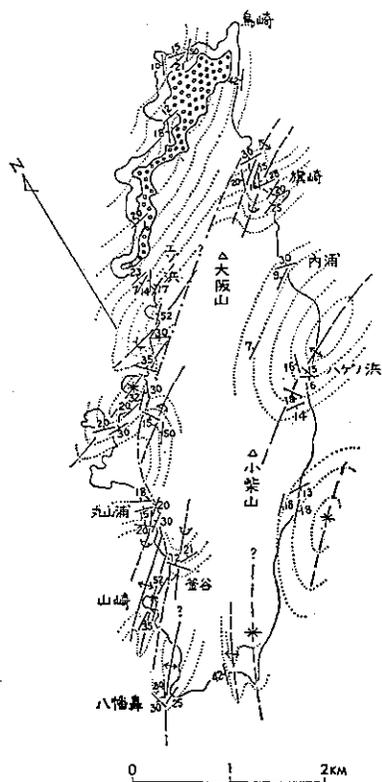
2. 新第三系の地質構造

粟島は主として泥岩(中新世中・前期、七谷層相当)とこれを貫く粗粒玄武岩(中新世中期、寺泊層相当?)とからなる。島の東部にあたるハゲの浜の海岸に、新第三系のうすい基底部(アルコース砂岩・礫岩)と、それに不整合に覆われる基盤の花崗岩(中生代後期)がわずかに露出している。各岩石の記載は松田ら(1964)の報告に詳しいので省略する。島の少なくとも陸上部の過半を占めるのは粗粒玄武岩で、泥岩は、海岸だけをみても量的には前者よりもずっと少ないから、この島の地質構造を明らかにするのは容易ではない。

そのわずかな泥岩の走向・傾斜を忠実にプロットして(一部は位置の確かな既存の資料で補った)、大づかみに構造を推定してみたのが第2図である。これによると、粟島の泥岩は、一部例外はあるが、一般にはゆるやかなこまかい褶曲を示している。褶曲も波長がきわめて短かいばかりでなく、褶曲軸も、断言するわけにはいかないが、あまり連続性のない、どちらかといえば、小さなドームとベーズンのあつまりといった

* 地質部

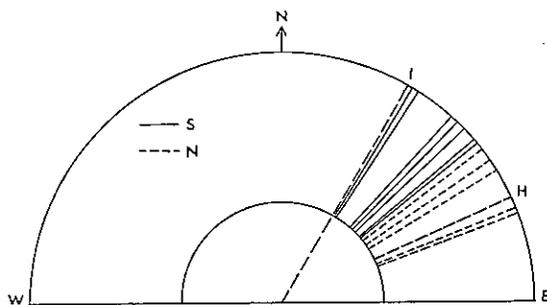
注1) この時には、粟島の対岸の本土側でも若干の調査を行なったが、この報告では一切省略した。



第2図 地質構造概念図(鎖線は山崎断層)

の構造をあらわす方向を、便宜上“基盤方向”とよんでおくことにする(“基盤方向”は“粟島方向”とちがって、直線的ではないが、大ざっぱにあらわせればN約50°Eとみなしてもよいであろう)。

このような“おだやかな”島の全般的構造に対しては、例外的な“はげしい”構造が山崎断層とこれに関連した褶曲構造である。山崎断層(新称)は西海岸の丸山浦と山崎で連続性が確認されている、島では唯一の大断層で、丸山浦で確認された断層面の傾斜は55~57°の急角度で、東側の玄武岩が西側の泥岩層の上につき上げており、山崎では断層の下盤(西)側の泥岩層は強く褶曲し、断層によって押しつぶされたかのように、軸面が西に倒れた向斜構造を示し、その東翼側は完全に逆転している。この断層の南の延長部あるいは上盤(東)側と思われる八幡鼻付近では、小さな逆断層を多数伴った、幅のせまい、急傾斜の背斜構造がみられる。さらに松田ら(1964)によると(筆者らは未確認)、東海岸の旗崎の西方にも同様の断層が認



DIRECTIONS OF FOLDING AXES

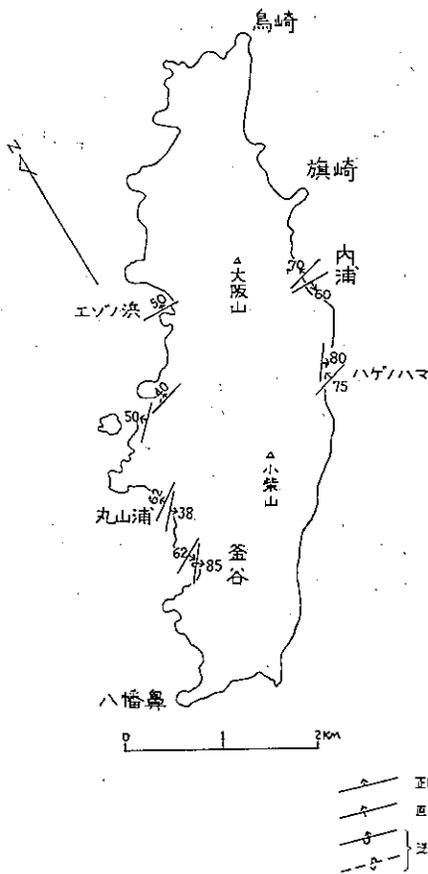
第3図 褶曲軸の方位をあらわすダイアグラム (H: ハゲの浜の背斜軸, S: Hより南部, N: Hより北部, I: 島の長軸方向(N30°E))

様子である。

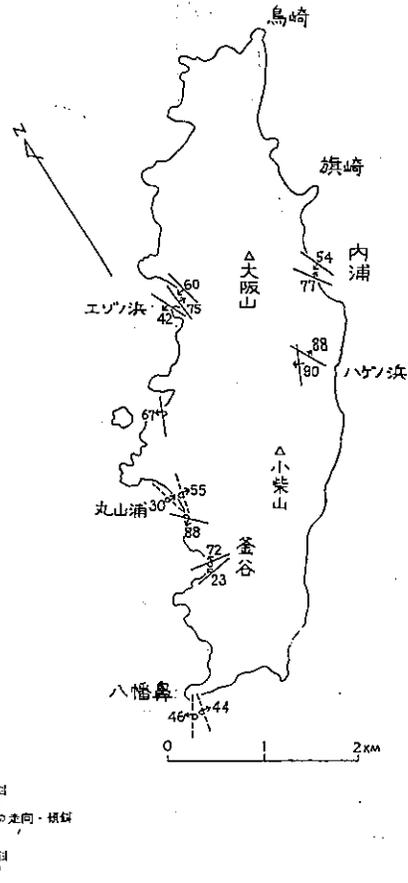
この褶曲軸の方向を、もっとも隆起の著しいハゲの浜を境にして、北と南に分けてプロットしてみたのが第3図であって、5°程度の誤差はみこまなければならないが、大局的には“粟島方向”(N30°E)より東にふれている。なお、全褶曲軸の方向の算術平均は約N50°Eで、“粟島方向”とは約20°のひらきを有する。もうすこし細かくみると、北半分の褶曲軸はより東西性にちかく、南半分のものはより“粟島方向”にちかづく傾向がある。

第2図のような細かい褶曲構造は、これをいわゆる羽越褶曲帯の褶曲構造の規模からいえば、第2次ないしそれ以下のオーダーのものと考えなければならない。ここに於いて第1次の構造を求めるならば、①島の東海岸ハゲの浜に基盤が露出している、②島の北側の走向がより東西性にちかく、南側がより南北性にちかい、③北西の海岸側では比較的北西方への単斜構造を示している、ことなどから、粟島は「島の南東部(海岸~海中)を頂上部とする大きな半ドーム構造の北西の翼部をあらわしている注2)」ということもできるであろう。このような新第三系

注2) 松田・中村・恒石(1964)は、“粟島方向”の褶曲構造を第1義的として強調しながらも、報告のさいごに、このような半ドーム構造の存在を示唆し、それはさらに新潟地震のさいの隆起の「副次的特徴」としてあらわれていると述べている。このことの意味については、さいごにもう一度考察する。



第4図 小断層分布図(その1) longitudinal な正断層群 (本文参照)。

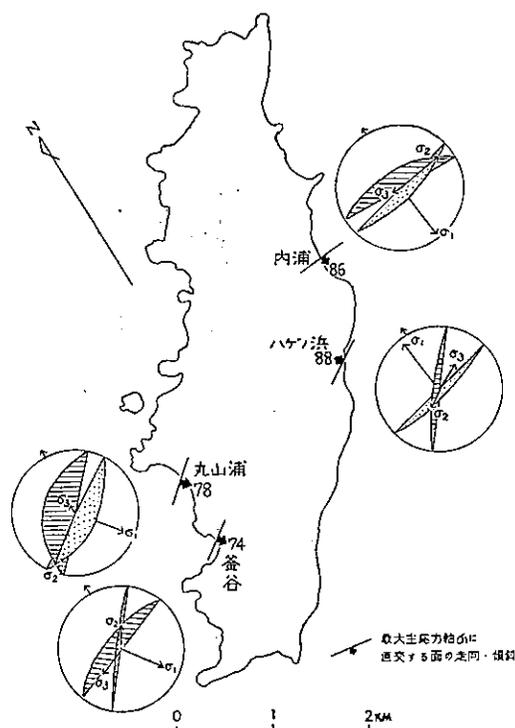


第5図 小断層分布図(その2) その他の小断層群。実線は主として transverse な正断層群を、破線は衝上性小断層群をあらわす(本文参照)。

のグループだけを取扱うことにする。

第4図でも第5図でも、1つの場所では1本あるいはセンスの異なる2本の断層しかあらわされていないが、これはすべて、その場所でのセンスの同じ断層群の“平均値”をあらわしたものである。“平均値”の出し方は、各断層面のポールをステレオネットに投影し、①2つのポールを結ぶ大円の中点、②3つのポールのつくる球面三角形の重心、③①と②のくりかえしおよびその比例配分などによって得られた新しい点をポールとする面を、その場所での断層群の“平均値”と約束する。例えば第4図の丸山浦の $332^\circ/62^\circ$ の断層面は $355^\circ/68^\circ$, $332^\circ/52^\circ$, $328^\circ/70^\circ$, $322^\circ/67^\circ$, $328^\circ/80^\circ$, $324^\circ/45^\circ$ の“平均値”であり、 $137^\circ/38^\circ$ の面は、 $77^\circ/29^\circ$, $98^\circ/7^\circ$, $130^\circ/26^\circ$, $165^\circ/42^\circ$, $160^\circ/30^\circ$, $120^\circ/70^\circ$, $145^\circ/46^\circ$, $120^\circ/45^\circ$, $155^\circ/70^\circ$ の“平均値”である(ほかも同様)。

第4図から、共軛セットのみとめられる4カ所について、主応力場を復元したのが、第6図の円内に示されたダイアグラムである。ここではウルフネットに、2本の断層が大円として、3つの相直交する主応力軸が矢印であらわされている。ここで σ_1 は最大主応力軸(相対的な引張り軸と考えてよい)、 σ_3 は最小主応力軸(相対的な最大圧縮軸)をあらわす。もっとも、ダイアグラムに示された1対の断層は前述の“平均”の面をあらわしているから、各地点での面のえらび方によって、主応力軸の方位には若干のバラツキを覚悟しなければならない。もっとも極端な例をあげると、釜谷に示されたダイアグラム(σ_1 の方位 $330^\circ/74^\circ$)



第6図 longitudinalな小断層群(第4図)から求めた主応力分布図(本文参照)。

直交する面すなわち σ_2 — σ_3 のなす大円の走向と傾斜をあらわしている。この方向は“基盤方向”の特徴をきわめて端的にあらわしており、より北部の内浦では東西性で、南部の丸山浦～釜谷ではより南北性にちか

い。
3) やや細かくみると、ハゲの浜だけは σ_1 軸がS側落しであるが、バラツキを考えるとほぼ水平とみてよいであろう。これに対してほかの地点では σ_1 軸はすべてNW側おとしである。このことは内浦—丸山浦・釜谷ともにハゲの浜を頂部とする大きな半ドーム構造の北西の翼部をあらわしていると考えられる。

4) したがって、これら縦方向の正断層は、個々のこまかい褶曲軸を反映してはおらず^{注4)}、むしろ大局的には“基盤方向”の半ドーム状の大きな浮き上りの初期にあらわれる応力場を反映しているようにみえる。

その他の小断層については第5図にまとめて示してある。このうち“正断層”性のもは内浦、ハゲの浜西方、エゾの浜などでは、“基盤方向”の浮き上に伴う胴切性の断層群とも考えられるが、釜谷のそれは何をあらわしているのかよくわからない。

衝上性のもでは、丸山浦のものは、山崎断層の下盤側にできており、山崎断層の発達とともに発生した2次的な小断層と考えられる。八幡鼻にみられるのは、小背斜の翼部に発生した典型的な共軛剪断線^{注4)}で、これから復元された最小主応力軸 σ_3 の方向(最大圧縮軸の方向とひとしい)はほぼ水平であり、八幡鼻の褶曲は山崎断層とともに水平の圧縮応力のもとで発生したことを物語っているようである。

4. まとめ——“粟島方向”と“基盤方向”

1) 粟島の新第三系の地質構造は、大きくは、島の南東部を頂部とする半ドーム状の隆起に支配され、波

注4) 露頭の観察箇所が少ないので断言はできないが、このような細かい褶曲軸は、地層のより流動性にとむ初期の時代に発生したもので、割れ目を発生しなかったのかもしれない。

を示す)は、転位の数10cmにおよぶもの、数センチのもの、それらとはほぼ平行する転位のほとんどみとめられないものなど30本の面を“平均”した値であるが、これらのうちから、もっとも確実な共軛セットと思われる、泥岩とその上(みかけ上)にのる玄武岩とともに切っている落差の10~70cmある断層3本(S側落ち2本、NW側落ち1本)から主応力軸を求めると、 σ_1 は $339^\circ/55^\circ$ を示し、全平均値と 20° 内外の偏倚のあることがわかる。また、応力場の求められた地点が4カ所しか得られなかったことも、より立ち入った考察にはさまたげとなった。

これだけの予備知識をもって第6図をみると、次のことがいえそうである。

1) 個々の地点では、“平均”の断層面のあらわれ方はかなりちがっている。それに伴って σ_2 および σ_3 軸の方位も著しく変動する。しかし σ_1 軸の方位はほぼ一定している。このことは、この断層系統が1つの大きなN-SないしNW~SE方向の相対的な引張りによって生じたものであることを暗示している。

2) 各地点に示された走向・傾斜は、 σ_1 軸に

長の小さな褶曲軸および東側上りの衝状性の断層（山崎断層）によって修飾されている。それらの方向はすべて“基盤方向”，すなわち平均 $N50^{\circ}E$ で北部はより東側へふれ、南部はより南側へふれる方向と調和的である。

2) しかし、新潟地震による粟島の隆起傾動の走向（等隆起線の方向）が“粟島方向”（ $N30^{\circ}E$ ）を指すことも明らかな事実（松田ら 1964）であり、「新潟地震海底学術調査団」や地質調査所（早川ら 1965）の報告による海底の地震断層の方向、海底地形、現世堆積物の分布などの方向も、“粟島方向”と調和的であることは否定できない。

3) したがって、“基盤方向”が中新世中期以後、現世までの間のいつ、どのような様式で“粟島方向”に変わったかが問題となる。

4) 粟島のなかで、この間の時期を示すものの1つに牧平面（下末吉面？）の存在がある。松田ら（1964）は、この面の傾動の方向が“粟島方向”と調和的であるように示唆しているが、はたして等隆起線の方向が“粟島方向”を指すかどうか吟味する必要がある。ただし、それよりも古い時代に形成された粟島の分水嶺（200~265m）が、一義的には“粟島方向”そのものであり、しかも島の東側に片寄っている事実は、松田らの予想の正しさを裏書きしているのかもしれない。

5) これ以上の古い時代の証拠については、海底および本土側の地質構造にこれを求めなければならない。地質調査所の音波探査（早川ら、1965）によれば、粟島海峡域における新第三紀末～第四紀？の堆積物（早川らの V₅層）は、それ以前の第三系と傾斜不整合をなし、粟島に向かって収れんしつつしかも“粟島方向”に配列しているようにみえる。この時代あたりに、“基盤方向”と“粟島方向”の転換があったのかもしれない。なお、間接的には、本土側のいわゆる油田第三系の構造の変遷を、たとえば等層厚線などによって、細かく検討してみることも、この問題を解くには有効であろう注5)。

6) “基盤方向”は全く過去のものではなく、現在の地殻運動にも反映されていると考える。たとえば、中村ら（1964）および松田ら（1964）も示唆しているような、現在の粟島の隆起・傾動の副次的な特徴は、ここでいう“基盤方向”の反映にほかならない。

文 献

- 1) 早川正己・鎌田清吉・細野武男・伊藤公介（1965）：新潟地震の震央付近における音波探査，地質ニュース，no. 129，p. 1~11
- 2) 平山次郎・垣見俊弘（1965）：地層中の応力場の解析法とその実例について，地球科学，no. 78，p. 24~31
- 3) 松田時彦・中村一明・恒石幸正（1964）：粟島の地質——新潟地震との関連，地震研速報，no. 8，p. 91~100
- 4) 望月 央（1962）：新潟県下の新第三系の石油地質学的考察——特に中越地区の構造の発達と石油の集積について——，石油技協誌，vol. 27，no. 6，p. 347~375
- 5) 森本良平・木村敏雄（1964）：新潟地震の地質学的背景，地震研速報，no. 8，p. 67~69
- 6) 中村一明・笠原慶一・松田時彦（1964）：新潟地震による粟島の地変，地震研速報，no. 8，p. 73~90
「新潟地震海底断層学術調査」の報告より
- 7) 森本良平（1964）：新潟地震の地質調査，科学読売，vol. 16，no. 12，p. 21~26
- 8) 奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一（1964）：震源地付近の海底地下構造，科学読売，vol. 16，no. 12，p. 27~30
- 9) 笠原慶一（1964）：重力異常，科学読売，vol. 16，no. 12，p. 31~34
- 10) 川村文三郎・茂木昭夫（1964）：粟島付近海底の地殻変動，科学読売，vol. 16，no. 12，p. 34~36

注5) たとえば、望月央（1962）が報告している新潟県下の新第三系の等層厚線図によれば、西山層以前と灰爪層以後とで、等層厚線のパターン、とくにその方向性が異なっているようにみえる。

Geologic Structure of Awa-shima Island, with Special Reference to the Fracture Systems

By

Toshihiro KAKIMI & Jiro HIRAYAMA

Abstract

The Awa-shima Island, which is situated about 10 km northeast of the epicenter of the Niigata Earthquake on the 16th of June, 1964, has been upheaved and tilted northwestwards by 55 seconds. Amount of the upheaval reaches from 0.8 to 1.5 m. The contours of the amount of upheaval are parallel to the elongation axis of the island with a general trend of N25°W, coinciding with the trend of several faults originated on the sea bottom around the island, one of which was observed to displace at the time of the earthquake. They also coincide with the isopach of the submarine Quaternary deposits.

The Awa-shima island is composed of hard shale of middle Miocene period, dolerite which intruded into the hard shale, and the pre-Tertiary granites. Beds of hard shale have micro-folded structures with fold axes of N50°E.

The orientation of these fold axes seem to be controlled by a large semi-dome structure whose crest is situated around the granite basement on the southeast coast or sea bottom of the island.

The fracture-pattern developed in the Neogene formation of the island also seems to support the idea of the doming mentioned above; especially, the maximum principal stress axes (relative tensile axes) restored from longitudinal normal-fault sets run with a general trend of N50°E, and are nearly perpendicular to the elongation axis of the dome.

The writers consequently suppose that a directional change of the general structure trend from N50°E to N25°E has occurred between the folding and doming by the tectonic movement in the post-middle-Miocene period and the tilting and faulting caused by the recent tectonic movement.

According to the isopach maps of the Niigata oil-field, this directional change is considered to have occurred in the late-Pliocene period.

551.24:550.837(521.41):550.341.4 "1964.06.16"

I.6 音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造

鎌田 清吉* 細野 武男* 伊藤 公介* 早川 正巳*

要 旨

音波探査法によって新潟地震の震央付近海域の断層系の構造および地質反射層と層序分布の研究調査を実施した。

本海域における地質反射層の分布および断層系の分布は第4図に総括して示す。

調査の結果次の諸点が明らかにされた。

(1) 海底断層として“拓洋”により発見された S₁, S₂, S₃ の各断層と地質構造との関係および各断層の水平的な連なりについて明らかにされた。また、これら断層と今回の地震との関連について考察した。

(2) 粟島地塊が第三紀層 (V₄ 層) の背斜軸上に存在していることが明らかになった。

* 物理探査部

(3) 断層に沿って海底に発生する gas の記象様様を観測記録し、これによって断層の所在が明らかになり、また、南部海域には含ガス、含石油の地質構造が推定された。

1. 緒言

昭和 39 年 6 月 16 日 13 時 01 分 新潟市北方約 60 km の日本海海上に浮ぶ孤島粟島付近を震央とする大地震が起き新潟県下に大きな被害を与えた。気象庁の発表（新潟地震速報 6 月 18 日付）によれば本震の震央は 139°2E, 38°4N, 深度 40 km, マグニチュードは約 7.7 とのことであった。

地震発生後、ただちに多くの調査班が現地に急行したのであるが、当時震央付近海域の“測深”を行っていた海上保安庁水路部測量船“拓洋”によって、今回の地震によって生じた“海底断層の発見”が報告せられ、海底地質構造調査の関心を集めた記憶はまだ新しい。

さて筆者らは科学技術庁の特別研究促進調整費によって昭和 39 年 8 月下旬から同年 9 月上旬にかけて約 2 週間粟島付近の海域で音波探査を実施する機会を得た。

調査を行なうについては筆者らのほかに佐野凌一技官が実行計画および渉外に関係した。

また実施に当っては海上保安庁水路部の測量船“海洋”に便乗を許され、さらに位置測定は全部所属のデッキによって行なった。ここに工業技術院・科学技術庁・同国立防災科学技術センター・海上保安庁水路部・同小野測量課長・同川村調査官・浜本海洋船長・海洋乗組員一同、ならびに現地の第九管区海上保安本部・新潟県庁の方々に厚く感謝する次第である。

また、デッキ使用に関しては石油資源開発株式会社にも種々御協力を得た。あわせて感謝する次第である。

2. 調査海域

調査海域は第 4 図に示すように粟島北方約 5 km から本土側の寝屋付近を結ぶ測線を北限にし、粟島および震央海域を含み、村上西方約 33 km の沖から村上と新潟の中間地点を結ぶ海域を南限とする海域で、北緯 38°07′～38°32′ 東経 139°03′～139°27′ に囲まれた粟島付近の海域である。

2.1 海底地形

調査海域内の海底地形は粟島と本土の間の粟島海峡を堺に北と南に分かれ、また本土側から西方、粟島側に向かって深度を増し緩斜している。粟島北側の海底は音波探査の記録からみると海蝕台地形を示し、緩かに北方に傾斜しているが、南側は北側に較べて急斜しており、南に向かって深度を増している。第 1 図は海上保安庁水路部によって報告された海底地形図である。

この図からもわかるように、調査海域は平均深度 70～80m の海域で、粟島と本土との間に海凹状の地形を示して粟島海峡で 2 分されているものようである。

2.2 調査測線

調査海域で周辺陸部の地質構造の走向と海底地形の海凹状の地形および当時“拓洋”によって発見された海底断層の連なりなどを考慮に入れて、調査測線の方向を西北西～東南東（約 N60°W）と設定し、第 4 図にあるように 11 本の測線を設けた。観測作業は北方から順次行なったわけではなく、その日の作業の進展状態で 1 測線おきにししたり、また測線の途中から観測に入ったりしたが、整理上北方から No. 1, …No. 11 測線とし、粟島を挟む測線は W No. 3 と E No. 3 とに分け、また S No. 4 と E No. 4 とに分けた。

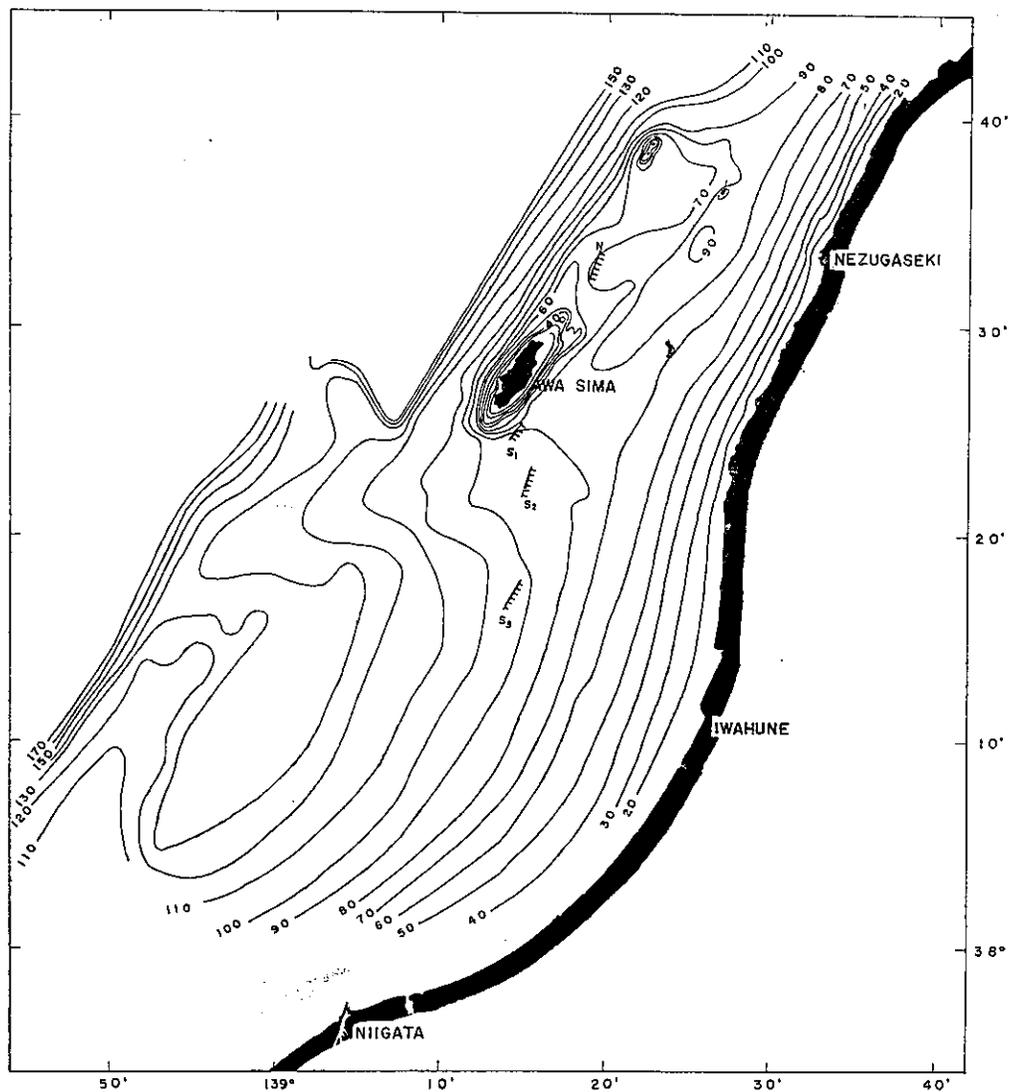
調査測線の間隔は北部は 2 mile 間隔で設定し、南部は 4 mile 間隔で設定したが、震央付近は互いに交差するよう間隔をせばめた。

観測した延測線長は約 300 km におよぶ。

3. 音波探査について

3.1 調査目的および調査方法

新潟地震による海底断層の形態と、断層と地質構造の相関性を把握すること、粟島周辺の断層に関しての



第1図 粟島付近の海底地形
 S_1, S_2, S_3 および N は音速記録から発見された断層(または拗曲)

資料を得ること、震央付近の地質状況を調べることに、および海域内の地質層序の関係を把握することなどを直接的な目的として、大地震発生と地質的環境との関連の手掛りを得ることを間接的な目的として本調査は実施された。

調査方法についてはすでに大阪湾・東京湾等で実施され報告されているので省略するが、従来の調査と作業上異なった点は本調査が海上保安庁“測深調査”と併行して実施したため、調査測線観測中観測器機が支障を起した場合、短時間記録が欠如していても反射面の傾向が推定できるものは空白のまま測線を終了し、できるだけ広い海域に測線を設けるようにしたこと、したがって放電電極の消耗による交換時間や器械の修理は短時間整備が求められた。

また観測船“海洋”の速力を従来観測の場合の速度 3~4 knot に減じることは作業能率を低下させるためできるだけ高速(約 6 knot)にして観測した。

このためか得られた記録は従来の音波探査記録とは異なり、かなり波長の短い縞目模様の記録を得た。船位置の測量はすべてデッキによって行なわれた。

観測に協力していただいた水路部測量船“海洋”は排水量 377.6 t, 450 p.s., 最高速力 12.4 knot で、昭和 39 年 3 月竣工したばかりの新造船である。各種航海計器や測量・観測計器を有しているうえ、実際上の意味でわが国最初のアンチローリング装置をそなえており、少々荒天下でも観測が続けられたのは幸いであった。

4. 観測条件

本調査における測定条件は次のとおりである。

- (1) 掃引速度 1/4 sec
- (2) 発信間隔 4/4~5/4 sec
- (3) 深度選択 1(0~180m) または 2(180~360m)
- (4) 周波数選択 0~3,500 ~
- (5) 出力電圧 10 KV
- (6) 観測船速度 平均 5.5~6.0 knot
- (7) 測量間隔 5min.

かかる条件のもとに観測した結果、得られた記録は全般的に波長の短い縞目模様の記録であった。このことは分解能が良好である特徴を有するものと考えられるが、この原因はその後の実験によって船が速いため受信器ボーンが海面近くにあったため得られたものと推定される。測線全般にわたって得られた反射記録はかなり明瞭である。それらのいくつかを第 2 図に示す。

5. 調査結果

5.1 地質反射層の分布について

これらの記録からわかるように、本調査海域内において得られた反射波面はだいたい 5 つの特徴ある反射層に分類することができた。これらを、上位層から V_1 , V_2 , V_3 , V_4 , V_5 層と名付け、以下それら各反射層群の特徴および分布について記す。

5.1.1 V_1 層

この反射層は海底に直接露出している上位層で、調査海域の北方および西方に薄い。また本土側陸部近くの海域でもその層厚は薄いものと推定される。本層はおもに本海域南東部に分布し、南に向かって厚く発達しており、その記象模様は一般に V_1 層内の反射波が少なく白っぽく抜けている特徴を示している。 V_1 層は大阪湾・東京湾・有明海などの記録から考察しても、一般的に未固結の軟弱堆積層で構成されているものと考えられ、沖積層に相当するものと思われる。

5.1.2 V_2 層

V_1 層の下位に存在する反射層で、海域中央部および本土側陸部近くにおいて直接海底に露出しているようにみえる地層である。 V_2 層の層厚は海域北部から南部に向かって厚くなっているものようである。

V_2 層の記象模様の特徴は V_1 層の下位に顕著な数条の平行な反射波面を有し、反射層内に部分的に平らな反射層を有していることである。また V_2 層上層部にゆるやかないくつかの山形の散乱波面を有する部分があることも本層の特徴である。 V_2 層はいわゆる洪積層に相当するものと考えられる。

5.1.3 V_3 層

V_2 層と一見不整合に接して存在すると思われる V_3 層は、粟島の東側海域にみられるやや緩かな傾斜を有し、層内の反射面は互層状の反射面を呈し良好である。本層は第三紀層に相当するものと考えられるが、なお今後の資料をまわって検討の必要があるものと考えられる。

5.1.4 V₄ 層

V₃ 層と明らかに不整合に接している V₄ 層は、互層状の良好な反射面を V₄ 層内に有し、傾斜は V₃ 層に較べて急斜している。粟島を境にして東と西とではその傾斜を異にし、東側で東落ち、西側では西落ちの傾きを示している。

粟島地塊とは断層によって接しているものようで、粟島東側から東方に急激に層厚をまし、向斜・背斜をもつ褶曲構造を示している。

粟島周辺部では海底に直接露出しているものと考えられ、本層は明らかに第三紀層に相当するものと考えられる。

5.1.5 V₅ 層

粟島付近にだけ得られる反射波面で、粟島地塊を構成している基盤である。記録に現われた記象模様は海底から散乱現象を呈し、海底下地層からの反射面は認められない。粟島地塊の海底下の分布すなわち V₄ 層（第三紀層）と接している部分のありさまに特徴がある。第 1 測線では海底に現われている V₅ 層が海蝕谷をなしていることが明らかである。また第 1, 2, 3 および第 4 測線から明らかのように、V₄ 層（第三紀層）と接する部分はきわめて急峻な地塊の隆起と、それらに伴う接触部分の V₄ 層の急傾斜が認められる。

以上は反射層の特徴と分布について概略を述べたが、各測線における反射層断面解析図を北方から順次に配列して第 3 図に示す。また、各反射層が海底に直接露出して分布している状態を第 4 図に示してある。

5.2 断層について

“拓洋”によって発見された海底断層などで新潟地震に伴う断層の問題はかなり注目された。本調査の結果、調査海域における断層線は北北東—南南西方向にだいたい平行した 5 本の断層線が認められ、それらのうち 3 本は粟島の東側に、残り 2 本は島の西側に存在している。

また震央とみられる海域にはいくつかの断層がブロック状構造で存在し、複雑な構造を示していることは特筆される。

またこれらの断層の多くは断層面からガスを湧出しているものようで、その海底付近あるいは海面付近に双曲線状の記象を呈し、その事実を裏付けている。

粟島東側の断層線の 3 本は“拓洋”および“海洋”によって測深を実施した結果得た 4 つの断層の中の 3 本と位置的にほとんど一致する。したがって、今回筆者らが得たこれらの断層を水路部によって発表されている S₁, S₂, S₃ に相応した名称をつけ、それぞれについて以下その特質について述べる。

5.2.1 (S₃)

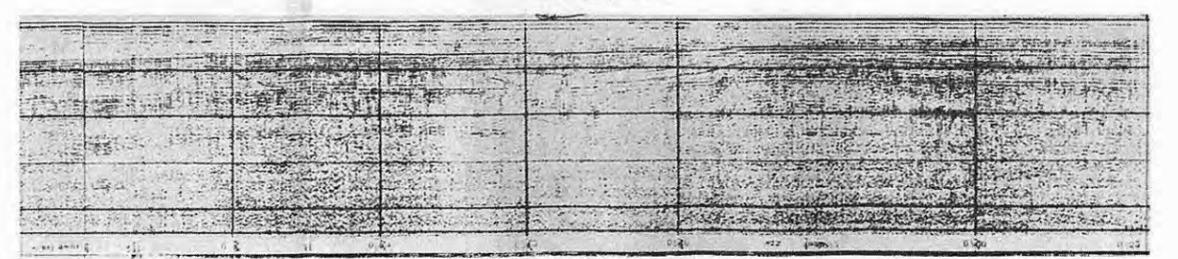
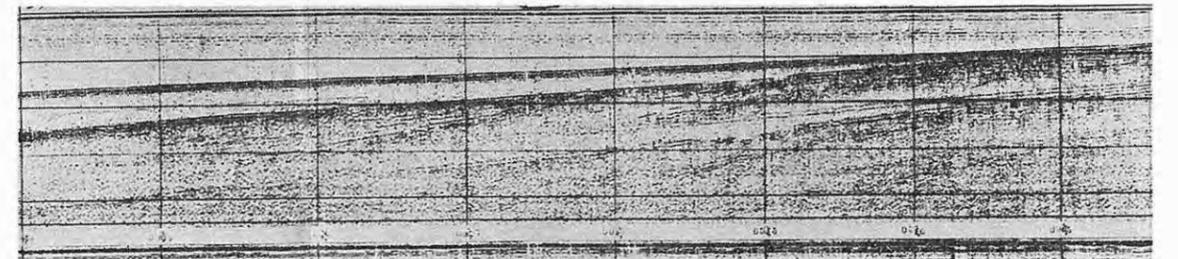
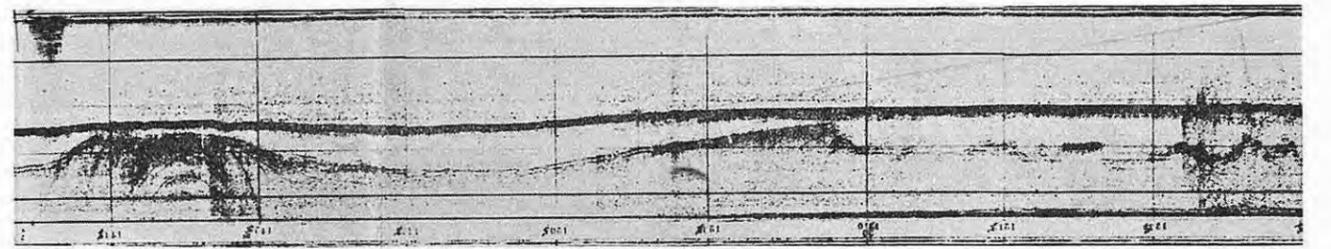
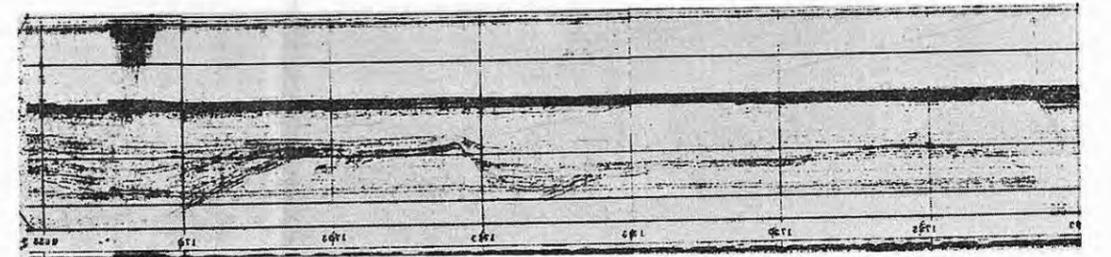
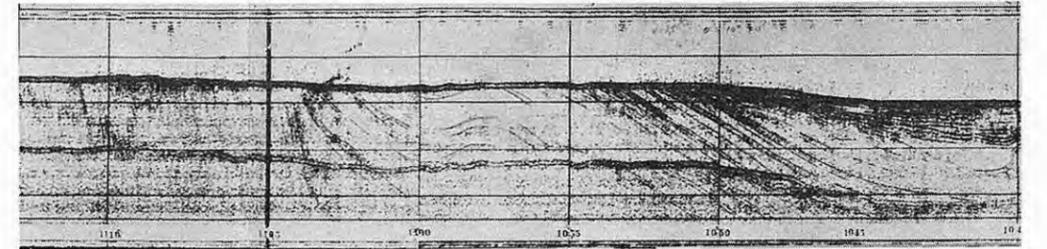
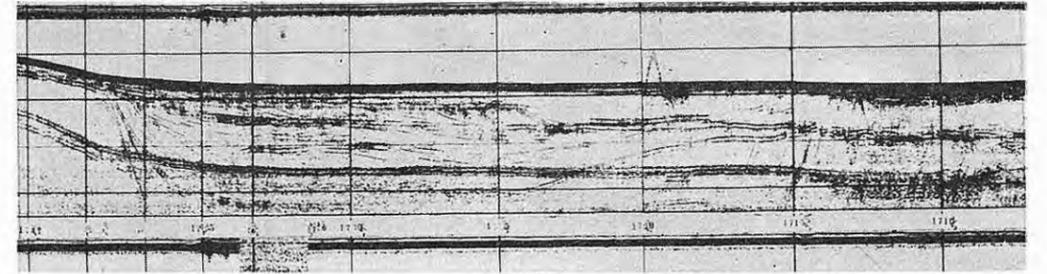
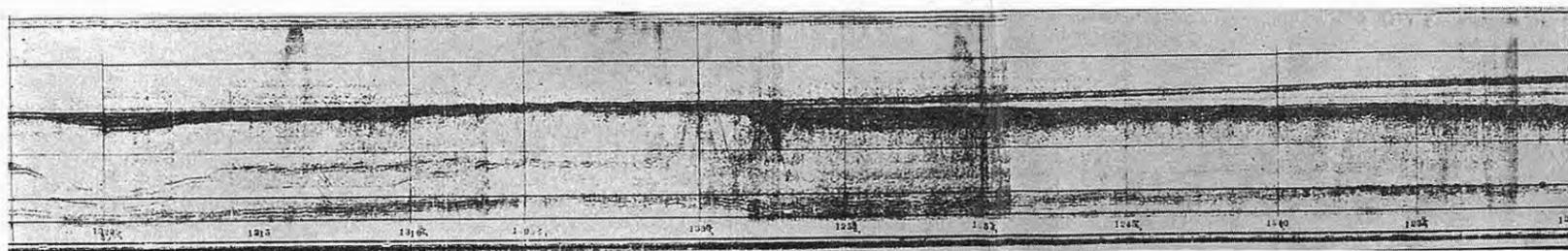
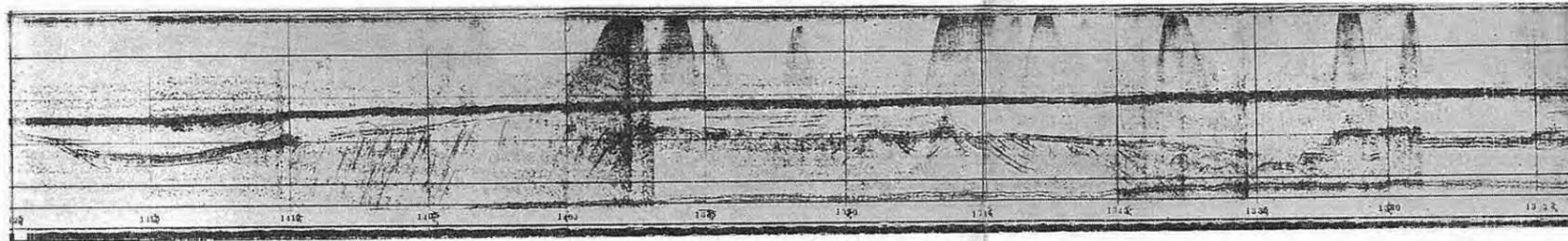
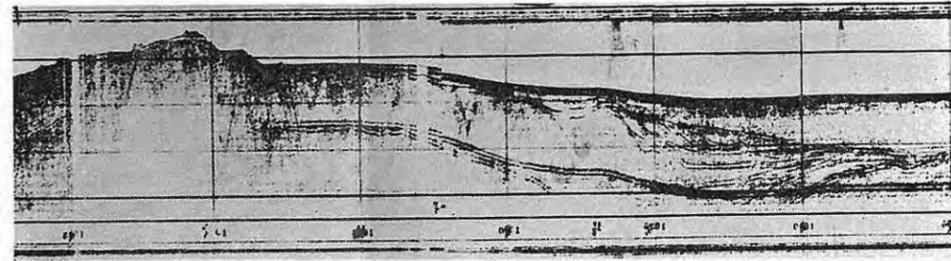
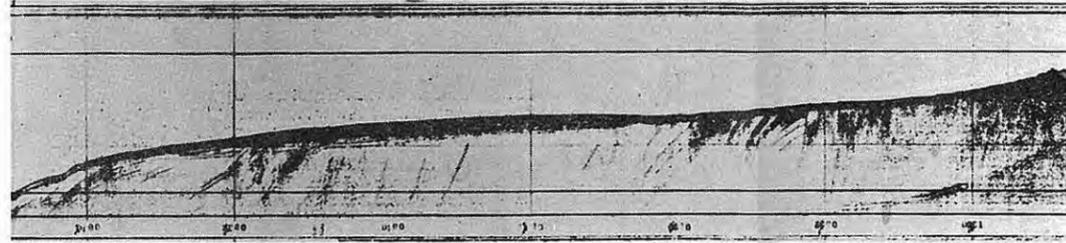
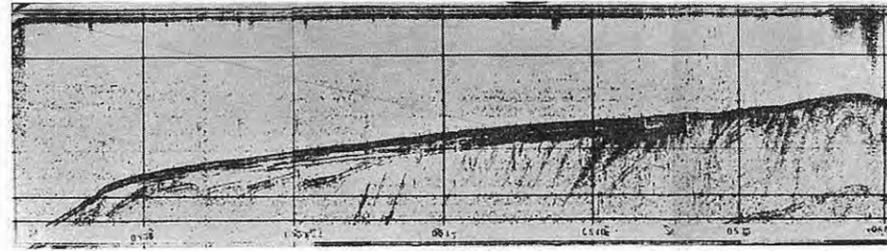
本断層は“拓洋”の発見した海底断層と第 9 測線 9.20 の付近に現われた断層と位置的に全く合致するものである。S₃ の生じた地質構造的特徴は、その場所は V₁ 層が東側から西に向かって薄くなっている所、つまり V₁ 層の消滅部分に当り、V₂ 層と V₁ 層が指交する部分に該当して S₃ が生じている。この断層は得られた記録でも回折波を生じ、明瞭な断層構造を示している。このような V₁ 層、V₂ 層の指交部分に発生している断層構造の特徴は北方海域の第 6, 7, 8 測線にもきわめて明瞭にあらわれており、また類似のありさまが第 E₃, 第 E₄ 測線に出ている。第 4 図に S₃ の地理的分布を示した。この断層の方向は北北東—南南西で約 N30° E の方向に当り、その連なりは 20 km 以上に達している。そして水深の傾向とは逆に断層の方は西が隆起し、東が落込んだ傾向を示している。

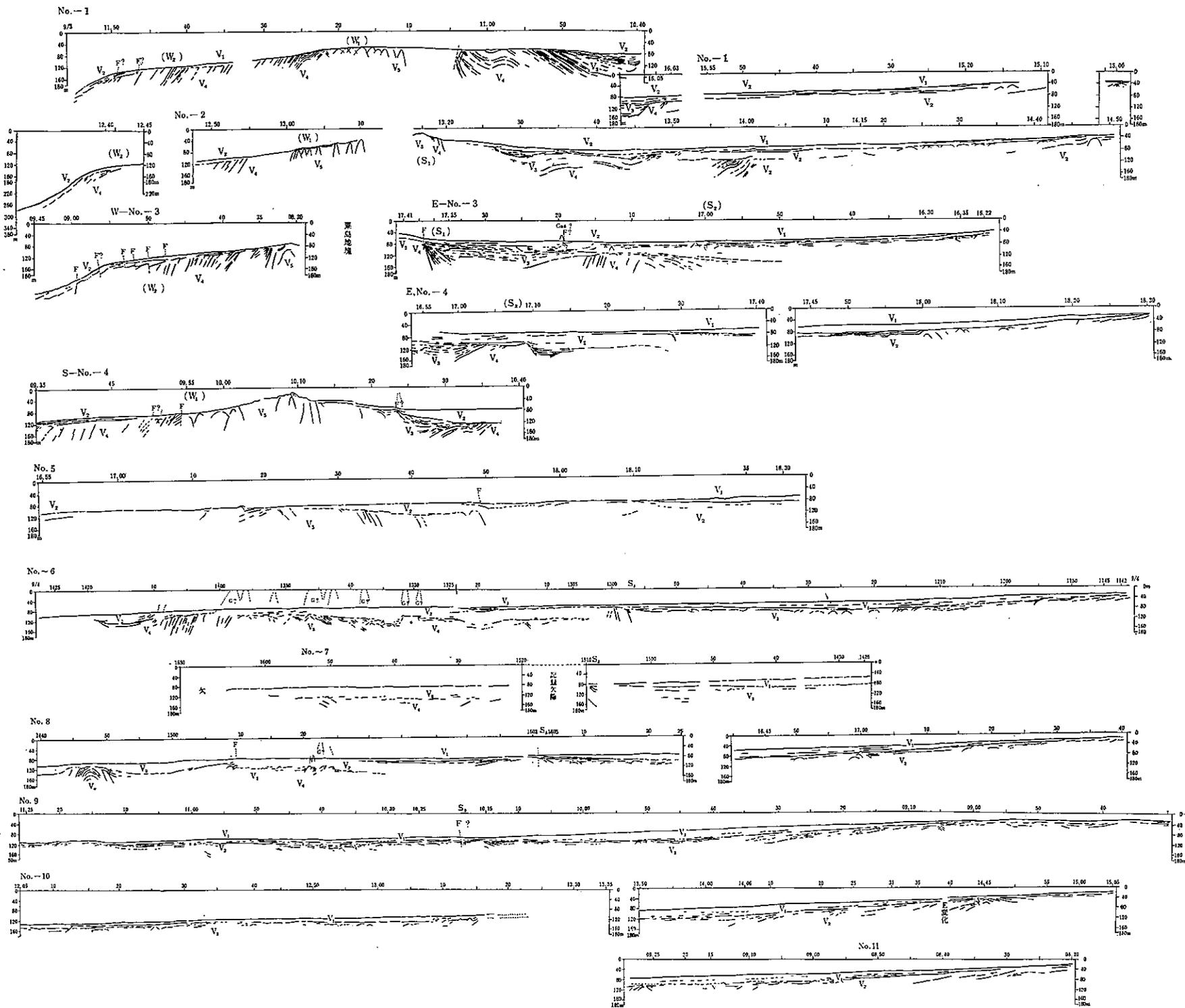
また特に (S₃) の記録で興味ある結果は、水路部“拓洋”の測深当時の海底落差が 5~6m あったにもかかわらず、音波探査記録では海底面はほとんど平坦で海底落差はあまり認められず、V₂ 層上面の反射面の断層落差が認められることである。筆者らが音波探査を実施したのは地震発生当時より 2 ヶ月半経過した時であるため、海底自身の地形的変化は地震直後ほどではなくなり、海底が海流や潮流のために平滑化されてしまったものと考えられる。

5.2.2 (S₂)

