

小海岸平野の水文地質構造と地盤沈下の関係 — 福島県原町市の例 * —

中 馬 教 允

A Study of Relationship between Hydrogeological Structure and the Land Subsidence in the Small Coastal Plains, with Special Reference to the Haramachi District, Fukushima Prefecture

By

Norichika CHUMAN

ABSTRACT : As to the land subsidence in the Haramachi district, the present paper clarifies its geological extent, stratigraphical horizons, mechanism, successive changes, a relation to social activities, and many other points by means of geological, hydrogeological, and soil engineering methods.

Data for the research were obtained by drillings, microfossil analyses of drilling cores, ¹⁴C-datings, electric soundings and loggings, soil tests, field survey, observation of aerial photographs, levelling of piezometric and phreatic surfaces and bench marks, pumping tests, and estimation of the pumped-up volume of groundwater.

The land subsidence of the Haramachi district occurs at the lowland area along the lower part of the Ota River, later extending to the terraces and hills. Stratigraphically, the subsidence concentratedly takes place in the "Alluvium", which consists mainly of silt, sand and peat, and the Tatsunokuchi Formation consisting of sandstone and siltstone is also affected. The land subsidence is chiefly caused by over-draft and influenced by soil-mechanical characters of confining layers and aquifers.

The land subsidence in the Japanese coastal plains is divided into two types, A and B, according to the respective characteristics of horizontal as well as vertical extent of subsidence, and the damage degree brought by the subsidence. The A type is observed in the large coastal plains such as the Kanto, Niigata, Nobi, Osaka, and Shiroishi plains. In these plains, Quaternary tectonic movements called the Island-arc tectonic movement has violently taken place, and many aquifers and confining layers are developed in many stratigraphic horizons on a large scale. Therefore, groundwater utilization has been progressed, and the land subsidence extensively occurred both horizontally and vertically, and its damage often becomes serious. The B type is found in the small coastal plains, where the "Alluvium" is relatively thin and underlain with the Tertiary formation (bed rock) with or without the thin "Dillivium". In these places, the land subsidence locally occurs in the surficial layers. The land subsidence of the Haramachi district belongs to the latter B type.

The present paper also proposes a new Holocene sea-level curve. According to the curve, the Early-Jomon transgression ranges from ca. 10,000 to ca. 6,000 years B. P., the small Jomon

* Doctoral thesis (Science) presented to the Hiroshima University in 1980

regression from ca. 6,000 to ca. 4,800 years B. P., the Late-Jomon transgression from ca. 4,800 to ca. 4,100 years B. P., the small Yayoi regression from ca. 4,100 to ca. 1,800 years B. P., and the recent sea-level from ca. 1,800 years B. P. to the present.

目 次

I. 結 言	40
II. 研 究 史	41
III. 調査・研究方法	42
IV. 原町市の地形・地質	44
A. “沖積層” 及び “洪積層” の定義	44
B. 地 形	45
C. 先 “沖積層”	48
D. “沖積層”	54
V. 原町市の地盤沈下	66
A. 帯水層と加圧層	66
B. 地下水	68
C. 地盤沈下	74
VI. 地盤沈下を支配する要因	80
A. 地質学的要因	80
B. 人為的要因	87
VII. 結 論	87
引用文献	89

I. 結 言

福島県原町市の地盤沈下による被害が著しくなった 1974 年度から 4 年間、農林（水産）省は地盤沈下の原因と機構を明らかにし、別途立案中の地盤沈下対策事業の基礎資料をも得る目的で、地盤沈下調査を実施した。

筆者は、東北農政局に在籍して、同僚、福島県及び原町市の担当者と共に、各地の研究者や技術者の協力を得ながら、ほぼ全期間を通じてこの調査を担当する機会に恵まれた。この間、調査地域で数多くのボーリングや物理探査・諸試験等を行い、野外踏査の成果とも合わせて地盤沈下を起こしている地層の層位学的位置・構造・土質工学的性質、地下水との関係等について検討を重ねた。その結果、原町市の地盤沈下は、鮮新統中の被圧地下水を採取することによって主として“沖積層”が圧密・沈下を起こしていること、同層は後氷期の海水準変動によって堆積様式・層相等を強く規定されて発達していることが判明した。また、原

* 調査の成果は、「原町地区地盤沈下調査報告書」として、東北農政局計画部から公にされている。

町市の“沖積層”がもたらす情報から、後氷期の海水準変動に関する新知見も得ることができた。更に、原町市の地盤沈下の状況を日本各地のものと比較することによって同市の特徴を明確にし、合わせて地盤沈下地域の類型化を試みた。

原町市の地盤沈下調査から得られた知識は、水文地質学的にはもちろんのこと、純地質学的にも貴重なものであると考え、ここにとりまとめて報告する次第である。

この小論の作成に当たって、終始懇切に御指導・御助言をいただいた広島大学理学部地質学鉱物学教室小島丈児教授に深く感謝申し上げる。同教室長谷 晃教授・柿谷 悟教授・中野光雄助教授・添田 晶助教授・吉田博直助教授・沖村雄二助教授・原 郁夫助教授は、筆者が広島大学卒業後も機会あるごとに御指導下さり、激励して下さいました。ここに厚くお礼申し上げます。