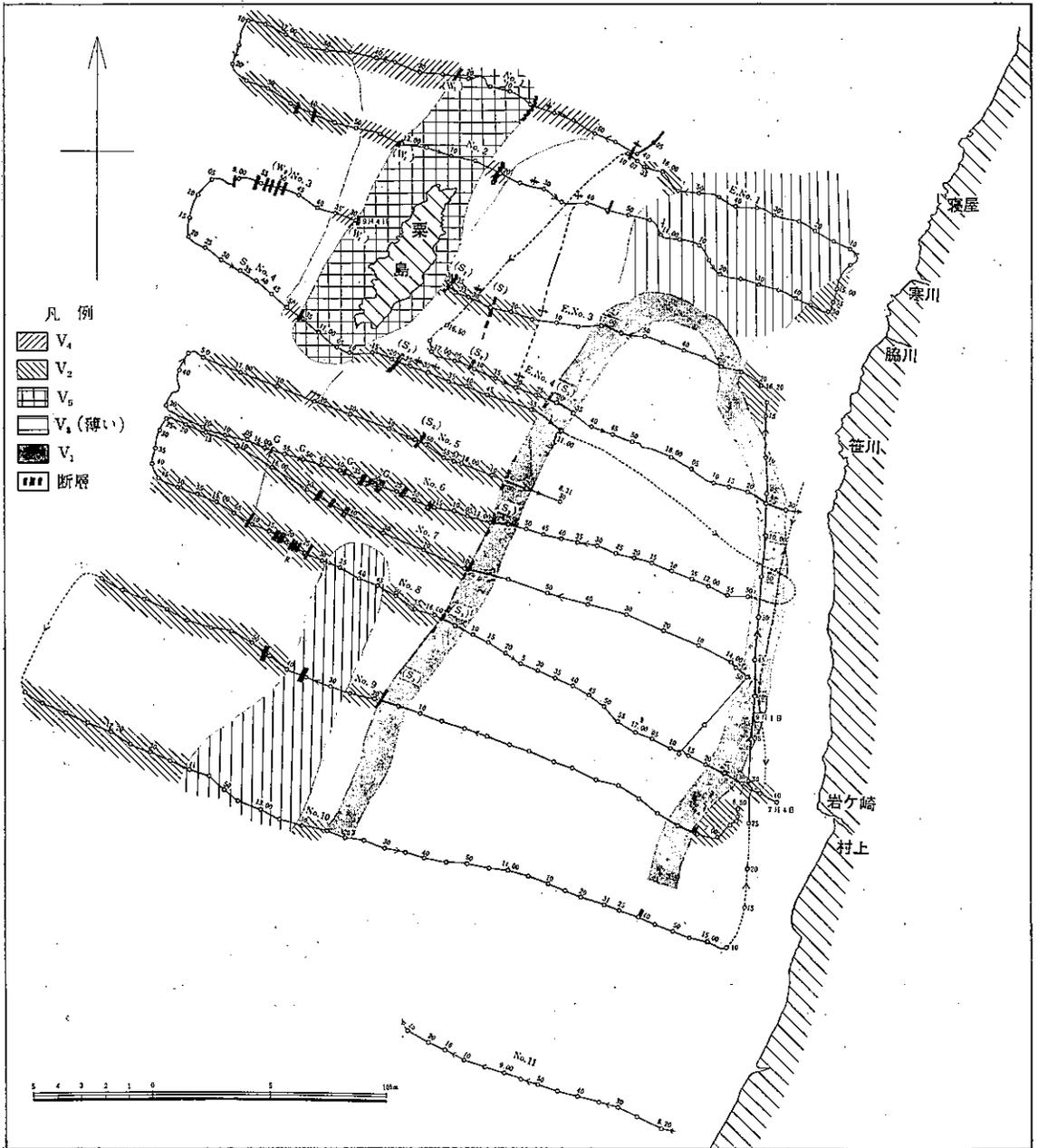
第 5 測線 17.50 付近の地点に生じている断層である。本断層の地質構造的特徴は、すでに述べたように

第2図 観測記録の例





第3図 栗島付近音波探査測線解断面配置図



第4圖 粟島付近音波探査総括圖

V₃ 層または V₄ 層にある。粟島周辺部近く、あるいは粟島南では V₂ 層は直接海底に露出しているように見える（かりに V₁ 層が V₂ 層を被覆しているとしてもきわめて薄い）。

この V₂ 層の下位に存在する V₃ もしくは V₄ 層と思われるものが、その上面において東落ちの回折波を生じ、この点を境にして、V₃ 層または V₄ 層は西方と東方とで記象模様を異にしている。

これは一般に (S₂) 断層は東落ちの急傾したありさまを示している。この構造的特徴を有する (S₂) は北方の E No. 3, E No. 4 にも現われていて、特に粟島中央部東側の E No. 3 測線 17.20 付近の断層とみえる地点の海底からは、海中に向かって双曲線模様の反射波面が記録されている。これは海底から天然ガスが海中に向かって発生している場合にみられる特徴ある記象で、その面からはなほ興味ある記録を得たものとする。

(S₂) の地理的分布をみると、ほぼ (S₃) の構造線の方向と平行である特徴を有する。ところで (S₂) は上記 3 測線にだけ得られたように述べたが、位置的關係からは、その南の震央海域の測線第 6, 7, 8 測線にも断層構造の記録を得ている。ただこの震央海域の断層構造は上記 (S₂) の断層の出方と記象模様は大分趣を異にしていることが (S₂) の連なりを考えるうえで問題になるのである。

震央付近の第 6, 7, 8 に現われた断層構造はいくつかの断層の集まっている構造で、いわばブロック的な構造を示して、随所に海底から海中に向かってガスを発生している。これらの構造が本来の (S₂) 断層と同一系統のものかあるいは別のものかはともかくとしても、この事実はきわめて興味ある点である。

5.2.3 (S₁)

(S₂) 断層と粟島との間に、北北東—南南西方向に存在するもので、測線 S No. 4 の 11.20 付近から北の第 1, 2, 3 測線にみられる。この断層の地質構造的特徴は、粟島地塊を構成している基盤岩類と堆積岩との境界またはそのごく近傍に生じていることである。

粟島東側において、第三紀層 V₄ 層が粟島地塊に接するところで東に急傾斜していることは、記録からきわめて明瞭である。

(S₁) の場合も、位置的にその南への延長上に第 6 または第 8 測線上に V₃ または V₄ 層の断層構造的特徴の記象模様がみられる。内容的にあるいは別かも知れないが、第 5 測線の粟島のすぐ南あたりには V₃ 層または V₄ 層に背斜構造のみみられることから、やはり粟島地塊の構造と生成に何か関係のあるものともみられる。したがって第 6, 第 8 測線の断層構造は、この延長のすぐ東側にあることから (S₁) との連なりに関係を有するかも知れない。

5.2.4 (W₁)

粟島を境にして (S₁) と対称的に粟島の西側にやはり北北東—南南西方向の (S₁) と地質構造的特徴の類似した断層状構造がみられるので、これを便宜上 (W₁) と名付ける。この W₁ 断層は第 W 3 測線および第 S₄ 測線にみられ、この場合は (S₁) と反対に、第三紀層 V₄ 層が粟島地塊と接するところで西に急傾斜していることが明瞭に記録されている。W₁ 断層の南への連なりは明らかではないが、北へ連なっていることは、第 1, 第 2 測線にもその構造的特徴が得られているので、明らかである。これをさらに北方に延長すれば、水路部の測線で判明した N₁ につながるのではないかと推定される。

5.2.5 (W₂)

(W₁) 断層より西方陸棚から海谷への傾斜の変換点付近に断層構造がみられる。これは V₄ 層の上面反射層群にみられるもので、第 1, 2 測線西端付近や第 W 3 および第 S 4 測線の西端付近にもあらわれている。とくに第 W 3 測線ではわずかの間隔をおいて、3~6 条の断層の存在を示す記録が得られた。他の測線もそうであるが、(W₂) 断層の特徴は西が隆起し東がおち込む形で逆断層の様相を呈している。

今回の地震では、(W₂) 断層はあるいは大きな役割を演じなかったかも知れないが、この海域の海底下の断層、つまり本海域における地表変動の資料としては貴重な資料と思われる。

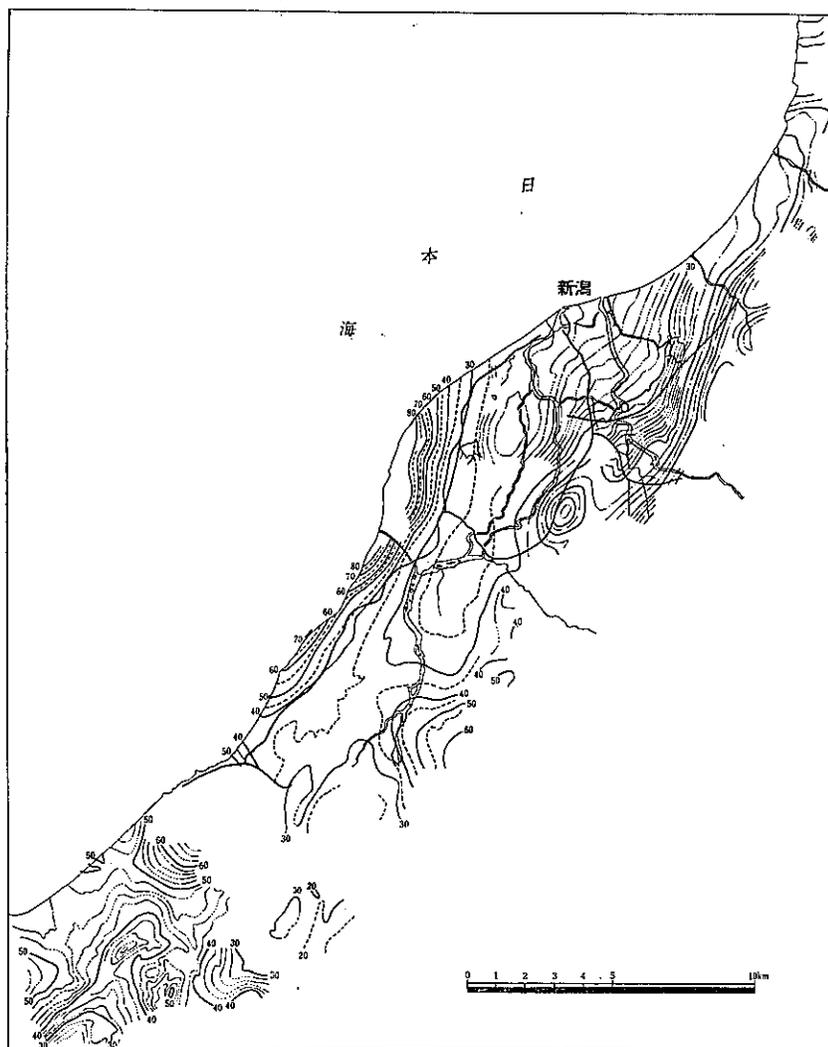
以上の断層の場所および連なりと反射層の海底露出分布地質構造について第 4 図に示した。

6. 考 察

新潟地震では断層の問題がかなり注目されたが、音波探査で得られた本海域の断層形状については以上述べたとおりである。しかし断層の連なりの方向性（北北東—南南西）は従来得られている重力および地質資料などもよく一致しており、粟島地塊と本土陸部との地質構造上の関連を考察するうえでは貴重な資料を得たものと思われる。

新潟から村上にかけての重力は第5図に示すとおりで、この図によって明らかなように、背斜（gravity high）や向斜（gravity low）、それに断層に関係あるもの（等重力線の密集している所）がみられるが、それら地下構造を示すものはみな北北東—南南西の方向を示している。

また一方地質の方も新潟油田地帯においては第6図のように第三紀層は北北東—南南西方向の軸をもつ波状の褶曲構造（多数の背斜と向斜を含む）がみられ、同方向の多数の断層によって切断されているが、全体として日本海に向かって新しい地層が順次重なっている。



第5図 重力分布図(単位 mgal)

のと考えている。

次に (S_1) , (S_2) , (S_3) の断層について考察してみると、これら 3 断層の連なりは直接海底で発見されたものよりもはるかに長い。このように断層の延長が長いということは、水平的な横のひろがりと同時に地下にも深いつながりを思わせる。また得られた記録に見られる断層的構造が今回の地震と時間的にみてどのような関係にあるか、つまり今回の地震によって新しく生じたものか、あるいは古くからすでに存在していた断層か考えてみる。

水路部“拓洋”による海底断層の海底面で観測された垂直変化量は約 6m であるが、音波探査で発見された S_1 , S_2 両断層の落差は、10m 以上のかかなり大きな量に達する。もし今回の地震によって新しく生じた断層であれば、当然海底面の変化量と海底下の地層の落差とは同じであってもよいはずである。このような考えから S_1 , S_2 両断層の垂直変化量、つまり落差をみるとかなり相異している。したがってこれら 2 つの断層はすでに古くから存在していた断層であったことは明らかである。しかも断層付近の海底からはガスの発生が認められる事実と、水路部“拓洋”によって海底断層が確認された事実から、今回の地震によってさらにその断層落差（垂直変化量）を増加したと考えられる。

次に (S_3) の断層については、音波探査記録に現われた V_2 層上面の反射波面の断層構造の落差は、海底変動の垂直変化量とほとんど大差がない程度の量である。これらの事実から (S_3) については今回の地震によって生じた新断層の確率は大きい。あるいは V_2 層の下位に構造線が存在していたとしても、 V_2 層堆積以後は大きな構造変化をもたらす外力は加わらなかった。つまり V_2 層以後は大きな地震あるいは地殻変動はなかったが、今回の地震によって V_2 層、 V_1 層におよぶ構造変化を生じたとも考えられる。いずれにせよ、 S_3 断層はきわめて新しい断層と考えられる。

次に震央付近の海底下については、 S_1 , S_2 , S_3 など他の断層構造とちがって特異な凹凸構造を示している。しかもこのような構造は (S_1) , (S_2) , (S_3) や (W_1) , (W_2) とちがって長い連なりをもってはおらず、せいぜい第 6~8 測線間の 10km 程度のものである。この震央海域の異常構造は震源の深さ、さらに震源のひろがりに関係あるものと考えられる。

これら震央海域における断層の落差は数m から数 10m までの範囲にあると算定され、これらの一部は今回の地震によって新しく生じたものと推測される。とくに第 8 測線の西方の断層付近の海底地形も音波探査記録ではかなり複雑になっていることは、あるいはこの間の関係を物語っていると想定される。また多くの点で海底ガスの発生を示すパターンが認められることは、これらの事実を裏付けているものと考えられる。

次に海底資源の見地から考えてみると、断層に沿って発生している海底ガスはおそらく第三紀層からのものと考えられ、ここに新潟油田地帯西縁辺調査海域下に含ガス層または含油層の存在の可能性もあり、調査海域南部の深部地質構造の探査も必要と考えられる。

7. 結 論

今回の音波探査の結果、震央付近の粟島周辺部海域における断層系と地質層序の概要を明らかにすることができた。

すなわち、 V_1 層、 V_2 層、 V_3 層、 V_4 層、 V_5 層の調査海域における海底浅部構造の分布形態が明らかにされ、 (S_1) , (S_2) , (S_3) の水平的な連なりのある断層系は北北東—南南西の方向をもつ地質構造の変化点に沿って生じていることが明らかになった。

粟島地塊は背斜の軸上にあつて、粟島東側の第三紀層は東落ちの傾向を示し、西側の第三紀層は西落ちの傾斜を有している。

V_1 層の堆積盆の伸びは北北東—南南西で、調査海域南部における最大層厚は約 40m である。本土側と西方海域において下位の V_2 層が直接海底に露出しているように考えられる。

断層の生成時期については、 (S_1) , (S_2) は古い断層系が新たに活動して海底断層を生じたものとするが、 (S_3) については今回の地震によって生じたと考えられる点もあり、その時期はなお明らかでないが、かな

り新しいということは断層落差の点から考えられる。

最後に新潟油田構造地帯の西縁部の探査として粟島・佐渡島中間に存在する馬の瀬付近の探査測線も設けたが、天候不順によって割愛した。この後、馬の瀬付近および佐渡島本土間の海底地質構造の探査を実施することによって、新潟油田構造西縁部の構造が明らかになるものと考えられ、この実施を希望する。

また“拓洋”の地震前後の測深によって大きな成果が上がったように、できれば海底浅部の地質構造を地震の多発地帯において定時期探査・観測を実施しておくことも防災の見地から、また地震予知の見地から必要なことと考えられる。

参考文献

- 1) 早川正巳・鎌田清吉他 2 名 (1965-5): 新潟地震の震央付近における音波探査, 地質ニュース, no. 129
- 2) 地震研究所 (1964-9): 新潟地震調査概報, 地震研究所速報, 第 8 号
- 3) 海上保安庁水路部 (1965-2): 新潟地震調査報告
- 4) 奈須紀幸他 2 名 (1964): 震源地付近の海底地下構造, 科学読売, vol. 12
- 5) 森本良平 (1964): 新潟地震の地質調査, 科学読売, vol. 12
- 6) 鎌田清吉 (1965): 大阪湾南部の海底地質と海底地形との関係について, 地質調月報, vol. 16, no. 2

A Study on the Geologic Structures by Sonic Exploration around the Epicenter of the Niigata Earthquake

By

Seikichi KAMATA, Takeo HOSONO, Kōsuke ITŌ
& Masami HAYAKAWA

Abstract

The sonic exploration was conducted on the Sea of Japan around the epicenter of the Niigata Earthquake, about two months after the occurrence of the earthquake.

The results of the present survey are as follows:

(1) The geologic structures, especially with respect to the faults discovered by the sounding carried out immediately after the earthquake, is made clear and the relation between the faults and the earthquake is investigated.

(2) The block overlain by Awashima island near the epicenter is located on the axis of an anticline in the Tertiary sediments.

(3) The patterns showing the escape of natural gas from the bottom are recorded along the faults and thus, the geologic structures containing gas or oil may be concealed in the south part of the surveyed area.

II 新潟市周辺の平野部における変動に関する調査研究

624.131(521.41):550.346

II.1 新潟震災地の土木地質

尾原 信彦* 渡辺 和衛* 安藤 高明*
相原 輝雄* 金井 孝夫* 川野 昌樹**

II.1.1 総 説

尾原 信彦

1. 既往の調査

この地域の地下 200m 以深に賦存する大規模な天然ガス鉱床の開発に伴ない、戦後相当に地下の状況も明らかにされたが¹⁾²⁾、昭和 33 年地盤沈下問題が起るに及んで、さらに詳細な地質調査が加えられ³⁾、1,000 m の深部から地表までわたる地質について、新知識が添加され⁴⁾、わが国では最も詳細な資料の揃った所となっていた。

しかしながら昭和 39 年 6 月 16 日の新潟地震によって、市街・埠頭・工場・交通施設などが予想以上の大損害を受けるに及んで、とくに浅層地盤の地質に関し再検討が要請されるに至った。とりあえず震災直後には、各方面から被害状況踏査が行なわれ、さらに災害復旧工事の進展に伴なって、派生的にも新事実が漸次明らかにされつつあるが、一方本格的な科学研究も遅ればせながら科学技術庁の特別研究促進調整費により計画されることとなり、その支出を待って地質調査所においても各分野より専門家が動員され、それぞれ専管事項ごとに 39 年晩秋頃より、野外活動が活潑化するに至った。

2. 土木地質調査研究の経緯

当所応用地質課第 3 研究室は、これまで 16 地区における工業地帯地下構造調査の実績と体験を生かし、阿賀野川より南西方、新潟市街地を含む総面積約 70 km² の平坦地を対象地域とする土木地質研究に従事した。すなわちこの域内に 2 本の標準試験井のボーリングさく井、18 本の間隙水圧測定井を配置し、なお信濃川曲流部西方にて 25 本のサウンディング法 (15m) による地耐力調査を行ない、防災地質の観点に立って調査活動を展開した。

上述のとおり、手法・技術はほとんど「地下構造調査準則」を採用したが、既往 4 ヶ年間に蓄積した知識・経験をここに完全に生かすよう心掛け、取得したデータの解析に当っては、可能な限り新工夫を凝らして、地震災害の原因となる特殊の地盤状態の把握に努力を傾注してみた。

3. 成果の概要

それぞれの研究担当者が、どのような観点から研究目標を立て、調査を実施して行ったか、そしてどのような成果を収めたか、その概要を紹介すると次のとおりである。

* 応用地質部

** 技術部

3.1 土質試験からみた沈積サイクル

G₁層までの地層区分については、尾原は土質物理試験値を基礎にして、地層緻密度(1/1+e)ダイアグラムを作成したところ、地表から200mまでの間に5つの沈積サイクルが認められ、最上部に当る第Vサイクルの中に、 α, β, γ の3サブサイクルがさらに検出され、それだけの回数の軟弱地盤の繰返しがあることがわかった。

3.2 間隙水の地球化学

地表からG₁層までのコア中に含まれる間隙水を地球化学的に研究した渡辺・川野は、各イオン絶対量の垂直分布ではHCO₃⁻, SO₄²⁻が地層区分の指標となり、過剰Na⁺により汽水域環境が検出され、Ca²⁺/Mg²⁺比により海陸成層が判定されることを明らかにした。次に推定化合物組合わせを検討し、残留イオンに陰イオンが過剰となったときには、天然ガス生成の場が生じ、同時にその層準は軟弱層であることを明らかにし、またNa吸着比という塩基交換指標の増大と地盤凝集力減退という事実も究明され、なおまた溶存イオン分析値を利用して、水比抵抗値を算定し、これと電気検層の大地比抵抗値とから地層係数Fを計算し、Fと間隙率Pとの関係を論じ、地層緻密度(1/1+e)による沈積サイクルの存在を傍証した。

また渡辺は既往のボーリング資料と今回の標準柱状図とを対比させ、各沈積サイクルの東西・南北両断面における連続性を証明した。

3.3 間隙水圧測定とクイックサンド現象の究明

18本の間隙水圧測定井のデータを基として、金井は東臨港町から寺尾遊園地に至る東西断面の動水圧分布を描いたところ、中央部(白山～川岸町)に水圧の凹面があり、東西両端に向かい水圧がだんだんと高まることを発見した。またある地層を、間隙水圧上昇率[U_n]と土質の粒径中央値[M_{d50}]という動・静2種のパラメーターで表現することとし、深さの順に線で結んだダイアグラムを描き、その図形における急折点の深度を拾って、それを平面図にプロットして等深度線を描けば、地層破壊面の図が得られる。この面以浅にクイックサンド現象が起ったと推定され、しかもこの図は地震被害の激甚度ときわめてよく一致したので、信頼性があると考えてよい。

3.4 スエーデン式サウンディング法による軟弱層の探究

信濃川と海岸砂丘に挟まれた黒崎村三角地帯で、スエーデン式サウンディングのネットワーク調査に従事した安藤は、筋荷重で貫入する超軟弱地盤の分布範囲とその立体的厚さとから、古い潟湖の形態の復元に成功し、地表からの厚さが5m以上もあることが判明した。その下層には旧信濃川の運搬した弛い細砂層、さらにその下位には締った中粒砂層の堆積していることを知り、地震時の被害との関連を解明することができた。

3.5 超軟弱地盤の地耐力測定法の改良

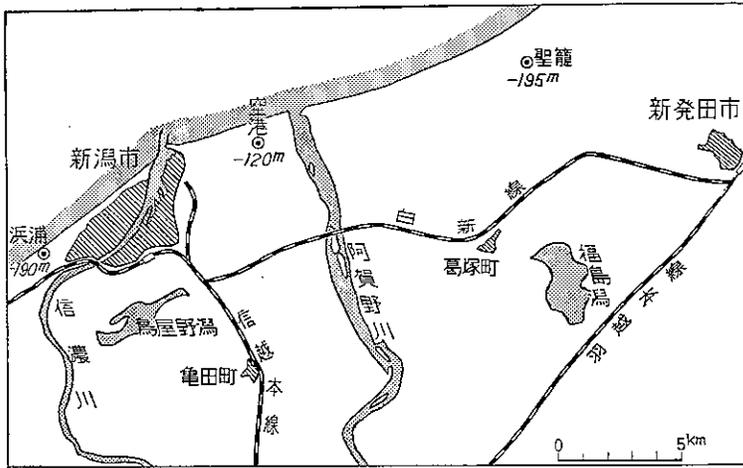
最後に超軟弱地盤の地耐力を精密に測定するための測器として、相原はオランダで開発された二重管コーンペネトロメーターを、日本の地盤に適するよう設計替えを目論み、動力を使用して、昇降ねじ棒の操作とポンプ送水を機械化させ、この地区の超軟弱地盤において、はじめて現地試験を行ない、この種器械の利用価値の発揮と能率向上に著しい進歩を遂げるに至った。

II.1.2 新潟地区標準試験井のコア土質試験値からみた第四紀層の沈積サイクルについて

尾原 信彦

1. 選点と深度決定

コア採取・標準貫入試験・電気検層・井戸仕上げ・揚水試験などを含む標準試験井の選点と深度は、当地



第1図 標準試験井位置図

の稼行天然ガス層のうち、最も浅い G-1 層の頂部に若干突込むよう配慮して、しかも予算限度内で効果をあげるために 1 本はなるべく浅くと考えて、新潟空港付近に 120m 井、他は新潟市街地の南西隅の関屋付近に、約 10 km 隔てて 175m 井を掘さくすることになった(第1図)。用地交渉の末、前者は空港西の日本赤十字社新潟センター内に決まり、後者は浜浦小学校背後の砂丘上(保安林内)に確定した。しかし後者は、結果的には砂丘の比高だけ増し掘りを余儀なくされ、掘止深度は 190m となった。標高は前者は +2.7 m、後者は +12.4 m である。

2. コア採取仕様と土質試験値の扱い方

地表から 45m までは 3m おきに、50m 以深は 10m に 2 個の割で、ダブル・コア・チューブによりコアリングを行なった。コアには JIS 規格による土質物理試験を施し、それから粒径中央値 (M_{d50}) と地層織密度 ($1/1+e$) を出した。まず粒度分析成果から加積曲線を描き、横軸に平行な 75% ラインが曲線と切合う点を Q_{75} 、同じく 25% ラインが曲線と切合う点を Q_{25} とし、次式(1)に入れて粒径中央値を得る⁹⁾。

$$M_{d50} = \frac{1}{2}(Q_{75} + Q_{25}) \quad (1)$$

ダブル・コア・チューブから取出す際に注意して体積と重量を測れば、単位体積重量 (γ_t) は計測できるから γ_t の正確な値の出た部位に関しては、(2) 式により地層織密度を算定し、またコアが乱されて γ_t が測定不能のときには、飽和度を 100 として、(3') 式に入れて算出した。

$$\frac{1}{1+e} = \frac{\gamma_t}{G_s(1+W)} \quad (2)$$

$$e = \frac{G_s \times W}{S} \quad (3)$$

$$\therefore \frac{1}{1+e} = \frac{100}{G_s \cdot W + 100} \quad (3')$$

ただし、 G_s : 真比重、 W : 含水比、 e : 間隙比、 S : 飽和度。

3. 粒径中央値と地層織密度

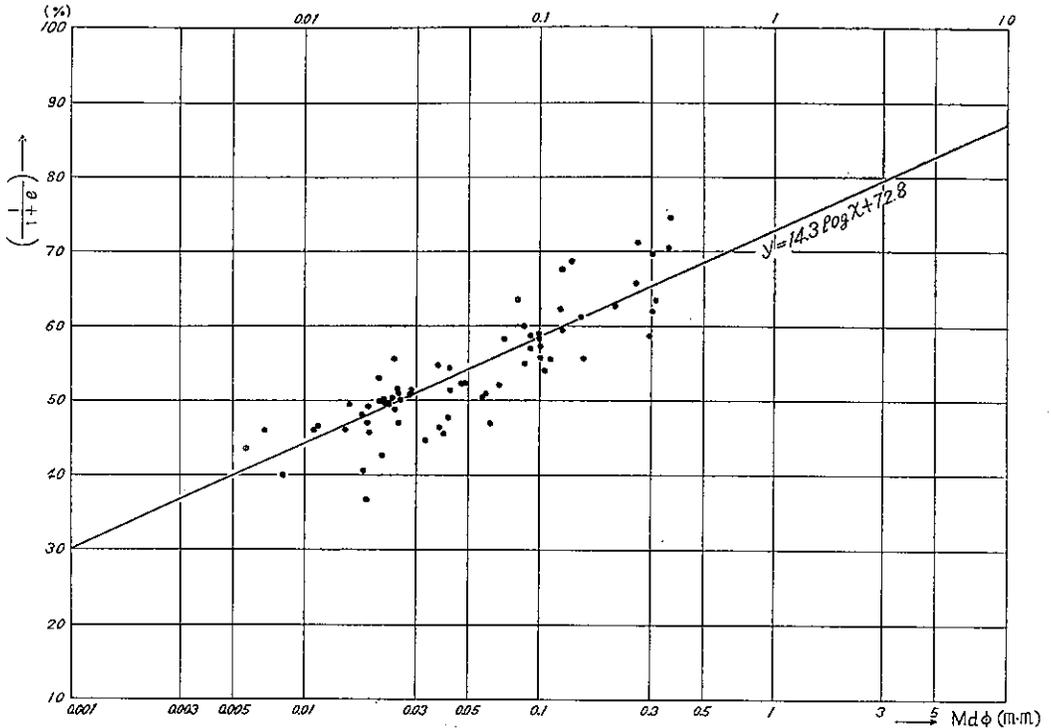
空港 120m 井・浜浦 190m 井の全コアにつき、 M_{d50} と $1/1+e$ を算定しておき(第1表 a, b)、直交坐標軸をこしらえ、横軸に $\log M_{d50}$ を、縦軸に $1/1+e$ を取って、全コアをプロットすれば、第2図に示すように、およそ一直線上に乗るような傾向がつかめる。これまで全国 16 地区でこのようなグラフを作った

第 1 表 粒径中央値 ($M_d\phi$) と地層緻密度 ($1/1+e$) の実測値

a) 浜浦 190 m 井 (El=-12.38 m)

b) 空港 120 m 井 (El=+2.38 m)

深 度 (m)	$M_{d\phi}$ (mm)	$\frac{1}{1+e}$	深 度 (m)	$M_{d\phi}$ (mm)	$\frac{1}{1+e}$	深 度 (m)	$M_{d\phi}$ (mm)	$\frac{1}{1+e}$	深 度 (m)	$M_{d\phi}$ (mm)	$\frac{1}{1+e}$
6 ~ 7	0.355	74.4	90 ~ 92	0.025	51.4	5.1 ~ 7.8	0.136	68.6	45.3 ~ 46.3	0.026	49.9
9 ~ 10	0.31	63.4	95 ~ 97	0.023	49.4	7.8 ~ 12	0.123	62.2	49.3 ~ 50.3	0.037	54.6
12 ~ 13	0.295	58.6	100 ~ 102	0.022	49.8	12 ~ 13	0.255	65.6	53.4 ~ 54.4	0.033	44.6
15 ~ 16	0.26	71.2	105 ~ 107	0.028	51.2	15 ~ 15.3	0.210	62.6	59 ~ 60	0.025	47.0
18 ~ 19	0.30	62.0	110 ~ 112	0.011	45.8	15.3 ~ 15.7	0.018	40.2	64 ~ 65	0.025	51.0
20 ~ 21	0.30	69.6	115 ~ 117	0.041	47.7	18.6 ~ 19.3	0.080	63.5	69 ~ 70	0.015	45.9
24 ~ 25	0.35	70.5	120 ~ 122	—	41.4	21.3 ~ 22.3	—	—	74 ~ 75	0.021	49.8
27.5 ~ 28.5	0.062	46.8	125 ~ 127	0.008	39.9	22.8 ~ 23.8	0.107	54.0	79 ~ 80	0.024	50.1
30 ~ 31	0.123	67.4	130 ~ 132	0.006	43.4	24.3 ~ 25.3	—	—	84 ~ 85	0.022	49.9
33 ~ 34	0.102	56.9	135 ~ 137	0.007	45.6	25.3 ~ 25.5	0.112	55.7	89.3 ~ 90.3	0.021	53.5
36 ~ 37	0.092	56.8	140 ~ 142	0.071	58.1	27.3 ~ 28.3	0.086	59.8	93.5 ~ 94.5	0.019	49.1
39 ~ 40	0.155	55.4	145 ~ 147	0.017	48.0	30.3 ~ 31.3	0.099	58.8	98.7 ~ 99.7	0.068	51.8
42 ~ 43	0.092	58.6	150 ~ 152	0.018	47.0	33 ~ 34	0.102	55.6	104 ~ 105	0.024	55.6
45 ~ 46	0.150	61.0	155 ~ 157	0.019	45.5	36.3 ~ 37.2	0.059	50.9	107 ~ 108	0.018	36.8
50 ~ 51	0.087	54.7	160 ~ 162	0.015	49.2	39.3 ~ 40.3	0.046	52.2	114 ~ 115	0.041	51.4
55 ~ 57	0.100	58.3	165 ~ 167	0.039	46.3	43.8 ~ 44.8	0.021	42.5			
60 ~ 63	0.057	50.3	170 ~ 172	0.028	50.6						
65 ~ 67	0.039	45.3	175 ~ 177	0.011	46.4						
70 ~ 73	0.042	54.2	178 ~ 180	0.251	44.3						
75 ~ 78	0.045	52.1	187 ~ 190	0.125	59.3						
85 ~ 87	0.024	48.7									



第 2 図 新潟市における鑿井コアの粒径中央値と地層緻密度との関係 (浜浦および空港)

が、いずれも同じような直線関係が得られ、ただ地域差が直線の傾斜や截片の差に現われるのが常であった。この図によれば、地層緻密度は粒径中央値の対数に正比例することが明らかであり、この直線を式の形に直せば、

$$y = mx + b \quad (1)$$

ただし、 $y: \frac{1}{1+e}$, $x: \log M_{d\phi}$, m, b : 常数

線上の任意の2点につき、 $\log x, y$ を読み、 m と b についての連立方程式を立てて解けば、

$$m = 14.3, b = 72.8$$

が得られ、原式は下記のようなになる。

$$y = 14.3x + 72.8 \quad (2)$$

すなわち、

$$\frac{1}{1+e} = 14.3 \log M_{d\phi} + 72.8 \quad (3)$$

粒径中央値は、決して単なる粒径の平均を意味しないと考えるべきで、ガウスの誤差曲線の観念を導入すれば、当然粒径加積曲線の形や傾斜も含まれる数値と考へなければならぬ。そこで $M_{d\phi}$ の対数というものが、 e を含んだ地層緻密度との関係を生ずるとみられる。

4. 地層緻密度ダイアグラム

空港・浜浦両地点において、地表から深さを増すに従って $1/1+e$ の変化してゆく状況をダイアグラムにし、その図形を検討することにした(第3図 a, b)。この波形は地下の成層状態を明確に反映するものであり、それ自体で地盤の良否を判定する指針ともなるうえ、さらに第四紀地質学の観点に立てば、堆積現象ならびにユースタティズム論及への資料にもなり得る。

まず波形に注目しながら、極小値を抽出すれば、礫—粗砂—砂—シルト—粘土という堆積相の変化、すなわち「沈積サイクル」を容易に、しかも器械的にとらえることができる。

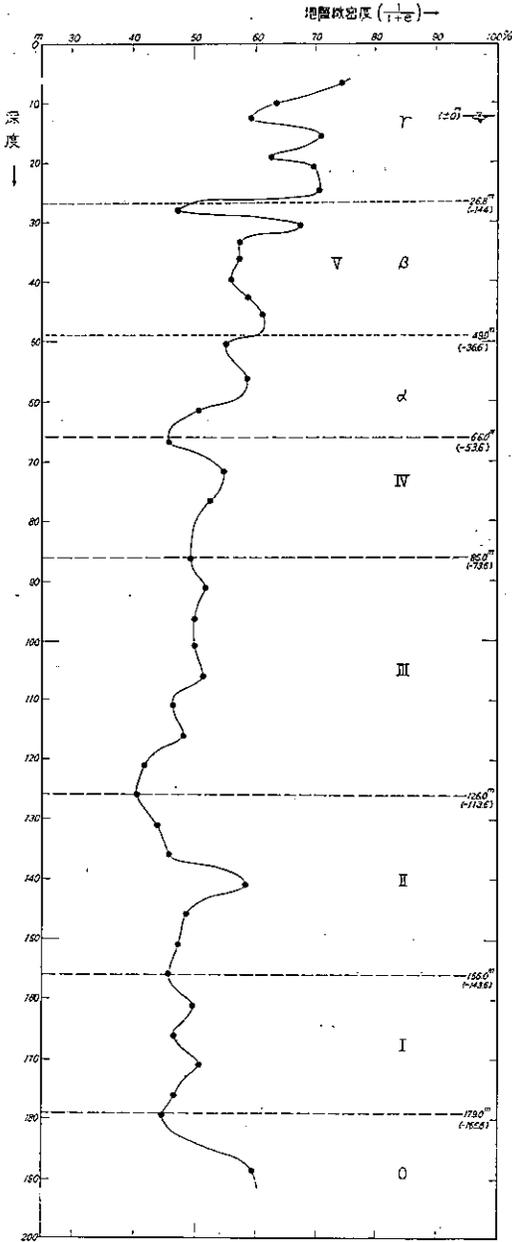
浜浦 190m 井と空港井の地層緻密度ダイアグラムと地質標準柱状図あるいは電気検層図とを見較べながら、図形の転換点 ($1/1+e$ の 54% 以下の極小値に注目) を抽出し、上位から $A_1, A_2, A_3, D_1, D_2, D_3, D_4$ の 7 点(ただし空港は D_2 まで)を得、これらの点と標準柱状図のシルト層上限を照合しつつ、沈積サイクルの解析を行ない、第2表を作成した。

この表の右に比較のために掲げた聖籠村新渡地点は、同じ年度の別予算で実施した同一仕様の資料であり、場所は空港井の ENE 11.3km の距離にあって、浜浦・空港・聖籠の3地点はほぼ一直線上にある。

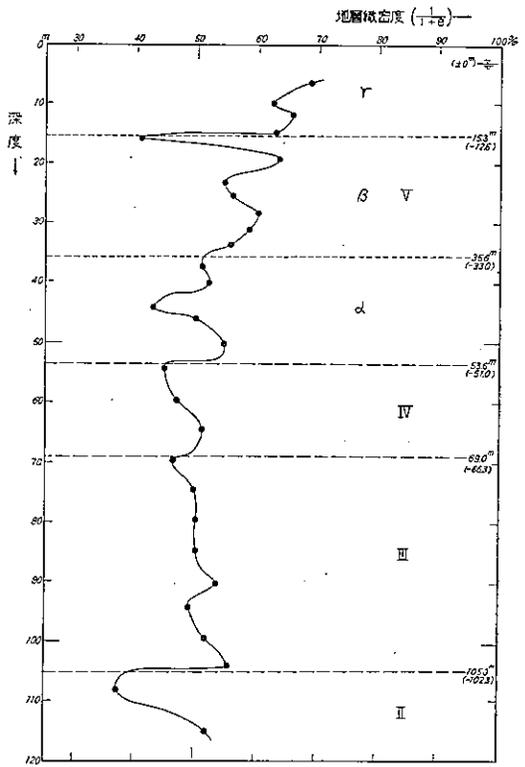
第2表 新潟地区沈積サイクルの深度表

沈積サイクル	浜浦 190 m 井 (El=+12.4 m)		空港 120 m 井 (El=+2.7 m)		聖籠 195 m 井	
	深 (m)	海面更正値 (m)	深 (m)	海面更正値 (m)	海面更正値 (m)	
V	γ	地表 ~ 26.8	±0 ~ 14.4	地表 ~ 15.3	±0 ~ 12.6	±0 ~ 10.5
	β	26.8 ~ 49.0	14.4 ~ 36.6	15.3 ~ 35.6	12.6 ~ 33	10.5 ~ 36.5
	α	49 ~ 66	36.6 ~ 53.6	35.6 ~ 53.6	33 ~ 51	35.6 ~ 57
IV	66 ~ 86	53.6 ~ 73.6	53.6 ~ 69	51 ~ 66.3	57 ~ 75.5	
III	86 ~ 126	73.6 ~ 113.6	69 ~ 105	66.3 ~ 102.3	75.5 ~ 104.5	
II	126 ~ 156	113.6 ~ 143.6	105 以 深	102.3 以 深	104.5 ~ 132.5	
I	156 ~ 179	143.6 ~ 166.6			132.5 ~ 170.5	
零	179 以 深	166.6 以 深			170.5 以 深	

(備考) 聖籠村 195 m 井は 39 年度経企庁地域開発調整費による「新潟新港地区地下構造調査」のデータによった。



a. 浜浦 (関屋) 地点 (El=+12.38 m)



b. 新潟空港西側 (El=+2.7 m)

第3図 新潟市標準試験井における地層積密度ダイアグラム

5. 第V沈積サイクル基底の深度について

上記3地点の各サイクル下限の深度を検討すると、その基底の海面更正値はきわめて近似して、これを距離と関連させると、ほとんど水平に近い(最大勾配でも、 $\tan \theta = 1/1,000$)とみなされる。とくに第Vと第IVとの境界は -51m~-57m の間にあること、また第IIIの基底は浜浦においてやや深く沈むことなどは異

味深い事実である。

これまで日本全土にわたり 16 地区で同様の操作を試みたが、第 V サイクルの基底は、いずれも -30m ぐらいになるのが通例である。裏日本の例では、富山新湊で -35m であったのに比べ、新潟地区のみ平均より約 20m 以上深く、-50m を超えたことは注目に値する事実であると考えられる。

II.1.3 新潟震災地区の地下構造図について

渡辺 和衛

1. 標準地質柱状図について

本地区の調査にあたって深層ボーリングを 2 本実施した。1 つは関屋町風砂除（浜浦）地点（深度 190m）に砂丘上から、他の 1 つは、舟江町（飛行場傍）地点（深度 120m）で掘さくされた。

浜浦・空港 2 地点の標準柱状図作成については、特に渡辺が、採取されたコアを精密に検討してこしらえたものである（第 4 図、第 5 図参照）。

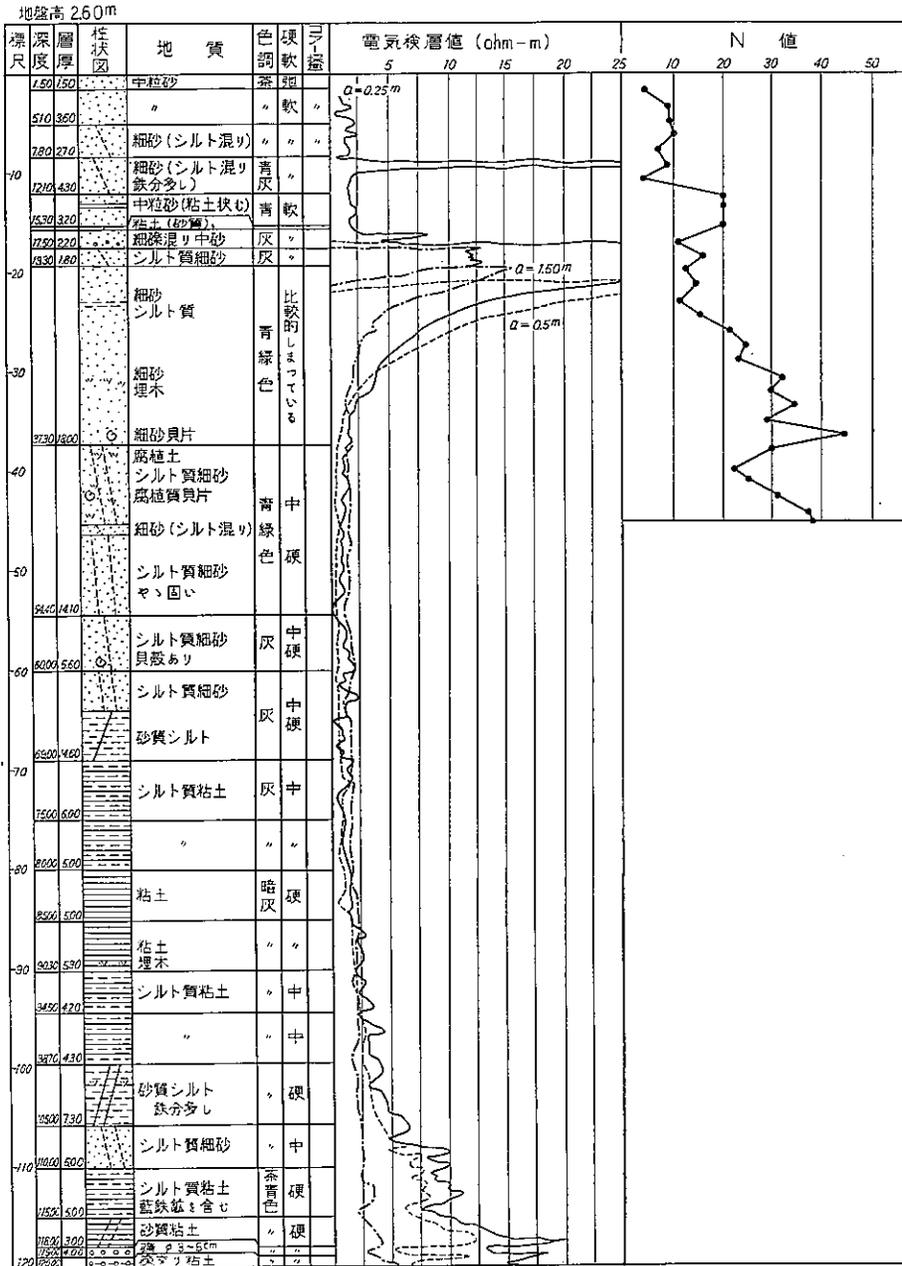
まず浜浦地点の地質柱状図について説明を加えよう（第 4 図）。大観すると、砂およびシルト質砂を主体とする 0~66m までの地層とそれ以降の粘土・シルト層で構成される地層とに区分される。下部から地層区分点深度を検討すると、156~162m, 126m, 86m, 66m の各点が考えられる。それぞれの特色は、砂礫層・砂層であるか、水分の少ない固結した粘土・シルト層（この場合多く地層中の鉄は酸化し、粒度に乱れがあり二次堆積の徴候がみえる）である場合が多い。なお腐植物・埋木・貝殻片を含有するのが通常で、たしかに環境の変化を物語っている。66m 以浅の各地層の区分 (α, β, γ) は土質・地質の項で説明されているとおりである。

空港地点（第 5 図）では、深度 54m 付近を境として上下に大きく区分される。各地層の区分点深度は 106m, 69m, 54m が主要なものである。いずれも砂層や固結し水分の少ない粘土・シルト層（浜浦地点と同様の特色を有する）から構成されている。54m 以浅は 37.3m と 15.6m の部位に区分点がある。多くの基底部に腐植物・埋木・貝殻片を含むことは、浜浦と同様である。

2. 地下構造図について

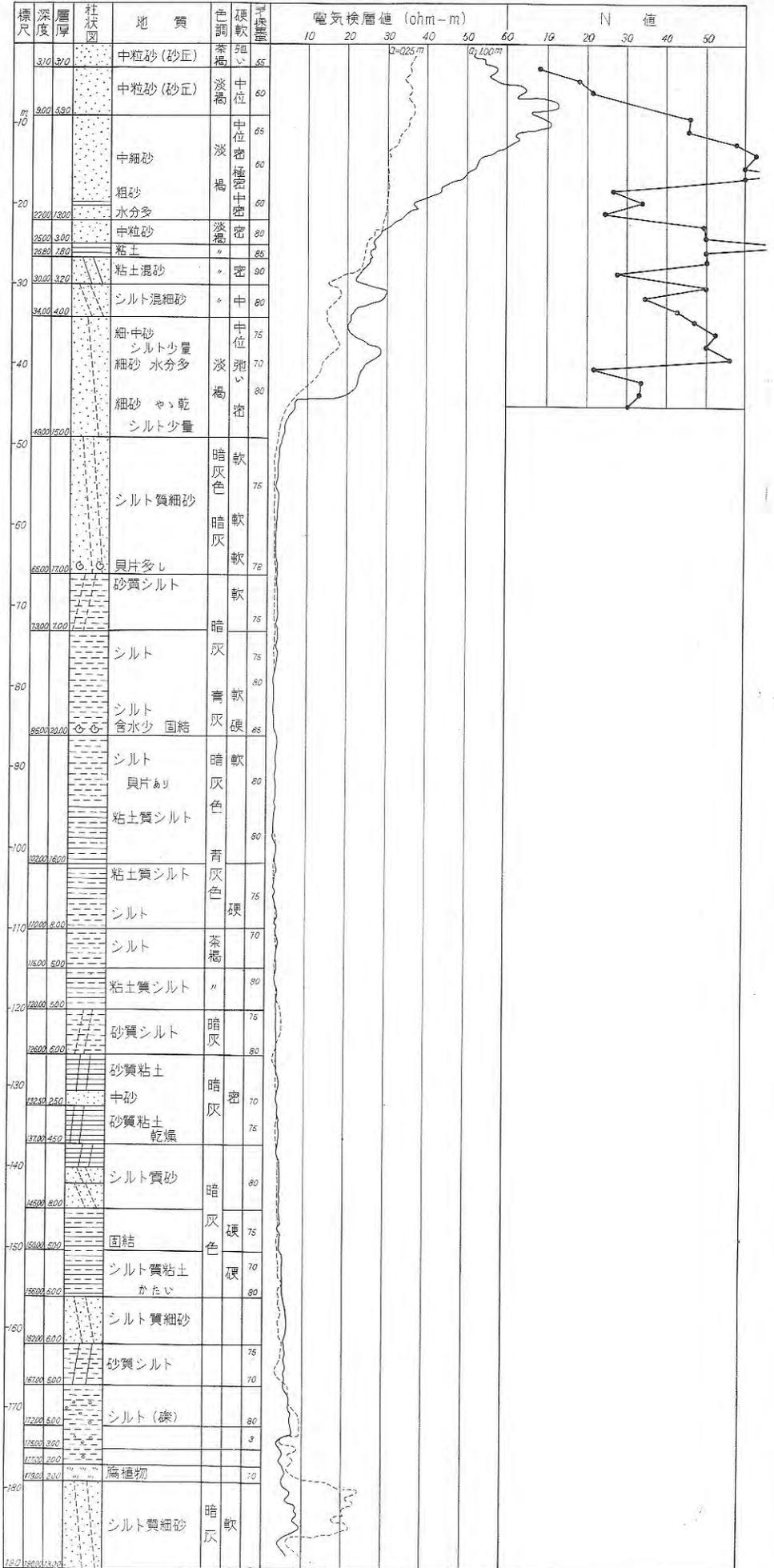
本地区においても、新潟市東港地区と同様に前述の 2 本の標準地質柱状図を基本として、東西および南北の地下構造図を描いてみよう。既往の地質柱状図については、天然ガス井は深部探鉱が目的のため（上部層 0~200m）については精密なデータが記載されていない。また県で数多く実施された土木地質用ボーリングは、20~40m の深度のものが多く、参考とならぬ場合がある。しかしつとめてこれらを利用して解析を試みた。

東西（A—B）断面では、空港ボーリングを東端として、帝石 16 号、大形地盤沈下観測井（通産省）、山之下観測井（1,200m、運輸省）、新潟交通 16 号、帝石関屋 16 号、浜浦地点、帝石内野 1 号の各柱状図をならべてみた。浜浦と空港の各沈積サイクル区分点を基準として各サイクルを東西に連結してみると第 6 図に示すようになる。V サイクルの基底は海水準下 52~58m の深さにあり、西に向かうにしたがってやや深くなる。しかしこの差はわずかでほぼ水平といえる。V サイクル中のサブサイクル α, β, γ の区分をみると、 β 層が新潟交通 16 号~浜浦間で厚さを増加（28m）するのがみられる。それ以外は変化もなく、ほぼ水平に連結される。IV サイクルは西方に向かって、やや厚さを増し、また沈潜しているが、その程度はきわめてわずかである。III サイクルの基底および II サイクルは、東方ではかなり起伏曲折を示している。新潟交通 16 号井から西方に向かって深部（300m 以深）では向斜構造が発達している。この傾向が上部層にもわずかに

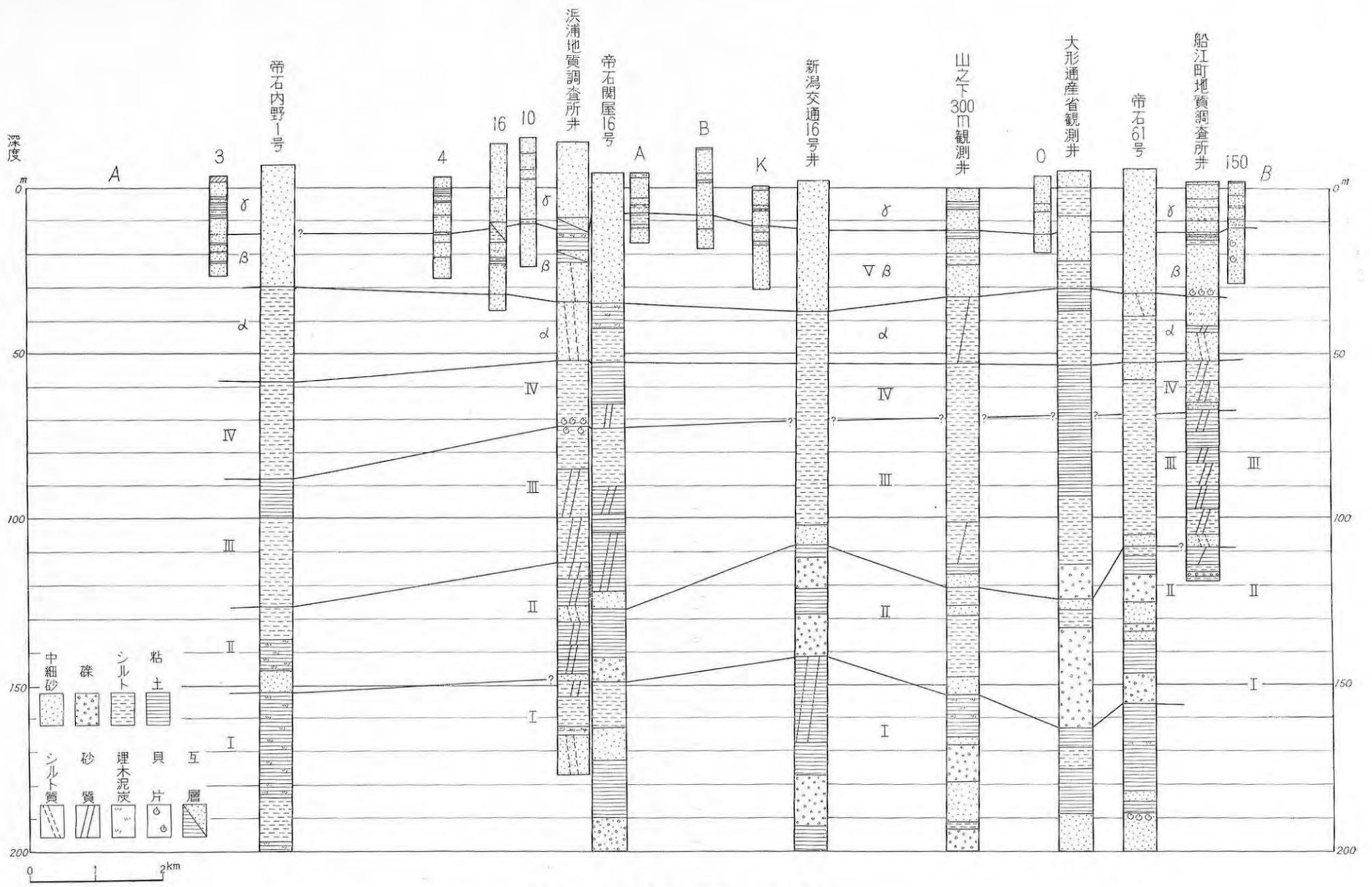


第 5 図 新潟市舟江町(飛行場傍)ボーリング地質柱状図

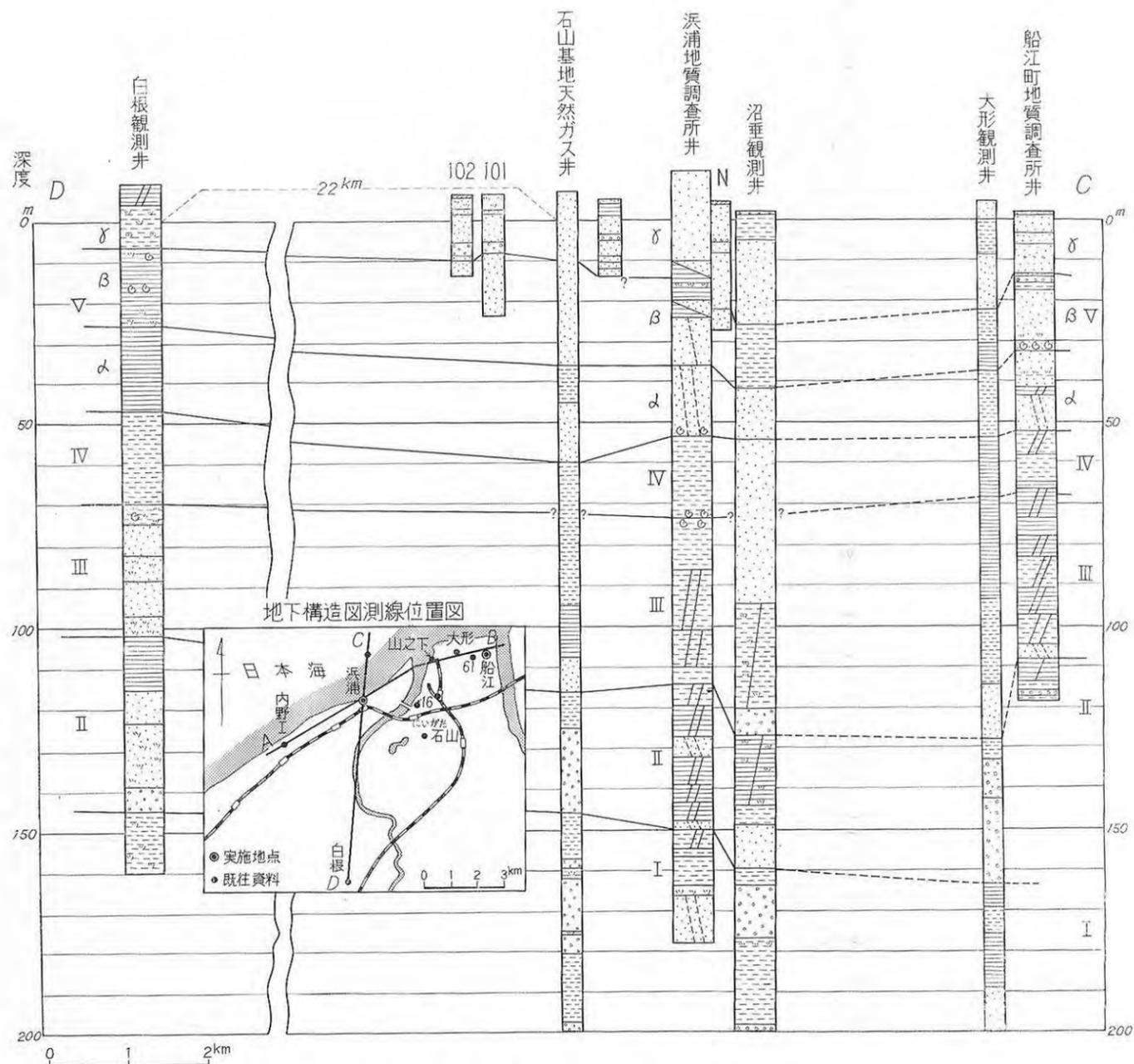
地盤高 123.8m



第4図 新潟市関屋風砂除(浜浦)ボーリング地質柱状図



第6図 新潟地区東西(A-B)断面地下構造図



第7図 新潟地区南北(C-D)断面地下構造図

現われているようである。浅層ボーリング資料もVサイクル中の β, γ 両層の連結や検討⁹⁾には、ある程度役立っている。

南北方向(C—D断面)の地下構造を描くにたる既往柱状資料はとくに少ない。第7図に示すように、北から空港・大形・沼垂が東方から投影され、浜浦・石山・白根がほぼ南北に結ばれる。白根基地はやや遠距離すぎるきらいはあるが、地層⁹⁾区分がよくなされているので採用した。さて第7図をみると、Vサイクル中の α, β, γ の各層は浜浦より南では、ほぼ水平に連結され、南部でやや上昇する傾向がみえる。IVサイクル以下の各沈積サイクルは、ここではほぼ水平に連結される点が東西断面とやや異なっている。この方向でもVサイクルの基底が海水準下52~58m(白根のみ47m)の位置にあって普遍的である。

II.1.4 新潟地区浅層間隙水（地表～G₁層）の地盤形成における 地球化学的役割と土质地質への寄与

渡辺 和衛 川野 昌樹

1. 間隙水質分析成果の取扱い方について

コアの間隙水質分析は、かつて本地区の石油・天然ガス調査の際、Cl⁻やNH₄⁺を主体として分析され探査に利用されていたが、土质地質の観点から地盤の強弱などを判定するために、間隙水質を分析した実例はきわめて少ない。近時地下構造調査の進展に伴って、間隙水の完全分析が実施され、直接または間接にこの目的を充足できるようになったので、本地区の調査でもコアの完全分析値を基礎として研究を進めることとし、次の4方面からの検討を行なった。

- a) 間隙水中の各イオン濃度の垂直分布
- b) 推定化合物の組合せとその垂直分布
- c) Na吸着比(Sodium Adsorption Ratio 略して SAR)の算定と垂直分布
- d) 地層係数 F とその垂直分布

2. コア中の間隙水質分析法

間隙水は量が少なく、そのままでは分析が困難なので、種々の検討を経て、試料150gに150mlの蒸留水を加え、超遠心分離器によって透明な上澄液を得、Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺の各要素を日本工業標準規格の工業用水試験方法を用いて分析した。そして試料の自然含水比を求めたうえ、実際の間隙水中の各イオン濃度に更正換算して示してある(第3表参照)。

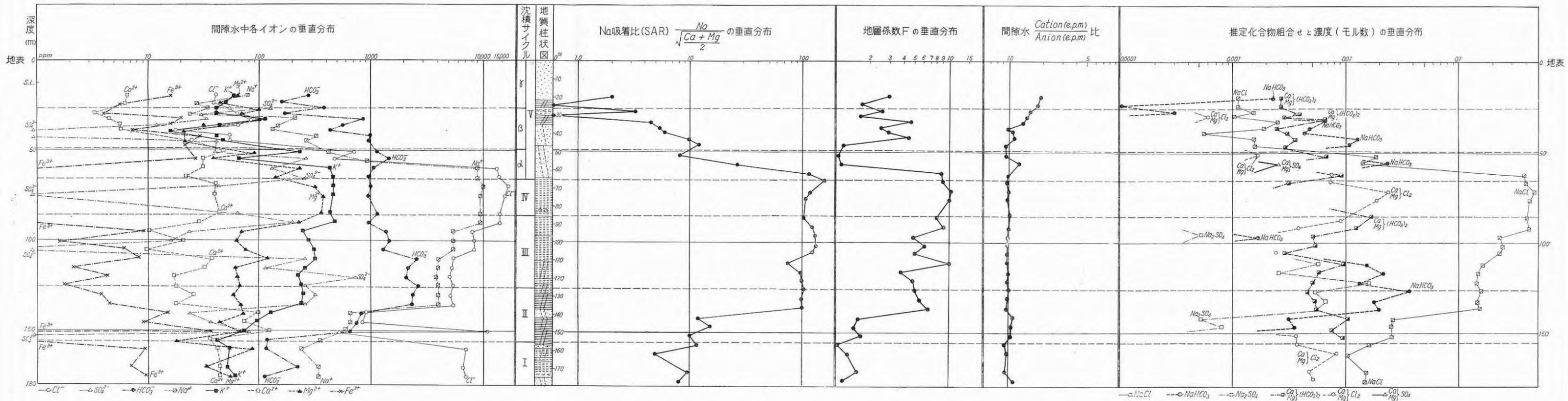
3. 間隙水質分析成果の解析

各イオン分析値とこれを基とした各種の算定成果は第3, 4表に示しており、さらにこれを深度別に図化したものが第8, 9図である。さてこれから説明しようとするのは、前掲の4方面からの検討によって、沈積サイクル区分と沈積環境を地化学的な観点から解明することである。

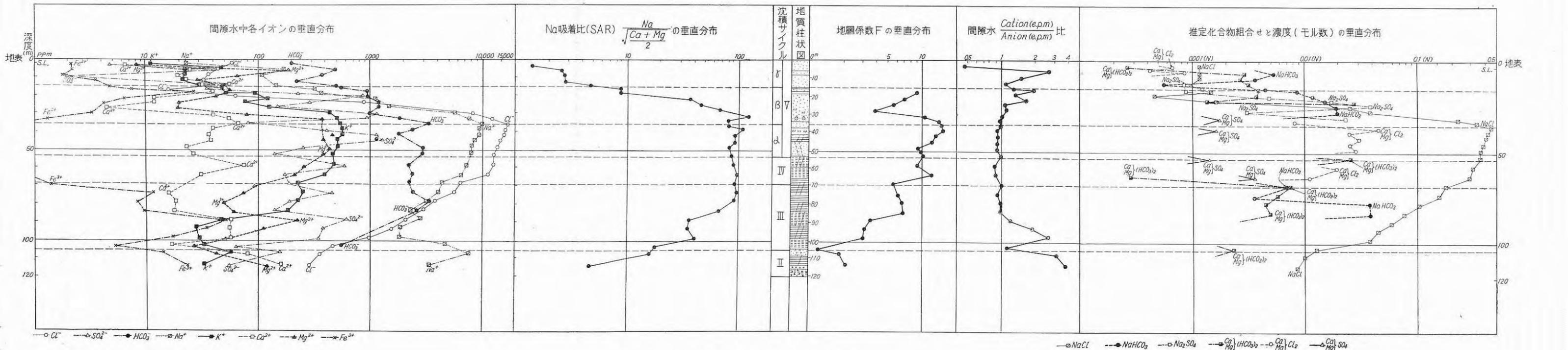
3.1 イオン垂直分布図について

陰イオンであるCl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻から説明しよう。Cl⁻は天然ガスを胚胎するような地層中には、一般に含量が高く、SO₄²⁻はむしろ少ないのが特色である(油田鹹水の例)。浜浦地点のCl⁻は下部のIIサイクル下半で急減を示し、それ以浅はIVサイクルの上部まで5,000~17,000ppmを示して著しく多い。Vサイクルに入ると、 α, β, γ と順次に著しく濃度を減ずる。

空港地点ではIIサイクル下半は浜浦と同様であるが、それ以浅では高い濃度の地層がVサイクルの β 層の上限まで連続し、その基底にピークがあってやや異なる。海の影響が後期まで及んだか、あるいはCl⁻が集積される環境が発達したためであろう。SO₄²⁻は、空港地点の方が浜浦地点より含量が高い。その理由は明らかでないが、信濃川の方向から供給された粘土・シルト層から構成される浜浦に少なく、粗砂や砂を多く供給している阿賀野川筋の空港地点にSO₄²⁻が多いことは興味深いことである。一般にSO₄²⁻は陸成層(火山性地層を含む)の中の砂礫層中に含量が高い特色を有し、従来から沈積サイクル区分の地化学的な指標として有効であった。本地区においてもその法則は成立している。浜浦地点は大体この法則にあてはまる。しかし空港地点は、各サイクルの中部で高く、区分点はむしろ低くなって示される。これは東方の聖籠村の195mボーリングの成果とよく似ている。そしてHCO₃⁻の方がむしろ各サイクルの区分点でピークを示し



第 8 図 新潟市浜浦ボーリングコアの間隙水質分析成果の解析



第 9 図 新潟市舟江町（飛行場傍）ボーリングコア間隙水質分析成果の解析

第3表 新潟市浜浦 190m ボーリング間隙水質分析成果

深 (m)	pH	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	Fe ³⁺ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	全 epm	Cation 比	推定化合物組合わせと濃度(N)										サイクル	残イオン量 (ppm)		Na 吸着比 Na √(Ca+Mg) 2	地層係数 F	比抵抗値 (Ω-cm)			
												Anion	NaCl	Na ₂ SO ₄	NaHCO ₃	Ca (Mg)(HCO ₃)	Ca (Mg)SO ₄	Ca (Mg)Cl ₂	KHCO ₃	KCl	Fe ₂ (HCO ₃) ₃		FeSO ₄	K ₂ SO ₄			陽イオン	陰イオン	地層比抵抗	間隙水 比抵抗
20.00	6.6	6.5	63.0	77.8	60.3	16.0	40.8	0	282.7	17.09	1.95	0.0011	—	0.0022	0.0024	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 30.3 K ⁺ 60.3 Fe ³⁺ 16.0	—	2.0	2.95	3,642	1,235	
24.00	6.6	6.1	45.0	27.3	48.5	5.7	38.8	0	161.4	10.49	1.82	0.0011	—	0.0008	0.0026	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 10. K ⁺ 48.5 Fe ³⁺ 5.7	—	0.6	1.65	3,140	1,905	
27.50	6.6	15.6	103.5	34.2	40.1	9.6	51.7	127.9	240.8	20.34	1.52	0.0014	—	0.0007	0.0039	0.0027	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 12.4 K ⁺ 40.1 Fe ³⁺ 9.6	—	3.2	2.55	2,512	982		
30.00	6.5	3.3	65.8	24.4	38.1	4.0	62.5	30.6	172.0	13.01	1.49	0.0010	—	—	0.0028	0.0006	0.0006	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 2.6 K ⁺ 38.1 Fe ³⁺ 4.0	—	0.6	1.56	2,386	1,525		
33.00~34.00	8.2	4.5	99.3	207.0	112.9	22.8	86.3	31.8	871.0	39.04	1.24	0.0024	—	0.0065	0.0065	—	—	0.0009	—	—	0.0006	—	—	Fe ³⁺ 4.4	—	4.4	1.24	2,300	510	
36.00~37.00	8.4	5.2	32.6	147.3	44.4	15.9	65.1	11.8	586.8	23.04	0.97	0.0018	—	0.0047	0.0023	—	—	0.0011	—	0.0003	0.0002	—	—	—	HCO ₃ '..... 79	5.3	2.40	2,100	870	
39.00~40.00	8.0	5.7	21.3	134.2	16.4	7.3	18.7	0	444.1	16.49	1.11	0.0005	—	0.0053	0.0029	—	—	0.0003	—	—	—	—	—	K ⁺ 4.3 Fe ³⁺ 7.3	—	5.8	2.88	3,500	1,210	
42.00~43.00	8.8	36.9	30.0	329.4	39.1	21.5	55.0	0	991.3	38.53	1.16	0.0015	—	0.0128	0.0035	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 11.3 K ⁺ 39.1 Fe ³⁺ 21.5	—	9.8	4.35	2,250	517		
45.00~46.00	8.7	25.3	22.7	269.2	44.2	23.5	55.6	41.1	963.8	35.44	0.94	0.0016	—	0.0104	0.0029	—	—	0.0011	—	0.0006	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 68. SO ₄ '..... 41.	12.3	1.15	650	563	
51.00~52.00	8.5	48.7	89.5	416.5	231.4	47.4	712.0	40.1	1,129.1	75.88	0.93	0.0180	—	—	0.0066	—	0.0017	0.0062	—	0.0013	—	—	—	—	HCO ₃ '.....259. SO ₄ '..... 40.1	8.1	1.06	280	264	
55.00~57.00	8.4	31.4	38.5	926.6	66.3	27.3	479.1	267.6	1,453.0	85.92	1.28	0.0136	0.0031	0.0237	—	0.0025	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 30.2 K ⁺ 66.3 Fe ³⁺ 27.2	—	26.2	1.16	200	185		
60.00~63.00	8.0	31.4	232.4	8,825.0	422.1	0.6	13,860.1	131.6	1,072.9	815.76	0.99	0.3820	—	—	0.0091	—	0.0074	0.0086	—	—	微	0.0023	—	—	SO ₄ '..... 21.5	119.3	8.57	210	24.5	
65.00~67.00	8.0	22.2	141.2	9,025.0	471.5	0.2	14,211.4	251.3	932.4	838.40	0.99	0.3930	—	—	0.0031	—	0.0072	0.0121	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 4. SO ₄ '.....251.	155.7	8.80	210	23.7	
70.00~72.00	8.0	43.1	323.8	10,525.0	473.9	0.2	17,153.6	44.8	999.2	997.72	0.99	0.4560	—	—	—	—	0.0230	0.0121	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....257. SO ₄ '..... 45.	120.7	10.5	210	20.0	
75.00~77.00	8.0	40.5	341.6	9,425.0	471.9	0.2	16,071.8	—	938.8	925.55	0.97	0.4120	—	—	—	—	0.0185	—	0.0121	—	—	—	—	—	Cl'.....244.	105.7	10.1	220	21.6	
85.00~87.00	8.0	43.2	364.3	9,259.0	422.3	0.5	14,612.6	62.9	1,134.5	877.80	1.03	0.4040	—	—	0.0164	—	0.0089	—	—	—	—	—	—	K ⁺285 Fe ³⁺ 0.5	—	100.9	7.9	180	22.7	
90.00~92.00	8.0	29.0	244.0	9,471.0	487.1	0.4	14,714.2	202.2	960.4	919.52	1.02	0.4120	—	—	0.0120	—	0.0038	0.0037	—	—	—	0.0042	—	—	K ⁺166 Fe ³⁺ 0.4	—	126.6	9.2	200	21.7
95.00~97.00	8.1	10.0	70.1	5,310.6	240.5	9.8	8,092.7	24.5	1,344.7	495.00	0.98	0.2275	0.0005	0.0017	0.0050	—	—	0.0061	—	0.0002	—	—	—	—	HCO ₃ '.....547.	130.5	4.95	200	40.3	
100.00~102.00	8.5	20.8	62.9	5,502.0	286.0	1.6	8,491.6	16.6	1,459.1	518.51	0.96	0.2400	—	—	0.0052	—	—	0.0072	—	微	—	—	—	—	HCO ₃ '.....495 SO ₄ '..... 17	136.5	6.10	235	38.5	
105.00~107.00	8.5	9.7	74.4	5,346.0	306.2	6.1	8,324.7	55.9	1,277.7	505.66	0.97	0.2315	—	—	0.0029	—	0.0024	0.0070	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....618 SO ₄ '..... 56	128.1	4.80	190	39.5	
110.00~112.00	8.5	38.5	117.9	4,081.1	311.7	8.2	5,553.7	264.4	2,525.1	401.97	0.97	0.1570	0.0055	0.0154	0.0096	—	—	0.0078	—	0.0002	—	—	—	—	HCO ₃ '.....502.	73.1	10.20	220	49.7	
115.00~117.00	8.6	32.8	60.2	4,025.5	265.6	2.2	5,340.6	115.8	2,151.8	377.07	0.99	0.1510	0.0024	0.0217	0.0057	—	—	0.0068	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 51.	96.5	3.80	200	53.0	
120.00~122.00	8.5	17.6	63.8	3,960.0	227.0	4.3	5,096.1	725.1	2,093.5	376.55	0.96	0.1440	0.0152	0.0136	0.0052	—	—	0.0057	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....583	98.4	4.72	250	53.0	
125.00~127.00	8.5	18.0	65.4	4,284.5	247.1	1.8	5,424.7	252.1	2,696.1	400.76	0.98	0.1525	0.0052	0.0366	0.0044	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 13.4 K ⁺247.0 Fe ³⁺ 1.8	—	105.2	4.90	240	49.0	
130.00~132.00	8.6	26.0	58.7	3,919.0	253.1	3.8	5,264.2	311.7	2,448.0	379.27	0.95	0.1490	0.0065	0.0176	0.0052	—	—	0.0064	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....650	98.7	5.32	280	52.6	
135.00~137.00	8.5	18.8	68.3	4,097.7	253.4	4.5	5,434.4	255.8	2,442.1	390.12	0.96	0.1530	0.0053	0.0198	0.0054	—	—	0.0064	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....499	98.4	6.44	330	51.0	
140.00~142.00	7.4	96.2	70.2	662.9	125.7	14.0	893.1	24.1	838.6	82.85	1.10	0.0251	0.0005	0.0031	0.0104	—	—	0.0003	—	—	—	—	—	—	K ⁺115. Fe ³⁺ 14.	—	12.6	1.52	370	243
145.00~147.00	7.5	71.4	44.4	660.0	93.4	9.2	836.9	36.8	761.1	75.73	1.06	0.0245	0.0008	0.0035	0.0072	—	—	0.0018	—	—	—	—	—	—	K ⁺ 22.4 Fe ³⁺ 9.2	—	15.1	1.39	370	265
150.00~152.00	7.5	124.3	81.6	577.2	70.2	37.3	1,015.0	68.1	634.4	82.34	1.05	0.0250	—	—	0.0093	—	0.0035	0.0004	—	0.0005	—	0.0014	—	—	—	HCO ₃ '..... 15	9.9	1.66	400	241
155.00~157.00	6.5	36.3	18.8	348.8	40.4	0.6	692.6	0	112.0	41.08	0.92	0.0151	—	—	—	—	0.0037	微	0.0010	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....109	11.7	1.03	500	48.3	
160.00~162.00	6.3	42.2	85.9	234.2	53.8	9.5	724.3	0	117.0	43.62	0.95	0.0102	—	—	—	—	0.0081	—	0.0014	0.0002	—	—	—	—	HCO ₃ '.....102	4.8	1.28	585	457	
170.00~172.00	6.3	45.5	33.2	345.8	50.9	7.0	686.6	0	222.0	44.73	0.94	0.0151	—	—	0.0005	—	0.0045	0.0013	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '.....102	9.5	1.46	650	446	
175.00~177.00	6.2	45.4	55.8	340.5	59.5	9.7	705.1	0	110.8	45.53	1.08	0.0147	—	—	0.0012	—	0.0051	0.0006	—	—	—	—	—	—	K ⁺ 35.2 Fe ³⁺ 9.7	—	8.0	1.15	500	438

第4表 新潟市空港 120m ボーリング間隙水質分析成果

深度 (m)	pH	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	Fe ³⁺ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	全 epm	Cation 比	推定化合物組合わせと濃度 (N)											サイクル	残イオン量 (ppm)		Na 吸着比 Na √(Ca+Mg) 2	地層係数 F	比抵抗値 (Ω-cm)					
												Anion	NaCl	Na ₂ SO ₄	NaHCO ₃	Ca Mg	(HCO ₃) ₂	Ca Mg	SO ₄	Ca Mg	Cl ₂	KHCO ₃		KCl	K ₂ SO ₄			Fe(HCO ₃) ₃	FeSO ₄	陽イオン	陰イオン	地層 比抵抗	間隙水 比抵抗
													Na	Na	Na	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca		Ca	Ca			Ca	Ca				
3.00	5.9	6.5	8.2	22.9	10.9	2.2	58.9	4.9	199.8	7.14	0.475	0.0011	—	—	0.0003	—	0.0007	0.0003	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺175 K ⁺ 45 Fe ³⁺ 2.2	HCO ₃ '..... 168	1.4			2,710	
6.00	7.6	24.9	196.2	169.5	45.2	2.2	44.2	40.5	494.0	36.18	2.55	0.0012	0.0008	0.0053	0.0029	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 36 K ⁺ 22 Fe ³⁺ 19	—	2.5			552	
9.00	7.0	19.0	57.8	106.7	21.7	1.9	36.0	2.0	373.3	18.18	1.52	0.0010	—	0.0036	0.0025	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 3.5 K ⁺ 22.1 Fe ³⁺ 3.5	—	2.7			1,100	
12.00	6.9	24.5	29.4	52.7	22.1	3.5	32.5	39.8	224.4	11.14	1.06	0.0009	0.0008	0.0006	0.0031	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 22 K ⁺ 34.7 Fe ³⁺ 4.7	—	2.7			1,800	
15.00	7.5	34.5	50.0	146.4	34.7	4.7	41.7	48.2	502.2	23.74	1.28	0.0012	0.0009	0.0043	0.0039	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 71 K ⁺ 81 Fe ³⁺ 7	—	4.7			845	
15.73	7.8	50.5	30.8	317.1	51.4	7.3	49.4	35.3	522.7	31.29	1.92	0.0014	0.0007	0.0086	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 71 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 81 K ⁺ 7 Fe ³⁺ 6.1	—	8.7			640	
18.00	8.2	39.4	56.7	360.8	93.4	27.0	16.0	230.8	935.8	47.84	1.32	0.00045	0.0048	0.0118	0.0036	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 39 K ⁺ 93 Fe ³⁺ 27	—	8.6	9.0	3,750	417	
21.30	7.9	11.9	42.8	1,173.3	121.9	6.4	52.4	832.4	979.9	93.52	1.67	0.00148	0.0173	0.0160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 374 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 54.7 K ⁺ 122 Fe ³⁺ 6.4	—	35.9	6.96	1,500	215	
24.30	8.6	11.2	20.2	1,096.5	75.0	4.5	874.7	184.2	1,195.6	98.83	1.10	0.0246	0.0038	0.0194	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 30 K ⁺ 75 Fe ³⁺ 4.5	—	44.6	5.4	1,100	202	
27.00	8.7	4.2	19.1	1,459.2	123.7	11.9	1,319.5	148.7	1,198.5	128.86	1.14	0.0376	0.0031	0.0196	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 82 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 23 K ⁺ 124 Fe ³⁺ 12	—	66.8	3.75	580	155	
30.30	8.1	39.3	80.6	5,760.9	419.6	3.1	8,097.2	1,172.8	1,056.3	539.02	1.00	0.228	0.0227	—	0.0014	0.0017	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 71 K ⁺ 420 Fe ³⁺ 3	—	121.1	10.8	400	37	
33.00	8.1	44.9	393.8	7,587.5	501.0	1.3	11,935.8	923.4	1,779.5	761.72	0.98	0.3310	—	—	0.0272	—	0.0081	0.0021	—	—	—	—	—	—	—	—	K ⁺ 417 Fe ³⁺ 1.3	—	79.3	13.8	360	26	
36.00	8.0	66.2	694.9	10,112.6	510.0	0.6	17,146.2	81.7	3,165.2	—	0.96	0.440	—	—	—	0.0016	0.0445	0.0013	—	0.0002	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 2,377	80.0	14.2	270	18.9	
39.30	8.0	38.6	368.0	9,621.3	554.5	0.5	16,031.7	413.4	2,474.9	—	0.93	0.4160	—	—	—	—	0.0243	—	0.0110	0.0028	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 2,475 SO ₄ '..... 274	104.6	14.5	300	20.6		
42.30	8.0	37.7	456.9	9,251.2	549.9	0.4	15,373.5	1,165.4	1,785.1	945.00	0.93	0.4020	—	—	—	—	0.0300	—	0.0011	0.0130	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 1,785 SO ₄ '..... 540	90.6	13.2	280	21.2		
45.30	8.0	38.3	364.9	8,526.2	494.3	0.5	14,453.8	1,285.2	1,110.3	867.74	0.91	0.3700	—	—	—	—	0.0251	—	0.0127	—	—	—	—	—	—	—	Cl' SO ₄ '..... 941 SO ₄ '..... 1,285 HCO ₃ '..... 1,110	92.2	12.6	290	23.		
49.30	8.0	26.2	442.4	8,027.8	501.5	0.5	13,608.9	252.1	3,026.2	830.65	0.91	0.3500	—	—	—	—	0.0284	0.0012	0.0006	0.0052	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 2,952	80.4	9.1	220	24.1		
53.40	8.0	27.2	385.7	8,004.2	462.0	0.5	12,290.1	144.1	2,930.9	790.74	0.99	0.3470	0.0017	—	0.0243	0.0013	—	0.0118	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 726	85.8	10.3	260	25.2		
59.00	8.0	73.9	247.4	7,105.2	472.4	0.8	12,669.4	596.5	2,269.2	753.74	0.85	0.3090	—	—	—	—	0.0194	0.0121	—	—	—	—	—	—	—	—	Cl' SO ₄ '..... 1,012 SO ₄ '..... 597 HCO ₃ '..... 1,532	89.2	9.1	330	36.2		
64.00	8.0	31.6	211.1	6,533.1	393.5	0.8	11,200.9	167.9	2,434.1	674.82	0.87	0.2950	—	—	0.0003	0.0035	0.0114	0.0101	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 1,802	97.7	12.2	360	29.6		
69.00	7.9	16.2	92.9	4,371.3	224.6	1.4	6,345.2	185.8	2,217.9	416.71	0.98	0.1780	0.0038	0.0071	0.0068	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 1,374	92.8	5.4	260	48.0		
74.00	8.1	18.7	71.1	4,012.9	252.2	11.7	5,670.9	462.6	2,374.9	397.56	0.91	0.1600	0.0096	0.0034	0.0056	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 145	95.0	6.0	300	50.		
79.00	8.6	19.2	48.5	3,326.4	218.4	8.5	3,706.1	189.6	3,191.5	316.68	0.97	0.1040	0.0040	0.0363	0.0042	—	—	0.0056	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 613	91.7	6.6	420	63.2		
84.00	8.3	18.5	60.5	2,537.2	185.2	9.5	2,629.8	144.5	3,050.2	248.33	0.95	0.0740	0.0030	0.0370	0.0047	—	—	0.0047	—	—	—	—	—	—	—	—	HCO ₃ '..... 210	64.4	6.7	540	80.0		
89.30	8.1	57.9	251.6	2,866.6	46.9	55.6	2,057.6	507.2	—	149.63	1.18	0.0577	—	—	—	0.0105	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 140 K ⁺ 47 Fe ³⁺ 56	—	36.0	3.4	400	118.	
93.50	8.0	54.7	110.4	1,899.2	28.7	34.7	1,537.6	382.6	—	148.15	1.88	0.0433	0.0080	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 716 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 165 K ⁺ 29 Fe ³⁺ 35	—	34.0	3.1	420	135	
98.70	7.8	59.8	53.8	1,771.9	29.9	17.8	972.1	352.1	—	121.39	2.50	0.0272	0.0073	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 976 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 114 K ⁺ 30 Fe ³⁺ 18	—	40.0	3.05	500	164	
103.90	7.3	17.1	26.0	486.8	32.0	4.3	454.8	63.2	573.0	48.80	1.07	0.0129	0.0013	0.0070	0.0024	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 5 K ⁺ 32 Fe ³⁺ 4.3	—	17.2	1.22	500	408	
107.10	7.7	79.7	42.3	702.2	54.3	14.3	353.6	155.4	—	53.47	3.04	0.0099	0.0032	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 399 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 122 K ⁺ 54 Fe ³⁺ 14	—	15.8	1.87	700	373	
114.00	6.4	160.3	120.1	315.5	32.2	23.9	293.7	54.4	—	43.19	3.58	0.0083	0.0011	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Na..... 100 Ca ²⁺ +Mg ²⁺ 280 K ⁺ 32 Fe ³⁺ 24	—	4.6	2.02	930	460	

ている。SO₄²⁻ と同じく HCO₃⁻ も両地点のうち、舟江町地点の方が一般に含量が高い。

陽イオンの Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺ のうち Na⁺ は大体 Cl⁻ と当量であるが、Na⁺ が Cl⁻ より多い場合は、おおむね汽水域の環境が卓越した時期で、両地点とも V サイクルの β, γ の各時期にみられる。Ca²⁺ と Mg²⁺ は Na⁺ と溶脱置換の現象を地層中で示すことが多く、Ca²⁺, Mg²⁺ の多い地層は一般に安定した地盤を形成する。なお Ca²⁺/Mg²⁺ 比が 1 より小さい場合は海よりの影響をつよく受け、1 より大きい場合は陸側の要素の多い地盤であると大体区分される。この意味では、両地点とも海の影響をつよく受けている。なお両地点において各深度ごとの両イオンの垂直分布が滲差交錯する状況を仔細にみると、サイクル区分が妥当なものであることがよくわかる。K⁺ イオンは Na⁺, K⁺ の動きとよく一致し、海からの供給であることを物語っている。Fe³⁺ は独特の動きを示し、海の影響のつよくなった所では著しく稀薄になる。

3.2 推定化合物の組合せと垂直分布

第 3, 4 表にみられるように化合物を推定し、その規定度 (N) を示してある。NaCl, CaCl₂, MgCl₂ は海の影響を、Na₂SO₄, Ca(HCO₃)₂, Mg(HCO₃)₂, NaHCO₃ は陸の影響を、CaSO₄, MgSO₄ は火山性地層の存在をよく示すものである。これを第 8, 9 図に垂直分布図で示し、これらの環境の推移や変化を説明している。両地点とも NaCl の消長は前述の Cl⁻ の説明と全く同様となるので省略する。特に CaCl₂, MgCl₂ は海の影響の最盛期に高い濃度となって示され、Ca(HCO₃)₂, Mg(HCO₃)₂ や NaHCO₃ の所在と異なった部位にあり、これらの化合物生成の場が異なることを示している。

なおこれらの化合物の組合せをして、残った陰陽イオンを第 3, 4 表に示してある。両イオンのうち、特に陰イオン過剰の地層は天然ガス生成の場であることが多く、地盤としてもあまり良好なものでないことが多い。この点からみると、浜浦地点は深度 40m 以深の各地層がほとんど陰イオン過剰の地層で構成されている。空港地点は、深度 36~84m までが陰イオンが著しく過剰となっている。いずれもこの特殊な環境の終了時期が V サイクルの β 層中にあることは、サイクル区分のうえにも有力な根拠を与えている。

3.3 Na 吸着比 (SAR) の垂直分布¹⁰⁾

これは $\frac{\text{Na}}{\sqrt{\frac{\text{Ca}+\text{Mg}}{2}}}$ (各イオンとも epm に換算) で示されるもので、1 つの経験則である。SAR は Na

と Ca, Mg の置換能を示す指標で、間隙水中においてどのような塩基置換状況であるかを示している。一般に海水は 58 の値を示し、陸成層では著しく低い値を示す。河川水や海水等において、短い時間でのこの指標の値はほとんど変化を示さず、四季の変化でさえほとんど現われることなく、同一地域においては一定である。しかし地質時代的な時間では、緩慢であるが、SAR に変化が現われる。したがって地質年代的な長さの中の環境の変化は、この指標の垂直分布によって読みとれるはずである。

浜浦地点は SAR が 100 以上になるのが 62~136 m (II 上半, III, IV, V α の下半) で、空港では 100 に接近する値が 32~80 m (III 上半, IV, V の α および β 下半) である。このような値は、地中の海水が二次的变化をおこし、Na⁺ の吸着と Ca²⁺, Mg²⁺ の流失を示すものである。すなわち Na⁺ と Ca²⁺, Mg²⁺ の交換がはげしく行なわれたことを示す。Ca²⁺ と Mg²⁺ を失う地層は、次第に安定度を失い、凝集力を減ずる。そのうえ Na⁺ イオンの吸着によって膨潤性を増加し、ますます地盤としては悪化の一路をたどる。しかも活性を持たない陰イオンが増加している。

両地点のサイクル区分との関係を見ると、III, IV, V 各サイクル中の増減変化の形は全く相似である。この両地点と全く対蹠的なのは、聖籠村の SAR 垂直分布であり、SAR 値は 30 以内で地盤はかなりしっかりしたものである。ここでは Na と Ca, Mg の置換があまりはげしく行なわれなかったようである。

3.4 地層係数 F と垂直分布

地層係数 F は、電気検層によって求められた地層の比抵抗値と間隙水の比抵抗値との比で表わされる。間隙水の比抵抗値は実測が困難であるから、分析値 (ppm) に下記の係数をかけて epm 値を求め (Cl⁻…0.0282, SO₄²⁻…0.0208, HCO₃⁻…0.0164, Na⁺…0.0435, K⁺…0.0256, Ca²⁺…0.0499, Mg²⁺…0.0822), 式

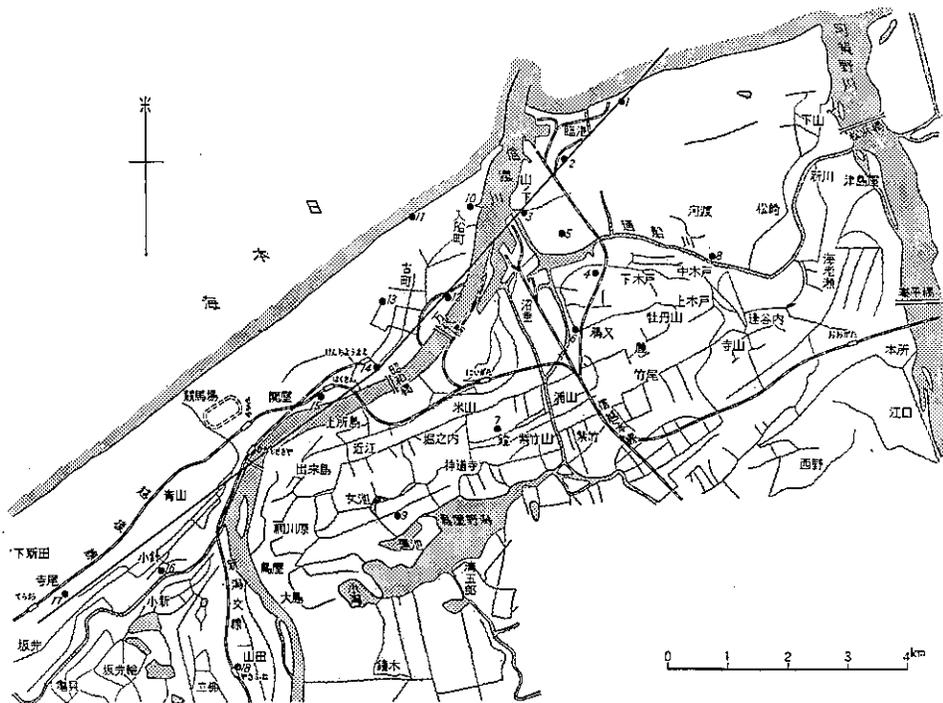
specific conductance (Micromho) = $\frac{\text{全 epm}}{100} \times \frac{2}{\rho_m}$ から micromho (25°C) を求め、この逆数に 10^6 をかけると $\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値が求められる。 $F = (\rho_s / \rho_m)$ (ρ_s …地層比抵抗値, ρ_m …間隙水 (25°C)), この F は間隙率 ($e/1+e$) と函数関係にあるとされている。すなわち $F = (\alpha/pm)$ (α …常数, p …間隙率, m …固結係数) この m がなかなか決まらないので、まだ一義的に直ちに p を求めることができない。しかしこれはまた間隙率の関数であるから、地層級密度 ($1/1+e$) の垂直分布とこの F の垂直分布との間には、近似点があるはずである。この立場から両地点の F の垂直分布図とサイクル区分とを比較検討すると、空港地点の方が、サイクル区分と比較的よく一致している。とくに III, IV, V, α がよい。浜浦地点は、I, IV, V, α, β がよく示されるが、II ~ III は不明瞭である。

II.1.5 新潟浅層地盤における間隙水圧測定とクイックサンド現象の解析

金井 孝夫

1. 調査地点と間隙水圧測定方法

信濃川の河口にまたがる新潟市街および隣接工業地帯における浅層地盤の変動ポテンシャルが、どんな状態になっているかを知ろうとして、深度 25m のボーリングを行なって、間隙水圧を地表より 3m ごとに 9 層準 (-3m, -6m, -9m, -12m, -15m, -18m, -21m, -24m, -25.5m) で測定し、その傍ら標準貫入試験とコアの粒度分析を行なってみた。ボーリング地点は、第 10 図に示してあるように、18ヶ所に



第 10 図 間隙水圧測定位置図および断面測線図

第 5 表 a 新潟地区間隙水圧測定成果

地点	測定深度 (m)	最初の 屈折点の 間隙水圧 (kg/cm ²)	所要時間 (min)	間隙水圧 上昇率 (kg/cm ² /min)	最終間隙 水 圧 (kg/cm ²)	最 終 所要時間 (min)	地盤高 (m)	自然水位 (m)	中央粒径 (mm)
No. 1 東臨港町 三菱金属	3.00	0.195	1	0.195	0.22	3	2.0	-1.18	0.345
	6.00	0.42	2	0.21	0.51	6			0.32
	9.00	0.73	3	0.243	0.80	8			0.28
	12.00	0.88	1	0.88	1.09	10			—
	15.00	1.27	1	1.27	1.38	2			0.27
	18.00	1.48	1	1.48	1.70	16			0.135
	21.00	1.97	0.5	3.94	2.02	1			0.135
	24.00	2.09	2	1.045	2.27	5			0.115
No. 2 桃山町 臨港海運	3.00	0.09	10	0.009	0.11	16	2	-1.65	0.32
	6.00	0.37	6	0.062	0.42	9			0.305
	9.00	0.62	1	0.62	0.72	3			0.36
	12.00	0.9	0.5	1.80	1.01	2			0.245
	15.00	2.06	6	0.344	2.27	8			0.19
	18.00	1.50	3	0.50	1.59	5			0.155
	21.00	1.58	12	0.132	1.88	21			0.12
	24.00	1.89	8	0.237	2.24	20			0.12
	25.50	1.95	8	0.244	2.36	16			0.0985
No. 3 山ノ下 新潟鉄工	3.00	0.14	1	0.14	0.14	1	1.4	-1.35	0.168
	6.00	0.30	2	0.15	0.42	4			0.45
	9.00	0.7	0.5	1.40	0.76	2			0.565
	12.00	1.03	0.5	2.06	1.13	2			0.55
	15.00	1.16	2	0.57	1.38	4			0.08
	18.00	1.48	8	0.85	1.70	18			0.145
	21.00	1.65	4	0.413	1.99	8			0.145
	24.00	1.90	11	0.173	2.26	17			0.13
	25.50	1.88	5	0.370	2.49	18			0.085
No. 4 榎町 日本瓦斯化学	3.00	0.23	0.5	0.46	0.24	0.5	1.5	-0.8	0.275
	6.00	0.54	1	0.54	0.54	1			0.275
	9.00	0.7	1	0.70	0.80	3			0.545
	11.90	0.91	1	0.91	1.14	4			0.425
	14.80	1.23	3	0.41	1.37	10			0.335
	17.90	1.39	7	0.198	1.73	18			0.155
	20.90	1.70	5	0.34	1.97	9			0.14
	23.90	1.97	7	0.281	2.27	11			0.14
	25.50	1.95	9	0.216	2.49	21			0.098

第 5 表 b 新潟地区間隙水圧測定成果

地点	測定深度 (m)	最初の 屈折点の 間隙水圧 (kg/cm ²)	所要時間 (min)	間隙水圧 上昇率 (kg/cm ² /min)	最終間隙 水 圧 (kg/cm ²)	最 終 所要時間 (min)	地盤高 (m)	自然水位 (m)	中央粒径 (mm)
No. 5 松島町 日東紡績	3.50	0.06	4	0.015	0.06	4	1.7	-2.70	0.37
	6.00	0.32	1	0.32	0.35	4			0.49
	8.90	0.55	0.5	1.10	0.64	2			0.39
	12.00	0.20	2	0.35	0.93	10			0.29
	15.00	1.20	1	1.20	1.23	6			0.315
	18.00	1.37	2	0.685	1.58	10			0.10
	20.90	1.30	5	0.26	1.88	18			0.185
	24.00	1.88	2	0.94	2.11	14			0.1015
25.40	1.80	7	0.257	2.32	21	0.0975			
No. 6 日之出町 東新中学校	3.00	0.28	0.5	0.56	0.3	1	1.5	-0.37	0.245
	5.85	0.39	1	0.39	0.55	3			0.275
	8.90	0.64	2	0.32	0.87	14			0.25
	11.80	0.87	3	0.29	1.09	7			0.227
	14.90	1.08	5	0.216	1.39	11			0.25
	17.80	1.37	4	0.343	1.70	7			0.137
	20.80	0.89	1	0.89	1.98	12			0.135
	24.00	1.97	2	0.985	2.29	11			0.0792
	25.40	1.45	3	0.483	2.38	11			0.130
No. 7 米山町 工業技術センター	3.00	0.18	1	0.18	0.19	2	0.5	-0.40	0.22
	6.00	0.45	1	0.45	0.48	2			0.245
	9.00	0.56	9	0.0623	0.75	19			0.27
	12.00	0.63	5	0.126	1.05	19			0.28
	15.00	1.08	3	0.36	1.37	10			0.235
	18.00	1.32	3	0.440	1.54	13			0.24
	21.00	1.54	4	0.385	1.84	8			0.165
	24.00	2.04	3	0.680	2.16	9			0.135
	25.40	2.11	7	0.310	2.27	11			0.093
No. 8 河 渡	3.00	0.26	1	0.26	0.28	2	1.6	-0.48	0.325
	6.00	0.50	0.5	1.00	0.53	1			0.335
	9.00	0.76	1	0.76	0.87	3			0.765
	11.90	0.87	4	0.218	1.12	11			0.47
	15.00	1.02	9	0.113	1.38	19			0.501
	17.80	1.37	3	0.457	1.73	10			0.30
	20.95	1.73	4	0.433	2.02	9			0.23
	24.00	2.09	2	1.04	2.29	4			0.11
	25.10	2.13	2	1.065	2.49	4			0.115

第 5 表 c 新潟地区間隙水圧測定成果

地点	測定深度 (m)	最初の 屈折点の 間隙水圧 (kg/cm ²)	所要時間 (min)	間隙水圧 上昇率 (kg/cm ² /min)	最終間隙 水 圧 (kg/cm ²)	最 終 所要時間 (min)	地盤高 (m)	自然水位 (m)	中央粒径 (mm)
No. 9 女 池 小 学 校	3.00	0.20	0.5	0.40	0.23	1	0.3	-0.25	0.27
	6.00	0.48	0.5	0.96	0.54	11			0.27
	9.00	0.80	0.5	1.60	0.805	1			0.375
	11.90	0.93	2	0.465	1.09	13			0.39
	14.90	1.02	1	1.02	1.37	4			0.335
	17.90	1.16	7	0.166	1.70	19			0.175
	20.85	1.34	10	0.134	1.97	24			0.35
	23.90	2.24	1	2.24	2.29	3			0.145
25.30	2.20	3	0.735	2.49	20	—			
No. 10 入 船 町 新 潟 鉄 工	3.00	0.18	0.5	0.36	0.27	13	1.2	-1.0	0.29
	6.00	0.46	3	0.153	0.52	5			0.12
	9.00	0.73	4	0.183	0.85	7			0.183
	12.00	0.83	11	0.0755	1.18	33			0.28
	15.00	1.12	10	0.112	1.42	24			0.205
	18.00	1.47	4	0.450	1.74	7			0.16
	21.00	1.72	6	0.287	2.00	10			0.154
	24.00	1.66	5	0.332	2.30	11			0.36
25.50	1.90	2	0.950	2.54	13	0.445			
No. 11 栄 浜 海 岸	3.00	0.38	5	0.076	0.39	8	1.0	-0.9	0.39
	6.00	0.57	8	0.071	0.59	10			0.35
	9.00	0.62	4	0.155	0.71	10			0.23
	12.00	0.74	10	0.074	0.94	21			0.0687
	15.00	2.78	6	0.463	3.20	9			0.1415
	18.00	1.22	12	0.102	1.47	15			0.315
	21.00	1.18	6	0.197	1.72	19			0.33
	24.00	1.86	13	0.143	1.92	17			0.28
25.50	1.69	14	0.120	2.04	21	0.20			
No. 12 礎 公 園	3.00	0.21	2	0.11	0.24	3	1.32	-0.4	0.02
	6.00	0.40	2	0.20	0.46	3			0.103
	9.00	0.52	2	0.26	0.68	6			0.118
	12.00	0.85	3	0.283	0.88	4			0.32
	15.00	0.78	2	0.390	1.15	8			0.33
	18.00	1.08	3	0.360	1.40	8			0.32
	21.00	1.12	3	0.371	1.68	8			0.34
	24.00	1.82	6	0.304	2.00	9			0.34
25.5	1.91	18	0.106	2.19	38				

第 5 表 d 新潟地区間隙水圧測定成果

地点	測定深度 (m)	最初の 屈折点の 間隙水圧 (kg/cm ²)	所要時間 (min)	間隙水圧 上昇率 (kg/cm ² /min)	最終間隙 水 圧 (kg/cm ²)	最終所要 時 間 (min)	地盤高 (m)	自然水位 (m)	中央粒径 (mm)
No. 13 寺 町 武 徳 殿 跡	3.00	0.38	5	0.075	0.43	6	1.8	-0.6	0.0257
	6.00	0.33	6	0.055	0.40	10			0.34
	9.00	0.56	8	0.070	0.65	13			0.23
	12.00	0.85	21	0.0405	0.88	22			0.23
	15.00	1.18	24	0.0492	1.46	32			0.275
	18.00	1.12	22	0.051	1.18	25			0.28
	21.00	1.26	4	0.290	1.72	10			0.325
	24.00	1.63	3	0.544	2.11	8			0.295
	25.5	1.72	3	0.574	2.27	8			—
No. 14 白 山 公 園	3.00	0.27	4	0.0675	0.45	11	2.0	-0.9	0.0136
	6.00	0.21	2	0.105	0.26	3			0.205
	9.00	0.40	4	0.10	0.56	8			0.345
	12.00	0.58	5	0.116	0.78	11			0.41
	15.00	1.07	28	0.038	1.17	42			0.41
	18.00	1.18	26	0.0454	1.36	37			0.295
	21.00	1.38	5	0.276	1.57	10			0.26
	24.00	1.70	6	0.284	1.88	10			0.24
	25.50	1.88	8	0.234	1.95	11			—
No. 15 川 岸 町 県 営 ア パ ー ト	3.00	0.18	3	0.06	0.24	7	2.7	-1.5	0.575
	6.00	0.24	3	0.08	0.35	8			0.35
	9.00	0.42	3	0.14	0.56	8			0.325
	12.00	0.62	3	0.206	0.82	8			0.335
	15.00	0.70	3	0.233	1.15	9			0.335
	18.00	0.98	3	0.326	1.32	9			0.31
	21.00	0.85	2	0.425	1.72	10			0.174
	24.00	1.65	3	0.550	2.11	8			0.19
	25.50	1.72	3	0.574	2.27	8			—
No. 16 小 針 小 学 校	3.00	0.22	2	0.11	0.30	4	1.5	-0.65	0.0196
	6.00	0.40	2	0.20	0.45	3			0.36
	9.00	0.65	3	0.217	0.68	6			0.395
	12.00	0.82	3	0.27	0.98	8			0.42
	15.00	1.29	4	0.322	1.43	9			0.385
	18.00	1.43	4	0.358	1.65	10			0.335
	21.00	1.43	17	0.085	1.84	35			0.395
	24.00	1.99	17	0.117	2.19	25			0.395
	25.50	1.84	15	0.122	2.27	27			—

第 5 表 e 新潟地区間隙水圧測定成果

地点	測定深度 (m)	最初の 屈折点の 間隙水圧 (kg/cm ²)	所要時間 (min)	間隙水圧 上昇率 (kg/cm ² /min)	最終間隙 水 圧 (kg/cm ²)	最終所要 時 間 (min)	地盤高 (m)	自然水位 (m)	中央粒径 (mm)
No. 17 寺 尾 遊 園 入 口	3.00	0.30	3	0.10	0.35	5	3.5	-0.7	0.385
	6.00	0.56	4	0.14	0.68	7			0.0032
	9.00	1.47	4	0.367	1.65	5			—
	12.00	2.13	4	0.532	2.31	11			0.225
	15.00	1.21	2	0.605	1.30	3			0.205
	18.00	1.33	2	0.665	1.60	8			0.275
	21.00	1.47	5	0.294	1.74	13			0.25
	24.00	1.74	7	0.249	2.10	21			—
No. 18 山 田 小 学 校	3.00	0.24	3	0.08	0.27	8	2.0	-0.9	0.205
	6.00	0.26	4	0.065	0.40	12			0.50
	9.00	0.62	18	0.0344	0.67	22			0.295
	12.00	0.75	19	0.0394	0.97	30			0.255
	15.00	1.02	3	0.340	1.26	7			0.28
	18.00	1.32	3	0.440	1.57	8			0.26
	21.00	1.42	3	0.474	1.84	8			0.295
	24.00	1.29	3	0.430	2.09	10			0.295
25.50	1.34	3	0.447	2.19	12	—			

達したが、それらのうちの若干は昭和34年頃に地盤沈下調査の際、浅層調査班がボーリングした箇所を踏襲したから、地震前後比較という貴重なデータを得ることとなった。

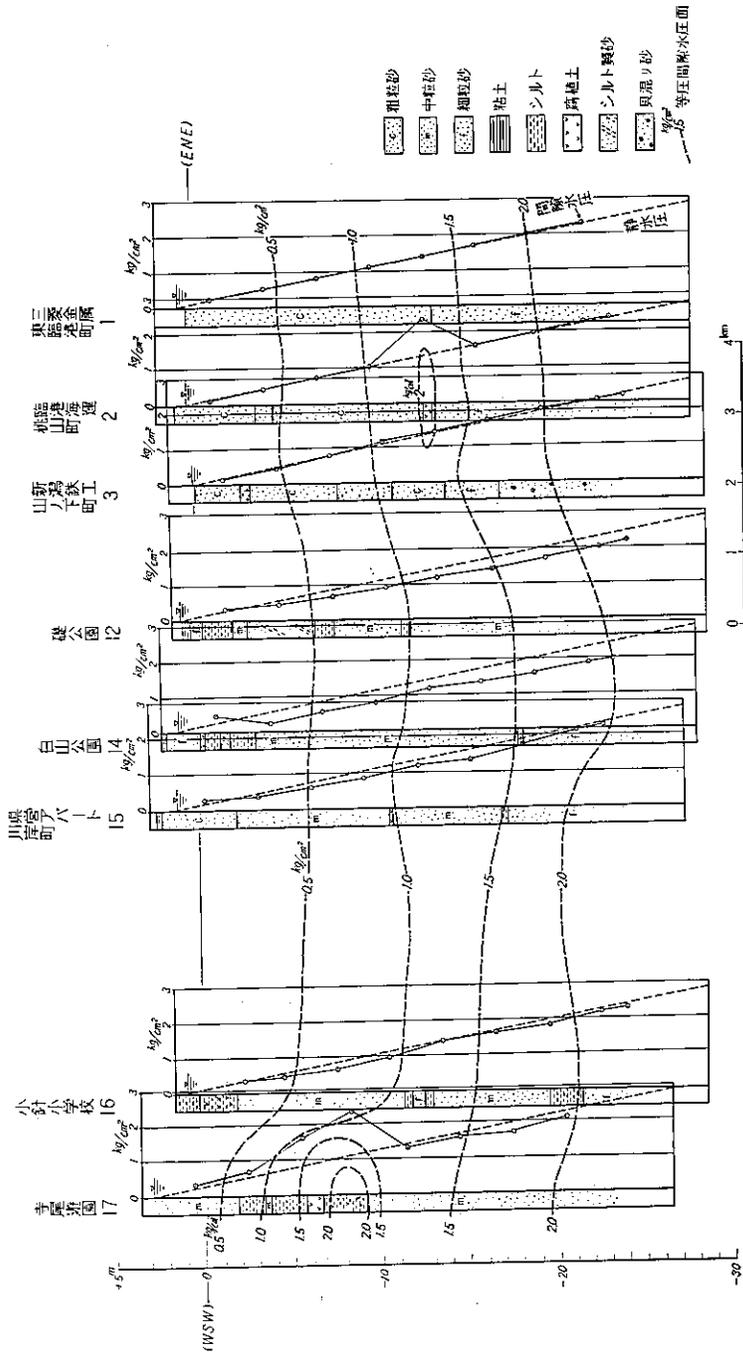
この研究に用いた機器は坂田式 PPR 型間隙水圧計で、尖頭管を通して伝えられる水圧を、垂下したピックアップで受圧し、摺動抵抗装置により地上に置いた MB 型電気式測定器で直読する様式（直視法）のものである。尖頭管の打込深度は0.5mとし、測定時間はピックアップが尖頭管のノズルに接置されてから、30秒、1分、2分、3分……と1分間隔で測定し、水圧の上昇の停止後、定常状態が15分間継続するのを確認して、その時の値を最終水圧とした。

2. 北東—南西断面の静水圧と動水圧の比較

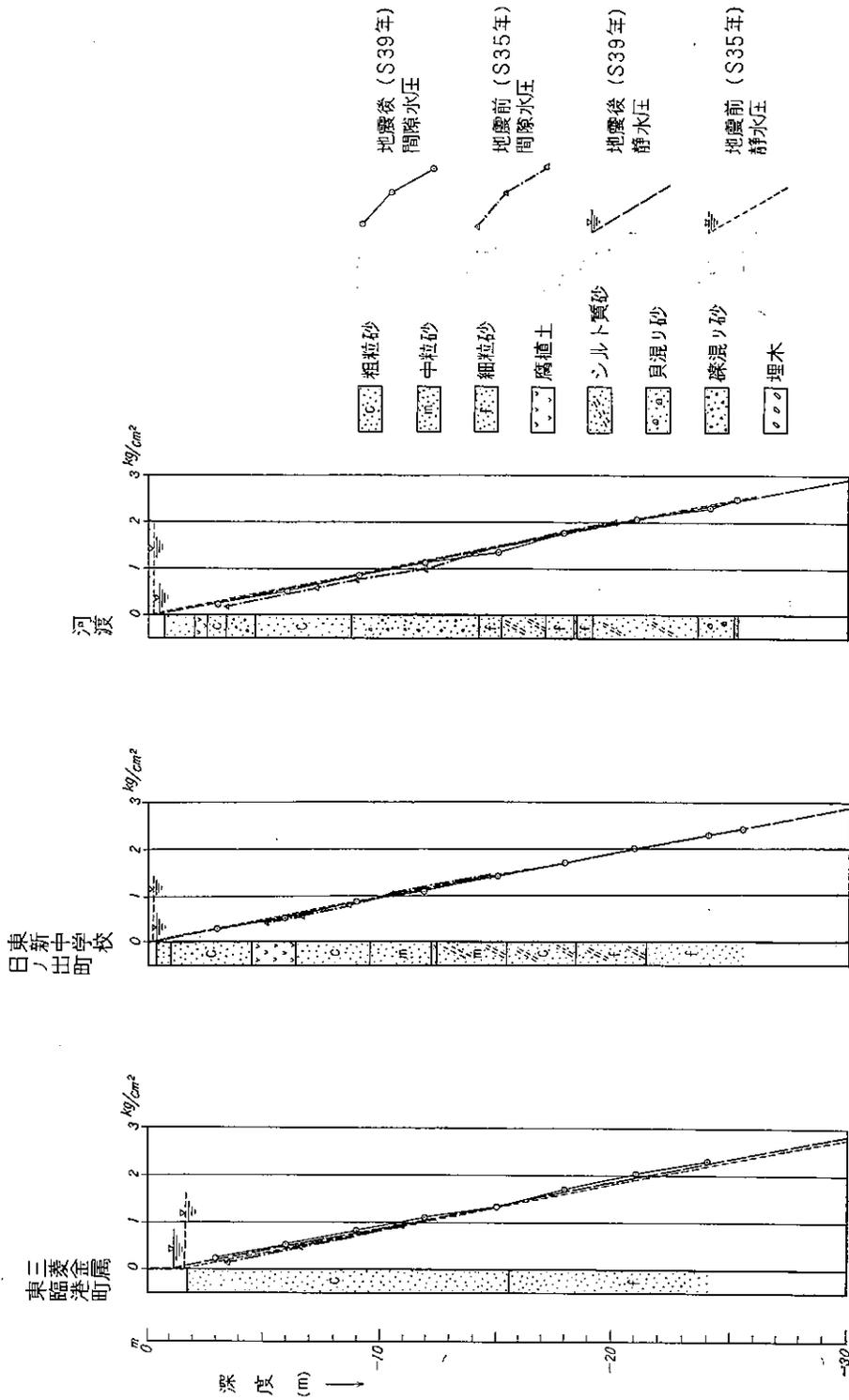
測定深度ごとの静水圧は測定できなかったもので、25m 掘さく完了後12時間放置して自然水位を測り、これを静水位とし、水柱1mの水圧を0.097 kg/cm²として静水圧に換算し、静水圧三角形を描き¹³⁾、実測の動水圧と並べ、WSW—ENE 断面（寺尾→川岸町→礎公園→山ノ下→東臨港町）に配列したのが第11図である。例えば寺尾遊園地（西極）の7~12m シルト層のように、動水圧は静水圧の倍を示し、12m 以深の砂層中では動水圧が静水圧より低くなり、また桃山町（東極）の15~15.5m のシルト層も動水圧が静水圧の1.8倍を示した。しかし川岸町・白山公園・礎公園（いずれも中央部）などの砂地盤では、表層を除き、6~25m の全層にわたり、動水圧が静水圧より2割ばかり下廻り、等圧間隙水圧面は凹面を呈し、地下水がこの方面に向かって流動しているとみられる。

3. 地震前と地震後との間隙水圧の比較

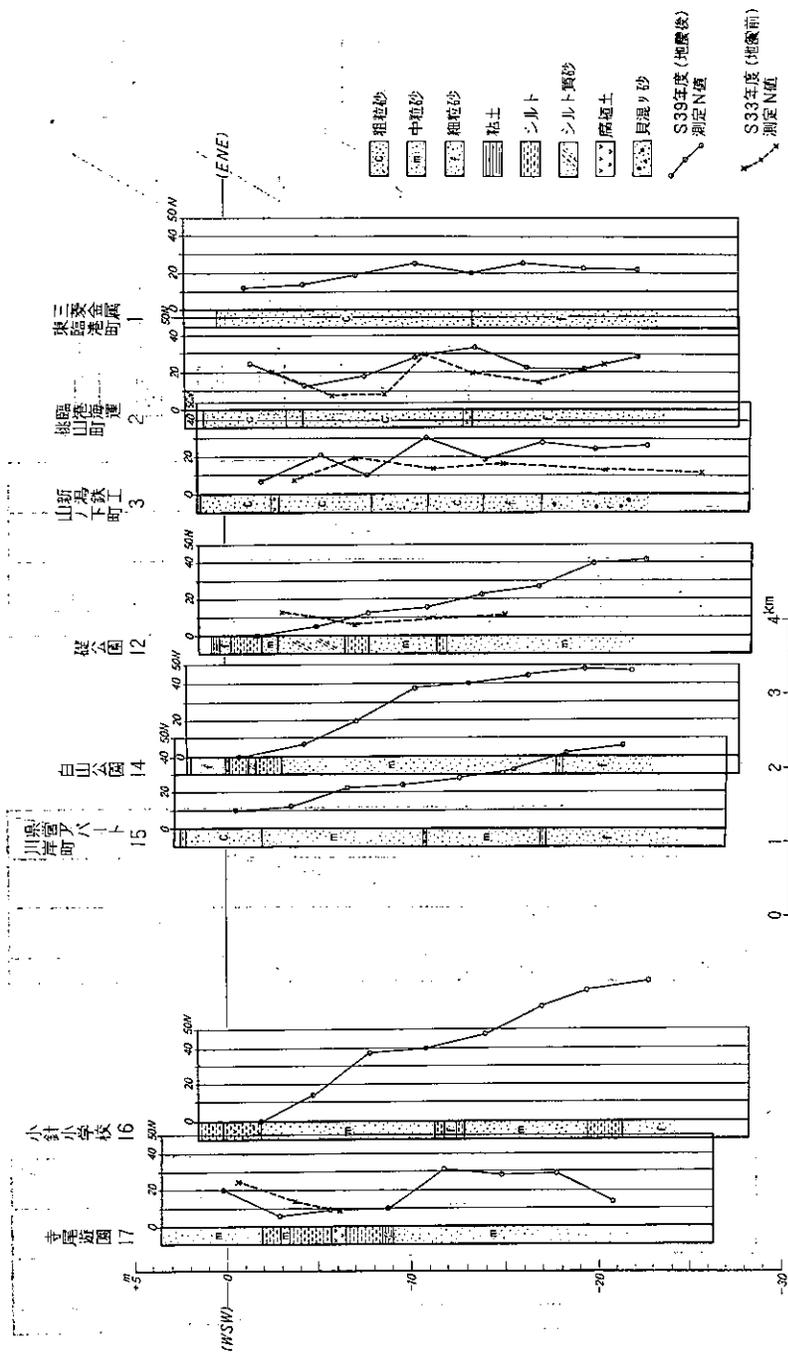
東臨港町一日ノ出町・河渡などは、地震前¹³⁾と地震後とが比較されるので、データの比較検討を行なったところ（第12図）、0.1~0.05 kg/cm²とわずかながら地震後の方が高圧となっているようである。なお N



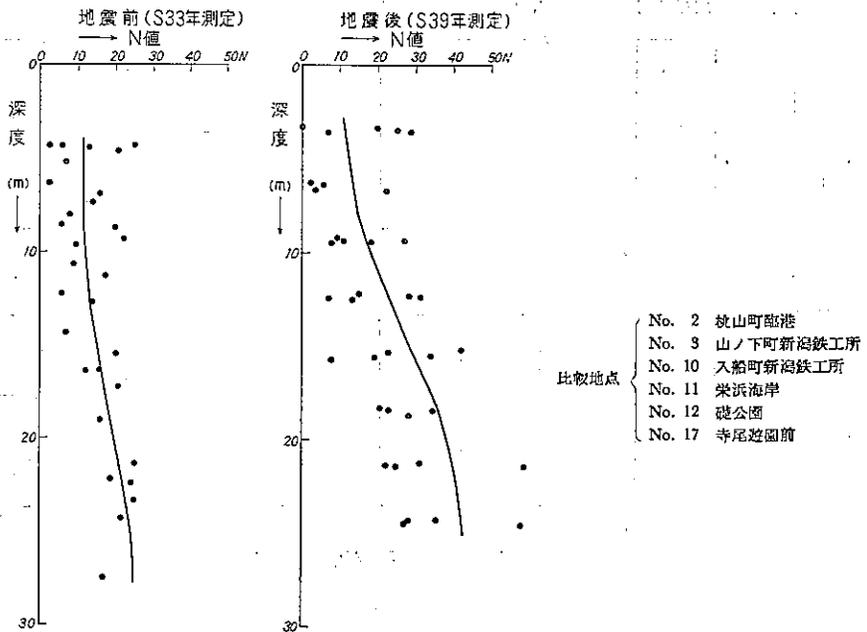
第11図 WSW-ENE断面の静水圧と間隙水圧分布



第12図 地震前と地震後の間隙水圧の比較図



第13図 WSW-ENE 断面の標準貫入試験値 (N 値) の分布図

第14図 地震前後の N 値分布図

値(第13図・第14図)はある深度より下層では、震前より著しく(最大2倍くらい)高くなっており、それより上層は震後かえって低くなった値を示している所が目立った。

4. 間隙水圧上昇率 (U_w)

ある地層に尖頭管を打込んでのち、水圧が徐々に上昇してくる状況を記録して、単位時間(分)あたりの上昇水圧 ($\text{kg}/\text{cm}^2/\text{min}$) を「間隙水圧上昇率」とすると、この値 U_w は地層の動的性格¹²⁾を示す1つのパラメータとして利用できる。

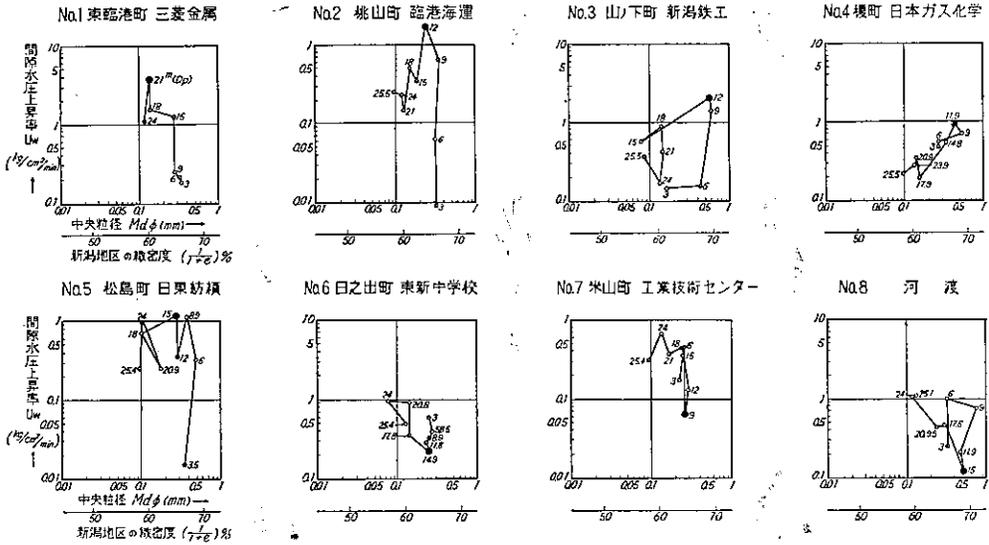
一方地層を構成する土質(土粒子の集団)の間隙比を e とすると、 $1/1+e$ はその層の緻密度を示すから、この値 C_{0m} もまたその地層の静的な性格を示す1つのパラメータとなりうる。今回各ボーリング箇所のコアについては、粒度分析のみを行ない、間隙比を測らなかつた。前掲の尾原の論文によれば、 $1/1+e$ と粒径中央値 $M_{d\phi}$ との間に

$$\frac{1}{1+e} = m \log M_{d\phi} + b \quad (\text{ただし, } m, b \text{ は常数})$$

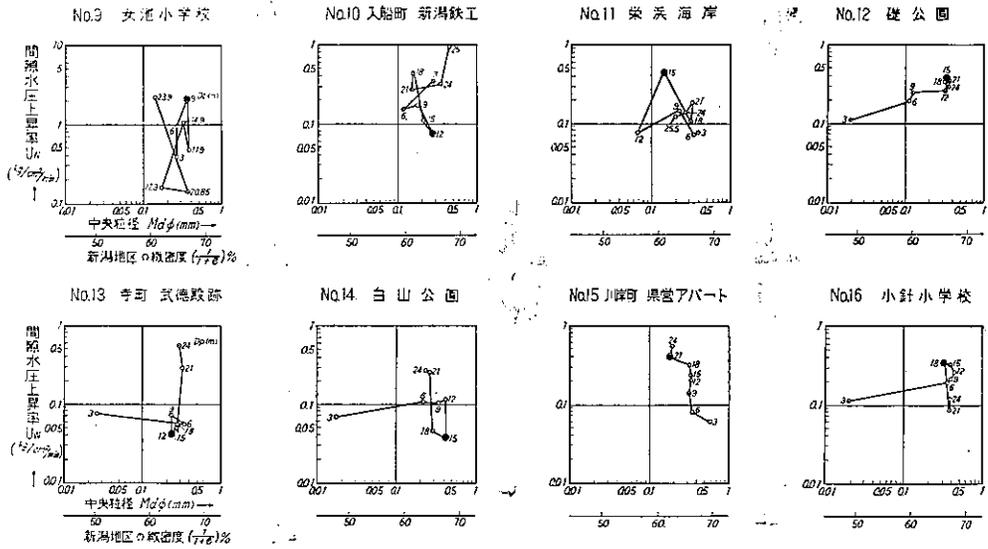
という函数関係があることが明らかにされ、新潟の場合、 $m=14.3$ 、 $b=72.8$ となることが記されている。そこでいま C_{0m} の代替量として、 $M_{d\phi}$ を利用することとし、 $M_{d\phi}$ を便宜的に地層の静的性格を示すパラメータとすることにした。すなわちある地層を、動的および静的の2種のパラメータにより表現させることを考え、さらに深度 D_p という第3番目の因子との三者をもって各ボーリング箇所ごとに、1枚のダイアグラムに描く試みを考案した。

5. U_w - $M_{d\phi}$ - D_p ダイアグラム

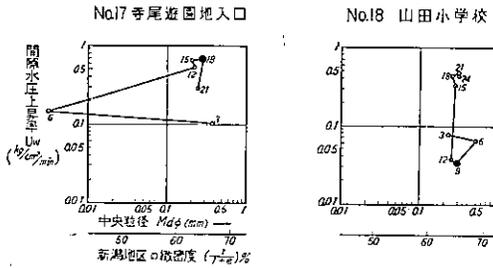
この3つの諸元をダイアグラム化する方法として、まず直交座標軸をこしらえ、縦軸に間隙水圧上昇率 (U_w) を、横軸に粒径中央値 ($M_{d\phi}$) をとって、各深度 (-3 m 、 -6 m …… -24 m 、 -25.5 m) ごとの兩種パラメータをプロットし、次に深い方の点から順に結んで、あたかも海洋学における T-S ダイアグラムの



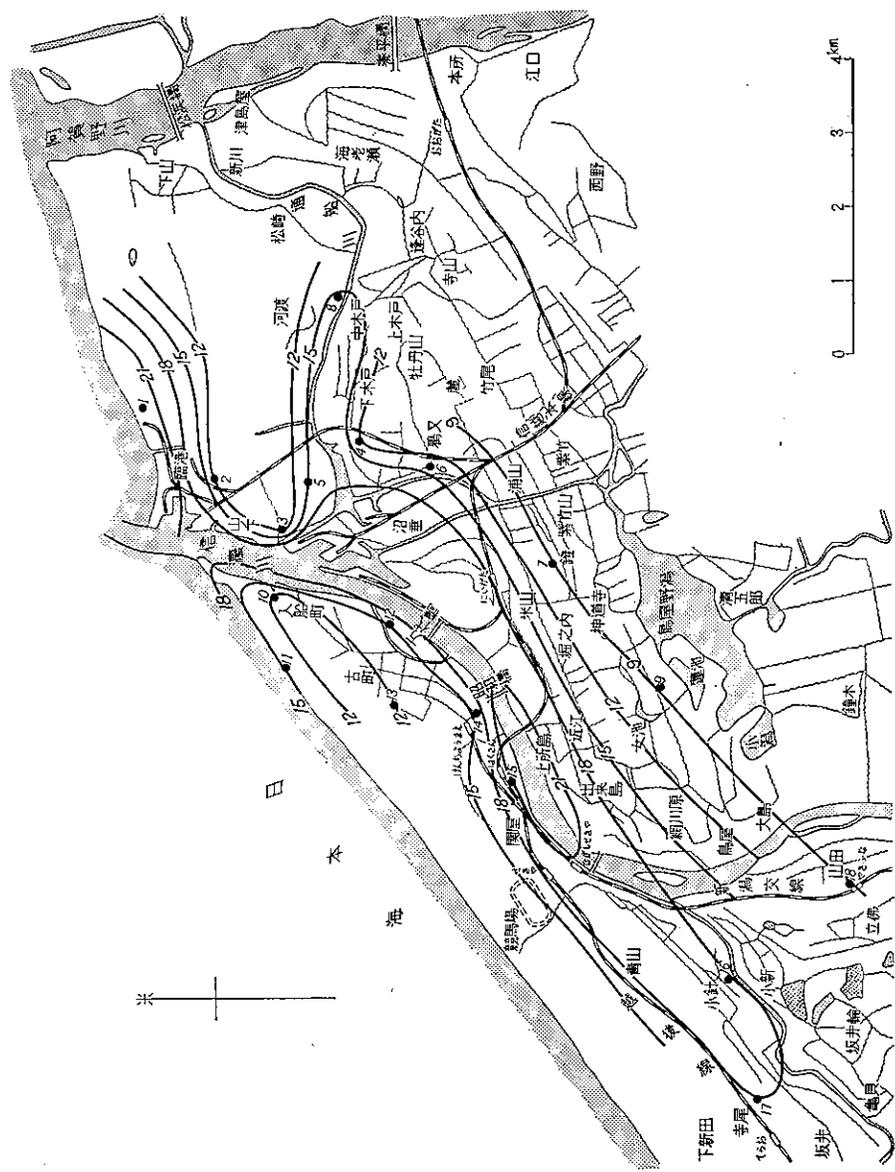
第 15 図 1 $U_{10}-Md\phi-Dp$ ダイアグラム



第 15 図 2 $U_w-Md\phi-Dp$ ダイアグラム



第 15 図 3 $U_w-Md\phi-Dp$ ダイアグラム



第16圖 地層破壊線而深度圖(單位: m)

ように、その図形を観察することにした（第 15 図 1~3）。

このダイアグラムは、各点が 1 本の線となる函数曲線ではなくて、3 つの因子の関係をベクトル図形で読取る目的で作られたものである。これを観察して、ある深度において、ほとんど正反対の方向（180°）に屈折する転換点が 1~2ヶ所あるのに気がつく。25.5m から始めて、大きく方向が急転する点の深度に着目してみよう。

地震の波動は下方から地表に向かって突上げてくる。現場水圧はその際に、地震の加速度が伝播されて急上昇するから、この変換点において、そのエネルギーを受け止めるだけの余裕がない時には、大きな衝撃を受ける。ちょうど大きな加速度を持った物体が、壁にぶつかった場合に該当し、物体か壁かのいずれかが破壊されるであろう。しかし地層の場合には、間隙水が圧縮されることはないから、このエネルギーは地層の骨格を破壊するに至る。その結果土粒子はバラバラになり、水圧は急上昇のまま強いエネルギーをなして地表まで達し、そのエネルギーのために、転換点で浅い地層は、土粒子の摩擦力を崩し、いわゆる流動化が起るであろう。すなわちクィックサンド現象が起る最初の深度が、このダイアグラムにおける方向急変換を起した点の深度に当る。一般に下層から地表に向かって強い衝撃が伝わる場合に、本来それに対抗するはずの地層緻密度と静水圧とが漸減する（負の傾向）のであるから、砂の流動化の上方への伝播効果は、地表に近づくにしがたいそれだけ著しくなり、遂には地表において噴砂ないし噴水を惹起して、吾人の目に映るようになるであろう。これに反し、前記の転換点で深では、地層破壊は起らず、むしろ水を上方に送る結果として、地盤が締ってくるから、それだけ安定度が増すようになる。前述のように、震前・震後の比較で、 N 値がある深さから下方で増加したことは、この証左とみなされよう。

6. 地層破壊面深度図

このダイアグラムにおける方向急変換点深度を平面図にプロットして、等深線を描いたのが第 16 図である。この図における等深線は地層破壊面の深度を現わしているが、今回の地震災害の激甚度とまったく一致していることが判明した。ダイアグラムにおける方向転換点深度が大であれば大であるほど、そこから上層における砂地盤の流動化が顕著であって、直上（地表）の建築物・施設が激しい災害を受けたことが判明した。この図によると、信濃川沿いに -18m 以深の地帯が走り、小針・寺尾までおよんでいる。また河口から東臨港地帯と、川岸町付近には -21m に達し、一方砂丘地帯を含む新潟旧市街・山ノ下以東は -12m 以浅であり、女池一鳥屋野一柴竹など南新潟は -9m 以浅である。結論として、重量構造物は地層破壊面深度より深い所に基礎杭を打てば被害は少なからう。

II.1.6 スエーデン式サウンディング法による軟弱層の探究

安藤 高明

1. スエーデン式サウンディング法による地質調査

本法はスエーデン国有鉄道において 1917 年頃に開発され、わが国には 1954 年頃建設省の堤防調査のため初めて導入され、浅層の地耐力を簡単に測定する手段として利用されるようになった。鉄道または道路予定線の路盤を一定距離おきに一種の載荷試験を繰返しながらか、各点ごとの地耐力を特定の量的表現によって判定して行くもので、その量が N 値に換算できるので、一般土木工事におけるポイント測定に使われる限りでは便利で別段問題はない。しかしこの手段を地表から 15m 位の浅層の地質調査に利用して成功を収めるに至ったので、以下その適用方法を詳述する。

ある地区を限り、表土直下の沖積層について、正方形方眼に切り、約 1 km^2 に1点の割でこの方法を実施し、その縦横断面に N 値換算値をプロットし、地盤の強度にしたがって沖積層をまず数層に分ち、その区分がどの断面にも矛盾しないように取捨総合して、標準層序を定め、次いで各層を水平に追跡して、立体的に正確な地盤図に仕上げ、特定の地層（例えば軟弱層または支持層）の底面もしくは頂面の深度分布を平面図で表現することにより、利用価値の大きい土木地質調査ができるようになった。

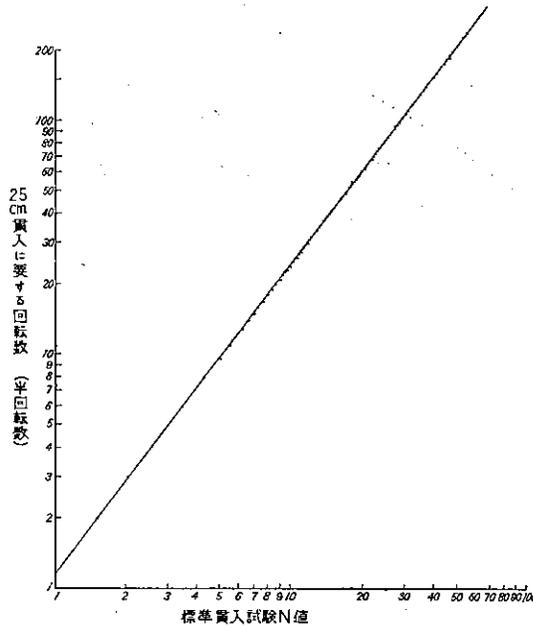
2. サウンディング法の特徴とその長所・短所

回転貫入抵抗値を N 値に換算するには、上田嘉男の実験式を用いる¹⁵⁾。

$$N = 115.5 \times P, N^{-0.755}$$

ただし、 N …標準貫入試験値、 P, N …回転数 25 回による貫入量 (cm)、(回転数は 180° を 1 回と数える) だだ便宜上 25 cm 貫入するのに何回転したか、その時の N 値が幾らかという換算グラフをあらかじめ作っておき、現場ではこのグラフを使うようにしている (第 17 図回転数と N 値との関係グラフ)。

回転貫入まで至らず、静荷重で貫入する地層は超軟弱地盤 ($N=0$) とし、その載荷量 (25 kg, 50 kg… など) をもって、地盤の軟かさの程度を示す。



第 17 図 回転数と N 値との関係

2.1 長所

この手段の利点は 25 cm おきという細かいピッチの連続で垂直断面の地耐力測定ができ、標準貫入試験で見落しがちなレンズ状の夾みの存在や、互層を確実にとらえることができる。通常人夫 4 人で軽便迅速に作業ができ、移動にはリヤカーまたは小型自動車に積載し、通過困難な沼沢地は人力によって踏込むことができ、1 日少なくとも 3~4 点は調査が可能である。

2.2 短所

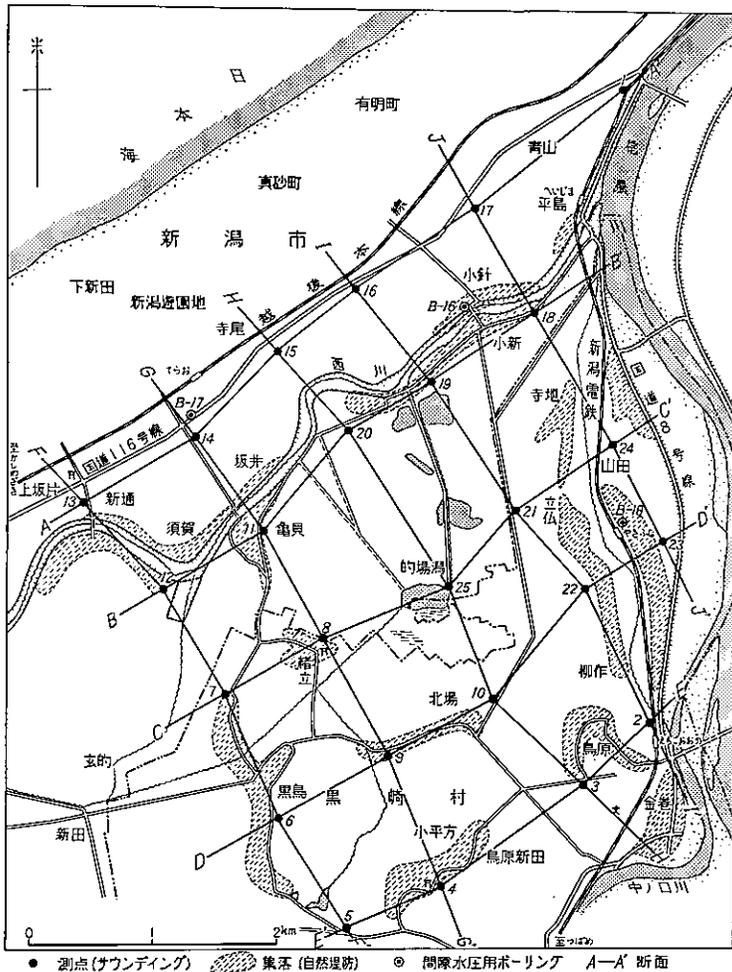
コア・サンプルの採れないことは弱点であるが、付近に 2~3 ヶ所コア・ボーリング地点があれば、それに接して試験的にサウンディングを行ない、その柱状図とサウンディング過程における感覚 (ハンドルに伝わる触感、スクリーポイントと土砂との摩擦音) とを照合させて、誤差を最小限に縮めることができる。

またスクリーポイントが土砂との摩擦で減耗し不正確な値となるのを避けるために、5地点ごとに新品と取換える必要がある。

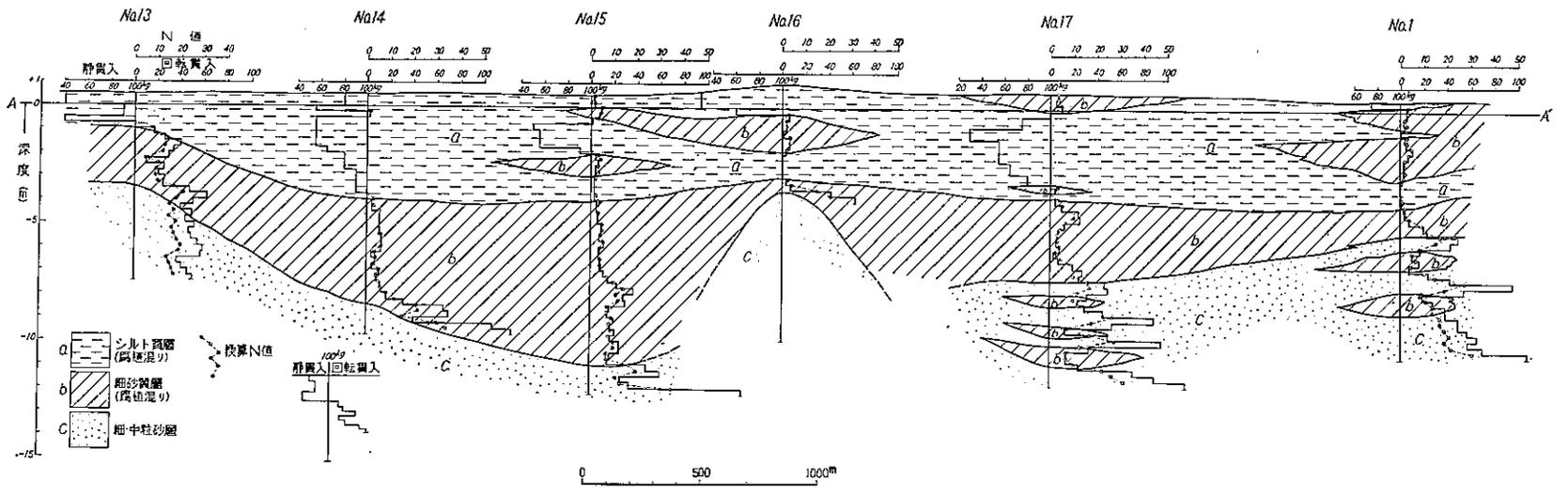
3. 新潟における調査とその成果

地震被害の著しかった新潟市の南西部黒崎村的的場潟周辺の水田地帯(約 25 km²)で、平均 10m 深度のサウンディング作業箇所を、規則正しく 25 点配置して調査を試みた。ここは信濃川と海岸砂丘とに挟まれた低平な湿地帯で、氾濫原堆積物から構成され、わずかに自然堤防跡の上に集落が立地するのみである。

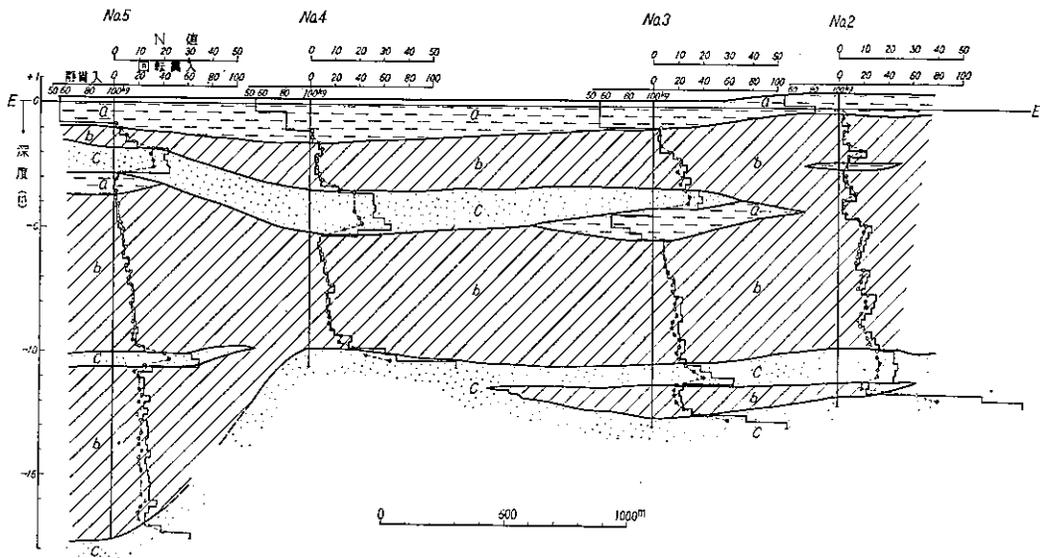
静荷重 (kg) によって貫入した地層はすべて超軟弱層として取扱い、また回転貫入で入った場合は *N* 値換算を行ない、NE-SW 横断面を 5 列、また NW-SE 縦断面を 5 列作成し、全層にわたり地耐力をプロットした。地層区分には、今回はとくに震害を考慮に入れたために、堆積論的な区分法よりは地盤強度に重点をおく区分法を採択し、次の規準にしたがって 3 層に区分し、これを前記の断面図に表現するようにした。いま代表断面として、横断面 (NE-SW) 3 つと縦断面 (NW-SE) 1 つを掲載し、各層ごとの地質状況を述べる (第 18 図参照)。



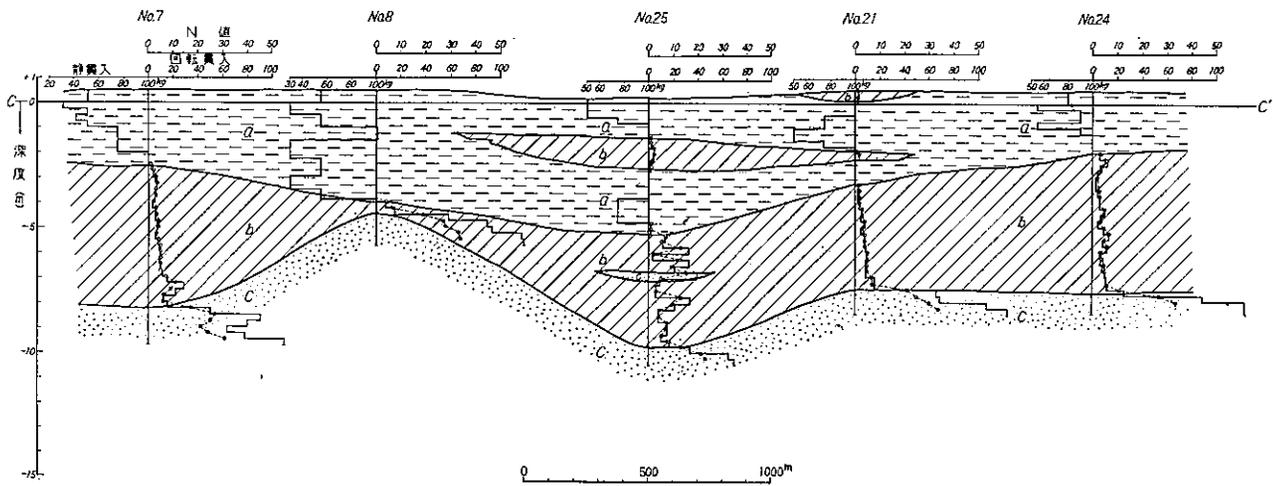
第 18 図 位置および測線図



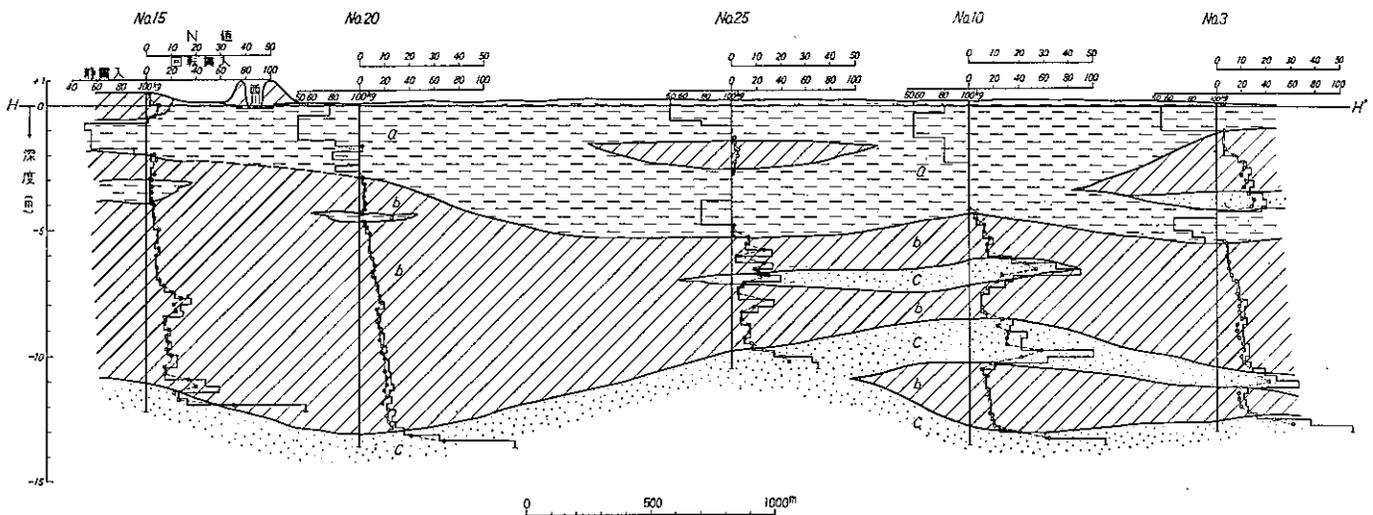
第19図1 A-A'断面



第19図2 E-E'断面



第19図3 C-C'断面



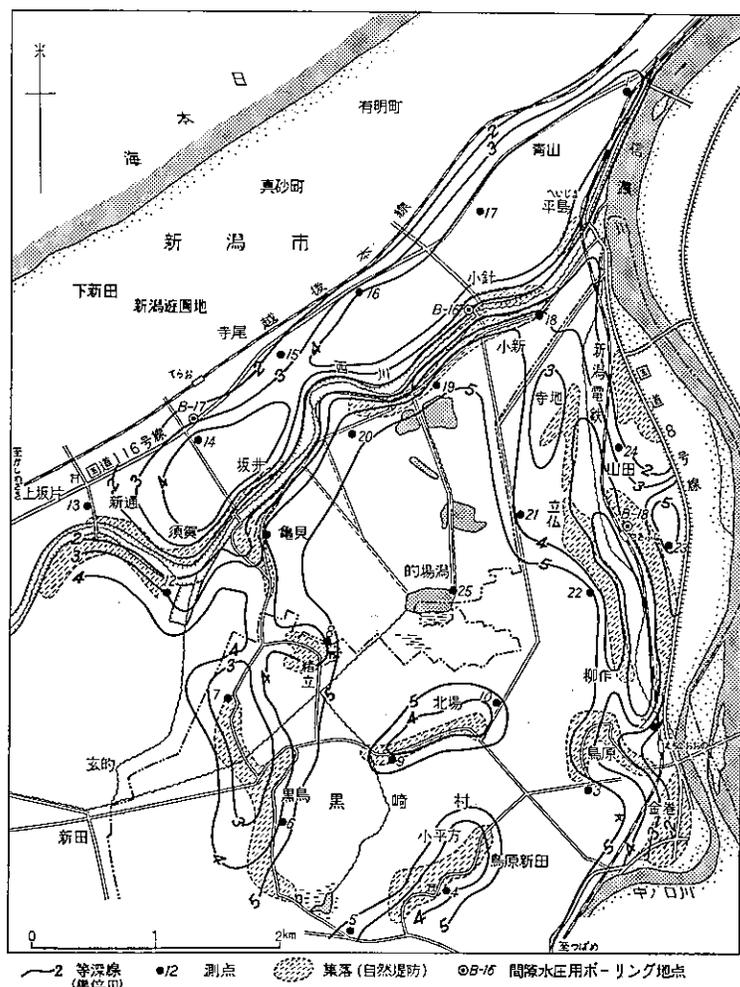
第19図4 H-H'断面

層序	N 値	解 説
a	0	静荷重および回転1回位いで入る超軟弱層
b	1~15	回転貫入で入るが軟らかい地層
c	N>15	回転貫入で入るが締った地層

3.1 断面地質図による地盤の様相

a 層 いわゆる超軟弱地盤に該当し、どの断面でも最上部を占め、地区の中央部に向かって層厚を増している。およそシルト質層であって腐植物を混入し、下部に向かって細砂質に漸移する。所々に砂のレンズを挟み、それは貫入抵抗値に鋭敏に反映した。横断測線3つのうち海岸砂丘寄りの A—A' 断面では最も厚く、海岸より最も遠い E—E' 断面ではきわめて薄くなり、的場潟を截る C—C' 断面では潟心に向かってa層は厚さを増すが、東および西に向かっては厚さは減じている。縦断面 H—H' ではこの状態がますます明瞭となり、的場潟の古い形態をよく復元することができた(第19図1~4参照)。

b 層 a層の下に堆積する層(N=1~15)で、横断面で見ると西方ほど厚く、縦断面で見ると海岸に近い



第20図 超軟弱地層の水平分布

よるほど厚く堆積している。一応的場潟とは無関係であり、海岸砂丘が未発達頃の信濃川が、このあたりから海に注いでいた当時の氾濫堆積物であろう。

c 層 この地区でb層の下に堆積すc層 ($N > 15$) は、現海面を ± 0 とした場合に、 $-8 \sim -15\text{m}$ にくる粗砂層または中粒砂層と考えられ、その堆積面の形は縦断面 H-H' によく現われている。横断面には A-A' にその傾向の一端がうかがえるが、C-C', E-E' 断面には地中に埋もれた自然堤防のために、サウンディングの値が乱れており、必ずしも明瞭ではない。このc層は前掲の尾原の論文における V-r 沈積サブサイクルの基底層に当るもので、この層の下方にはまた軟弱層が現われるはずである。

3.2 超軟弱地層の水平分布¹⁰⁾ (第20図参照)

各測点で測った静荷重貫入深度を平面図にプロットして、超軟弱層の底の水平分布を等深線で現わしてみた。的場潟を中心として、超軟弱地層は5m以上の層厚をもって広く分布し、その周囲を自然堤防と思われる砂地盤が取巻いている。この軟弱層は西川沿いの砂地盤で南北に分断され、北側の超軟弱層は国道116号線の下部を通り、砂丘の付根に食込み、その上部を砂丘砂が被覆し、現在の海岸砂丘地帯が発達したとみるべきである。

b, c 層に相当する地層は、地震に際してそのエネルギーにより流動化したほどであるから、このa層は平常から液状のようなものであり、その上の集落ははなはだしい被災を受けたのは当然であろう。

II. 1.7 二重管式コーンペネトロメーターによる超軟弱地盤の計測について

相原 輝雄

1. 本機の必要性について

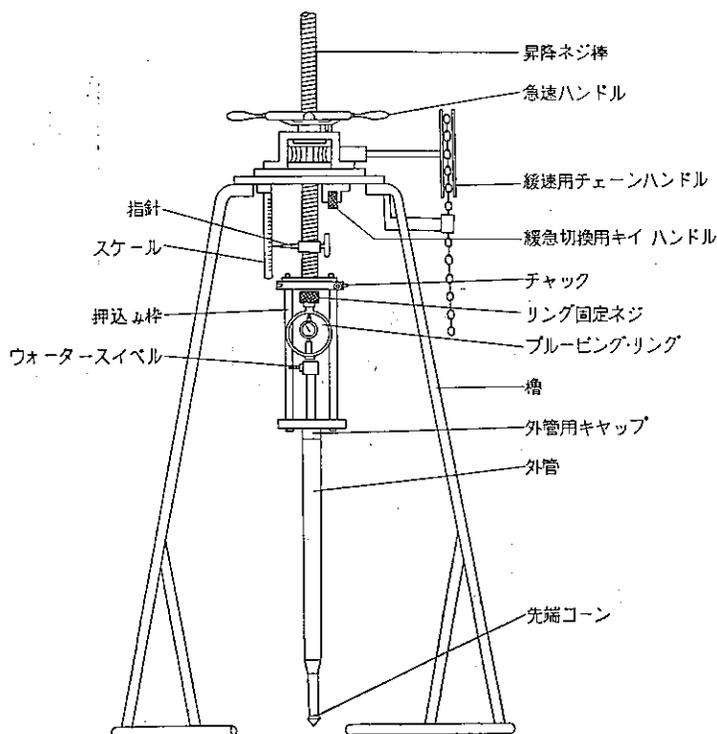
地耐力の計測方法については、標準貫入試験やスウェーデン式サウンディング等による直接測定を実施し、これを立体的な解析方法でその地区における浅層地盤の良否決定がなされてきた。しかし臨海地域においては超軟弱地盤と称される地帯があり、その計測に当っては以上に掲げた測定器すなわち標準貫入試験においては $N=0$ 、またはスウェーデン式サウンディングにおける 25cm 貫入、換算 N 値 $=0$ 等によって示されており、これら軟弱の度合いについての詳細な地耐力およびその工法等についての解析ができなかった。そこでこの軟弱層の実体を把握し、その詳細を解明する手段として二重管式コーンペネトロメーターによる計測の必要性が求められてきた。

2. 機械の構造

機械は第21図に示されているものであり、その構成は押し込み装置貫入力計測（プルーベンプリングの歪をダイヤルゲージの目盛に伝達して読み取る）先端コーンとなっており、継足ロッドは外管および内管の二重管式になっている。これは深さによる周面摩擦の影響を除去するものであり、したがって深度による補正はほとんど必要としない。

押し込み装置：これは「押し込み棒」が中心になり、上部は「昇降ネジ棒」に接続し、下部は「外管」に接続する。そこで緩速用チェーンハンドルの回転により測定深度までの挿入を行なう。

先端コーン・貫入力計測。先端角度 60° 、円錐底断面積 26cm^2 の先端コーンは内管に接続し、測定深度までの挿入時は外管の挿入によって所定深度に到達する。測定に際してはプルーベンプリングおよび昇降ネジ棒に接続し、緩速用チェーンハンドルの回転により先端コーンに作用した抵抗値をダイヤルゲージで読み取るものである。



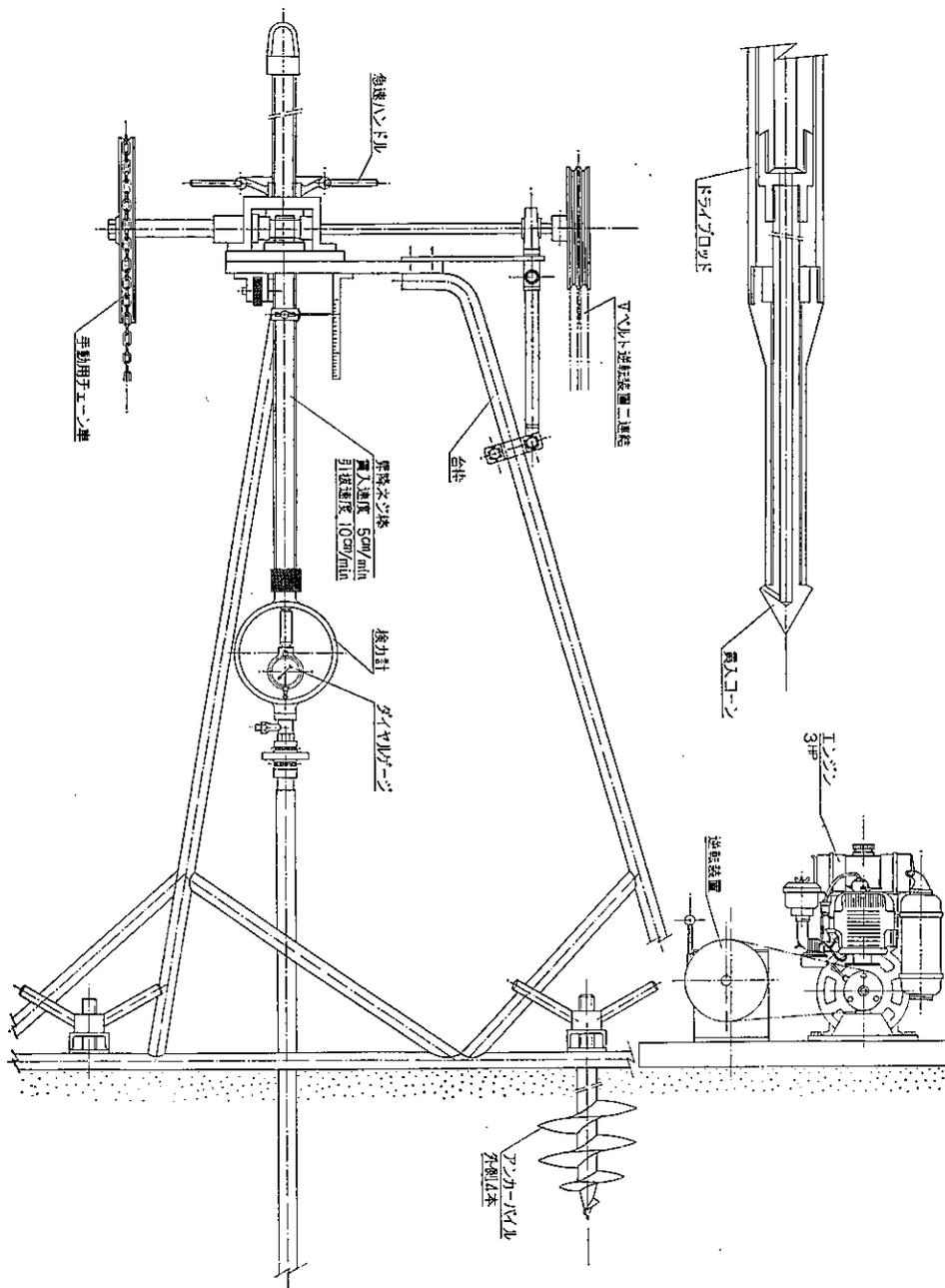
第 21 図 二重管式コーンペネトロメーター

3. 第 1 テスト (福山)

昭和 38 年 12 月実験調査地を広島県福山市に選び、広島大学網干教授に立会い指導をしてもらった。調査地点は地下構造調査観測井地点を選定しここに機材の搬入を行なった。槽の固定には約 500 kg の重錘を乗せ、第 21 図に示めされたように各器具の取付調整を済ませた後測定作業に入る。コーンによる測定距離は 10 cm とし、測定間隔は 50 cm とした。この実験調査の結果、測定挿入を除く挿入作業が非常に遅く、50 cm の挿入に 30~50 分を要し、非効率である点、また締った砂層等に当たった場合、ポンプより内管を通じて先端コーンよりジェット水流式の噴出で挿入作業を容易にする装置に関しても、水圧は上がるが水量が非常にわずかであり、実用的ではない等の点を指摘された。

4. 改作の要点

福山市における実験調査の結果、この機械に関しては網干教授の指摘もあったが、本調査に使用できる条件として、挿入速度の問題とジェット水流を強力にする方法の 2 案の条件を満足させる必要を感じた。そこで製作メーカーである丸東製作所の製作責任者と技術的な問題点を話し合って改作することにし、できあがったのが第 22 図に示されたものである。すなわち 3P エンジンの回転を利用してこの回転をチェーンハンドル軸に伝え、ウォームギア・ウォームホイールを通じて昇降ネジ棒の上げ下げを迅速に行なうことができ、測定深度到達も約 10 分程度ですみ、測定時間は大幅に短縮された。また試錐機用送水ポンプも同一エンジンに接続して圧入できるように考えられた。槽の固定についてはアンカーパイル等を取付ける方法があり、この問題についてもいろいろ考えられたが、取付けに長時間を要し、その割合に効果はあがらないことが判明したので、これは現地において木杭等を使用し、適宜に架設することにした。

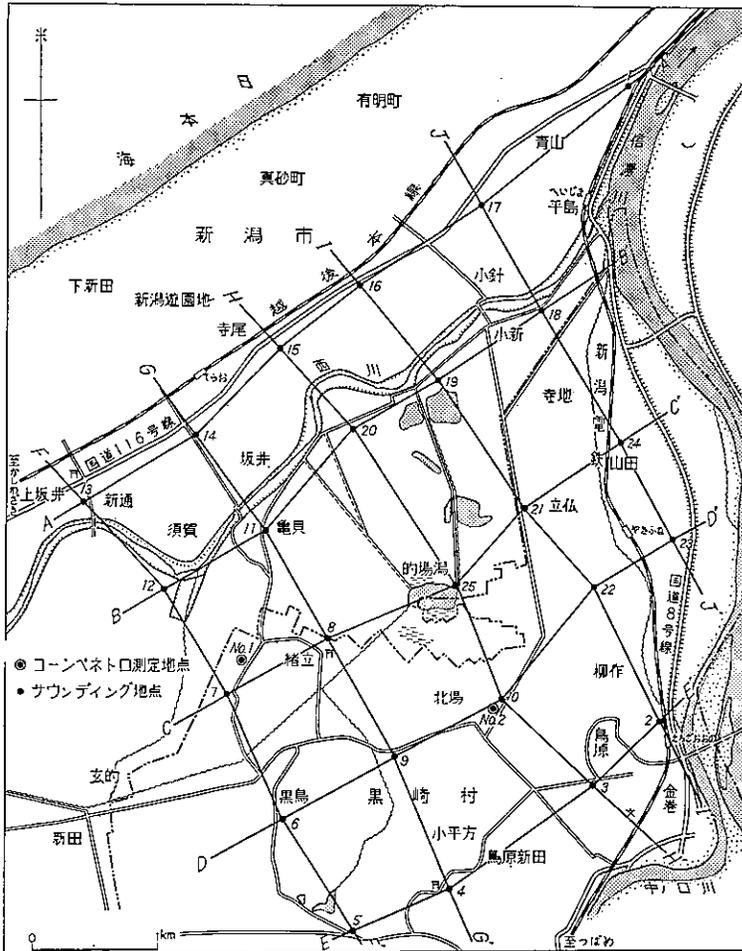


第 22 図 動力式二重管式コンベトロメーター

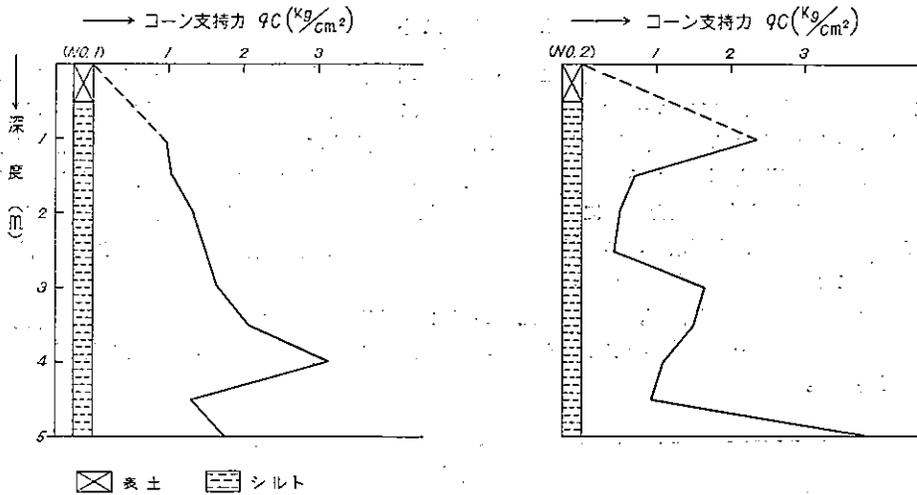
5. 第2テスト

昭和40年1月新潟地震防災総合研究調査において、テストを兼ね本格的調査の一端として使用した。第23図に示した測線図のようにスウェーデン式サウンディングによって得られた結果を検討し、超軟弱地盤の厚く堆積していると思われる3地点を選定した。No. 1~2地点ともに東邦天然ガスの基地内を借用した。架設に当っては、まず槽を固定させるため径10cm長さ1.5mの杉丸太3本を約1~1.2m打込み、槽と打込んだ杭を鉄線で結び固定させた。次にエンジンおよびポンプも木杭を打込んだ所に鉄線で結び固定させる。次に付属器具の取付けを行ない、エンジンをかけて測定深度までの挿入作業を行なう。以後は計測挿入作業の繰返しによって現地測定を実施した。

測定深度は15m分を用意したが、この地区については5m以深の測定は不可能だった。なお当初予定した3地点の調査は、クラッチの故障やウォームギアの摩滅等思わぬ事故のため、第24図に示めず2地点の計測作業で終わった。



第23図 動力式二重管式コーンペネトロメーターによる測定地点



第 24 図 動力式二重管式コーンペネトロメーターによる測定成果

6. 今後の問題

新潟地区で測定調査を実施した結果、機械の能率・精度ともに目的を達成したと思われる。なお作業中にクラッチの故障を起こしたが、これは現地において修理した。しかしウォームギアおよびウォームホイールの摩滅はひどく、これが原因となって作業中止のやむなきにいたったが、この点については異質金属の組合せにより摩滅が大幅に軽減されることが判明し、この部分の修理を行なっている。以上のことから、今後の野外作業についてはおおむね良好な結果が得られるものと考えられる。

このように調査機械については一応問題点は解決したが、計測方法・解析方法等についてはいろいろと問題が残されている。すなわち調査範囲に対する計測地点数（密度）についても、スウェーデン式サウンディングにおいては 1 km^2 に 1 地点の割合で行なっているが、ペネトロメーターによる計測はこれに準ずるか、またはこれより過密に行なうべきかどうか、また計測結果の解析方法についても、垂直断面における堆積物の追跡、超軟弱層の水平分布、および地耐力 qc または一軸圧縮強度 qu に換算した値等から、概略的な基礎方法の説明も必要ではなかろうか。以上のようにいろいろと問題を抱えており、今後はこれらを一つずつ解決して行く所存である。

文 献

I. 総 説

- 1) 兼子 勝 (1956): 本邦天然ガス鉱床の地質学的研究, 地質調査所報告, no. 169
- 2) 伊田一善 (1955): 新潟ガス田の地質, 地質調査所月報, vol. 6, no. 6
- 3) 地質調査所 (1960, 1961): 新潟地区地盤沈下調査報告書, 浅層地質篇第 1 次・第 2 次報告
- 4) 新潟の地盤沈下 (1959, 1963): 第 1 輯, 新潟地区地盤沈下調査委員会, p. 1~279, 第 2 輯, 第一港湾建設局, p. 1~425, 第 3 輯, 第一港湾建設局, p. 1~393

II. 沈積サイクル

- 5) KRUMBEIN, W. C. (1939): Graphic Representation and Statistical Analysis of Sedimentary Data "Recent Marine Sediments—A Symposium", p. 558~591
- 6) 尾原信彦 (1964): 臨海低地下に伏在するユースタティック運動の痕跡について「日高遷歴記念海洋学」, p. 515~524

- 7) 尾原信彦 (1965): 鑿井コアーから見た聖籠村新渡地点地下の第四紀地質, 「新潟東港地区地下構造調査」東京通商産業局・工業技術院地質調査所編, p. 8~10
- III. 地下構造図
- 8) 新潟県 (1964): 新潟市周辺の土地地盤調査報告
- 9) 新潟の地盤沈下 (附農地の調査) 第3輯 (1963): 第一港湾建設局, p. 357~382
- IV. 間隙水質
- 10) B. R. COLBY (1956): Sedimentation and Chemical Quality of Surface Waters in Wind River Basin, Wyoming Geological Survey Water-supply Paper 1373, p. 151
- V. 間隙水圧
- 11) William JUDD (1963): Principles of Engineering Geology and Geotechnics, 「Pore Pressure in Fine Sands」, p. 155
- 12) 金井孝夫 (1964): 四日市地区間隙水圧調査とその成果, 桑名・四日市地区地下構造調査報告書, 工業技術院地質調査所編, p. 55~65
- 13) 地質調査所 (1960, 1961): 新潟地区地盤沈下調査報告書, 浅層地質篇第1次・第2次報告
- VI. スウェーデン式サウンディング
- 14) 福岡 保 (1957): 簡単で有効適切な土質調査の実例, 「土と基礎」, vol. 5, no. 3
- 15) 上田嘉男 (1957): スウェーデン式サウンディングロッドについて, 「土と基礎」, vol. 5, no. 5
- 16) 安藤高明 (1963): スウェーデン式サウンディングによる浅層地盤調査 (仙塩地区地下構造調査報告書)
- VII. 二重管式コーンペネトロメーター
- 17) 池田俊雄・室町忠彦 (1961): 地耐力調査法, 鉄道現業社
- 18) 三木五三郎 (1959): 基礎地盤に用いる各種のサウンディング方法について, 生産研究, vol. 11, no.

Engineering Geologic Researches in Niigata District

By

Nobuhiko OBARA, Kazué WATANABE, Takaaki ANDO,
Teruo AIHARA, Takao KANAI & Masaki KAWANO

Abstract

The writers have made investigation from the view points of engineering geology in Niigata City and surroundings to solve a special subterranean condition under which the destructive damage of the earthquake (16th June, 1964) had been inflicted upon buildings, factories, harbour, highways and railways. The drill points of the depth 190 m and 120 m were selected.

The compactness ($1/1+e$) of strata are estimated from the quantitative sedimentary data of the cores gained by ordinary soil analytical method. Several sedimentation cycles of the district have been detected by Obara, expressing the above-mentioned compactness in contrast with a depth scale; that is to say, the seven soft beds are repeated throughout the columnar section of ca. 200 m.

From the geochemical study on the pore water in a core, Watanabe & Kawano have found the following facts; SO_4^{2-} and HCO_3^- are utilized to distinguish two successive beds of the different environment. And the ratio of $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ is usable as an indicator of sedimentary environment of a bed covering, which indicates marine or non-marine facies according as the ratio is larger or smaller

than 1. The fact that the larger the sodium adsorption ratio $\left(\frac{Na}{\sqrt{(Ca+Mg)/2}}\right)$ the smaller the bearing power of the ground, is attributed to an accelerated base exchange phenomenon. The separation of strata owing to the two methods both of soil mechanics and of geochemistry coincides actually to the standard columnar section of the geologic point of view, and is continuous horizontally towards the all directions, without changing levels more than ± 5 m. The boundary between alluvium and diluvium may possibly be put immediately beneath the basis of the 5th sedimentation cycle.

A device which is of use in explaining "quick sand" is considered by Kanai as follows.

Expressing one unit of sedimentary stratum as a function of the two independent variables such as a upheaval rate of pore water pressure $[U_p]$ and the median value of grain size $[M_{d\phi}]$, and plotting the respective values on co-ordinates ($[M_{d\phi}]$ as abscissa, $[U_p]$ as ordinate), and joining each point in an ascending order in depth $[D_p]$, a diagram $[U_p-M_{d\phi}-D_p]$ shows a vector figure which contains a nick points. He dotted the depth of the nick point on the topographic map of Niigata and its surroundings, and drew iso-depth contours, and at last the plain of stratum which has been destructed by the accelerated pressure of water at the time of the earthquake is grasped. Consequently, the conclusion that quick sand phenomenon would occur in the layer shallower than this plain up to the earth surface is likely to be induced.

Ando studied the flood plain of the River Shinano in the suburbs of Niigata City by adopting the sounding test of the Swedish style. He set up a network of 25 points of the sounding test in which a rod was inserted into the ground some 15 m deep. He grasped the configuration of the ultra-soft ground which had been precipitated in the old lagoon. Therefore the severity of the disaster of this area has been understood.

An instrument which measures the ultra-soft ground quantitatively was put in operation by Aihara in this area with success, after having improved the Dutch cone penetrometer of a double-tube type.

551.796(521.41):550.837+550.82+56

II.2 新潟深層試験井の坑井地質

福田 理* 阿久津 純** 徳永 重元*

1. 試験井の坑井地質

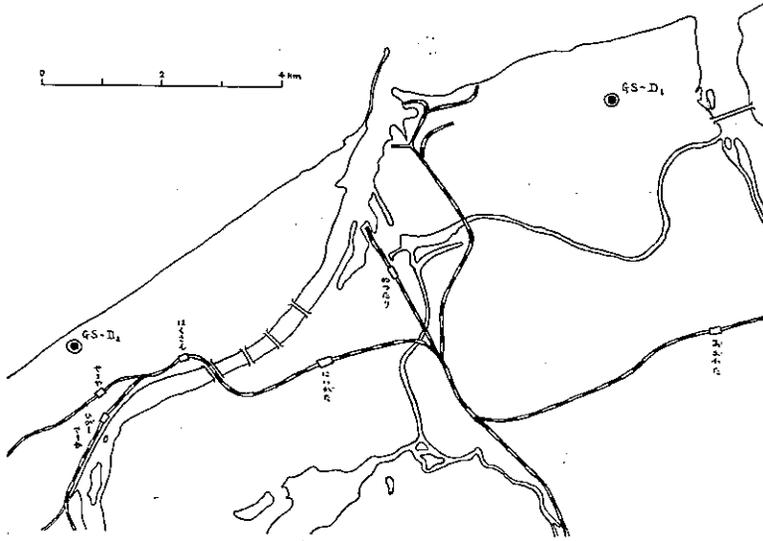
浅層の地質状況をくわしく知るために、現在のところ一般に沖積層の基底部とされている G_1 層 (兼子勝ほか 18 名, 1951; 伊田一善, 1955; 牧山鶴彦, 1963) に達する 2 本の試験井を実施した (第 1 図)。そのうち 1 本 (GS-D₁) は深度 120 m で、信濃川右岸の飛行場西隣りの砂丘上に、また他の 1 本 (GS-D₂) は深度 190 m で、信濃川北岸の浜浦小学校裏の砂丘上に施工された。GS-D₁ 井および GS-D₂ 井の掘さく地点の標高は、それぞれ 12.38 m および約 2.6 m である。これらのさく井工事の仕様は工業地帯地下構造調査の準則にしたがった。すなわち、地表から深層 45 m までについては、1.5 m ごとに標準貫入試験を行ない、また、コアの採取は、45 m までおよび 50 m 以深について、それぞれ 3 m および 5 m ごとに行なわれた。電気検層は連続式 (一部スポット) としたが、GS-D₂ 井については、満足できる記録が得られなかった。

1.1 岩相層序

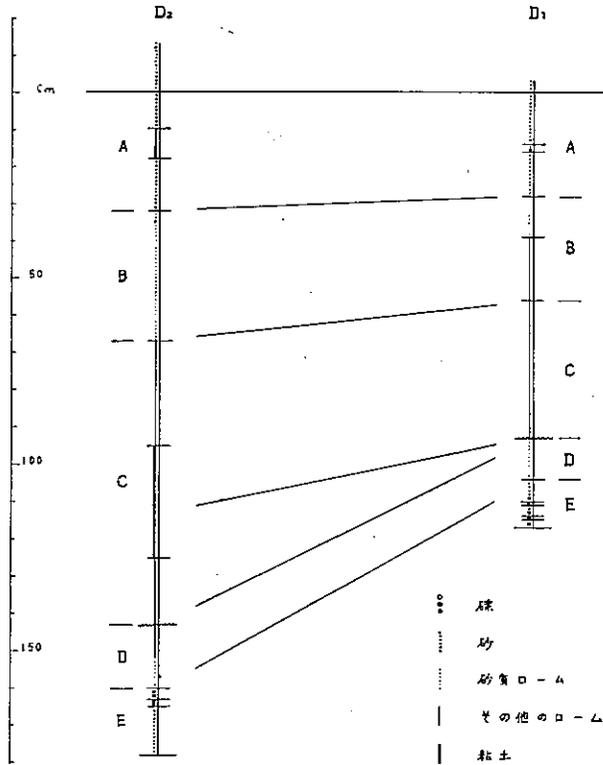
請負業者から提出されたさく井工事ならびに土質試験の報告書、コア・掘り屑の調査結果、電気検層の記録、および後で述べる化石調査の結果の一部などから総合的に判断した結果、2 本の試験井について、それぞれ次に述べるような岩相層序が得られた (第 2 図)。

* 燃料部

** 宇都宮大学



第1図 試験井の位置



第2図 試験井の岩相順序区分

(1) GS-D₁ 井

本井には、上位より、A, B, C, D および E の岩相層序の大区分が認められた。

A層 0~30.3m

主として細粒砂からなるが、A₁₋₃ の各層に細分される。

A₁層 0~16.6m

主として軟かい細粒砂からなり、ときに厚さ 50 cm くらいまでの砂質ロームないしシルト質粘土ロームを挟有する。色調は、5m くらいまでが茶、8m くらいまでが青茶、また以下が青である。

A₂層 16.6~18.8m

軟かい細礫まじりの中~粗粒砂であって、電気検層の記録からは loose clean sand と判断される。

A₃層 18.8~30.3m

主としてやや締った灰色の細粒砂からなるが、ときに微粒砂あるいは砂質ロームの粒度組成を示す。

B層 30.3~約 59m

主として砂質ローム (上部) およびシルト質ローム (中・下部) からなるが、B₁₋₂ の各層に細分される。

B₁層 30.3~41.4m

主としてかなり締った灰色の砂質ロームからなるが、ときにロームの粒度組成を示す。39m 付近より下には貝殻が見られる。

B₂層 41.4~約 59m

主としてかなり締った灰色の貝殻まじりシルト質ロームからなる。

C層 約 59.0~95.0m

主としてかなり締った灰~暗灰色の貝殻まじりシルト質粘土ロームからなる。

D層 95.0~107.0m

主としてよく締った暗灰色の砂質ロームからなり、粘土質ローム・シルト質粘土ロームなどを挟有する。

E層 107.0~120.0m

主としてしばしば礫を含む細~粗粒砂からなるが、E₁₋₅ の各層に細分される。

E₁層 107.0~113.0m

主としてかなり締った灰色の細~中粒の粘土質砂からなるが、下部の砂は細~小礫まじりである。

E₂層 113.0~114.0m

主として埋れ木を含む褐色の粘土からなるが、ときに緑色を呈する。

E₃層 114.0~117.0m

上・中部はかなり締った灰色の細~中粒砂からなるが、下部は主として細~小礫からなっている。

E₄層 117.0~118.0m

灰色の粘土からなる。

E₅層 118.0~120.0m

細~小礫からなる。

以上に述べた各層相互の関係は、後で述べるようにC層とD層との間に不整合が認められるほか、すべて整合である。

(2) GS-D₂ 井

本井にも、上位より、A, B, C, D および E の岩相層序の大区分が認められた。

A層 0~44.5m

主として中粒砂からなるが、A₁₋₃ の各層に細分される。

A₁層 0~22.0m

主として中粒砂からなる。最上部の3.1mは茶褐色で軟らかいが、以下は淡褐色で、9.0mまではやや締り、以下はかなり締っている。また、18.8~19.0mのところに粘土を挟有する。

A₂層 22.0~30.0m

主として青灰~暗灰色のかなり締った粘土からなり、かなり締った細~中粒砂やロームを挟有する。

A₃層 30.0~44.5m

主としてかなり締った灰色の細粒砂からなるが、砂質ロームの粒度組成を示すところもある。

B層 44.5~79.0m

主としてかなり締った灰色の砂質ロームからなり、55m以深は貝殻まじりである。

C層 79.0~約155m

上部および下部はシルト質粘土ローム、また中部は粘土からなり、その点からC₁₋₃の各層に分けられる。

C₁層 79.0~約107m

主としてかなり締った暗灰色の貝殻まじりシルト質粘土ロームからなる。

C₂層 約107~約137m

主としてかなり締った暗灰色の貝殻まじり粘土からなる。

C₃層 約137~約155m

主としてかなり締った暗灰色の貝殻まじりシルト質粘土ロームからなる。

D層 約155~172.0m

主としてよく締った暗灰色のシルト質粘土ローム（上部）およびシルト質~砂質ローム（下部）からなる。

E層 172.0~190.0m

礫・砂などの粗粒堆積物が卓越している部分であるが、こまかくみると、E₁₋₃の3層に分けられる。

E₁層 172.0~177.0m

主として細~小礫からなり、下部に厚さ約1mの粘土を挟有する。礫の基質は砂質シルトで、やや締っている。

E₂層 177.0~179?m

軟らかい暗灰色の腐植土からなる。

E₃層 179?~190.0m

主としてやや締った暗灰色の細粒砂からなる。

以上に述べた各層相互の関係は、後で述べるようにC層とD層との間に不整合が認められるほか、すべて整合である。

1.2 対 比

GS-D₁井（以下D₁井とする）のA層およびGS-D₂井（以下D₂井とする）のA層は、海棲珪藻の化石を含むD₂井のA₂層を除いて、いずれも明確な海棲生物の化石を含まない。そのうち、D₁井のA₃層とD₂井のA₃層とは、ともに細粒砂からなり、一応海棲生物あるいはその部分の化石と考えられるもの（OSTあるいはHIZOとよばれているもの）をわずかながら含んでいるので、岩相層序単位として対比できる。また、D₁井のA₁層およびA₂層とD₂井のA₁層およびA₂層とは、それぞれまったく岩相を異にしており、岩相層序単位としての対比はできない。しかし、堆積に要した時間という点からみれば、全体として大体重複しているものと考えられる。

D₁井のB層とD₂井のB層とは、後者が主として砂質ロームからなるのに対して、前者の中・下部（B₂層）は主としてシルト質ロームからなり、多少粒度が小さくなっているが、肉眼的にはこの区別はあまり明瞭でなく、両者は岩相層序単位として対比できる。また、両井のB層およびC層は、いずれも全体として内湾性の有孔虫群集によって特徴づけられているが、ともにB層とC層との境界付近に有孔虫化石がとくに豊

富に含まれており、かつその組成からも内湾性の度合いの減少が明らかに認められるので、両井のB層とC層との境界を結ぶ線は、等時線にはほぼ平行していると考えられる。そして、これは広く認められている縄文前期の海進の頂点を示すものであろう。

先に述べたように、D₁井およびD₂井のA層とB層との境界は、いずれも明瞭な海成層の上限に当たっているため、両井のB層とC層との境界を結ぶ線にはほぼ平行している両井のA層とB層との境界を結ぶ線も、等時線にはほぼ平行していると考えられる。このようにみた場合、D₁井のA層とB層との境界およびB層とC層との境界が、それぞれD₂井の相当層の境界より上っており、かつD₁井のB層の方がD₂井のB層より薄くなっているのは、後で述べるように、D₁井の沖積層の基底がD₂井のそれよりずっと上っていることからみて、きわめて自然である。そして、このような見方に立てば、D₁井のC層の基底はD₂井のC₂層の中頃にほぼ相当することになり、結局、D₂井のC層の下半部がD₁井では欠如しているものと考えられる。

以上に述べた両井のB層およびC層は、有孔虫および海棲珪藻の化石を含むことからみて、明らかに海成層であるが、両井のD層およびE層は、有孔虫および海棲珪藻の化石を含まず、淡水珪藻の化石を含むことからみて、明らかに陸成層である。そのうち、D₁井のD層とD₂井のD層とは、後者の上半部の粒度が前者のそれより多少小さいが、全体としてよく似ており、岩相層序単元として対比できるものと考えられる。そして、D₁井のD層の方がD₂井のそれより薄いのは、不整合による欠如を示すものであろう。また、両井のE層はいずれもG₁層（ガス層）にほかならないが、電気検層の記録だけから引かれたG₁層の上限のなかには、D₁井のE₂層とE₃層の境界に相当するものが少くないようである。さらに、これまでG₁層とされてきたものの厚さからみて、両井ともG₁層の基底に達していないものと考えられる。

1.3 沖積層の基底

ヨーロッパ流の伝統的な定義によれば、沖積世はバルト海地方のヨルディア海の誕生に始まり、それ以後現在までの堆積物が沖積層である。また、これに対して、完新世および完新統という言葉も使われている。しかし、バルト海地方は非常に特殊な古地理の変遷をたどったところであり、通常の地質学的手段によってこの伝統的な沖積層の下底を認定できるのは、この地方に近いところだけに限定されるばかりでなく、また、何等かの方法でそれができたとしても、沖積層の基底が一連の海成層の間になってしまう場合がかなり生ずる。何となれば、伝統的な沖積世が約1万年前に始まるのに対して、氷河の後退による世界的な海面の上昇は約2万年前に始まっているからである。このような事情から、はっきりした根拠が述べられている場合は少ないが、ミシシッピデルタや東京デルタのようなところでは、この海面上昇開始後の堆積物が一般に沖積層とされている。そこで、新潟地方についても、この定義による沖積層の基底を求めることにする。

この最近2万年間の海面上昇の具体的な過程については、すでにShepard (1961)の研究によってかなりよく知られている。それによれば、約2万年前から5~6千年前にかけて、海面は汎世界的に急激の上昇した。それ以前は氷河の前進によって海面は汎世界的に後退を続けていたのであるから、海面がもっとも後退した時の海岸線の内側においては、海面の後退期に形成された谷間以外のところでは、陸成の洪積層の上に海成の沖積層が不整合に重なっているはずである。また、この谷間に当たるところでは、洪積層以下の各種の岩層の上に海成の沖積層が不整合に重なっているはずである。いずれにしても、このようなところで沖積層の基底を貫く坑井を掘さくし、電気検層を行なえば、記録さえ完全であれば、沖積層の基底はこの記録に明らかに示されているはずである。

今回掘さくした試験井のうち、判読に値する電気検層の記録の得られたD₁井について見ると、B層およびC層という一連の海成層が、一連の陸成層であるD層およびE層の上に重なっており、かつC層とD層との境界は電気検層の記録にも明らかなので、この境界が沖積層の基底ということになる。D₂井については、電気検層の記録がきわめて悪いので、D₁井におけるC層とD層の境界に相当するものを厳密に求めることは不可能であるが、さく井記録やコア調査の結果なども考慮してあえて求めたのが、岩相層序および対比の項で述べた深度である。ちなみに、この地方のガス井戸の電気検層の記録には、一般にこの境界にきわめて

明瞭に示されており、これを1つの対比線として明示した報告(科学技術庁資源調査会, 1960)もある。また、現在の海岸線が約2万年前の海がもっとも後退した時の海岸線まで前進しているところはまずないので、こうして求めた沖積層の基底、すなわち D₁ 井および D₂ 井の C 層の基底に不整合を認めなければならないことは明らかである。

新潟地方の沖積層の基底はこれまで一般に G₁ 層の基底に置かれていた。また、G₁ 層と G₂ 層とは堆積盆地の周縁近くでは1枚の砂礫層になるという見方から、沖積層の基底が G₂ 層の基底に置かれることもあった(須貝ほか2名, 1964)。沖積層の基底をこのように考えると、そのもっとも厚いところでは、年平均 5~8 mm という異常に大きな沈降運動を、沖積層の堆積期間に認めなければならない。この矛盾についてはすでに指摘しておいた(福田, 1964)が上に述べたように、この地方の沖積層の基底を D₁ 井の C 層の基底に相当するところに置けば、この沈降運動は年平均 2 mm 程度のもとなつて、実測によって知られた一般的な沈降・上昇運動についての値とよく一致するものとなる。ただし、この地方については、沖積層の下に横たわる諸層の自然圧密による沈降ということも考えなければならないので、この年平均 2 mm 程度の沈降運動を直ちに一般的な地殻変動によるものとすることは危険である。

新潟地方の沖積層の基底については G₁ 層の上限とする考え方(坂口, 1964)もある。これは、農林省白根地区自記沈下計観測井 No. 15 の坑井地質についてみると、G₁ 層の上限を境として岩相がもっとも激しく変っているということから、これを海面の変化に結びつけたものである。しかし、先に述べたように岩相の見掛けの変化よりもっと本質的なものである堆積環境の変化は、G₁ 層より上位の D₁ 井および D₂ 井の C 層と D 層との間に起っているので、この考え方には同意できない。

1.4 G₁ 層

G₁ 層と G₂ 層との関係については、G₁ 層の基底に不整合を認めるものと、堆積盆地の周縁部においては両者が合さって1枚の砂礫層になるという2つの考え方がある。しかし、すでに伊田(1955)によって明らかにされているように、G₂ 層より G₅ 層までの各ガス層の上限の深度は、相互にほぼ直線的な単純な関係をもっているが、G₁ 層の上限の深度に下位の各層と趣きの異った関係にあるので、G₁ 層の基底の不整合を否定することは困難である。それ故、G₁ 層の基底から先に述べた沖積層の基底までの地層が1つの岩相層位学的単元を構成することになる。

一方、G₁ 層はヴュルム氷期に海面がもっとも下つた時期の堆積物であり、またその基底が沖積層の基底であるとする考え方(井関, 1956)もある。この考え方の前段が誤りであることは、先に述べたように、新潟地方においては、この時期が G₁ 層より上位の不整合によって代表されていることから明らかである。また、G₁ 層は別として、この時期を代表する堆積物がある場合、その基底を沖積層の基底とするというのがこの考え方の後段であるが、そうすると、主ヴュルム(Hauptwürm)氷期の堆積物全体が沖積層に含まれることになる。沖積層をこのように定義した例はほかに見当たらないので、学術的にみたこの定義の当否は別として、現実問題としてこの定義を認めることは困難であろう。

1.5 化石

今回掘さくされた試験井のコアの化石調査に、有孔虫・珪藻および花粉の3種目について行なわれた。その結果については、それぞれくわしい報告の執筆が各担当者によって計画されているので、ここでは坑井地質の解釈に必要な概要を述べるに止める。

(1) 有孔虫

D₁ 井および D₂ 井の B 層は、C 層との境界に近い部分を除けば、いずれも *Ammonia-Cribrononion* 群集によって特徴づけられているが、個体数は比較的少ない。とくに産出頻度が高いものは *Ammonia beccarii* および *Cribrononion etigoense* の2種である。この2種に次ぐものとしては、*Ammonia japonica*, *Elphidium crispum*, *E. jenseni*, *Pseudononion japonicum*, *Cribrononion incertum* および *Siphogenerina raphana* (D₂ 井のみ) などがあげられる。

D₁ 井および D₂ 井の B 層と C 層との境界付近は、いずれも有孔虫化石に富み、*Pseudorotalia-Ammonia-*

Florilus 群集によって特徴づけられている。とくに産出頻度が高いものは *Pseudorotalia gaimardii*, *Ammonia japonica* および *Florilus manpukuzeense* の3種である。これら3種に次ぐものとしては、*Hanzawaia nipponica*, *Pseudonion tredicum*, *P. japonicum*, *Nonionella pulchella*, *Buccella frigida*, *Cribronion etigoense*, *C. subgranulosum*, *C. advenum* および *Ammonia beccarii* などがあげられる。また、浮遊性有孔虫もかなり含まれている。

D₁ 井のC層の上下の境界に近い部分を除いた主部は、*Cribronion-Buccella* 群集によって特徴づけられており、個体数は比較的多い。とくに産出頻度が高いものは *Cribronion subgranulosum* および *Buccella inusitata* の2種である。この2種に次ぐものとしては、*Buccella frigida*, *Ammonia japonica*, *A. beccarii*, *Cribronion etigoense* および *Bulimina marginata* などがあげられる。また、本井のC層の最下部はB層のものとはほぼ等しい内容を有する *Ammonia-Cribronion* 群集によって特徴づけられており、個体数も比較的少ない。

D₂ 井のC₁層の中・下部は *Siphogenerina-Cribronion-Buccella* 群集によって特徴づけられており、個体数は比較的多い。この群集の内容は、とくに産出頻度が高いものに *Siphogenerina raphana* が加わるほかは、D₁ 井のC層の主部を特徴づける *Cribronion-Buccella* 群集のそれと大同小異である。また、本井のC₂層およびC₃層の上部は *Cribronion-Ammonia* 群集によって特徴づけられており、個体数は比較的多い。本群集を構成する主要な種はD₁ 井の *Ammonia-Cribronion* のそれと大同小異であるが、本群集においては *Cribronion etigoense* がとくに高い産出頻度を示す。さらに、C₃層の下部は、しいていえば、*Ammonia beccarii* および *A. japonica* を主要な構成種とする *Ammonia* 群集によって特徴づけられているが、個体数は非常に少ない。

(2) 珪藻

D₁ 井のB層およびC層には、個体数は非常に少ないが、海棲珪藻の化石が全層準にわたって含まれている。しかし、その多くは破片となっており、種まで鑑定できたものは、*Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus marginatus* および *Melosira sol* の3種だけであった。そして、陸地から流されてきたと考えられる淡水棲珪藻の化石としては、B層の最上部に *Pinnularia borealis* が、またC層の最下部に *Synedra ulna* および *Epithemia* sp. がいずれも少数検出されたにすぎない。一方、本井のD層およびE層には、淡水棲の珪藻だけがかなり含まれている。識別された種は18種に及ぶが、産出頻度の比較的高いものは、*Eunotia prae-rupta*, *Stauroneis phoenicenteron* および *Synedra ulna* の3種である。

D₂ 井の各層にみられる珪藻化石の産出状態も、上に述べたD₁ 井のものによく似ている。すなわち、B層およびC層には、海棲珪藻の化石が全層準にわたって含まれており、破片も少なくなかったが、種まで鑑定できなかったものを含めると、12種類が識別された。そのうち重要なものは、*Actinocyclus ellipticus*, *Coscinodiscus marginatus* および *Nitzschia scalaris* の3種である。そして、陸地から流されてきたと考えられる淡水棲珪藻化石としては、C₁層の最下部に *Melosira* sp. が少数検出されたにすぎない。一方、本井のD層およびE層には、淡水棲の珪藻だけがかなり含まれている。識別された種は種50に達するが、産出頻度の比較的高いものは、*Ceratoneis arcus*, *Cymbella ventricosa*, *Navicula mutica*, *Neidium iridis*, *Stauroneis phoenicenteron* および *Synedra ulna* の6種である。

D₂ 井の珪藻化石について特記しなければならないことは、A₂層に海棲のもの9種および淡水性のもの3種が検出されたことである。この事実および岩相から判断すると、本井のA₂層は潟のようなところの堆積物ということになる。もし、D₁井およびD₂井のA₃層にわずかながら含まれているOSTが、含有層の海成層であることを確実に示すものであれば、D₂井のA₂層は細砂の堆積の場であった海底が潟に変った時に形成されたことになる。このように、D₂井のA₂層の地史的意義については今後の研究にまつところが多いが、明瞭な砂丘砂である本井のA₁層の下に、このような潟の堆積物が伏在していることが明らかにされた意義は大きい。(この項阿久津による)

(3) 花粉

D₁ 井および D₂ 井について花粉分析を行なったが、試料の大部分は細砂と粘土で一部は炭質泥であった。これらの分析に当ってはまず酢化水素を用い、次いで苛性加里によって処理を行った。

一般的な花粉・胞子の含有傾向を岩質的にみれば、粗粒砂中にはほとんど含まれておらず、細砂岩は若干含んでおり、粘土および炭質泥岩中からは良好な標本がえられた。

層序別の含有傾向としては A, B, C 3 層には少なく D, E 層に多い、とくに D₁ 井の E₁~E₂ の層準とにかく多く含まれていた。

花粉・胞子化石の含まれているもののうちおもなものは Fagaceae (ブナ科), Betulaceae (カバノキ科) のものと Pinaceae (マツ科) のものである。

相対的にみれば、ブナ科の植物と考えられる Tricolpopollenites (3 溝型) や Tricolporopollenites (3 孔溝型) よりも、カバノキ科の Triporopollenites (3 孔型) のものの方が多い。またどの試料にも羊歯類のウラボシ科 (Polypodiaceae) の胞子が見出される。

B 層においては *Betula* (カバノキ), *Alnus* (ハンノキ) の花粉と、若干の *Pinus* (マツ), *Tsuga* (ツガ) 等の花粉が見出される。

C 層においては全般的に少ししか含まれていないが、その中では潤葉樹花粉と考えられる Tricolpollenites 型のものが顕著である。

D 層に至ると花粉・胞子化石の含有量は急激に増え、種類も多くなり、*Ilex* (モチノキ), *Alnus* (ハンノキ), *Quercus* (コナラ), *Tilia* (シナノキ) の花粉がその中でも目立つものである。

E 層は花粉学的にみて最も特徴があり、とくに D₁ 井の 114 m (E₂ の基底) では *Pinus* および *Abies* (モミ) 花粉は全花粉数の 63% を占めている。従来の解釈を基にすれば、この時期にやや寒冷気候の存在していたことは推測できる。

この傾向は D₂ 井のほぼ同層準と考えられている付近にも反映している。しかし他の化石から考えられる冷期とは若干ずれ、花粉学的にみれば、不整合によって示される寒冷期より一時代前の冷期ではないかと考えられ興味がある。かつて坂口豊によって行われた白根観測井コアの花粉分析、および徳永によって行われた白根・板井試錐 (農林省施行) のコアの花粉分析にも見出されていなかったのも、新しい事実として記載しておく。(この項徳永による)

引用文献

- 1) 福田 理 (1964): 日本の平野 (その 3) —— 関東平野 (2), 地質ニュース, 123 号, p. 40~48
- 2) 伊田一善 (1955): 新潟ガス田の地質, 地質調査所月報, 6 巻, 6 号, p. 327~342
- 3) 井関弘太郎 (1956): 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について, 名大文学部研究論集, 14 集, p. 85~102
- 4) 科学技術庁資源調査会 (1960): 新潟地盤沈下について, 科学技術庁資源調査会報告, 第 18 号, 28 p.
- 5) 兼子 勝他 18 名 (1951): 新潟市西蒲原及中蒲原平野天然ガス調査報告, 新潟県経済部資源課
- 6) 牧山鶴彦 (1963): 新潟ガス田の層序および地質構造について, 石油学会誌, 6 巻, 9 号, p. 684~687
- 7) 坂口 豊 (1964): 新潟平野の古地理の変遷によせて, 第四紀研究, 3 巻, 5 号, p. 284~289
- 8) SHEPARD, F. P. (1961): Sea level rise during the past 20,000 years, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 3, p. 30~35
- 9) 須貝貫二他 2 名 (1964): 新潟地震を予察して, 地質ニュース, 120 号, p. 1~19

Geological Study of Two Test-wells in the Niigata Area

By

Osamu FUKUTA, Jun AKUTSU & Shigemoto TOKUNAGA

Abstract

After the great earthquake in the Niigata area, two test-wells were drilled by the Geological Survey of Japan. O. FUKUTA was engaged in the study of general stratigraphy, lithology and foraminifera of the core specimens of these wells. J. AKUTSU and S. TOKUNAGA were engaged in the study of diatom and pollen of the cores respectively. The base of the Alluvium lies at 92 m under the sea level in GS-D₁ Well and 143 m in GS-D₂ Well. The main parts of the Alluvium of the Niigata area are shallow marine sediments.

622.24:550.346 "1964.06.16" (521.41)

II.3 通産省アイソトープ地盤沈下観測井に認められた新潟地震の影響

佐野 凌一* 金谷 弘*

要 旨

新潟市の地盤沈下を研究するため、ラジオアイソトープを地層の深さを示す目じるしとして利用し、地層収縮量の深度分布を測定する観測井が、山ノ下（臨港）地区および内野地区に設けられている。これらのうち、内野地区観測井には異常は認められなかったが、山ノ下（臨港）地区観測井のケーシングが深度 15m 以浅の部分で著しい傾斜を示した。ケーシングの拔上りおよび傾斜の測定、さらに地層収縮量の分布の測定などが行なわれた結果、深度 20m 以浅の地層の収縮が 38.5 cm であると推定された。孔井のまわりの浅い地層の部分がブロック状をなして変動した結果、ケーシングが変形したものと考えられる。

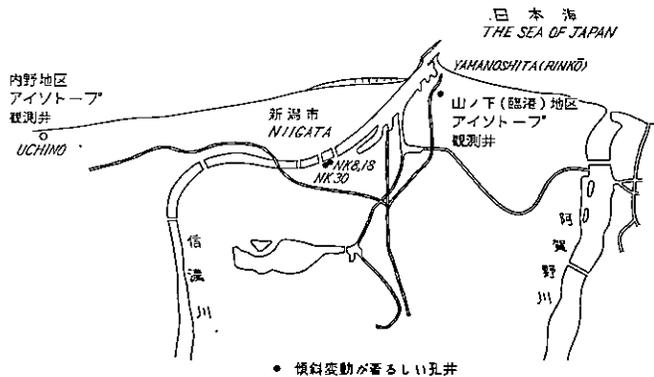
1. 緒 言

新潟市の地盤沈下を研究するため、山ノ下（臨港）地区および内野地区に通産省によってアイソトープ観測井が設置され、昭和 36 年以来地質調査所によって観測が行なわれている（第 1 図）。

この型の観測井は、地層収縮量の深度分布を 1 つの観測井で測定するために、放射性同位元素 (⁶⁰Co) を放射線源として地層中に固定し、その位置、すなわち深度をある期間をおいて測定し、変位を求めるようにしたものである。地層中にガンパーフォレタによって打込んだ弾丸型線源の相対深度を、なるべく精密に、特にケーブルの伸びに無関係に測定するために、ケーシングに 20m ごとに取付けた鉛型線源を弾丸型線源に対する深度基準として用い、鉛型線源の相対的の深度は、2 段検出器系により 20m ずつ離れたものを 1 組として測定するようにしてある¹⁾。

新潟地震後、山ノ下地区の浸水が排除された直後、当所の金谷弘・氏家明が両観測井の被災状況を調査した。山ノ下（臨港）地区観測井については、ケーシングの上部が拔上って傾斜しているほか、付近の地盤が不同沈下していることが判明した。内野地区観測井については、地上部分の被害は皆無であった。

* 物理探査部



第1図 アイソトープ地盤沈下観測井位置図
Locality of landsubside observation well utilizing radioisotope

山ノ下(臨港)地区観測井の昭和39年度の測定は、地震直前の5月に実施した。11月には、鉱山局によって地盤沈下観測井改修工事の一環として、破孔調査・傾斜測定・浚渫工事が行なわれ、孔内の破損など著しい変化のないことがわかったが、ケーシング上部の傾斜は改修不能であると認められた。したがって、昭和40年3月に、地上施設の一部の仮修理を行ない、科学技術庁の特別研究促進調整費によって、佐野俊一・鎌田清吉・高木慎一郎が従来実施しているよりは簡単な方法で、地震後の測定を行なった。

2. 内野地区観測井の状況

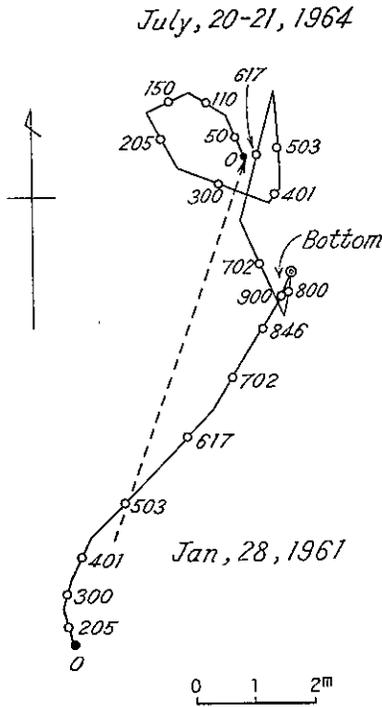
内野地区観測井では地上施設の被害がなく、7月に北陸さく泉K.K.に依頼して実施した傾斜測定・埋没測定によって、孔内にも著しい変化のないことがわかったので、8月に金谷弘・小尾中丸・竹内三郎が昭

第1表 内野観測井における傾斜測定

39年7月20, 21日測定 (5 ¹ / ₂ cp 内)			36年3月(裸孔)		
深 度	傾斜角度	傾斜方向	深 度	傾斜角度	傾斜方向
m	° / '	°	m	° / '	°
50.0	0 45	N-20-W	110.0	0 00	
110.0	0 55	N-56-W			
150.0	1 00	S-66-W			
205.0	0 45	S-28-E	205.0	0 25	N-14-W
300.0	1 00	S-71-E	300.0	0 15	N-16-E
401.0	0 10	N-18-E	401.3	0 25	N-29~20-E
503.0	0 50	N	503.1	0 50	N-46-E
617.0	1 15	S-14-W	617.1	0 55	N-50-E
				0 45	N-40-E
				0 35	N-35-E
702.0	1 05	S-15-E	702.0	0 35	N-32-E
800.0	0 25	N-18-E			
			845.9	0 30	N-30-E
890.0	1 10	S-24-W	899.7	0 25	N-30-E
			950.0	0 30	N-30-E

測定者：北陸さく泉株式会社

測定器：村田式傾斜測定器



第2図 内野地区観測井の傾斜測定値から求めた孔芯の平面位置とその変化
Horizontal position of center of Uchino observation well calculated from the inclination

下が認められるが、これは特に第四紀層のような軟らかい地層の収縮によるものとは限らないと思われる。なお、アイソトープ観測井は海岸の砂丘の上に設けられている。

3. 山ノ下（臨港）地区観測井の状況

3.1 変動状況の測定

山ノ下（臨港）地区観測井のケーシングは著しく傾斜し、地表に出ている部分では $S20^{\circ}W$ の方向に $9^{\circ}30'$ 傾いている。信濃川右岸で万代橋上流にある天然ガス採取井および圧入井においても、3孔について第2表に示すように、このような著しい傾斜が認められた。山ノ下地区から万代橋付近にかけて他に幾つかの水位観測井や採取井が分布しているけれども、4孔にだけ傾斜が認められたにすぎないので、一般的な現象とはいえない。

第2表 ガス孔井の傾斜変動

孔井番号	孔井種類別	傾斜被害状況
NK-30	G-10 採集井	孔井心が川に向かって約 10° 傾斜。深度測定の結果 318m に支障あり。
NK-18	G-4' 採集井	孔井心が川に向かって約 17° 傾斜。孔井管が地下 10m 辺よりくの字型に傾斜した。
NK- 8	G-4 圧入井	孔井心が川に向かって約 10° 傾斜。

(新潟県天然ガス鉱業会の資料による)

和 39 年度の測定を実施した。

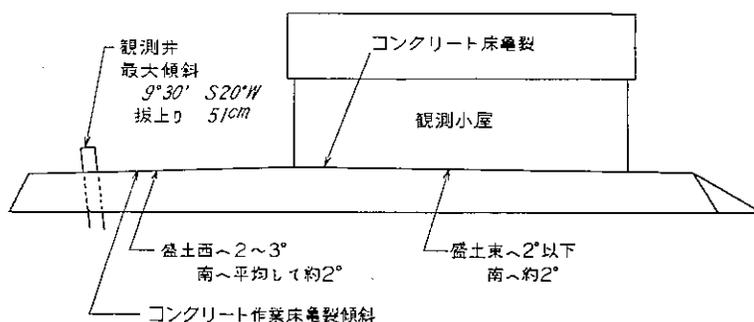
傾斜測定の結果は第1表に示すとおりで、掘さく当時に比較して最高 1° 程度の傾斜角増加がみられるが、掘さく後3年半を経過しているため、特に今回の地震による傾斜角変化とは断定できない。

傾斜方向の測定は磁針を利用しているが、今回は鉄管内で測定しているため、傾斜方向は信用できない。しかし、仮に測定された方向が正しいものとして孔心の位置を画いてみると第2図のようになる。観測井の深度は 950m であるが、約 60m 埋没しているため、深度 890m のところを不動として、掘さく当時の孔口の位置と地震後の孔口の位置とを比較してみると、孔口の中心は $N21^{\circ}E$ の方向に約 9.0m 移動したことになる。この移動方向は、地震前に国土地理院により三角点の改測の結果見出されたこの付近の水平移動方向に近いが、移動量ははなはだしく大きい。

前述のように約 60m の埋没が測定されているが、掘さく直後にある程度急激な埋没があることが考えられるため、やはり今回の地震によるものとは断定できない。

また、地層収縮量の測定結果についても、地震後の測定によって求められた昭和 38 年 9 月から昭和 39 年 8 月までの変動に特に地震の影響と思われるような変化、たとえば浅層地盤の著しい収縮は見当らない。

国土地理院による水準測量の結果²⁾によると、地震前の 6 月 1 日から地震後の 8~9 月までの間に、内野地域で数 cm の沈



第3図 山ノ下(臨港)地区観測井の地上核岩状況
Side view around the Yamanoshita (Rinkō) observation well

観測井の周囲は、昭和35年3月建設の際盛土して地並より約1m高くしてあったので、観測小屋は浸水を免れた。盛土の部分の不同沈下は、第3図に示すように、著しいものではなかった。この付近におけるその他の表面の変動は浸水のため観測できなかった。

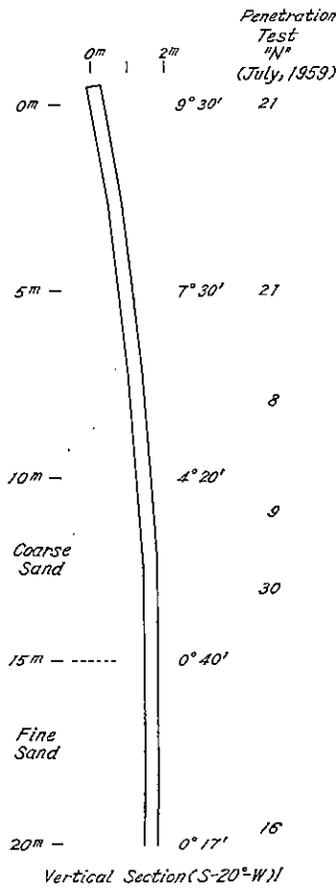
ケーシングの抜上りは、地震前の5月の測定の際に、地上に出ている部分のペンキを塗り直したので、明瞭に認められ、51cmであった。コンダクタは盛土の地表の部分に上端があったものが、27cm抜上った。観測井の横に設置してある水準点とケーシングの上端との高低差は、地震前の6月1日に70.3cmであったものが、地震後の8月10日には99.6cmとなった。

傾斜測定の結果は、第3表に示すように、著しい部分は地表から15mあるいは20mまでである。測定器を孔内に挿入するときのケーブルの傾斜の状況などから考えて、15mあるいは20mぐらいまでの著しい

第3表 山ノ下(臨港)地区観測井における傾斜測定

昭和39年10月測定 (cp 内)			昭和34年12月・35年1月測定(裸孔)			
深 度	傾斜角度		深 度	傾斜角度		傾斜方向
m	°	'	m	°	'	°
5	7	30				
10	4	20				
15	0	40				
20	0	17				
50	0	08				
100	0	12	100	0	00	°
200	0	04	200	0	02	S-55-E
250	0	02				
300	0	05	300	0	05	S-10-W
350	0	12				
400	0	31	400	0	08	S-10-E
450	0	31				
500	0	01	500	0	08	S-45-W
550	0	40				
600	1	00	600	0	12	S-40-W
645	1	48	640	0	10	S-30-W

昭和34年12月・35年1月、日本さく泉探鉱株式会社測定、
イーストマン式
昭和39年10月ドリリング鉱業株式会社、村田式(鉱山局改
修工事として測定)



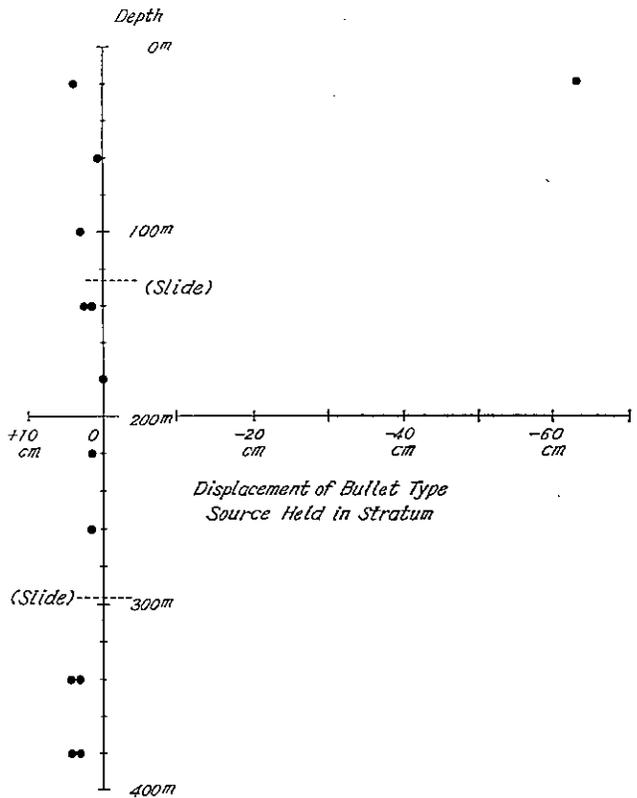
第4図 ケーシングの傾斜変形
Deformation of casing pipe

分のじりがあるが、検出器挿入前と挿入後の深度零点が合わない。これを補正するために、幾分乱暴な仮定であるが、じりは時間に比例するとした。また、単一検出器と二段式検出器系とはケーブルに対する荷重が異なり、ケーブルの伸びが違ふ。ケーブルが孔口で固定されているという条件が当てはまるとすれば、伸びは深度に比例するので、放射線源の深度変化とその深度との関係から、深度に比例するケーブルの伸びを1m に対し 1.5 mm として深度変化から引去った。ところが、地表から 20m までは孔井が著しく傾斜しているために、地震前は鉛直であ

傾斜の方向は一定であろう。したがって、孔口は深度 20m の部分に対して S20°W の方向へ約 1.5m 動いたことになる。これを鉛直断面図で示すと第4図のようになる。なお、地震前にこのすぐ近くで行なわれた貫入試験の結果も記入してある。孔底付近においても 1° 近くの傾斜変化が見られるが、掘さく後4年半を経過しているので、内野地区観測井と同様に地震の影響によるかどうかかわからない。

さて、地下における地層の上下変位の状況であるが、二段式検出器系を使えば、地層の位置を示す弾丸型放射線源の深度の変化が数 mm から 1cm の誤差で測定できる。しかし、孔口付近の著しい傾斜のために二段式検出器系の挿入が困難であり、また抜上り量によって示される 51cm に及ぶ抜上り量、深度に対してどのように配分されているかを調べるためには、必ずしも 1cm 以下の誤差で測定する必要はないと考えた。したがって、単一の検出器によって、放射線源の深度計の目盛と対照して求め、前回5月の測定と比較することによって、放射線源の変動を推定することにした。

このとき深度計用の滑車とそれを回転させるケーブルとの間に幾



第5図 地層中に打込んだ弾丸型放射線源の変位
Displacement of bullet type radioactive sources shot into strata

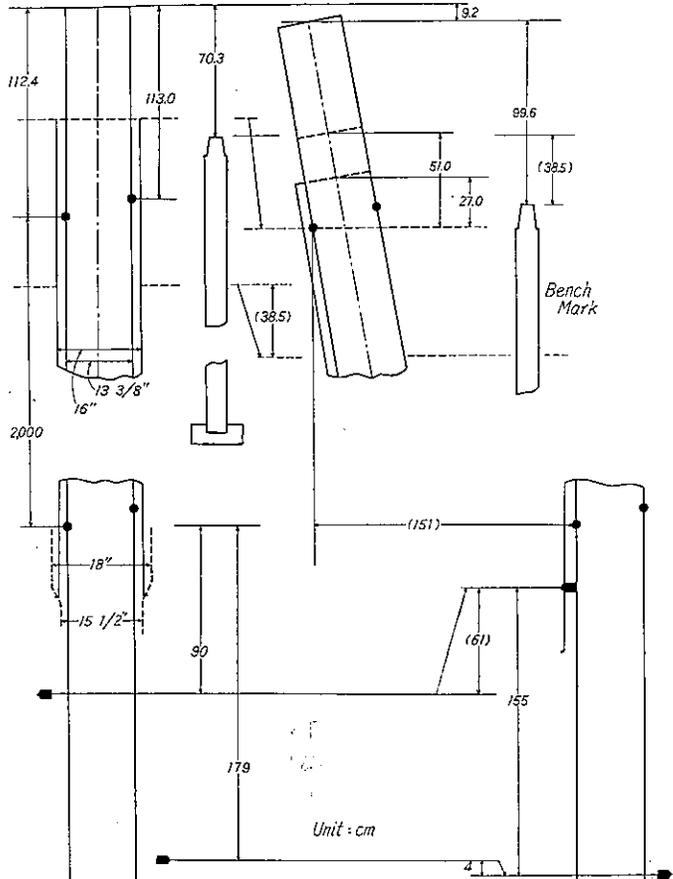
ったケーブルが地震後は傾斜した状態で降下されるため、地表から 20m までの間の長さが地震前の状態より 3cm 長くなっていることに注意しなければならない。

これらの補正を行なって、実際の弾丸型線源の地震前の 5 月下旬から地震後の昭和 40 年 3 月上旬までの変位を推定した結果を第 5 図を示す。上述のようにいろいろな誤差の原因があるため、この結果は 10 cm 程度の誤差があると考えなければならない。したがって、明らかに変位が認められる放射線源は、深度 20m において打込まれたもの 1 のつだけである。この線源は 63 cm に及ぶ上昇を示し、特殊な原因によって地震動中に動いたものと考えられる。

なお、孔井の中心が深度 20m から地表まで約 1.5m も水平移動をしているが、孔口と観測小屋の間には相対的な移動の認められないことが注目される。

3.2 測定結果のまとめ

地表に出ている $13\frac{3}{8}$ のケーシングは深度 128m まで直径 $15\frac{1}{2}$ のビットで掘さくした部分に挿入され、下端部は約 20m にわたってセメントで地層に固定されている。 $16''$ のコンダクタは長さ約 20m で直径 $18''$ のビットで掘さくした部分に投込まれている。そこで、ケーシングの上下変動が全くなかったものとして、浅層の部分について測定結果をまとめてみると、第 6 図のようになる。第 4 図の結果から深度 20m 以下の地層については著しい変動はないと考えたのである。第 6 図の右側は地震前の状態で、左側は地震後の状態



第 6 図 測定結果のまとめ (単位: cm)

Summary of measurements of displacement and deformation (unit: cm)

である。また括弧の中の値は測定値から適当な仮定によって計算した値である。

ケーシングの傾斜変形が単なるたわみで、その中心線の長さが変わらないとすると、その上端の高さは 9.2 cm 下がったことになり、水準標柱のおかれている地盤は 38.5 cm 沈下したことになる。ケーシングの抜上り 51 cm との差 12.5 cm は盛土および地表最上部の収縮を示すと考えられる。コンダクタの抜上り 27 cm は逆にそれを保持している周囲の地層の影響で相対的に地下に引入られたことを示している。

深度 20 m で地層中に打込んだ弾丸型線源のうち、下部の線源はほとんど動かず、上部の線源だけが上昇した。この線源による放射線強度は急激に増加し、ケーシングに非常に接近したことを示しており、コンダクタがむしろ地層中に引入られたことを考えると、コンダクタとケーシングの間に線源が入ったであろうと想像される。

このように、深度 20 m の上部の弾丸型線源の特殊な移動は、コンダクタやその周囲の掘さくで破壊された地層の部分の地震時における複雑な運動の結果であろう。したがって、深度 20 m 付近ではすでに大きな地盤変動はなく、地表地盤の沈下 38.5 cm に対応する収縮は、地表下数 m から 20 m の間で起ったと考えられる。N 値の分布をみると、7~12 m 間で 10 以下であるから、この付近で急激な収縮が起った可能性があると思われる。

国土地理院²⁾によって実施された水準測量の成果によると、地震前の 6 月から地震後の 8~9 月の間で、信濃川の兩岸では一般に大きな沈下が認められているが、臨港地域では最大 40 cm 程度の沈下で、ところによっては地盤が上昇していて、一様な変動は認められない。したがって、地盤がかなりせまい区域のブロックにわかれて変動したと考えられる。

アイソトープ観測井の水準点も昭和 39 年 12 月に国土地理院によって改測が行なわれ、その時の標高は 0.222 m であった。この水準点の前回の測量成果は昭和 38 年 3 月 31 日に対して 0.771 m である。そして、昭和 39 年 6 月まで運輸省山ノ下地区観測井の傍の水準点 No. 66 と同じ割合で沈下したとすれば、地震直前の 6 月 1 日の標高は 0.682 m となる。したがって、地震による水準点の沈下は 46 cm であると推定される。この値は水準点に対するケーシングの抜上りの 5 月と 8 月との測定から求めた値より大きい。しかし、この地域で地震後 1 cm/month 程度の沈下があったことに加えて、地下深部の変動による沈下があると考えれば、妥当な値であると思われる。

4. ケーシングの変形に関する考察

ケーシングが水平な荷重の方でたわみを起したと考えてみよう。深度を z であらわし、深度 l で実際的に固定されているとする。上端 ($z=0$) に作用した水平な集中荷重 W によって水平方向に生じた変位を y とすれば

$$-y = W(x^3 - 3l^2z + 2l^3)/(6EI)$$

で、 E は弾性常数、 I は断面二次モーメントである。また、地表から固定された深度 l にわたって等分荷重 w を受けていて、 $wl = W$ とすれば、

$$-y = W(x^4/l - 4l^2z + 3l^3)/(24EI)$$

である。

さて、管頭における水平変位が 1.50 m、すなわち $z=0$ において $-y=1.50$ m であるから、上式から $l=15\sim 20$ m に対する W を求め、この W を使って変形 y を計算して実際の変形と合うかどうかを調べてみよう。ケーシングの外側はコンダクタでかこまれているが、管頭の水平変位を与えてしまえば、コンダクタについては I がより大きくなるため W が大きくなるだけで、変形 y は変わらない。したがって、コンダクタの場合について計算してみればよい。

コンダクタの外径を 41 cm、内径を 40 cm とすると、 $I=1.3 \times 10^4$ cm⁴ である。 $E=2 \times 10^9$ gr/cm とし、 l を変えて計算した結果、集中荷重の場合も分布荷重の場合も $l=15$ m とすると、計算された弾性曲線が傾斜測定から求めた変形と一致する。このとき、集中荷重の場合 $W=3.0$ t、分布荷重の場合 $W=9.3$ t で

ある。

次に、ケーシングあるいはコンダクタの変形が鉛直荷重による挫屈であって、長柱として取扱えるとする。前と同様な記号を用いて、

$$y = y_{z=0} [1 - \sin(\pi x) / (2l)]$$

で、上端にかかる荷重 W は

$$W = \pi^2 EI / (4l^2)$$

である。この場合も、 $l = 15 \text{ m}$ とすると弾性曲線と実際の変形とはよく一致し、 $W = 19.2 \text{ t}$ となる。

このような簡単な計算がどの程度実際に適用できるかについては、いろいろ疑問の点もある。しかし、いずれにしても、ケーシングまたはコンダクタの変形は、孔井をとりまく浅い地層の部分によって水平または鉛直方向の力を加えられ、深度約 15 m 以下の地層によって固定されているために生じたもので、浅い地層の部分は、特に軟弱な部分の変形によって、ブロック状をなして変動したと考えられる。

文 献

- 1) 佐野凌一・金谷 弘 (1964): 新潟市における地層収縮量の深度分布の測定, 地調月報, vol. 15, no. 4, p. 205~218
- 2) 国土地理院 (1965-3): 昭和 39 年 6 月 16 日新潟地震地盤変動調査報告

Influence of the Niigata Earthquake upon the Radioisotope Observation Wells Constructed for the Study of the Landsubsideance

By

Shun-ichi SANO & Hiroshi KANAYA

Abstract

In order to study the partial shrinkage being the main origin of the landsubsideance, two observation wells utilizing radioisotope as the depth mark of stratum were constructed and the observation has been made since 1961. At the Uchino observation well which is located to the west of Niigata city, no remarkable influence of the Niigata Earthquake on 14th of June, 1964 was observed. At the Yamanoshita (Rinkō) observation well which is located in the harbour area, the inclination at the upper part of the casing pipe, up to $9^{\circ}30'$ in angle, was noticed.

Measurements of the lifting-up height and the inclination of the casing pipe, as well as, of the distribution of partial shrinkage of strata were made and as the result, the shrinkage of the surface layer less than 20 m thick is estimated at 38.5 cm. The casing is supposed to be deformed due to the block movement of the shallow layer surrounding the well.

II.4 新潟地震地域の重力および水準測量

瀬谷 清* 小川 健三* 橋本 尚幸**

1. 序

昭和39年6月16日、新潟県岩船郡粟島南方海域を震央として発生した新潟地震に関する総合調査研究の一環として、同年6月下旬と翌40年3月の2回にわたって、新発田市およびその周辺区域において重力および水準測量を行なった。

新潟地震発生時には同地域において、帝国石油株式会社（以下帝石と略称する）による重力探査が新潟県の受託業務として実施されつつあり、したがって、同社および新潟県庁の協力、諒解を得てその成果を利用することができた。

大地震の前後に震央付近ではかなりの地盤変動が見られるが、重力値が変化するかどうか、かりに変化するとしてどの程度の変化を示すか、また一旦変化した重力値が経年的にどのように変化するかなどについては、従来2、3の調査例¹⁾²⁾があるのみで、現在のところほとんどわかっていないといっても過言ではない状態である。しかし、余震と重力との関係については、余震発生前後の短時間の間に、重力値がわずかではあるが変動するらしいことが報告³⁾されている。

今回の調査に際して、まず第1次調査では

- (1) 地震発生直前までに得られた重力探査測定値の一部を利用して、地震前後の重力値の変化の有無を検出すること
- (2) 重力測定点の標高変化を検出すること
- (3) 余震時の重力値の変動を観測すること

を一応の目標として計画をたてた。もっとも第3項に関しては、今回の地震の特徴としてきわめて余震（有感）の回数が少なかったこともあり、後述するように、2日間観測を行なっただけで観測を中止した。第2次調査では、第1次調査での測定点における再測のほか、重力班は前回に測定し得なかった測点で測定を行なった。

調査には筆者らのほかに重力測定に鎌田清吉（第1次）と須田芳朗（第2次）とが、水準測量には宮沢芳紀（第1次）、大竹重吉（第2次）および磯山功（第2次）が参加した。

2. 重力の変化について

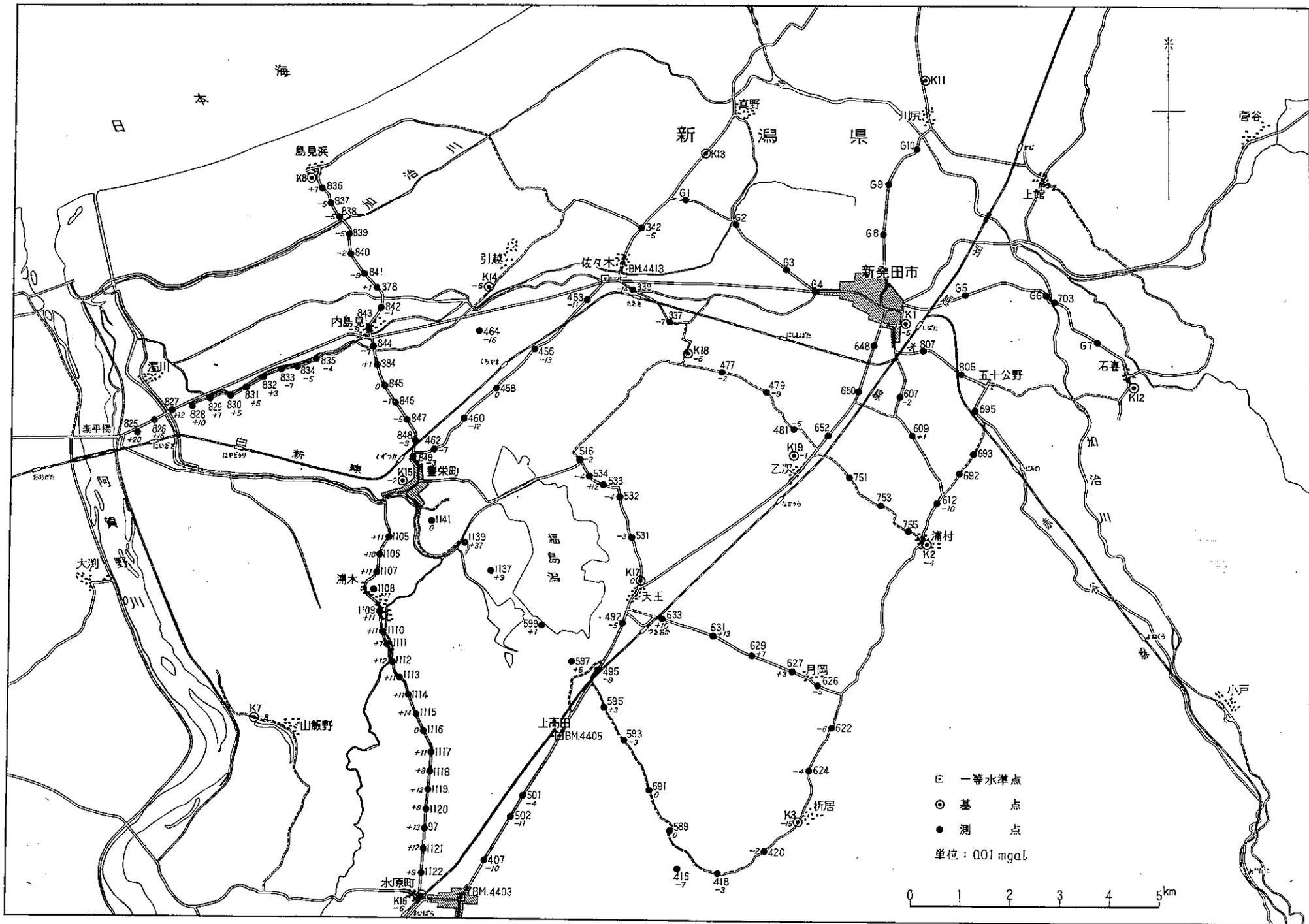
2.1 測 定

第1次調査は地震発生後8日目の6月24日から同月30日までの1週間、第1図に示されているように、阿賀野川と加治川とに挟まれた平野部の主要路線について行なわれた。この区域内では帝石重力班による重力探査が同年5月中旬から行なわれており、地震発生時にはほぼこの区域全域の測定がなされていた。したがって、この地域は震央からおよそ50km離れており、重力の有意な変化を必ずしも期待できないが、調査はこの既知重力点の一部を利用して計画された。

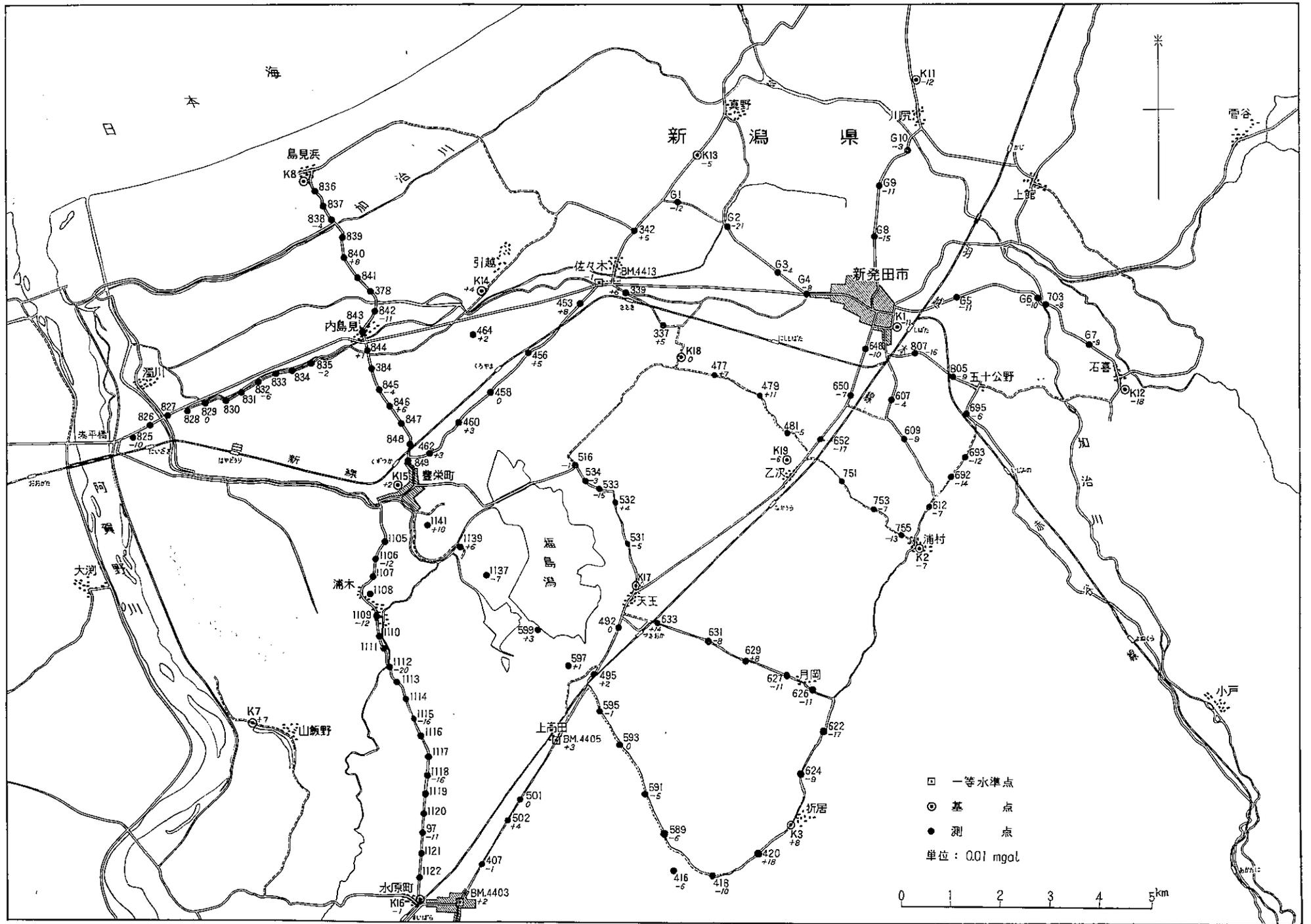
第2次調査は40年3月3日から同月18日までの16日間行なわれ、前回測定された測点の再測と、地震後帝石重力班によって地震後の重力変化をみるために再測された測点群に対する再測とを行なった。

* 物理探査部

** 技術部



第1図 重力変化量分布図(II-1)



第2図 重力変化量分布図(III-II)

使用重力計は2回とも Worden 重力計 (Master 型) W699 である。

なお余震時の重力の変動を観測するため、6月25、26の両日、宿舎において15分ごとに観測を行なった。このときの使用重力計は帝石所有の Worden 重力計 (Prospector 型) であり、現地重力班の好意により借用することを得た。

測定に当っては基点測定は2往復以上、一般測点では原則として1往復の測定によって値を求めることとした。実際の測定では基点値は最低4回、最高11回の測定によってその値が決定された。対照値の帝石測定値は基点値は最低3回、最高9回の測定により求められており、一般測点値のほとんどは1回の測定によって決定されている。

地震後の測定に際しては、便宜上基点 K17^{注1)}を基準とし、これを仮不動点とした。

測定における閉塞時間は2時間以内にとられた。1回の測定で生ずる Drift (閉塞差) の最大は 0.2 mgal であったが、大部分の場合のそれは 0.1 mgal 以下であった。

第1次調査での測点数の総計は83点(うち基点が13点、一等水準点が3点)であり、第2次調査では総計99点の測点で測定した。第2次調査の一般測点の追加分16点は、帝石重力班が地震後に再測した⁹⁾46点の測点のうちから選んだものである。

2.2 測定結果について

前後2回にわたる測定結果は、地震前値とともに一括して第1表に示されている。表中の No. 1 から No. 10 までの測点は、地震後に地質調査所の重力班によって設定された測点であり、また No. 825 から No. 846 まで、および No. 1,106 から No. 1,118 までの地震直後の値は帝石重力班の再測により得られたものであり⁹⁾、これらは新発田基点 K1 を仮不動点として求められたものである。

なお、表には各回の測定によって得られた値とその前回の測定値との差、すなわち、変化量が符号とともに示されている。

第1図および第2図は、第1表で示されている各測点での重力の変化量の分布を図示したものである。これを見ると、各回の測定値とその前回の測定値との差は、2を除いてすべて ± 0.2 mgal 以内であり、第2図の場合、すなわち、40年3月値と39年6月下旬値との差は、多くの点で ± 0.1 mgal 以内である。

第1図において、No. 1,139 で変化量が 0.37 mgal に達しているが、これは測定位置の不同あるいは測定時に生じた誤差に基づくものと思われる。第1次調査においては、測点位置の不明確な箇所は割合少なかったようであるが、地震前の測定値がただ1回の測定によって決定されていることに起因する誤差がかなりあるように思われた。したがって、帝石測定分の No. 1,105~No. 1,122 ですべて正の変化を示していることは興味をひくが、その変化量が 0.1 mgal 前後であり、生じ得る誤差と同程度であることを考えると、この変化が有意であるとは必ずしもいえない。地震前後の重力値の変化の有無に関する第1次調査の結果は、むしろ否定的であるように思われる。

第2図の結果は量的な問題を別にすれば、かなり負の変化が多いようであり、特に新発田市街周辺で比較的大きな変化を示しているようにみえる。しかし、その変化量もたかだか 0.2 mgal 以内であり、にわかには有意の変化とはいいがたい。特に調査が吹雪や霰に際会することの多かった3月期の測定の際には、一般に測定値のばらつきが大きく、かなりの誤差が生じているものと思われる。したがって、この程度の変化量では有意の変化と断定することはできない。

また40年3月値と地震前の測定値との差も検討されたが、やはり有意と認められるような変化を見出すことはできなかった。

以上の考察の際には、重力計の常数に起因する変化についても検討されたが、このような変化が生じていると思われる傾向を見出すことはできなかった。

以上を総合するとき、地震による重力値の変化現象の有無をいうためには、かなり高精度の測定が地震の

注1) 帝石基点。K記号は基点であることを表わしており、K17は基点番号17の点であることを示している。以下測点番号はすべて帝石のそれにしよう。

第1表 重力測定成果表 (単位: mgal) (*印は昭和38年観測)

基点	I	II	III	II-I	III-II						
	39年6月 上旬 帝国石油 測定値	39年6月 下旬 地質 調査所 測定値	40年3月 地質 調査所 測定値								
K1	50.28	50.23	50.12	-0.05	-0.11	516	22.34	22.32	22.31	-0.02	-0.01
K2	53.98	53.94	53.81	-0.04	-0.07	531	24.59	24.56	24.51	-0.03	-0.05
K3	51.12	50.97	51.05	-0.15	+0.08	532	23.57	23.53	23.57	-0.04	+0.04
K7	14.65	14.57	14.64	-0.08	+0.07	533	22.97	23.09	22.94	+0.12	-0.15
K11		44.42	44.30		-0.12	534	22.44	22.40	22.37	-0.04	-0.03
K12		43.78	34.60		-0.18	589	32.76	32.76	32.70	0	-0.06
K13		29.19	29.14		-0.05	591	29.86	29.86	29.81	0	-0.05
K14	22.97	22.91	22.95	-0.06	+0.04	593	27.15	27.12	27.12	-0.03	0
K15	19.22	19.20	19.22	-0.02	+0.02	595	24.27	24.30	24.29	+0.03	-0.01
K16	14.44	14.38	14.37	-0.06	-0.01	597	21.50	21.56	21.57	+0.06	+0.01
K17	25.35	25.35	25.35	0	0	599	20.89	20.90	20.93	+0.01	+0.03
K18	26.43	26.37	26.37	-0.06	0	607	52.39	52.37	52.33	-0.02	-0.04
K19	35.98	35.97	35.89	-0.01	-0.06	609	54.71	54.72	54.63	+0.01	-0.09
BM 4403		15.00	15.02		+0.02	612	54.51	54.41	54.34	-0.10	-0.07
BM 4405		20.79	20.82		+0.03	622	54.30	54.24	54.07	-0.06	-0.17
BM 4413		25.55	25.54		-0.01	624	52.10	52.06	51.97	-0.04	-0.09
						626	52.33	52.28	52.17	-0.05	-0.11
						627	47.29	47.32	47.21	+0.03	-0.11
						629	38.38	38.45	38.53	+0.07	+0.08
						631	32.20	32.33	32.25	+0.13	-0.08
						633	28.50	28.60	28.74	+0.10	+0.14
						648		46.86	46.76		-0.10
						650		45.38	45.31		-0.07
						652		41.78	41.61		-0.17
						692		55.12	54.98		-0.14
						693		54.99	54.87		-0.12
						695		57.11	57.05		-0.06
337	26.52	26.45	26.50	-0.07	+0.05	703		59.30	59.22		-0.08
339	26.28	26.14	26.20	-0.14	+0.06	751		45.45			
342	26.96	26.91	26.96	-0.05	+0.05	753		51.25	51.18		-0.07
416	34.45	34.38	34.32	-0.07	-0.06	755		53.03	52.90		-0.13
418	41.44	41.41	41.31	-0.03	-0.10	805		57.18	57.09		-0.09
420	48.49	48.47	48.65	-0.02	+0.18	807		53.70	53.54		-0.16
407	16.68	16.58	16.57	-0.10	-0.01	1137	*19.82	19.91	19.84	+0.09	-0.07
453	24.80	24.69	24.77	-0.11	+0.08	1139	*19.25	19.62	19.68	+0.37	+0.06
456	22.99	22.86	22.91	-0.13	+0.05	1141	*19.38	19.38	19.48	0	+0.10
458	22.07	22.07	22.07	0	0						
460	21.22	21.10	22.13	-0.12	+0.03	1		28.16	28.04		-0.12
462	20.06	19.99	20.02	-0.07	+0.03	2		30.07	29.86		-0.21
464	22.36	22.20	22.22	-0.16	+0.02	3		34.18	34.14		-0.04
477	28.45	28.43	28.50	-0.02	+0.07	4		36.96	36.88		-0.08
479	32.26	32.17	32.28	-0.09	+0.11	5		58.39	58.28		-0.11
481	36.60	36.54	36.49	-0.06	-0.05	6		61.45	61.35		-0.10
492	25.10	25.05	25.05	-0.05	0	7		51.38	51.29		-0.09
501	18.63	18.59	18.59	-0.04	0	8		43.46	43.31		-0.15
502	18.12	18.01	18.05	-0.11	+0.04	9		43.72	43.61		-0.11
						10		45.39	45.36		-0.03

(第1表つづき)

測点	I	II	III	II-I	III-II	測点	I	II	III	II-I	III-II
	昭和38年 5月~7月 帝国石油 測定値	昭和39年 6月下旬 帝国石油 測定値	昭和40年 3月 地質 調査所 測定値				昭和38年 5月~7月 帝国石油 測定値	昭和39年 6月下旬 帝国石油 測定値	昭和40年 3月 地質 調査所 測定値		
825	16.21	16.41	16.31	+0.20	-0.10	846	20.11	20.10	20.16	-0.01	+0.06
826	16.37	16.53		+0.16		847	20.10	20.05		-0.05	
827	16.72	16.84		+0.12		848	19.90	19.87		-0.03	
828	17.45	17.55		+0.10		849	19.56	19.53		-0.03	
829	17.43	17.50	17.50	+0.07	0	1105	18.22	18.33		+0.11	
830	17.65	17.70		+0.05		1106	17.69	17.79	17.67	+0.10	-0.12
831	17.94	17.99		+0.05		1107	17.38	17.49		+0.11	
832	18.31	18.34	18.28	+0.03	-0.06	1108	17.30	17.41		+0.11	
833	18.67	18.60		-0.07		1109	17.08	17.19	17.07	+0.11	-0.12
834	18.89	18.184		-0.05		1110	16.91	17.02		+0.11	
835	19.43	19.39	19.37	-0.04	-0.02	1111	16.87	16.94		+0.07	
836	18.85	18.92		+0.07		1112	16.62	16.74	16.54	+0.12	-0.20
837	90.21	20.16		-0.05		1113	16.71	16.82		+0.11	
838	20.13	20.08	20.04	-0.05	-0.04	1114	16.57	16.68		+0.11	
839	20.64	20.59		-0.05		1115	16.55	16.69	16.53	+0.14	-0.16
840	20.59	20.57	20.65	-0.02	+0.08	1116	16.60	16.60		0	
841	20.59	20.50		-0.09		1117	16.41	16.52		+0.11	
378	20.10	20.11		+0.01		1118	16.35	16.43	16.27	+0.08	-0.16
842	20.47	20.46	20.35	-0.01	-0.11	1119	16.11	16.23		+0.12	
843	19.70	19.61		-0.09		1120	15.78	15.87		+0.09	
844	20.34	20.27	20.28	-0.07	+0.01	97	15.29	15.42	15.31	+0.13	-0.11
384	20.26	20.27		+0.01		1121	14.95	15.07		+0.12	
845	20.16	20.16	20.12	0	-0.04	1122	14.87	14.96		+0.09	

前後でなされなければならず、このためには数多くの反復測定によって測定値を確定する必要があることがわかる。

なお水準測量の結果は、後述するように、重力値に影響するような大きな変化（数10 cm 以上）を示しておらない。また重力変化と標高変化との間には相関関係が認められないことがわかった。

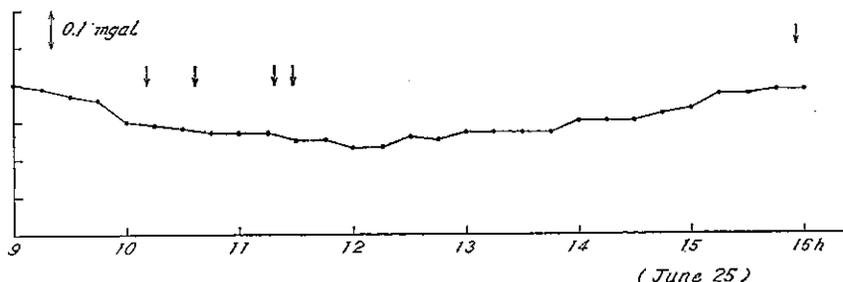
2.3 余震前後の重力値の変動

地震と重力変化との関係は、上述したように、変化の有無さえ検出されず、むしろある意味では否定的とさえ考えられる。しかし、このことは地震の前後のきわめて短い間（分単位あるいは時間単位）の重力変動の存在を否定するものではない。

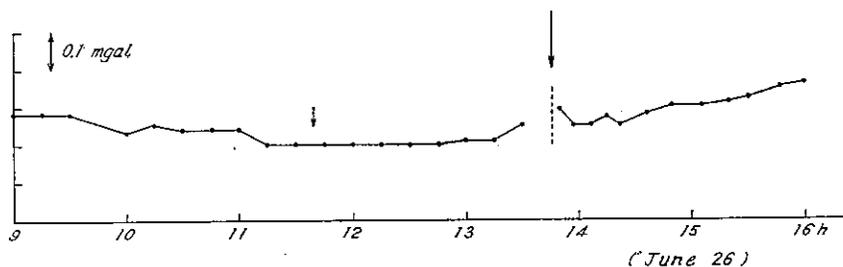
この地震発生の直前・直後のごく短時間内の重力値の変動をみるために、帝石重力班の重力計を一時借用して、地震発生後9日目の6月25日と6月26日の両日に、夜間を除いてほぼ15分間隔で定点観測を行なった。しかし、今回の地震では余震（有感）の回数がきわめて少なく、有感の比較的大きな余震は観測している間に1回あっただけである。

第3図にはこの観測結果が図示されている。実際には午前8時から午後8時まで観測を行なったが、図の都合上、午前9時から午後4時までの記録を図示した。図中の矢印は余震（無感を含めた）の発生を示しているが、有感の1例を除いて重力値の変動は全く認められない。

26日の記録のうち、13時46分に発生した余震の前後では、明らかに重力値が変動していることが認められる。この余震は Magnitude が4.9を示し、栗島北方約30 kmの海域に発生したもので、深度はほぼ40



a) 39年6月25日例



b) 39年6月26日例

第3図 定点観測(矢印は余震発生を示す)

km と推定されている注2)。

このように、比較的規模の大きい余震の直前・直後に重力値が変動することは、今市地震の際にも指摘されており、きわめて興味のある現象である。今後、余震の規模・深度、観測点からの距離や初動特性などと、重力変化の大きさ、増減、変動継続時間、その変動の様相などとの関係は、意識的に究明されて然るべきもののように考えられる。ここでは単に資料集積上の意義を考えて記載するに止めた。

3. 重力測定の標高変化について

水準測量は重力班と同時期に実施された。

第1次調査の際は、帝石側の測量が進行していなかったため、一応各重力測定の標高を求めるに止め、第2次調査での対比資料とすることとした。

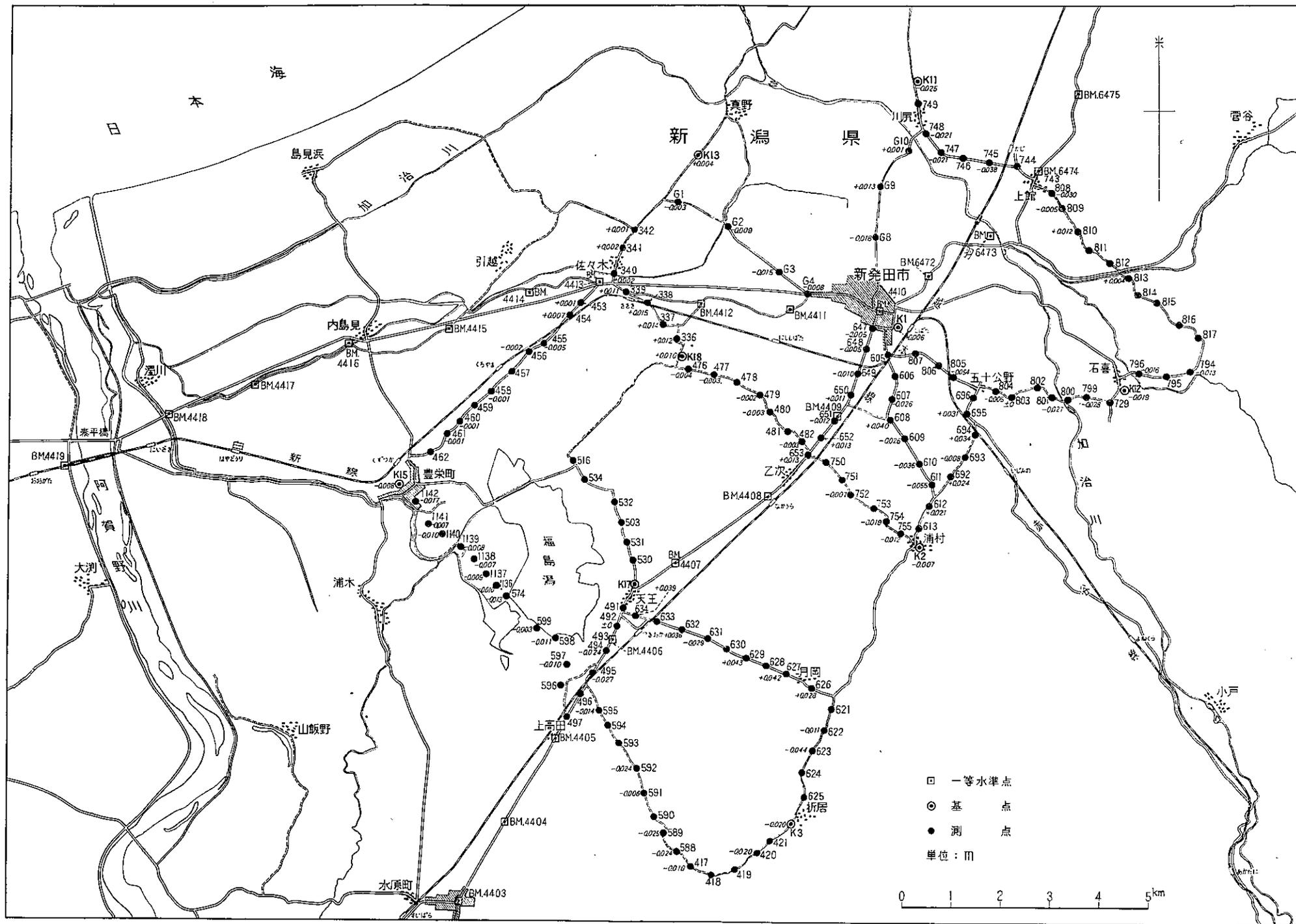
測量は第4図に示されているように、重力班の観測点を含めた帝石重力測点のかんりの測点群について行なった。

測量の精度は種々の条件を考えて、一応2等水準測量程度の精度をねらい、なるだけこれ以上の精度が得られるよう努力した。

測定に際しては調査条件を考慮して、一等水準点 No. 4,405 (笹神村上高田)、No. 4,410 (新発田市) および No. 4,413 (同市佐々木) の3点を基準とし、重力測定の標高算出に当ってはこれらの一等水準点の標高として、39年8月～9月に行なわれた国土地理院の測量成果を用いた。

調査の成果は、基準とした国土地理院の成果とともに、第2表に示されている。重力測定においても同様であるが、測点位置の不明確さはとくに水準測量の結果に大きく影響するため、測点位置の写真や見取り図

注2) 気象庁地震課勝又技官の教示による。初動に関しては不明。



第4図 重力測点標高変化量分布図

第 2 表 水準測量成果表 *(位置不明確点および第Ⅱ不測点)

測 点	I		II-I 標高差	測 点	II		II-I 標高差
	39年 6月下旬 測定標高	40年 3月 測定標高			39年 6月下旬 測定標高	40年 3月 測定標高	
K 1	11.194	11.200	+0.006	530		2.585	
K 2	20.056	20.049	-0.007	531		2.582	
K 3	26.005	25.985	-0.020	532		2.269	
K11	7.951	7.925	-0.026	534		1.718	
K12	18.613	18.613	±0	574	1.972	1.959	-0.013
K13	5.507	5.511	+0.004	588	10.050	10.026	-0.024
K15	1.845	1.837	-0.008	589	8.267	8.242	-0.025
K17		4.085		* 590	7.175		
K18	5.876	5.886	+0.010	591	6.143	6.137	-0.006
* 336	5.190	5.202	+0.012	* 592	5.603	5.579	-0.024
337	4.695	4.709	+0.014	* 595	3.600	3.586	-0.014
338	3.890	3.905	+0.015	* 596	3.131		
339	3.977	3.988	+0.011	597	2.669	2.659	-0.010
340	4.282	4.284	+0.002	598	2.162	2.151	-0.011
341	5.929	5.931	+0.002	599	2.155	2.152	-0.003
342	4.752	4.753	+0.001	* 606	13.192		
417	11.523	11.513	-0.010	607	13.996	13.970	-0.026
* 418	12.558			* 608	14.176	14.216	+0.040
* 419	15.272			609	14.841	14.815	-0.026
* 420	16.882	16.862	-0.020	610	13.393	13.357	-0.036
* 421	20.735			611	15.201	15.146	-0.055
453	4.198	4.199	+0.001	612	18.598	18.619	+0.021
454	3.455	3.462	+0.007	* 613	18.670		
455	4.681	4.676	-0.005	622	18.350	18.339	-0.011
456	3.671	3.669	-0.002	* 623	22.739	22.695	-0.044
* 457	3.285			* 624	20.983		
458	2.864	2.863	-0.001	* 625	25.814		
* 459	3.291			626	14.418	14.446	-0.028
460	2.182	2.181	-0.001	627	12.350	12.392	+0.042
461	2.102	2.101	-0.001	* 628	10.995		
* 462	2.454			629	8.969	9.012	+0.043
476	5.639	5.635	-0.004	* 630	7.352		
477	6.681	6.678	-0.003	631	6.818	6.789	-0.029
* 478	7.468			632	4.276	4.312	+0.036
479	7.812	7.810	-0.002	* 633	2.971		
480	8.720	8.717	-0.003	634	2.729	2.768	+0.039
* 481	7.991			647	10.655	10.650	-0.005
482	9.617	9.614	-0.003	648	11.083	11.078	-0.005
492	2.251	2.251	±0	649	11.878	11.868	-0.010
494	2.541	2.517	-0.024	650	12.551	12.562	+0.011
* 495	2.614	2.587	-0.027	651	11.484	11.472	-0.012
503		3.123		652	8.992	9.005	+0.013
516		1.987		653	10.876	10.889	+0.013

測点	I	II	II-I	測点	I	II	II-I
	39年6月下旬 測定標高	40年3月 測定標高	標高差		39年6月下旬 測定標高	40年3月 測定標高	標高差
	m	m	m		m	m	m
692	16.727	16.751	+0.024	* 811	13.144		
* 693	16.762	16.754	-0.008	* 812	14.160		
694	17.920	17.954	+0.034	* 813	15.113	15.117	+0.004
695	16.621	16.652	+0.031	* 814	16.976		
* 696	18.001			* 815	18.684		
* 729	18.978			* 816	20.987		
* 743	10.252			* 817	25.386		
* 744	9.417			1136	0.761	0.751	-0.010
745	8.464	8.426	-0.038	1137	0.708	0.699	-0.009
* 746	8.451			1138	0.787	0.780	-0.007
747	8.577	8.556	-0.021	1139	1.627	1.619	-0.008
748	7.891	7.870	-0.021	1140	0.496	0.486	-0.010
* 749	8.840			1141	0.809	0.802	-0.007
* 751	13.301			1142	1.325	1.308	-0.017
752	13.565	13.558	-0.007	1	5.211	5.208	-0.003
* 753	14.854			2	4.966	4.957	-0.009
754	16.285	16.266	-0.019	3	5.673	5.658	-0.015
755	18.204	18.192	-0.012	4	7.384	7.376	-0.008
794	21.060	21.047	-0.013	8	8.074	8.056	-0.018
* 795	20.163			9	6.455	6.468	+0.013
796	17.903	17.887	-0.016	10	8.368	8.369	+0.001
799	17.788	17.760	-0.028				
* 800	19.065						
801	17.881	17.854	-0.027				
* 802	17.697						
* 803	43.086	43.086	±0				
804	18.857	18.852	-0.005				
805	16.661	16.607	-0.054				
* 806	14.787						
* 807	13.290						
808	11.192	11.162	-0.030				
* 809	11.926	11.921	-0.005				
* 810	12.260	12.272	+0.012				

国土地理院成果

水準点	39年8月~9月	38年9月	Diff
	標高	標高	
	m	m	m
4405	3.508	3.472	+0.036
4409	11.556	11.525	+0.031
4410	10.642	10.630	+0.012
4412	5.768	5.735	+0.033
4413	4.291	4.263	+0.028
4403	8.197		

を作成して位置の確認に努めたが、かなりの不明確点（厳密な意味での）が生じたことは表に明らかである。特に第2次調査においては、時期の関係で風雪などの気象条件の悪さと、地震後の道路改修工事なども加わり、期待した成果をあげることは困難であった。

第2次調査結果をみると、前回と比べてあまり大きな変化はなく、たかだか数 cm 程度の変動を生じていることがわかる。測定結果の信頼度の問題もあり、この結果だけから当区域の地盤変動について細かい議論をすることはできないが、全体的にみて、わずかではあるが相対的な土地の沈降がみられるようである。

4. 結 語

地震後に、前後2回にわたって行なわれた重力および水準測量の結果は、次のとおりである。

1) 地震前後およびその後の重力変化は認められなかったが、これは広地域にわたって実施された国土地理院による測定結果と比較して、なお検討する余地がある。

2) 余震の直前・直後のごく短時間に、わずかではあるが重力値の変動が観測された。

3) 水準測量の結果も顕著な変動を示しておらず、数 cm 程度の標高変化が認められただけで、細かい議論をするまでには至らなかった。しかし、地震後に全体的にみて、地盤のわずかな沈降がみられた。

今回の調査は気象条件に大きく左右されたため、所期の目的を充分には達することができなかったが、このことは、かかる種類の調査には避けられない宿命的なものといえよう。

今回の調査結果をかえりみるときただ1回の観測例で確言することはできないが、今後再びこのような調査が行なわれる場合には、可及的速かに現地へ赴き、数箇所の観測点で余震時の重力の変動を観測することは、興味ある結果をもたらすように思われる。

なお、第2次調査は科学技術庁特別研究促進調整費によるものである。

参考文献

- 1) 飯田汲事・早川正己・片寄邦元 (1950): 今市地震後の重力測定, 地質調査所月報, 1巻3号
- 2) 実川 顕・田島広一 (1962): 宮城県北部地震地域の重力測定, 地震研究所彙報, 第40号
- 3) 八木 章 (1964-8): 新潟地震後の重力値について, 帝石地質報告, 本第 15,059A 号
- 4) 建設省国土地理院 (1965-3): 新潟地震地盤変動調査報告

Gravity and Levelling Survey in the Area Suffered from the Niigata Earthquake

By

Kiyoshi SEYA, Kenzō OGAWA & Naoyuki HASHIMOTO

Abstract

Revision of the gravity survey, as well as the precise levelling survey at Shibata city and its environs, Niigata prefecture was made at first on the latter days of June, immediately after the Niigata Earthquake in 1964 and secondly, in March 1965. The surveyed area is located about 50 km south from the epicenter.

The difference between the results of gravity survey before and after the earthquake, obtained by comparing with the results of the survey preceding the earthquake, is generally less than ± 0.2 mgal and it is, thus, insignificant in due consideration of the accuracy of the previous measurement. Variation of gravity was observed during a short period including an aftershock. After the earthquake, slight depression of the ground was widely revealed by the precise levelling survey.

III 温泉・地下水等に関する調査研究

553.7:550.346(521.41+521.15)

III.1 新潟地震前後における温泉の変動状況

黒田 和男* 鈴木 孝* 川野 昌樹** 阿部 喜久男**

要 旨

昭和39年6月16日、粟島付近を震央とする新潟地震により、湧出状態に影響を受けた温泉のうち、震央に近接した新潟県の瀬波・湯沢・高瀬・雲母・鷹巣の各温泉、山形県の湯野浜・湯田川・温海の各温泉について、地震後の温泉の変動状況を調べ、主として化学分析の結果をもとに、変動理由を考察した。その結果、次の事実が認められた。

- 1) 瀬波温泉では、自噴の停止した源泉のほか、大きな影響はあらわれていない。
- 2) 湯沢温泉は、今回調査した温泉のうち、岩盤をくり抜いた浴槽をもつ唯一の例であるが、地震後2～3日、岩盤からの湧出状態にかなりの変化がみられた。現在は、湧出量は若干増加している。
- 3) 高瀬・雲母両温泉は、自噴の停止、湧出量の著しい減少など、大きな影響がみられ、現在も回復していない。これは岩盤内の割れ目の変化が、湧出量を減少させる方向に傾いたと推定される。
- 4) 鷹の巣温泉では、地震後数時間、坑井の水位が著しく低下したが、翌日には回復した。
- 5) 湯野浜温泉では、花崗岩の割れ目に届いたと思われる源泉が影響を強く受け、安山岩質岩石中に貯溜された温泉を掘り当てている坑井は、それほど影響を受けていない。
- 6) 湯田川温泉の源泉は、地震後自噴するようになり、湧出量も増加した。
- 7) 温海温泉は、地震によって温度・水位ともに低下し、現在でも回復していない。とくに、成分含有量がかなり減っており、地下水の新しい混入が推定される。

以上、この地区の温泉では熱水と地下水とが混合しているが、その混合比が地震によって若干変化しており、とくに花崗岩の割れ目に関係している坑井源泉が強く影響を受けた点に注目される。

1. 緒 言

昭和39年6月16日13時2分ごろ、新潟・山形県境の沖合い約20kmにある日本海の孤島粟島の南西約1kmの位置を震央として、 $M=7.7$ の地震が発生し、新潟・山形・秋田県下にかかなりの被害をもたらした。この被害の中で、とくに新潟市周辺の、水を含んだ砂地盤の分布する地域に発生した特殊の被害状況があまりにも大きくクローズアップされたため、おそらく粟島のほかに、震央に近接した鶴岡一村上間の山地にも、相当数の地表変動があったと思われるが、そのくわしい状況は明らかでない。

筆者らは、新潟地震時の鶴岡一村上間山地の変動に関連して、岩盤の中にも何らかの変化があり、当然その結果として温泉の湧出状況にひびいてくると思われたので、震央に比較的近接した新潟県瀬波・湯沢・高瀬・雲母・鷹の巣の各温泉、山形県湯野浜、湯田川・温海の各温泉群について、地震前後の変動状況を調査し、その他の温泉地についても若干の聴取を行なったので、その結果をここに報告する。

本文のとりまとめに当り、現地調査に種々の便宜をいただいた新潟県衛生部環境衛生課、村上保健所、新

* 応用地質部
** 技術部

潟県岩船郡関川村役場、山形県衛生部業務課の関係各位に厚く御礼を申上げる。現地調査は昭和40年12月末から3月にかけて行ない、黒田・川野が新潟県下、鈴木・阿部が山形県下の各源泉を巡検した。なお本調査研究は、科学技術庁特別研究促進調整費によるものである。

2. 各温泉の状況

2.1 瀬波温泉

瀬波温泉は、羽越本線村上駅の南南西約2kmの村上市市浜新田、浦田山（旧岩船郡岩船町）地区にまたがる温泉地である。

この温泉は、もともと石油を試掘する目的で掘られたもので、記録¹⁾によれば明治36年6月4日掘進開始、70~80間(120~140m)の深さで堅い頁岩を掘り進んでいた時、すでに温泉が湧出し始めていた。そして37年4月9日、深さ140間(250m余り)に達したところ、「突然井中の濁水が噴出を始め、5分ぐらい過ぎて大音響と共に熱水が噴出してその高さ数mに及んだ」という。

温泉付近の地質は、新第三系の七谷層に属する灰色頁岩・硬質頁岩がNE-SW方向に軸をもつ背斜構造をなし、石油試掘の目的からもわかるように、温泉は背斜軸の上にある。さらに、地下には地表に露出していない石英粗面岩があることが試錐の結果明らかになり、温泉の熱源等はこの石英粗面岩に関連があるとされているので、この文でもいちおうその説にしたがい、第三紀の灰色頁岩・硬質頁岩を貫く石英粗面岩中の裂隙を充たして温泉が存在したものとしておく。

資料²⁾によれば、戦時中10数本掘さくしたが不成功に終り、近年試掘により、源泉数は12~13本となったが、調査当時は6箇所の坑井から試料が採取出来ただけで、その他は休止中であつた。

次に各源泉の分析結果を第1表に示す。

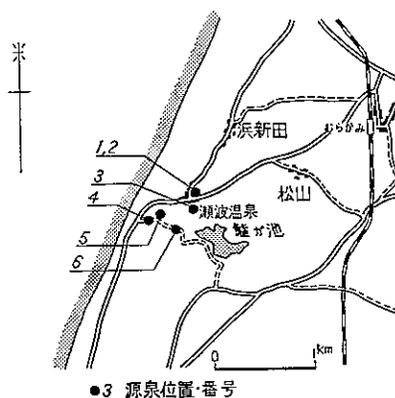
地震の際の変動状況

元湯……地震の際の変動状況はわからない。

大洋1号・源泉所有者の話では、湯量が若干増加したように思われるという。

大洋2号……以前は間歇泉のような状態で自噴していたが、地震以後自噴が停止してしまったので動力揚湯に切替えた。

増福……温度・量ともに若干増加したと思われるという。



●3 源泉位置・番号
第1図 瀬波温泉源泉分布図

第1表

番号	名称	深度 m	湧出状態	温度 °C	pH	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	free CO ₂ mg/l	CO ₃ ²⁻ mg/l	H ₂ S mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l
1	大洋1号	170m	自噴	100.5	8.9	2006.8	227.6	62.5	—	30.0	1.7	93.3	0.5	74.0	1237.5
2	大洋2号	170m	A.L.	測定不能	8.7	2013.9	232.5	83.9	—	19.5	0.0	91.1	1.7	74.0	1237.5
3	元湯	253.8	A.L.	96.0	8.8	2084.8	235.4	32.0	—	22.5	0.0	94.7	1.2	76.5	1300.0
4	増福	300	A.L.	82.0	8.6	1985.8	184.8	47.3	—	15.0	0.9	57.1	5.1	53.0	1262.5
5	すずきが池 1号	230	A.L.	79.0	8.6	1957.1	99.6	59.5	—	13.5	0.0	69.8	17.2	57.8	1237.5
6	すずきが池 2号	255	A.L.	55.0	8.6	1833.1	44.1	119.0	—	70.5	0.0	6.3	6.2	19.0	1287.5

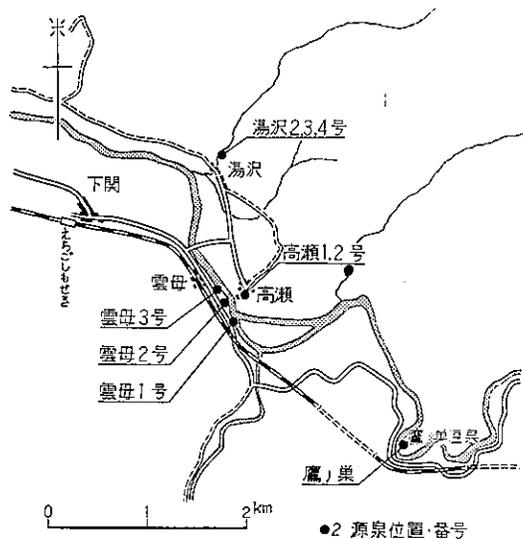
40年2月27日採取

分析者：川野昌樹

第2表

番号	名称	深度	地質	地震前				地震後			
				温度	湧出状態	湧出量	摘要	温度	湧出状態	湧出量	摘要
1	大洋1号	170m	石英粗面岩	100	自噴	540	1)	100.5	自噴	785	2)
2	大洋2号	170m		100	自噴	151	1)	A.L.			2)
3	元湯	253.8		86	A.L.	362	1)	96.0	A.L.	260	2)
4	増福	300	頁岩	80	A.L.	124	1)	82.0	A.L.	36	2)
5	すずきが池1号	230		78	A.L.	288	1)	79.0	A.L.	54	2)
6	すずきが池2号	255		A.L.			1)	55.0	A.L.	75	2)

1) 新潟県資料および村上保健所による 2) 村上保健所 39年7月31日調査資料
いずれも動力揚湯にたよっており、停電のため自噴していた坑井も、給湯タンク破損により湧出口をしめてしまったので、地震の際にどのような変動を示したか、不明の点が多い。



第2図 高瀬温泉源泉分布図

る。近年温泉坑井を掘さくして配湯するようになった。

高瀬温泉は関川村大字高瀬の荒川右岸にある。かつては、荒川右岸側の河原に自然湧出していたものを集湯井で受け、ポンプ場に引いて利用していたが、河川改修その他の関係で坑井2本を掘さくし、現在はこの坑井を源泉として配湯している。

雲母温泉は、高瀬の対岸雲母にあり、昭和31年、新しく荒川の左岸側に温泉坑井を掘さくしたもので、現在3本の坑井が利用されている。

鷹ノ巣温泉は、高瀬の東方約2kmで、荒川が関川村の首部をなす盆地に流れこむ出口に位置し、かつては荒川の河原に自然湧出していたものであるが、現在では坑井1本を源泉として利用している。

次に調査当時の各源泉の諸元を第3表に記す。

湯沢温泉の2・3号源泉は、河床の岩盤の割れ目から温泉が湧出していたのを、岩盤を掘下げて浴槽とし、利用しているが、地震の際には、河床の岩盤に湯が吹き出すと同時に浴槽の中には全然湯がなくなってしまい、この状態が3日間続いてもとの状態に復したということであり、湯沢4号源泉は坑井内の水位が回復しなかったようである。その後県の資料では、湯沢温泉の各源泉とも、湯量の増加が報告されている。

化学分析結果をみても、特別の変動を示す要素もみあたらないので、温泉の湧出量の変動は、坑井内の湧出点付近の岩盤内の割れ目に若干の変化があって、温泉の湧出状態が変わったためと考察される。参考までに、従来の分析結果を掲げておく。

2.2 荒川峡温泉群

ここに荒川峡温泉群としたものは、米坂線越後下関駅の北東ないし東方に点在する湯沢温泉・高瀬温泉・雲母温泉および鷹ノ巣温泉を総称したもので、この付近一帯の基盤をなしている花崗岩に関係した温泉とされており、湧出の状況や成分など相互に類似点が見られるところから、本文でも一括して記述する。

湯沢温泉は関川村大字湯沢の溪流出口に位置し、花崗岩の岩盤の割れ目から自然湧出する温泉をそのまま利用している由緒のある温泉である。

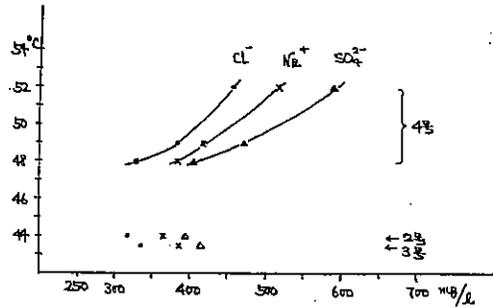
第 3 表

番号	名称	深度 m	湧出状態	温度 °C	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	free CO ₂	CO ₃ ²⁻	H ₂ S	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
						mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	湯沢 2 号		自噴	44.0	7.3	317.3	390.5	117.4	2.2	—	2.6	51.8	2.4	16.9	368.5
2	湯沢 3 号(元湯)		自噴	43.5	7.6	332.4	410.7	125.1	2.2	—	0.0	54.4	2.9	17.4	386.5
3	湯沢 4 号	43.8	T.	48.0	7.3	328.0	403.7	114.4	3.3	—	14.1	52.6	2.4	17.0	383.2
4	高瀬 1 号	130.0	T.	74.0	7.1	929.8	332.1	149.5	2.2	—	0.9	86.7	2.1	48.0	693.0
5	高瀬 2 号	130.0	T.	71.0	7.2	914.8	451.0	163.2	2.2	—	0.0	84.9	2.4	47.5	746.0
6	雲母 1 号	120.0	T.	80.5	7.3	955.5	465.0	149.5	8.8	—	0.0	76.5	8.3	51.0	783.0
7	雲母 2 号	156.0	A.L.	84.5	8.6	963.5	439.1	189.1	—	16.5	0.0	67.2	8.0	49.0	783.0
8	雲母 3 号	145.0	T.	54.0	7.3	945.8	437.0	167.8	3.3	—	0.0	77.4	10.9	50.0	728.0
9	鷹の巣		T.	52.5	7.0	602.7	406.2	88.5	3.3	—	0.0	81.0	7.1	30.6	485.0

40年 2月27日 採取

分析者: 川野昌樹

化学成分のうえから温泉の変化を考察してみる。幸い、湯沢 4 号源泉には、過去 2 回の分析値があり、これらを比較してみると、温度と Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, Ca²⁺ 等の間に比例関係が認められる。源泉坑井の掘さく深度が浅く、2・3 号源泉との距離もわずかで相互に干渉し合うような徴候があり、また 3 号源泉が川の水量にも関係して温度が変化することをあわせて考察すると、湯沢温泉は花崗岩の割れ目を上昇してきた熱水に、地表付近で含有成分の乏しい冷水が混入してできたものであり、昭和 27 年から 31 年にかけて、温泉脈が開いていたのが、地震によって再び地表近くの冷水が混入するようになり、そのために湧出量もわずかに増加したものとみられる。なお、以前にボーリングを行なった結果、地表から 12~13m で温泉脈にあたりながらも、50m 付近で大量の湧出をみ、そのボーリングを中止した実績もあり、花崗岩中の裂隙泉とみてさしつかえない。



第 3 図 湯沢温泉 温度と成分含有量との関係

第 4 表

番号	名称	深度 m	地質	地震前			地震後					
				温度 °C	湧出状態	湧出量 l/min	温度 °C	湧出状態	湧出量 l/min			
1	湯沢 2 号				自然湧出	1)	44.0	自然湧出	2)			
2	湯沢 3 号 (元湯)		花崗岩	50	自然湧出	1)	43.5	自然湧出	2)	湯量若干増加したが正確に測定出来ない		
3	湯沢 4 号	43.8		52	T.	290	1)	48.0	T.	290	2)	湯量若干増加したのと思われる
4	高瀬 1 号	130.0	安山岩	75	動力	180	1)	74.0	T.	36	2)	水位低下
5	高瀬 2 号	130.0	安山岩	71	自噴	360	1)	71.0	T.	180	2)	水位低下
6	雲母 1 号	120.0		79	自噴	300	1)	80.5	T.	300	2)	水位低下
7	雲母 2 号	156.0	花崗岩	90	動力	94	1)	84.5	A.L.	94	2)	水位低下
8	雲母 3 号	145.0	花崗岩	63	自噴	145	1)	54	T.	144	2)	水位低下
9	鷹の巣源泉			55	動力	63	1)	52.5	動力	63	2)	

1) 新潟県および村上保健所資料

2) 村上保健所 39年 7月31日調査資料

高瀬温泉・雲母温泉の各源泉は、地震によって著しく変動を受け、調査当時も回復していない。従来からの分析結果と比較してみると。

高瀬1号……別表のとおり大きな変化は認められないが、変化しているものは主として Na_2SO_4 に相当する成分であって、 Cl^- で代表される熱水に、地下水が混合した温泉と考えられ、温度上昇は地下水が減少したためとみられる。

高瀬2号……温度が若干下降し、化学成分もそれに比例する減少を示しているの、成分含有量の少ない冷水が多少混合しているものであろう。

雲母1号……温度上昇とともに成分量も増加している。湧出量は減少したといわれているが、熱水に混合する地下水の量が減少したとみてよい。

雲母2・3号……いずれも温度下降とともに成分量が減少し、ことに雲母3号源泉にはこの傾向が強い。地下水の混合量が増加したことになるが、水位低下をみているために、むしろ熱水の量が減少したと考えられる。

鷹の巣源泉……成分含有量が全体に減少している。温度が逆に上昇していることから、熱水としてはむしろ単純泉に近く、これに成分を含んだ地下水が混合しているようであるが、過去の資料の採水状況がわからないので、温度の変化は、採水位置に関係したものと予想され、結論は出せない。

第5表 荒川峡温泉郷成分変化状況

番 号	採取年月	温度 °C	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	摘要
			mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
湯 沢 4 号	31年6月7日	49.0	383.0	472.4	107.4	66.2	2.6	42.0	416.0*	
//	37年6月8日	52.0	452.8	588.5	182.6	71.4	3.3	28.2	515.2**	
//	40年2月25日	48.0	328.0	403.7	114.4	52.6	2.4	17.0	383.2	
高 瀬 1 号	28年5月1日	72.0	937.2	444.4		59.8		56.4	780.7**	
//	31年6月7日	63.5	929.1	453.5	163.5	86.6	3.0	51.0	750.0*	
//	40年2月25日	74.0	929.8	332.1	149.5	86.7	2.1	48.0	693.0	
鷹 の 巣	31年6月7日	50.0	638.3	443.6	93.3	99.8	2.4	33.0	515.0*	
//	40年2月25日	52.5	602.7	406.2	88.5	81.0	7.1	30.6	485.0	

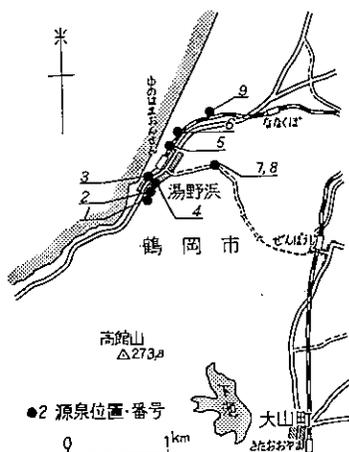
* 本所技術部前田憲二郎技官分析 ** 村上保健所資料

以上のことから、荒川峡温泉郷の各源泉とも、花崗岩の割れ目を通して上昇してきた熱水が、いったん地下水と混合して湧出していると考えられ、今回の地震で著しい影響を受けた高瀬・雲母の各源泉は、熱水が通過する花崗岩中の割れ目が、地震によって変動したことによって湧出状態に変化が起ったと判断される。

文献4)によれば、高瀬温泉の旧源泉に、河水が混合した際の温度・成分含量の変化が述べられているが、今回の地震による変動も地下でこのような現象が起ったものであろう。

2.3 湯野浜温泉

湯野浜温泉は山形県鶴岡市の北西方にあり、日本海にのぞむ古い温泉場である。もともとこの温泉は、新第三紀層や石英粗面岩の亀裂から自然に湧出していたものであるが、大正12年以来温泉坑井が掘さくされ、自然湧出は停止してしまい、現在は、東方やや離れた位置にある竜の湯、および北東方の湯元館源泉を含め、すべて動力湯にたよっている。



第4図 湯野浜温泉源泉分布図

温泉付近には、花崗岩を基盤とし、それを不整合に覆う^{注1)}新第三紀の緑色凝灰岩・硬質頁岩からなる地層と、さらにそれらを貫く石英粗面岩が分布しており、温泉坑井が集中している地区には露出していない石英粗面岩や花崗岩が地下に存在することも、ボーリングの結果判明した。そしてその後の調査研究の結果、基盤の花崗岩の割れ目に浴って上昇してきた熱水が、新第三紀層の中に層状泉として侵入している状態にあり、地区内 16 本の源泉は、この両者を含んでいることが明らかになった。

次に調査当時の各源泉の諸元を記す（第 6 表）。

地震の際の上記各源泉の変化状況のうち、判明しているものを次に示す（第 7、8 表）。

この変動状況について、山形県東海林技師の談話にもとづいて考察した結果を次に記す^{注2)}。すなわち、湯野浜温泉の各源泉を、湯湯時の動水位と、静水位との差から 2 つの群に分け、動水位と静水位との差の小さな「能力のある」坑井と、差の大きな「能力のない」坑井とした。前者は熱水の上昇線路に達した坑井で、

第 6 表

番号	名 称	深度 m	湧出状態	温度 °C	pH	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻		CO ₃ ²⁻ mg/l	H ₂ S mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l
								free CO ₂ mg/l	mg/l						
1	亀 屋	124.2	動力	46.5	7.7	3022.9	364.1	28.6	4.4	—	0.0	626.0	31.6	27.0	1330.0
2	岩 本	80.3	動力	48.8	7.6	3962.6	490.9	21.9	3.3	—	0.0	858.8	52.3	26.0	1708.0
3	都 屋	47.7	動力	50.2	7.9	3959.1	469.1	16.4	2.2	—	0.0	899.0	34.0	26.0	1708.0
4	市 菅	200.2	動力	51.2	8.0	3173.6	368.9	14.6	2.6	—	0.0	744.4	9.7	20.6	1404.0
5	扇 屋	48.2	動力	38.0	7.5	1869.6	224.4	31.1	2.2	—	0.0	449.5	3.6	13.9	833.0
6	組 合 1 号	212.0	動力	60.3	8.5	3271.1	378.1	4.2	—	3.2	0.0	782.6	3.0	21.6	1386.0
7	宝 湯 1 号	157.6	動力	63.5	8.6	3344.7	376.3	7.9	—	3.0	0.0	850.3	1.0	19.8	1438.0
8	宝 湯 2 号	217.5	動力	61.5	8.6	3341.2	374.2	5.1	—	3.2	0.0	792.6	3.0	18.8	1404.0
9	竜の湯 1 号	209.0	動力	43.7	7.6	68.2	20.5	57.9	0.6	—	0.0	16.7	7.2	0.9	43.9
10	竜の湯 2 号	330.0	動力	55.0	7.8	3155.9	355.9	12.2	0.8	—	0.0	758.5	3.4	22.8	1300.0
11	湯元館	219.9	動力	45.0	8.4	233.1	71.4	51.8	—	0.9	0.0	13.3	5.6	2.2	188.0

40年 2月 26~27日採取 分析者：阿部喜久男

第 7 表

番号	名 称	深度 m	地震前				地震後				
			温度 °C	湧出状態	湧出量 l/min	摘要	温度 °C	湧出状態	湧出量 l/min	摘要	
1	亀 屋	124.2	48.3	動力	198.0	1)	47.0	動力	98.2	2)	1) 昭和28年10月14日現在 但し、湯元館は昭和29年 3月9日現在 2) 昭和39年6月24日現在
2	岩 本	80.3	49.4	"	63.8	1)	46.5	"	54.0	2)	
3	都 屋	47.7	49.1	"	46.8	1)	48.5	"	54.0	2)	
4	市 菅	200.2	51.4	"	101.4	1)	51.5	"	180	2)	
5	扇 屋	48.2	44.7	"	46.8	1)				2)	
6	組 合 1 号	212.0	56.4	"	230.4	1)	60.0	"	73.3	2)	
7	宝 湯 1 号	157.6	61.8	"	147.6	1)	60.0	"	162	2)	
8	宝 湯 2 号	217.5	59.8	"	284.4	1)	60.5	"	155	2)	
9	竜の湯 1 号	209.0	42.7	"	41.4	1)					
10	竜の湯 2 号	330.0		"							
11	湯元館	219.9	44.2	"	147.6	1)	44.0	"	73.3	2)	

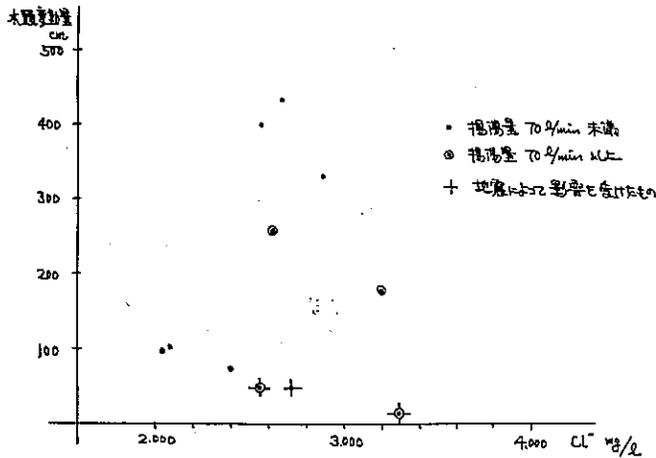
注1) 文献 11) では、新第三紀の花崗岩としている。

注2) 文献 5) 参照。

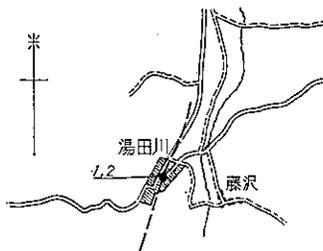
第 8 表 湯野浜温泉の変動状況

番号	名称	地震直後の状況	39年6月24日現在の状況
1	亀屋	1時的に約 10m 水位が低下したのでエアリフトに切替えた	タービンポンプ台座を 1m50 下げて使用中
2	岩本屋		
3	都屋		
4	市営	水位若干低下したがあまり影響はない	
5	扇屋	水位約 10m 低下し、揚湯不能となった	現在 2m 台座を掘下げ使用中
6	組合 1号		
7	宝湯 1号	} 動水位が約 1m 下がったので、エアリフトに切替えた	} 水位回復をまってタービンポンプに切替え台座を 3m 下げた
8	宝湯 2号		
9	竜の湯 1号	湯が余震ごとに白濁した。その白濁は 5分ぐらいで消えた	量増加したらしい
10	竜の湯 2号		
11	湯元館		量・温度共に上がった

その他、坑井中の砂利・砂が崩壊し、揚湯不能となったもの 1 箇所あり、上記以外の源泉については、資料なし。



第 5 図 湯野浜温泉源泉の Cl⁻ 含有量と水頭変動量との関係



● 源泉位置・番号
 / 推定断層
 第 6 図 湯田川温泉源泉分布図

実際は基盤の花崗岩にまで掘り進んだものであり、後者は花崗岩の割れ目に沿って上昇したものが、いったん凝灰角礫岩ないし安山岩層中にたくわえられたものである。今回の地震で変動を起したのは、このうちの前者に属しており、地震によって花崗岩中の割れ目の状態に変化があって、それが湧出状況に変化を与えたものとみられる(第 5 図)。

2.4 湯田川温泉

羽越本線鶴岡駅の南方約 8km、庄内平野とその南を占める丘陵地とのちょうど境界部に位置している。この温泉は、もともと新第三紀層を薄く覆った沖積層の中から自然に湧出していたが、大正のはじめ頃坑井が掘さくされてからは掘さく自噴となり、現在は 2 本

第9表

番号	名称	深度	湧出状態	温度	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	free CO ₂	CO ₃ ²⁻	H ₂ S	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
		m		°C		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	正面の湯	28.78	自噴	45.0	8.8	56.7	252.2	3.6	—	4.5	0.0	154.1	3.3	2.8	216.0
2	未利用源泉		自噴	43.5	8.8	44.3	1392.1	4.8	—	3.6	0.0	357.2	3.0	2.4	294.5

40年2月25日採取 分析者：阿部喜久男

の坑井が源泉となっており、うち1本は休止中である（第6図）。

温泉街の周囲に分布する岩石は、新第三紀の緑色凝灰岩を主とする地層で、温泉街の主道路に沿う伏在断層が推定され、この温泉もおそらくその断層に関係あるものであろう。

調査当時の温泉の諸元は次のとおりである（第9表）。

正面の湯の源泉は、地震以前には、動水位 5.5 m、静水位 0 m に近い状態で 1,000 l/min の揚湯を行っていたが、地震後には自噴するようになり、湧出量 1,200 l/min と増加した。しかし、成分量の減少は、湧出増加量に相当するよりもはるかに少なく、やはり地震によって、湯脈の経路に何らかの変化があったものと考えられる。

この事実を分析結果から考察すると、温度変化はわずかであるが、地震によって、地表付近の比較的含有成分の少ない水が混入するようになり、かつ、地中の状況もしいにもの状態に戻りつつあるが、全体としては、熱水の通路が開いたものとみられる。ことに未利用源泉の温度が上昇（成分含量の増減は不明）しているのに対し、湧出量が減少していることは、地下水の混入が少なくなったことを裏付けるものである。

第10表 湯田川温泉変動状況

日 時	正面の湯					未利用源泉		
	温度	湧出状態	湧出量	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	温度	湧出状態	湧出量
	°C		l/min	mg/l	mg/l	°C		l/min
昭23-11-9	44.6	動力	1,000	60.27	783.9	38	自噴	12
39年7月		自噴	1,200	58.51	648.8		自噴	
40年2月	45.0	自噴		56.70	752.7	43.5	自噴	8

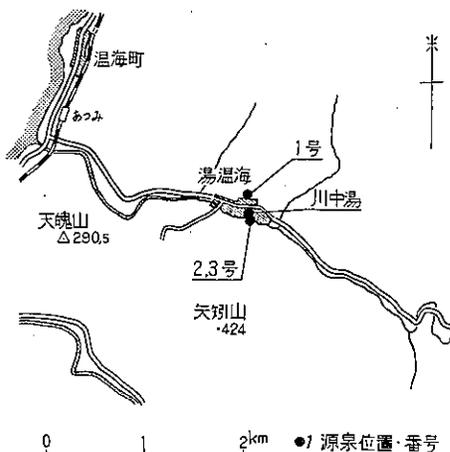
深度 28.78m 緑色凝灰岩

2.5 温海温泉

温海温泉は羽越線温海駅の東方約 2 km の温海川に沿う沖積地にある。温泉はこの付近に露出する新第三紀の玄武岩質安山岩中の裂罅から湧出していると思われる、以前は温海川沿いの地面を掘り下げて湯つぼを作り、その中に自然に湧出してくる温泉を利用していたが、昭和26年の大火以後は、温泉坑井を掘さくして源泉とし、川中の源泉とともに利用している。

温泉付近には、新第三紀層に属する玄武岩質安山岩・凝灰岩等の厚い岩層が露出しており、温泉はこの地域にみられる N—S 方向の断層に関係があるとされている（第11表）。

地震当時の状況およびその後の変動は、温海温泉源泉会社に資料がよく保管されているので、主としてその資



第7図 温海温泉源泉分布図

第 11 表

番号	名称	深度	湧出状態	温度	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	free CO ₂	CO ₃ ²⁻	H ₂ S	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
		m		°C		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	1号	19.09	動力	75.2	7.3	881.1	374.4	64.0	4.4	—	tr	153.3	0.1	35.7	567.0
2	2号	11.21	動力	70.0	7.1	786.3	349.9	58.5	7.0	—	tr	133.5	2.5	30.0	541.0
3	3号	55	動力	66.0	7.3	778.3	337.2	65.6	2.8	—	tr	127.2	4.2	32.0	527.0
4	川中の湯		自然湧出	52.0	7.0	488.4	208.6	47.2	2.8	—	0.0	80.1	4.0	19.1	331.5

分析者：阿部喜久男

料によって考察する。

地震発生と同時に、停電のためディーゼル発電に切替えたが、急激な水位降下によって揚湯不能となり、その後時間の経過にしたがって徐々に温度・量ともに回復した。1号井の方は、湧出量・温度ともまだ完全に回復していないが、2・3号井は地震前より湧出量は増加した。

これを化学成分について比較してみると、地震前には、1,500 mg/l の Cl⁻ 含有量が地震後には著しく減少しているのが注目される。2号井の温度低下と湧出量の増加とは、地下水の多量の混入によるものであり、実際、3号井の掘さくの場合ある深度以下では逆に温度低下の傾向にあったということから、地震後、地下の空げきの状態が変化して、地下水が混入しやすくなったといえることができる。

参考までに従来の分析結果および地震後の変動状況を示す（第12、13表）。

第 12 表 温海温泉（1号源泉）主要成分変動状況

日 時	温度	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	
	°C		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
27年8月29日	77.6	7.8	1549	624.7	88.9	292.3	3.1	57.2	960.9	文献 5)
31年6月	72	7.6	1521	614.0	58.0	279.0	3.1	80	888	文献 7) 日は不明
40年2月25日	75.2	7.3	881.1	374.4	64.0	153.3	0.1	35.7	567.0	

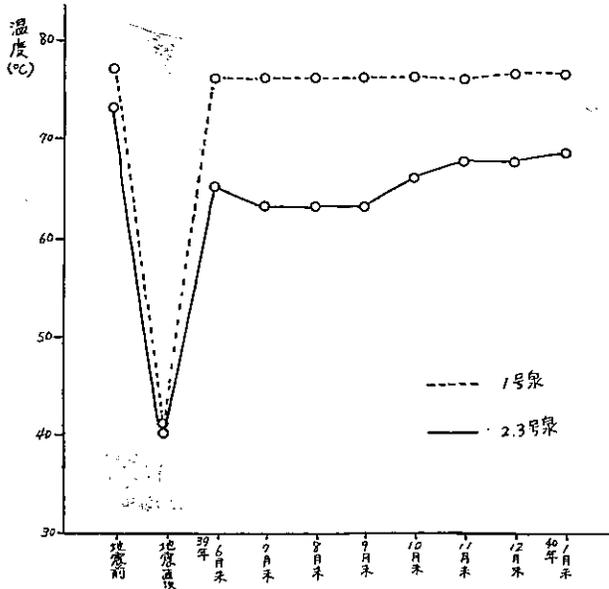
第 13 表 温海温泉主要成分変動量

番号	年月日	27.8.29	31.6	39.7.18	39.8.10	39.9.18	39.10.10	40.1.11	40.2.25
1号	温度 °C	77.6	72	76			76	76.5	75.2
	固型分総量 mg/l	3.668		2.331	2.096	2.006	1.975	2.057	
	Cl ⁻ mg/l	1.549	152.1	916.9	858.1	795.7	795.0	811.3	881.1
2号	温度 °C	80.5		64			65	68.5	70.0
	固型分総量 mg/l	3.637		1.443	1.848	1.558	1.658	1.874	
	Cl ⁻ mg/l	1.545		565.8	655.3	651.6	639.8	733.1	786.3
3号	温度 °C			67.54			66	67	66
	固型分総量 mg/l			1.575	1.351	1.627	1.567	1.853	
	Cl ⁻ mg/l			603.9	530.5	653.3	608.7	702.1	778.3

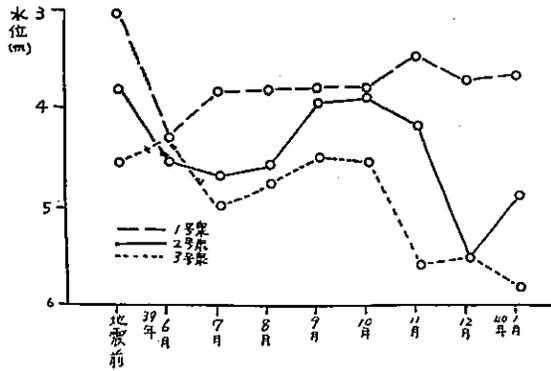
2.6 その他の温泉

前に記述したもののほか、新潟・山形県下で変動のあった温泉について注3)、配管系統の損傷を除き、次表に掲げる（第14表）。

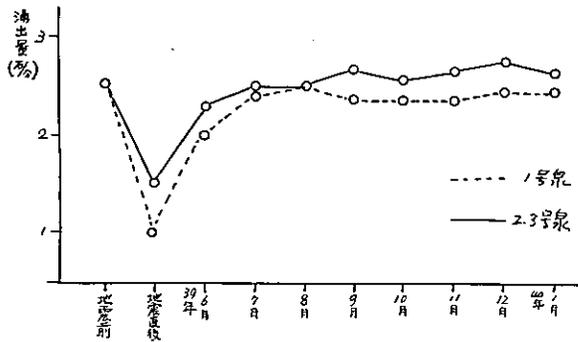
注3) 越後湯沢温泉については、別に詳細を記述する予定。



第 8 図 温海温泉地震後の温度の回復状況

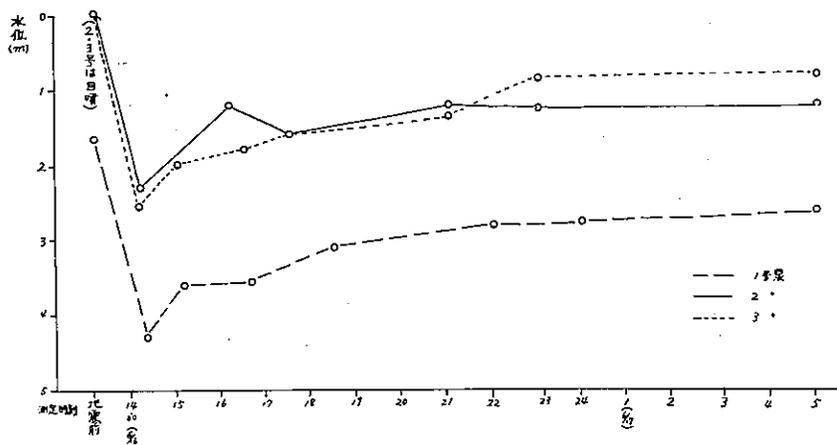


第 9 図 温海温泉地震後の動水位の変化



第 10 図 温海温泉地震後湧出量の変化状況

温海温泉の地震直後の静水位の変化



第 11 図 温海温泉の地震直後の静水位の変化

第 14 表

番号	名称	変動状況	摘要
1	越後湯沢六日町温泉	変動した源泉が若干認められた。詳細は省略する。	
2	出湯温泉	温度変化なく、湧出量増加	1)
3	柏崎温泉	2号井の温度3°C上昇湧出量20%増加	1)
4	観音寺鉱泉	温度変化なく、湧出量やや増加	1)
5	蔵王温泉	1源泉が湧出量減少	2)
6	高松温泉(上の山)	1源泉が水位低下し、ポンプ位置を下げたが、温度は回復しない。	2)

その他配湯管の破損箇所等が報告されているが、源泉に変動があったのは上記以外に報告されていない。

- 1) 新潟県衛生部調べ 2) 山形県衛生部調べ

3. まとめ

以上、各地の温泉源泉について、新潟地震による影響を、主として化学成分を鍵として考察してみた。これらの中で、湯沢温泉2号・3号源泉以外は、ボーリングによる坑井源泉で、動力揚湯を行なっているものも数多く、したがって地震発生と同時に停電したため、地震発生中の状況がわからないのが残念である。

温泉が湧出する経路としては、基盤の岩石中の割れ目に沿って熱水が上昇し、それが地下水と混合して地表に現われることがわかっている。新潟地震によって、高瀬・雲母温泉一帯は、基盤の花崗岩中の割れ目がふさぐ方向に変動し、また湯野浜温泉でも、基盤の花崗岩中の割れ目が、閉じる方向に変動した。

他方、湯田川・温海両温泉は、凝灰角礫岩中の層状泉とみられるが、地震によって地下水が混入したように見受けられる。

すでに、大森⁹⁾が指摘したように、地震の際には熱水と地下水との混合比が変化することが予想されるが、新潟地震でも、震央付近の岩盤が震度Vの地震動によって変動を起したことは充分考えられ、熱水・地下水の通りみちの状態が変って、前に述べたような化学成分、湧出量・温度の変化が認められたものである。ただ、基盤の花崗岩に直接関係のある源泉に強く影響があらわれたのは、注目してよいものと思う。

参考文献

- 1) 川崎繁太郎 (1904): 北越瀬波の噴泉及びその付近の地質, 地質雑, vol. 11, no. 131
- 2) 河野 密 (1914): 20万分の1地質図幅「村上」および同説明書, 地質調査所
- 3) 大森房吉 (1920): 有馬温泉の温度変化に就きて, 震予報, no. 88 丙
- 4) 野口喜三雄 (1950): 新潟県高瀬温泉の温度降下について, 科学, vol. 20, no. 8
- 5) 山形県衛生部 (1954): 山形県の温泉, 各論篇, 第2輯, 庄内地区温泉, 山形県
- 6) 小倉 勉外5名 (1955): 5万分の1表層地質図「鶴岡」および同説明書, 山形県
- 7) 中村久由・前田憲二郎 (1958): 本邦高熱泉の温泉地質学的意義, 地質調査所月報, vol. 9, no. 6
- 8) 山形県鉱業課 (1960): 20万分の1山形県地質図
- 9) 中村久由 (1962): 本邦諸温泉の地質学的研究, 地質調査所報告, no. 192
- 10) 新潟県商工労働部 (1962): 20万分の1新潟県地質図説明書 (第2版)
- 11) 大沢 穠 (1964): 20万分の1地質図幅「酒田」, 地質調査所

On Changes of Hot Springs Observed after the Niigata Earthquake

By

Kazuo KURODA, Takashi SUZUKI, Masaki KAWANO & Kikuo ABE

Abstract

It was reported that the changes of temperature, amount of flow or pumping, chemical composition, etc. were observed after the earthquake. To make clear factors which affected to those changes, the authors have studied several hot springs (Semami, Yuzawa, Takase, Takanosu, Atsumi, Yutagawa and Yunohama) which are situated near the epicenter of the earthquake.

As a result of the study, they have recognized two types of hot springs from the geological aspect; i. e. aquifer and fissure type. The former type of hot springs were more severely affected than the latter one, in general. It is concluded that changes of temperature, amount and chemical composition are caused by modification of fissures at the time of the earthquake in the granite basement, through which thermal water ascends.

551.495.54:550.346(521.41)

III. 2 新潟地震による胎内川下流域の被害および地下水位の変動

村下 敏夫* 野間 泰二*

要 約

新潟地震による被害は、新潟県中条町においても発生した。そのもっとも激しいところは、胎内川の旧河道にあたる乙大日川の沿岸である。地震による被害は、1) 家屋・橋などの構造物の不等沈下、2) 自噴井戸の破損、3) 旧河道の沈下、4) 押し出し、地割れ・噴砂などの形となってあらわれた。

* 応用地質部

被害が大きかったところは、1) 地下水位が高い、2) 地盤が泥質であるなどの自然的条件をそなえた低地である。

地震動によって、深井戸にも顕著な影響があった。一つは地下水位の上昇で、自噴井は自噴量が増加したが、低地にある竹管の自噴井では、自噴が停止した。地下水位の上昇や自噴量の増加は、地震動によってストレーナーの目づまりが除去されたため、また竹管自噴井の機能喪失は、地盤の垂直的強弱の差によって生じた管の破壊によるものと考えられる。

1. 緒言

新潟県北蒲原郡中条町乙・大出部落は、昭和39年6月16日に発生した新潟地震によってかなりの損害を受けたところである。とくに被害の大きかったところは、乙大日川の沿岸であった。

中条町を流れる胎内川沿岸の地下水については、昭和38年度以降当所の経常研究費をもって調査を継続してきた。新潟地震発生後約100日経過した9月下旬の地下水調査時に、乙大日川沿岸の地震被害の概況を知ることができた。また地震に伴う地下水水位変動についての資料が、中条町のほかに直江津市でも蒐集できた。

この報告は、新潟地震による胎内川下流域の被害概況および地下水位変動について記載したものである。なお、被害地の案内などに御協力いただいた中条町乙出張所長川崎彦一氏に謝意を表する。

2. 水理地質

2.1 地形

新潟県北蒲原郡中条町付近の平地は、新潟平野の北東部にあたり、東側を楢形山脈、西側を日本海に接した、南西から北東の方向に細長く帯状を呈した平野である。主な河川は、中条町の北方を流れる荒川、町内を貫流する胎内川、南方を流れる加治川である。

胎内川は飯豊山系の藤十郎山（海拔標高1,331.5m）に源を発する河川で、頼母木川・鹿俣川などの支川を合せて北流し、黒川村下館で山地を腹すると流路を西に転じ、砂丘を横切って日本海に注ぐ。

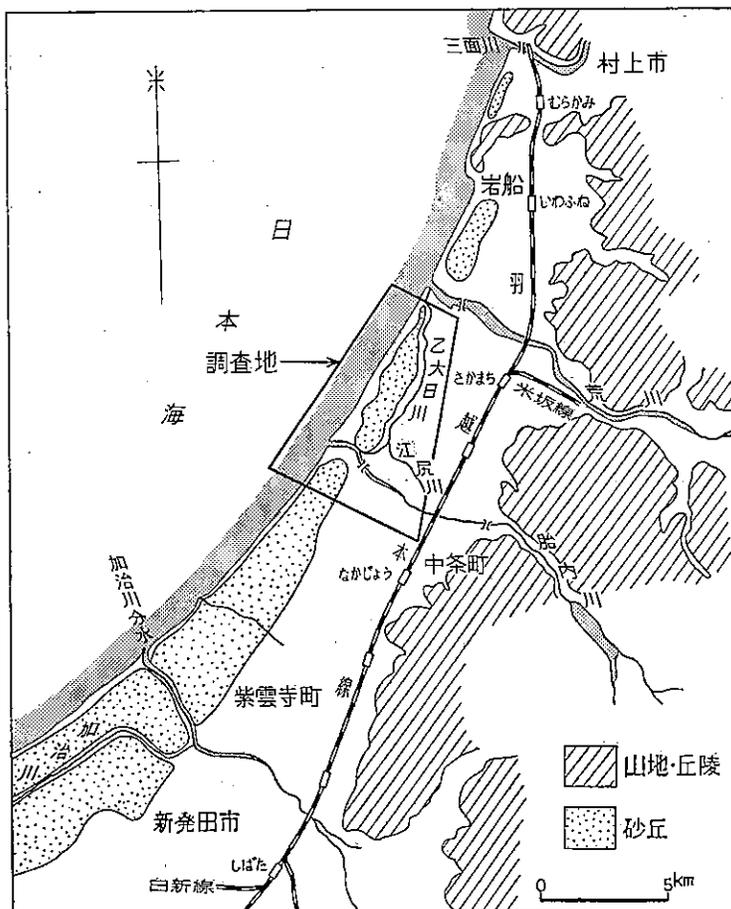
胎内川扇状地は半径約5kmで展開しており、平均勾配7/1,000～5/1,000である。砂丘は標高28m以下、巾2～1.5kmで、南西から北東に走っている。扇状地と海岸砂丘との間は低湿地で、砂丘の後背低地となっている。胎内川扇状地の南縁に連なる半円形の低湿地は、かつての紫雲寺湖跡である。胎内川右岸の後背低地は、かつての胎内川河道である。胎内川が砂丘を横切ったのは、明治21年頃であって、それ以前は海岸砂丘に沿って蛇行しながら北流し、荒川と河口付近で合流していた。旧河道には現在2つの水路があり、1つは富岡地先から北流する乙大日川で、他は南流する旧胎内川である。これらの源は、胎内川右岸の扇端泉を水源とする江尻川である。乙大日川の河川勾配は、きわめて緩やかで、旧河道は干拓されて水田化し、表流は排水路の形となっている。

第2図は、胎内川下流域における空中写真上の濃度区分で、黒田和男が作図したものである。地下水位が高い、すなわち地表面が湿っているほど写真上では黒くあらわれている。これによると、胎内川扇状地の末端から海岸砂丘にかけての地帯に、地下水位の高いところがある。また砂丘末端の斜面にも、地下水位の高いところが存在する。

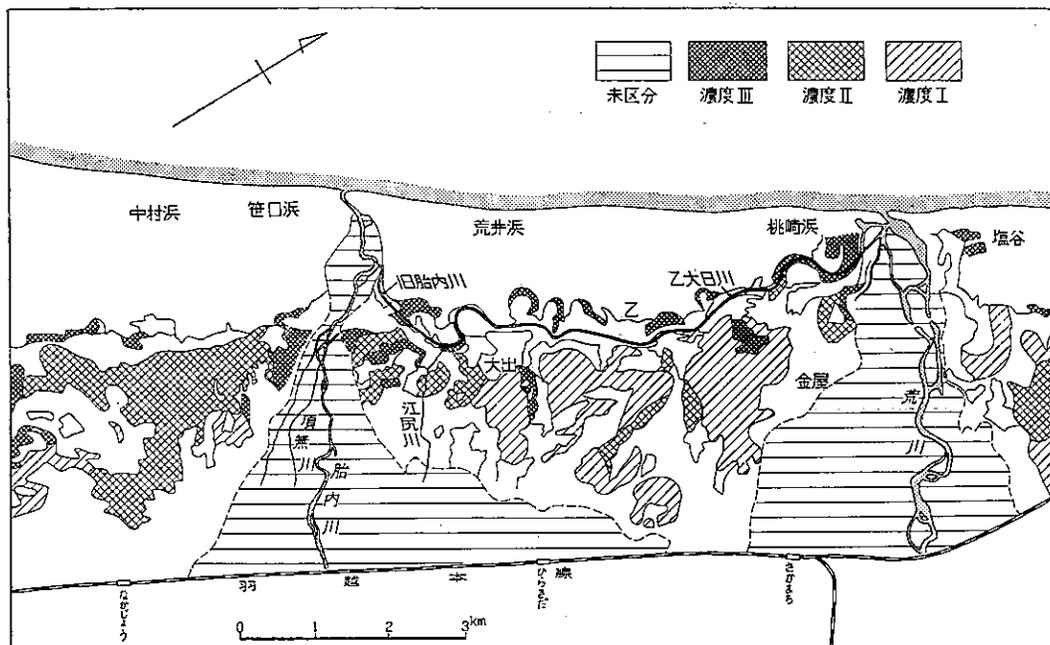
2.2 地下地質

胎内川山地の地質は古生層を主体とし、平地に近いところに花崗閃緑岩と中新世の堆積岩とが分布している。平野は第三紀層を基盤としてその上を不整合に覆う第四紀層からなる。表層は扇状地堆積物と砂丘砂とおもに構成されている。

天然ガス井・水井戸の資料によると、扇頂部近くの黒川油田では、地表面下20～30mで第三紀層に達し、扇中部では約120m、海岸では250～300mで第三紀の灰爪層に到達する。したがって、第四系は上流から下流に向かって発達する。なお、魚沼層群については、確認された十分な資料がないので、ここでは一応第



第1図 胎内川下流域の調査位置図



第2図 空中写真上の濃度区分図

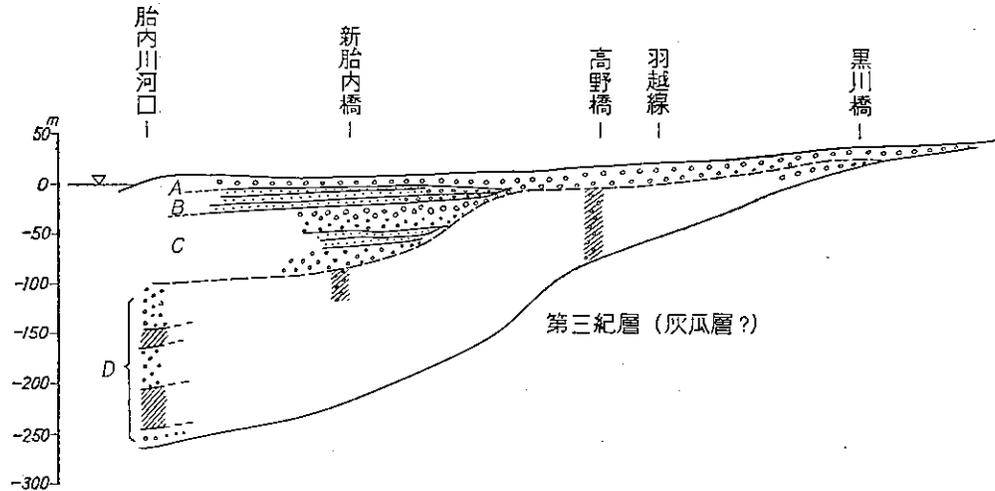
四系を含めて考察する。

胎内川沿岸の第四系は、礫を主体とする粗粒堆積物である。胎内川下流新胎内橋付近における深度 150m までの地下地質は、概念的には、つぎのようである。

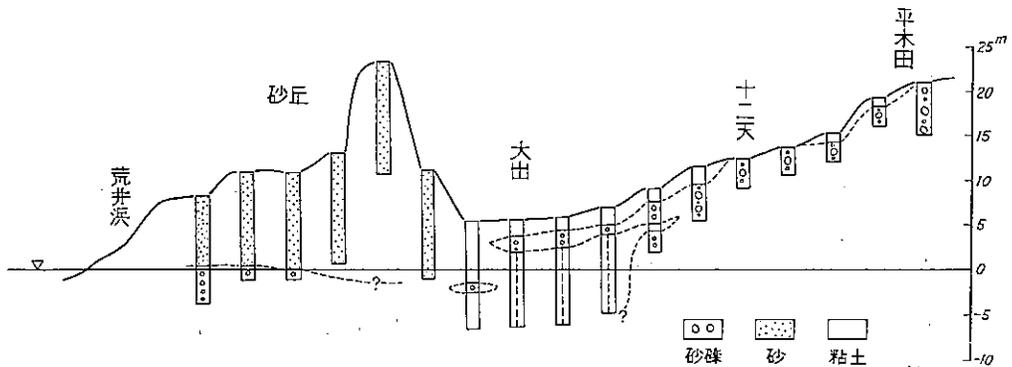
- A 0~10m, 粗砂混り礫。
- B 10~30m, 小礫混り中砂(花崗岩質)と腐植物混り粘土との互層。
- C 30~90m, 花崗岩・安山岩・粘板岩の礫を主とした砂層。最上部は花崗岩礫, 最下部は安山岩礫を主体とする。
- D 90m 以深, 一般に凝灰質粘土を混え, 古生層・安山岩類の礫を主体とする礫層。

A層は、もっとも新しい胎内川堆積物である。沿岸では砂礫であるが、旧河道では泥質層となる。第4図は弾性波探査用ボーリング・データに基づいて作図した浅層地質断面である。標高5m以上の平地の地質は砂礫であるが、乙大日川沿岸の低地では泥質で、泥層の厚さは最大5mを超えている。低地および砂丘の下には、厚い砂礫層が分布する。この礫層は扇状地に連続するものようで、地下水の性状からも裏付けられる。

B層は腐植物を混える黒色粘土が特徴である。この層は標高ほぼ 10m 以下の低地に広く分布しているようで、砂丘の下にも連続する。



第3図 胎内川に沿う地下地質概念図



第4図 浅層地質断面図

C層はその分布について明らかでない。扇中央部では確認されていないので、海岸近くだけに分布するのではないかと考えられる。花崗岩礫は円礫である。安山岩礫が多量に混ることなどから、同層は荒川の堆積物であろうと推定される。

D層は高野橋付近では40~50m以深にあって、魚沼層群に相当する地層ではないかと考えられているが、確証はない。この礫層は、深くなるほどCl⁻の多い地下水を含有するのが特徴である。

2.3 地下水

胎内川沿岸の地下水は、扇状地型の地下水である。

胎内川の表流水を起源とする自由面地下水は、地形に沿って流動し、その一部は扇端部で湧泉となり、左岸では頂無川、右岸では江尻川の源となっている。扇端部から下流の低地には、胎内川起源の被圧地下水が自噴状態で分布する。自噴井の分布区域は、標高約13mより低い平地で、北は荒川河口から南は紫雲寺湯にいたる、幅1~2.5kmの細長い区域である。この自噴井は、飲料用・かんがい用として広く利用されている。自噴井による地下水排出量は約2m³/sである。

大出小学校にある深度24mの自噴井の水頭圧は、地表面上3mを超え、豊水期と渇水期とでは約0.7mの水頭差がある。最高水頭は、毎年5~7月の間、最低水頭は2~3月にあらわれている。この水頭変化は、胎内川の表流量と密接な関係にある。

砂丘の自由面地下水は降水を起源とし、その一部は砂丘の斜面で湧出している。

3. 地震による被害

胎内川下流域における地震の被害は、海岸砂丘の後背低地でいちじるしい。

地震による被害は、

- 1) 家屋・橋など建築物の不等沈下
- 2) 自噴井の破損
- 3) 旧河道の沈下
- 4) 押出し・地割れ・噴砂

などであって、これらは新潟・山形両県下でもひろく発生したものである。

乙大日川沿岸におけるこれらの被害状況は、概略つぎのとおりである。

1) 建築物の不等沈下は、砂丘・自然堤防に立地するものには少なく、蛇行帯でひどい。家屋の倒壊はないが、低地では不規則に傾き、川沿いのものは水路の方向に大きく傾斜している。橋には橋脚の離れたもの、水中に没したものがあつた。

2) 自噴井では鉄管・ビニール管のものに被害が少ないが、低地にある竹管の多くは自噴を停止している。なかには自噴量が逆に増加したものもある。

3) 旧河道の沈下は、乙大日川でいちじるしい。旧河道の幅は、上流ではせまく、下流では広がって、100mにも及ぶところがある。この川は胎内川のショートカットによって旧河道が水田化し、水路は排水路となっていたが、今回の地震によって沈下して湛水し、かつての旧河道が復元されたような状態となった。沈下した表面は、下流では底の広い舟底形で、水路であつた付近での沈下量がもっとも多かつた。調査当時は、稲刈りの終り時期であつて、浸水した水田では、舟で辛うじて水面に出た稲穂をつみとる風景がみられた。

4) 川沿いの水田では、押出しと噴砂とがみられた。押出しのあつた背後の畑地（自然堤防）には幾条かの亀裂があつたが、地震発生後3ヵ月を経過していたので、その方向を正確にすることはできなかった。噴砂は押出しと関係あるようで、湛水していない水面で発生していた。押出しの型は、小規模な地入り型と崩壊型とであつて、水田と畑地との比高差があまりないところでは地入り型、比高差が数10cmあるところでは崩壊型であつた。荒川河口に近い桃崎浜の乙大日川沿岸の家屋には、川の方向に約60cmも地入り型押出しによって移動したものがあつた。また対岸の荒屋では、押出しによって生じた地割れの真上にあ

った民家に、大きな被害があった。

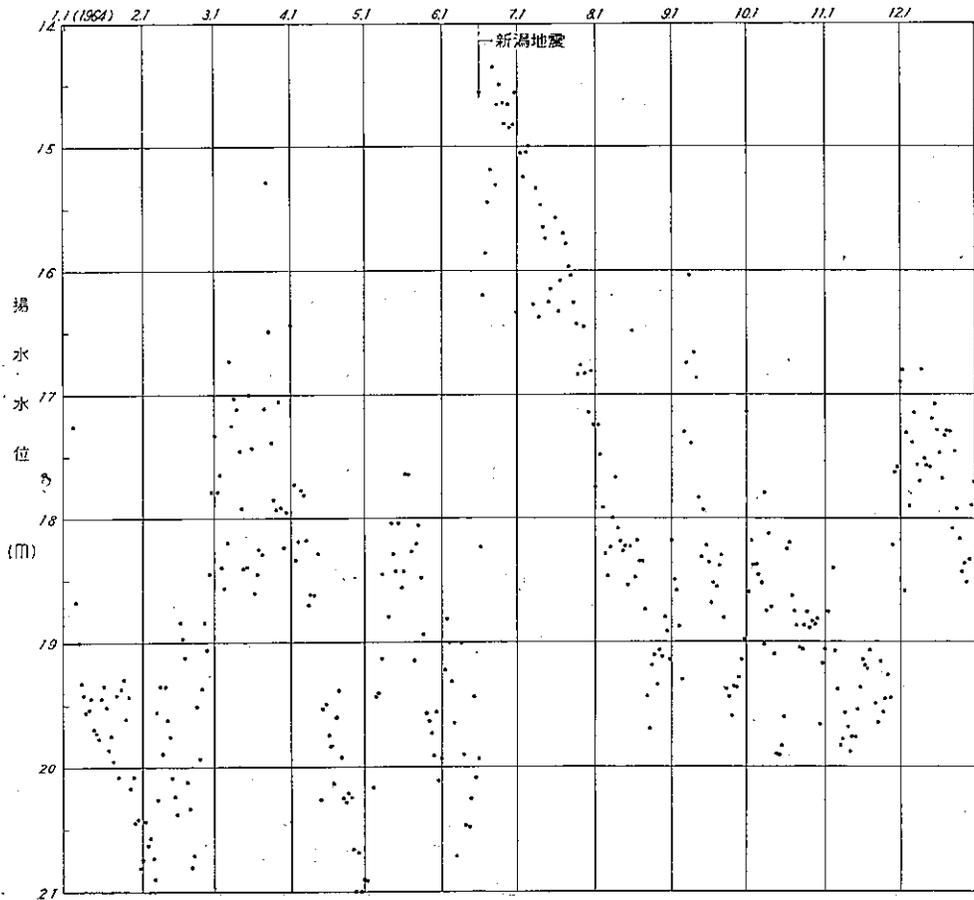
砂丘における地震被害は、桃崎浜で発生している。その大きなものは、砂丘の南斜面に発生した地溝状の地割れで、幅約 3.5m、沈下 0.5m で、N50°E の方向に走っていた。また部落のなかでも凹地になっているところの家屋に、若干の不等沈下やコンクリートに亀裂などが生じていた。浅井戸の多くは砂によって埋没した。井戸の大半は深さ数 m で、砂丘の地下水を汲上げていたものである。

4. 地下水位の変動

地震に伴う地下水位の変動には、かなり顕著なものがある。もっとも多く記録されているものは、噴砂現象と地盤沈下による湛水とである。噴砂は水を伴うもので、噴水量は相当な量に及んだといわれている。また地盤沈下は、地下水位を地表面に露出させて、つい先刻までの乾燥地が水面下に没してしまった。このような、自由面地下水やごく浅い被圧地下水の変動については、数多く報告されているので、ここでは省略する。

胎内川沿岸および頸城平野における被圧地下水位は、自記水位計によっても観測されていたが、地震動によってペンの作動が停ってしまったので、手観測による若干の記録を紹介することにする。

新胎内橋の近くにある深度 28m の水位観測井（以下A井という）は、地震直後に約 30cm の水柱で自噴し、その近くの自噴井でも同様な現象が認められたという。地震発生後数時間を経過した6月16日夕刻の



第 5 図 直江津市における G₀ 層深井戸の揚水水位変化図

観測によると、A井の噴水水頭は2~3cmの高さに止まり、翌17日正午前には井戸管頭すれすれになっていた。地震による水頭圧の変動は、簡単な試算によると、地震直後には約60cm上昇し、以後徐々に低下して約23時間後には40cmの上昇にとどまった。なおA井は、6月22日、7月8日、同22日にも断続的に噴出したと記録されている。

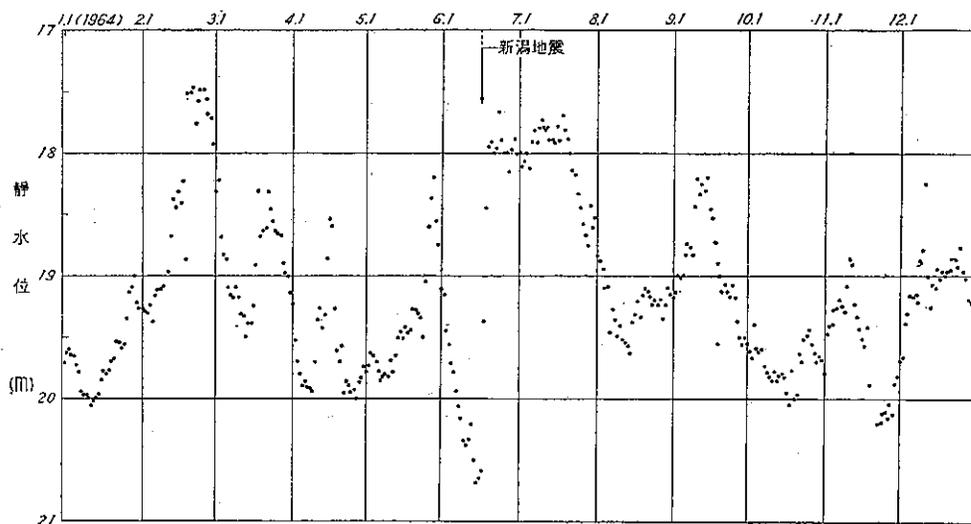
また深度数mの浅い水位観測井(被圧地下水)でも、23時間後には20cm程度の水位上昇があったが、井戸の周囲に灰色の砂が散在していたことから、地震直後には井戸の管頭から噴水したものと予想される。そのときの水頭上昇は、逆算して約40cmである。

自噴井の水頭上昇は、自噴水量の増加となってあらわれた。次表はその一例である。

6月16日(地震前)	自噴量 108 m ³ /d
17日	158 //
18日	142 //
19日	147 //
20日	147 //
22日	153 //
30日	147 //

頸城平野も新潟地震の影響をうけたところで、ここにある深井戸の水位にはみるべき変動があった。第5図は深度約140mの深井戸の揚水水位、第6図は約250mの静水位を示したものである。

G₂井の揚水水位が地震によって急上昇して、以後徐々に低下しているが、地下水使用量の多い8~9月の水位が、冬季よりも1~2m高くなっている。G₄井の静水位も地震によって上昇し、その状態が約1ヵ月間も持続している。そして前例と同様に地下水使用量の多い夏・秋季の水位が、冬季よりも高くなっており、前年度の時期に比較すると約1~2mの上昇である。



第6図 直江津市におけるG₄層深井戸の静水位変化図

5. 考 察

胎内川下流域における地震の被害は、新潟市周辺の被害とよく類似している。地盤と被害との関係は、

- 1) 地盤強度のわずかな差によって、被害程度が相違する。
- 2) 軟弱泥層の厚いところほど被害が大きい。

1) の事項がもっとも明瞭なのは、富岡と大出である。砂丘および自然堤防にある家屋の被害は少なく、乙大日川に面した家屋や蛇行帯に立地する家屋に相当の被害があった。

乙大日川の旧河道の沈下量が、上流側で少なく、下流側で多く、かつ広範囲に及んでいるのは、泥層の厚さとその広がりとは関係あるものと考えられる。

これらの被害は、別の角度からみれば、土層に含有される水分量と地下水位とに関係あるものと考えられる。さきにもふれたように、地震の被害は含水量の多い土層の発達するところで、地下水位の高いところほど激甚であるといえることができる。

噴砂・押し出し・地割れは、地下水と関係している。砂は地下水とともに噴出したもので、乙大日川沿岸では水路内にはみられず、旧河道の水田でみられた。この噴砂は、砂層から泥層に移行する付近で、地震によって泥層が急速に沈下を起したために、砂層の地下水にある衝撃が加えられたときの副産物と考えられる。地割れは泥層の沈下・噴水・噴砂による砂層の容積変化によって発生したものであろう。砂丘の斜面における地割れ・押し出しは、地下水面が数 m 以内のところ、もしくは砂丘からの湧水があったところで多く発生している。桃崎浜で発生した地溝状の地割れは、その前面の砂が埋立土として大幅に掘さくされていて、かなり不安定な地盤状態になっていたようである。富岡地先の小規模な砂丘の押し出しも、砂丘の縁を根掘りして水田化したところで、かんがい用水は砂丘の湧水であった。このように砂丘に発生した押し出し・地割れは、地下水面がごく浅く、しかも人為的に不安定な要素が形成されていたところで発生したものと考えられる。

新潟市内の砂丘でも、地下水面の浅い斜面では、家屋に被害があったことをあわせ考えると、地下水面の高さが被害程度を支配したといえる。関東地震の際に、常総合地では宙水のある区域の家屋に損害があったことが報ぜられている。不幸にして、井戸が砂で埋没したために、地下水位の測定ができなかったが、桃崎浜の被害が凹地で大きかった例などからみて、地下水位が 3~4m 以内のところ、被害があったと考えて不都合ではなかろう。

乙大日川の旧河道でみられた沈下は、地震動をうけた粘土質土層が、急性の収縮をおこしたことによるものであろう。地震に伴った急性地盤沈下があることは、すでに報告されている²⁾³⁾。そしてこの急性地盤沈下の発生は、含水粘土質土層の揺変性と深い関係をもつと考えられ、東京の場合には平常の慢性地盤沈下速度の大きい場所で大きく、沖積層中の粘土層の厚い場所で大きいという。地震に伴った急性地盤沈下は、新潟市内にある地盤沈下観測井にもあらわれており、地盤収縮のもっとも大きい値は、沖積層にみられる¹⁾。

井戸の被害は、砂丘地では砂による管内埋没の程度であるのに対して、低地では竹管のような横圧力に対して弱いものに大きい。しかし竹管の自噴井が完全に自噴を停止したのではなく、破壊した井戸からはわずかながらも噴水していたことから考えると、泥層と砂礫層との境界付近で竹管が破れて、地表面まで噴出するだけのエネルギーをもたなくなったためであろう。強度を異にする地層の境界付近で、井戸側管、とくにストレーナー管と盲管とがち切れることは、三河地震の際に名古屋市内の深井戸にもあった。鉄管の自噴井の水量が増加したのは、近くに破損した井戸が出たために、水位の干渉が少なくなったことも原因の1つにあげられるが、それ以外にストレーナーの目づまりが、地震によって機械的に除去されたことも見逃せない。地震発生後に砂が水とともに排出したことは、水位観測井でも、また直江津市内の深井戸でも認められた。昭和40年2月に発生した大井川地震の際にも、同様の排砂現象があり、震源地に近い深井戸の例では、発生後約2時間経過して砂の汲上げが多くなり、もとの清水状態に復するには約10時間を要している。水位降下の大きい井戸の改修工事に、人工的に震動を与えて揚水量の増加を図る方法がある。これはストレーナーの目づまり除去によって、水の流入抵抗を減少させることを主眼としたもので、これと同様な効果が、地震動によって深井戸にあらわれたことになる。

6. 結 論

新潟地震の発生に伴って胎内川下流域に被害があった。被害は、胎内川の旧河道である乙大日川の沿岸に集約して発生した。

被害は、1) 地盤強度の差によって相違し、2) 軟弱泥層の厚いところで激しかった。別の角度からみれば、含水量の多い土層と地下水位の高さが、地震被害と密接な関係にあるといえる。

地盤による影響は、深井戸にもあらわれている。その顕著なものは、深井戸の水位上昇と自噴井の水量増加とである。これは震動によって、ストレーナーの目づまりが除去されたためと考えられる。その効果はかなり顕著で、少なくとも 39 年中は維持されたもののようである。

文 献

- 1) 農林省 (1964): 新潟地盤沈下調査報告書 [7]
- 2) 宮部直己・稲葉 佳 (1964): 地震に伴った急性地盤沈下, 土木技術研究所報告, 第 42 号
- 3) 表俊一郎・稲葉 佳 (1957): 地震に伴った急激な地盤沈下, 土木技術研究所報告

Damage to Ground Surface and Fluctuation of Ground-water Level Caused by the Niigata Earthquake

By

Toshio MURASHITA & Yasuji NOMA

Abstract

Nakajo town was severely damaged by the Niigata Earthquake on 16th, June, 1964. The damage, that is abnormal sinking of the constructions and buildings, break of flowing artesian-well casings, local landslides, cracks of ground and local land-subsidence occurred along the older river-bed of the Tainai river.

The heavy damage zone has the worst ground conditions that the ground-water level is very high and the shallow underground is composed of loose muddy deposits.

The earthquake vibration gave rather good effects on some artesian wells. On the hard ground, the discharge rate of flowing wells increased and the water level of pumping wells recovered, and such effects had continued over several months.

551.495.54:622.324:622.24

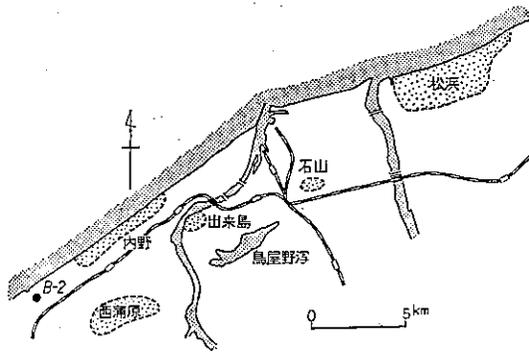
III. 3 新潟地区における天然ガス坑井の水位変化

牧野 登喜男*

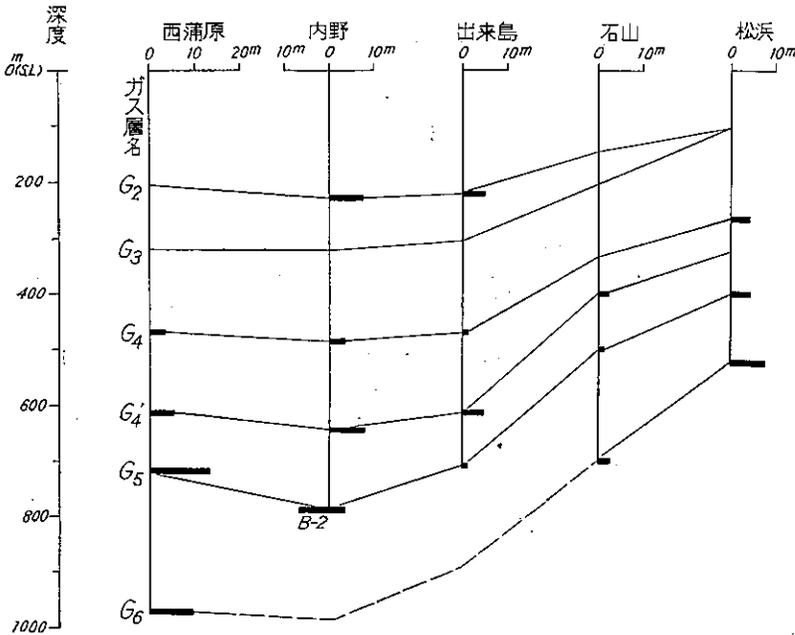
天然ガス坑井は新潟市街地周辺に数多く分布し、一定坑井について定期的に水位が測定されている。地震前すなわち 5 月末日に測定された結果と、地震後の 6 月 20 日から 7 月初旬の測定結果とを比較すると、いずれの坑井でも水位上昇が認められ、最も大きな値を示したのは西蒲原地区 G₅ 層で、平均 13.35 m の上昇を示している。

各地区別の水位上昇の算術平均値を第 2 図に図示した。この図からみると、西蒲原・松浜地区で第四紀層中のガス層については、深部に存在するガス層程水位上昇が大きな値を示すようにみうけられる。また内陸

* 燃料部



第1図 新潟市周辺地域の天然ガス採集地区



注 各地区における各坑井水位変化を算術平均値で示した。
B-2は水位観測井

資料は各企業体および天然ガス鉱業会新潟支部による。

第2図 新潟市周辺地域の天然ガス坑井にみられた水位変化

部にある農林省地盤沈下観測井(白根地区)の水位も、地震前と地震2~3日後とを比較すると、それぞれ2~3mの水位上昇を示している。

これら水位上昇は地下地質状況(地層の物理的性質など)に関連し、また坑井状況によって異なるものと考えられる。また水位上昇は地震直後から8~9月頃まで上昇の一途をたどっているが、これはガス井が地震のため揚水を停止した影響を反映するものと推察される。

Change of Water Level of the Natural Gas Wells by the Niigata Earthquake in the Niigata District

By

Tokio MAKINO

Abstract

Comparing the water level of the wells in the Niigata district after the Niigata Earthquake with that before the earthquake, there was found some rise in all wells. The maximum value of rise is found at G₅ bed in the Nishi-Kambara area and estimated as 13.15 m in average.

The mathematical average values of change of the water level are shown in fig. 2 as to each area and each bed.

The rise of the water level is considered to be controlled by both the subsurface geological environments and the conditions of individual well.



地質調査所特別報告

第1号

門倉三能, 大橋敏男, 伊原敬之助, 木村六郎, 佐藤戈止, 赤木 健: 関東地震調査報告 第1, 1925

第2号

門倉三能, 小倉 勉, 清野信雄: 関東地震調査報告 第2, 1925

SPECIAL REPORT, IMPERIAL GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 1

KADOKURA, M., OHASHI, T., IHARA, K., KIMURA, R., SATO, H. & AKAGI, T.: Reports on the Kwanto Earthquake, September 1923, Part I, 1925 (in Japanese)

No. 2

KADOKURA, M., OGURA, T. & KIYONO, N.: Reports on the Kwanto Earthquake, September 1923, Part II, 1925 (in Japanese)

PROBABILITY

1. A die is thrown. Find the probability of getting a number less than 4.

Sol.

Let E be the event that a number less than 4 is obtained.

Then,

$$E = \{1, 2, 3\} \quad \therefore n(E) = 3$$

∴ Probability of getting a number less than 4 = $\frac{n(E)}{n(S)} = \frac{3}{6} = \frac{1}{2}$

$$= \frac{1}{2}$$

2. A die is thrown. Find the probability of getting a number greater than 4.

Sol. Let E be the event that a number greater than 4 is obtained.

∴ Probability of getting a number greater than 4 = $\frac{n(E)}{n(S)} = \frac{2}{6} = \frac{1}{3}$

昭和 41 年 3 月 20 日 印刷

昭和 41 年 3 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

Matsuno, K.
Nishimura, K.

新潟地震地域北東部(村上・鶴岡)地区の地質構造

松野久也・西村嘉四郎

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 3~8, 1966
2 illus.

筆者らは、新潟地震によって粟島付近に生じた地盤変動と地質構造との関係を明らかにするために、表題の地域(1400km²)の地質構造について、写真地質学的方法をもって予察調査を実施した。その結果、1) この地域は、新潟油田の地質構造に支配された3つの地塊(西から葡萄・薬師岳・三方倉地塊)に分けられ、2) 各地塊は北北東・南南西の延長方向をとり、各々が西ないし西北西に傾動し、3) 葡萄地塊では南半部が、薬師岳地塊では逆に北半部が大きく隆起している。4) これらの変動は、第三系の堆積を支配し、粟島付近で明らかにされた地盤変動と同様な傾向をもつものである。

551.24: 550.8: 528.7 (521.41+521.15): 550.34

Kuroda, K.
Hoshino, K.
Makino, T.
Sato, S.

新潟地震地域の地質構造図について(中間報告)

黒田和男・星野一男・牧野登喜男・佐藤 茂

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 9~10, 1966
1 illus.

新潟地震に関連した地質構造のうちで、第三紀以後の造構運動を明らかにするための作業が、筆者らによって進められているが、地質構造図作成に必要な考えかたを若干記述した。詳細は追って発表の予定である。

551.24 (084.3) (521.41)

Kuroda, K.

越後山脈のいわゆる古生層について

黒田 和男

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 10~15, 1966
2 illus.

新潟地震に関係した地質構造のうち、新第三紀より古い時代の地質構造を知って基盤の裂離系を推定する目的をもって、既存の資料にもとづいて古生層の構造方向を考察した。筆者は、この地域の古生層を主として粘板岩-砂岩からなるグループと、輝緑凝灰岩-石灰岩を特徴的に含むグループとに区分し、構造方向をほぼNNW-SSEとしている。また古生層の構造方向にみられる対曲構造は、グリンタフ地向斜の形成とも考え合わせると、興味ある問題が残されている。

551.73: 551.24 (521.41)

Murai, I.

村上-鶴岡間の地域の構造解析

村井 勇

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 15~25, 1966
7 illus.

新潟地震の際顕著な地変が生じ、それが最近の地殻変動の傾向と一致し、かつ地質構造と調和的であった。このため地震地域の地質構造を調査し、過去の造構運動の性質を知り、それが現在の地殻変動や地震活動とどんな関係にあるかを考察する必要性が生じ、表題地域の構造解析を担当して調査を行なった。この地域の第三系の褶曲構造はNNEの方向を軸とし、同時にこの方向とこれに直交するESEおよび鉛直の方向を主応力の3軸とする応力条件下で生じたわれめ系の発達が普遍的に認められた。発震機構はESE方向の圧縮力によると解釈されているが、われめ系のうちのNNE方向の断層が地震時の地変に重要な役割を演じている。

551.24: 550.34 (521.41+521.15)



Kakimi, T.
Hirayama, J.

裂傷系からみた粟島の地質構造

垣見俊弘・平山次郎

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 26~32, 1966

6 illus.

粟島は、1964年6月16日の新潟地震の震源地付近に位置し、同地震の際、島の長軸N約30°E方向(“粟島方向”と仮称)を走向とし北西へ約1'隆起・傾動したことがわかり、その後の調査研究により、陸上・海底の地形・地質・地球物理の資料は、新第三紀より現在に至るまで、すべてこの“粟島方向”の構造を支持するとされている。しかし、筆者らが小断層を利用して粟島の新第三系の構造を調査した結果では、粟島方向と斜交するN約50°E内外(“基盤方向”と仮称)を長軸とする半ドーム状の浮き上がりが推定された。新第三紀の“基盤方向”が、いつ、どのような様式で、現在の“粟島方向”に変換したかは、今後の問題点である。

551.24 (521.41)

Kamata, S.
Hosono, T.
Ito, K.
Hayakawa, M.

音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造

鎌田清吉・細野武男・伊藤公介・早川正巳

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 32~42, 1966

6 illus.

新潟地震震央付近の海底地質構造を音波探査法によって調査した。その結果、反射層はV₁, V₂, V₃, V₄, V₅層の5つに分類され、それぞれの構造的特徴と海域下の分布とを明らかにし得た。また、地震発生当時、水路部“拓洋”によって発見された粟島南のS₁, S₂, S₃の各断層について、その構造的特徴と今回の地震との関係について考察することができた。この中、S₃については今回の地震によって新しく生じたものと考えられる反射記録を得たことは興味ある点である。今後の問題としては、陸棚海域において定期的にこの種の調査を行ない資料を得ておくことは大切なことと考える。

551.24: 550.837 (521.41): 550.341.4 “1964.06.16”

Obara, N.
Watanabe, K.
Ando, T.
Aihara, T.
Kanai, T.
Kawano, M.

新潟震災地の土木地質

尾原信彦・渡辺和衛・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・川野昌樹

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p.43~76, 1966

24 illus., 5 tab.

新潟地区の土木地質調査を実施した。190m, 120mのボーリングによって標準地質柱状図をつくり、地下構造図を描いた。なお土質から地層緻密度を求め、沈積サイクル区分を実施、間隙水質より傍証された。本地区のクイックサンド現象については、間隙水圧測定(18地点)により、新規のベクトル図形を描き、実際の震害とよく一致した破壊面深度図が得られた。信濃川左岸のスウェーデン式サウンディング(25点)により超軟弱層の所在を明らかにした。また超軟弱地盤用の二重管式コーンベネトローメーターの動力化を工夫し、本地区に適用して成果を取めた。

624.131 (521.41): 550.346

Fukuta, O.
Akutsu, J.
Tokunaga, S.

新潟深層試験井の坑井地質

福田 理・阿久津 純・徳永重元

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 76~84, 1966

2 illus.

新潟地方の沖積層の基底を明らかにすることをおもな目的として、新潟地震防災総合研究の一環として実施された2本の深層試験井の坑井地質の調査・研究を行なった。この目的を達成するため、調査・研究項目としては、電気検層の記録およびコアによる岩相層序のほかに、微化石(有孔虫・珪藻・花粉)を加えた。その結果、約2万年前とされている世界的な海面の低下から上昇への転換期以後の沖積平野の堆積物として定義した沖積層の基底は、GS-D₁#, および GS-D₂# においてそれぞれ海面下約92m および 143m にあることが判明した。

551.796 (521.41): 550.837+550.82+56

Sano, S.
Kanaya, H.

通産省アイソトープ地盤沈下観測井に認められた新潟地震の影響

佐野俊一・金谷 弘

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 84~91, 1966
6 illus., 3 tab.

新潟市の地盤沈下を研究するため, ラジオアイソトープを地層の深さを示す目じるしとして利用し, 地層収縮量の深度分布を測定する観測井が2孔設けられている。このうち, 内野地区観測井には異常が認められなかったが, 山ノ下(臨港)地区観測井のケーシングが深度 15m 以浅の部分で著しい傾斜を示した。ケーシングの抜上りおよび傾斜の測定, さらに地層収縮量の分布の測定が行なわれた結果, 深度20m以浅の地層の収縮が 38.5cm であると推定された。孔井のまわりの浅い地層の部分がブロック状をなして変動した結果, ケーシングが変形したものと考えられる。

622.24: 550.346 "1964.06.16" (521.41)

Seya, K.
Ogawa, K.
Hashimoto, N.

新潟地震地域の重力および水準測量

瀬谷 清・小川健三・橋本尚幸

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 92~99, 1966
4 illus., 2 tab.

新潟地震に伴う重力変化および観測点の標高変化の有無に関する調査結果が述べられている。調査は新潟田市およびその周辺区域において, 地震発生直後の39年6月下旬および9ヶ月後の40年3月の2回に亘って行なわれた。地震前の対比值としては, 地震直前まで当地域で行なわれていた重力探査の成果が用いられている。調査結果は重力変化および標高変化ともに有意の顕著な変化は認められないことを示している。なお定点観測も行なわれ, 余震時の重力変化が一例だけ観測されたが, その際余震前後の極く短時間内に僅かではあるが明瞭な変化が認められている。

550.312: 550.34 (521.41)

Kuroda, K.
Suzuki, T.
Kawano, M.
Abe, K.

新潟地震前後における温泉の変動状況

黒田和男・鈴木 孝・川野昌樹・阿部喜久男

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 100~111, 1966
11 illus., 14 tab.

新潟地震により湧出状態・湧出量などに影響のみられた温泉のうち, 新潟県下の瀬波・湯沢・高瀬・雲母・鷹の巣温泉および山形県下の温海・湯田川・湯野浜温泉について, 地震前後の温度・湧出量・湧出状態の変化を調べたもので, とくに含有化学成分量の変化の把握に重点が置かれている。今回の地震で震央に近いこれらの温泉は, 熱水の上昇経路となっている岩盤内の割れ目に変動があり, その結果源泉について熱水と地下水との混合比に変化があらわれたと推定されている。

553.7: 550.346 (521.41+521.15)

Murashita, T.
Noma, Y.

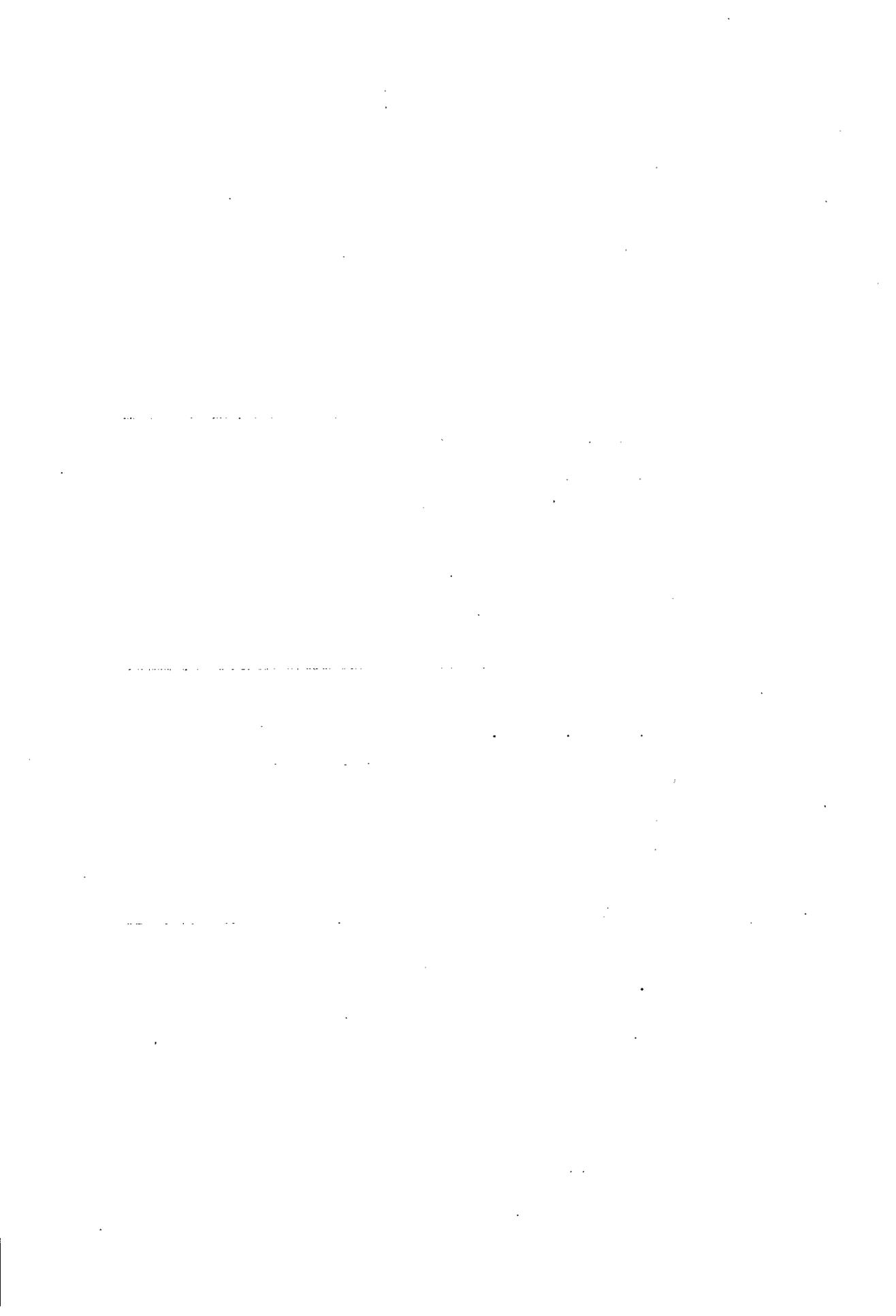
新潟地震による胎内川下流域の被害および地下水位の変動

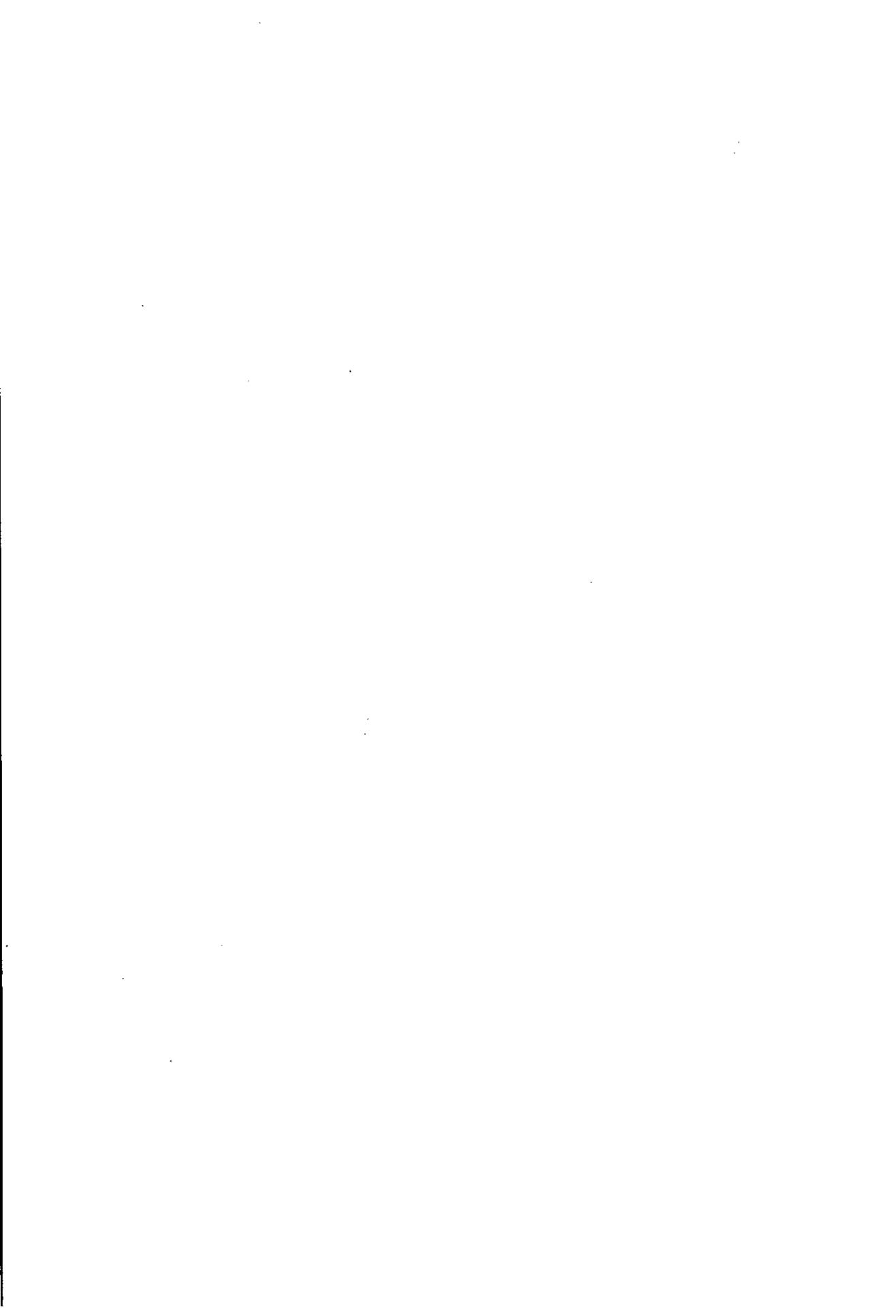
村下敏夫・野間泰二

地質調査所特別報告第3号, 新潟地震調査研究報告, p. 111~119, 1966
6 illus.

新潟地震による被害は, 胎内川下流域でも発生した。そのもっとも激しいところは, 胎内川の旧河道の沿岸低地であった。ここでは, 家屋・橋などの建造物の不等沈下, 自噴井の破損, 旧河道の沈下, 地割れ, 押出し, 噴砂などの現象があった。被害が大きかったところは, 地下水位が高い, 地盤が泥質であるなどの自然的条件を具えた低地である。また地震動によって深井戸の水位が上昇した。その効果は, かなり顕著で, すくなくとも39年中は維持された様子である。

551.495.54: 550.346 (521.41)





SPECIAL REPORT No. 3

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SARO, Director

**REPORT OF THE GEOLOGICAL SURVEY
ON THE NIIGATA EARTHQUAKE**

By

**RESEARCH GROUP OF NIIGATA EARTHQUAKE
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1966

地質調特報
Spec. Rept. Geol.
Surv. J. No. 3, 1966