東海大学柴崎達雄教授と東北大学中川久夫助教授は、原町市の地盤沈下調査の企画の段階からとりまとめに至るまで、野外や室内で終始御指導下さった。宇都宮大学阿久津 純教授及び斎藤報恩会自然史博物館竹内貞子博士に、ボーリング・コアのケイソウ化石及び花粉化石の分析をお願いした。地形・地質に関して、東北大学北村 信教授・酒井豊三郎博士・永広昌之博士の御指導を仰いだ。 ^{222}Rn 濃度の測定は、農業土木試験場木村重彦室長及び小前隆美研究員に依頼した。ボーリング・作井・土質試験等は、各地の地質・地下水調査会社の御協力を得た。 ^{14}C 年代は学習院大学木越邦彦教授に測定していただいた。これらの方々と機関に厚くお礼申し上げます。

この調査・研究の機会を与えられた農林水産省当局及び栗原権四郎博士、工藤 浩・松岡功氏、調査を共にされた宮北順一・高橋禎一氏に感謝する。

小島教授・柴崎教授・中川助教授・阿久津教授及び竹内博士には、小論の素稿を読んで御指導・御助言をたまわった。改めてお礼申し上げます。

II. 研究史

日本の地盤沈下の研究は、大阪平野における廣野・和達 (1939), 和達 (1940), 和達・廣野 (1942) に始まったと言える。しかし、同研究が進むのは帯水層や加圧層の性質、堆積状態等に関する知識や、水収支論に基礎を置く地下水研究の事例が増加する 1960 年代まで待たねばならなかったと言えよう。宮本ら (1962) は帯水層単元を明らかにすることを重視し、柴崎 (1966) は第四紀地質学の実践の場への導入、被圧地下水の定量化 (柴崎ら, 1966) とその収支の解明を試みた (柴崎・熊井, 1968)。新藤 (1966) は不圧地下水の水収支を行った。1960 年代以降になると、コンピュータを利用した地下水収支や地盤沈下モデル・シミュレーションが行われるようになり、鎌田ら (1969) は地下水のかん養量を垂直成分と水平成分に、前者は更に絞り出し補給かん養と漏水補給かん養に分離することに成功した。七尾港周辺地盤沈下対策協議会・北陸経済調査会 (1972, 1975), 農林省関東農政局計画部 (1973), 千葉県公害研究所 (1975) はこの新しい手法を用いてあげた成果の好例である。これらの成果は、水収支研究グループ (1973, 1976) によって「地下水資源学」及び「地下水盆の管理」としてまとめられている。

水文地質学的成果の背景には、第四紀地質学の発展があった。加圧層・圧密沈下層として最も重要な役割を果たす沖積層が、後氷期の海水準変動に規定されて発達することが池田(1964)によって明らかにされ、有明海研究グループ(1965)は学際的な研究に基づいて有明海周辺の地史を明確にし、第四紀の海水準変動曲線を提案した。青木・柴崎(1966)、柴崎(1969)による関東平野の研究、長谷(1967)による仙台平野の研究、長谷川ら(1967)、柴崎・和田(1968)、和田(1972)による新潟平野の研究、古川(1972)、桑原ら(1972)による濃尾平野の研究、梶山・市原(1972)による大阪平野の研究等によって、有明海周辺と同様の現象が全国的に認められることが判明した。清水(1972)は沖積層の土質工学的研究をした。

海岸平野の被圧帯水層を包含する更新統については、第四紀の海水準変動及び地殻変動と関連させて中川(1961 a, b)及びNAKAGAWA(1965, 1967)、関東ローム研究グループ(1965)、関東第四紀研究グループ(1969)、新井(1965)等によって総括されている。南関東地方地盤沈下調査会(1971)、農林省関東農政局計画部(1973)、千葉県公害研究所(1975)は関東平野下の第四系の性状を明らかにし、三梨(1973)は関東・新潟両平野の第四系の堆積盆地が島弧変動に相当する地殻変動によって形成されているとした。市原(1966)、藤田(1968)、近畿グループ(1969)は、大阪層群は六甲変動によって堆積盆地が形成されて堆積し、更新世末期の段丘構成層は六甲変動と海水準変動とが絡みあって堆積したとした。桑原(1968)、濃尾平野第四紀研究グループ(1977)は猿投変動と係わって濃尾平野の堆積盆地と第四系が形成されたとした。藤井(1972)は日本の海岸地域の区分を試みた。

原町市一带の地学的研究は、KAMADA(1950)、北村ら(1955)、小貫ら(1959)に続いて多方面で続けられた。SOHMA(1961)、SUZUKI and NAKAGAWA(1971)による植物化石の研究、中川(1961 a, b)による段丘の地質学的、地形学的研究、茂木・岩渕(1961)、岩渕(1962)、武藤(1968)による海底地形・底質、沖積層の研究、真鍋(1974)による古地磁気の研究などがこれである。また、KOIKE(1969)、大槻ら(1977)の地形学的、構造地質学的研究もある。応用地質学的研究としては小貫ら(1959)、小貫・宗像(1960)がある。

III. 調査・研究方法

地下水や地盤沈下*に関する研究は、地下水とその包蔵体という自然物、人間の社会的生産活動、及び人間の働きかけに対する自然物の応答という3つの側面から行うことが重要である。

地下水と深い係わりをもつものに地質とその構造、地形及び気象などがある。特に前2者は原町市のような小区域においても、第四紀を通じて全球的規模で大きく変動した気候や海水準の影響を強く受けており、それらの現在の姿は地史的産物である。

地下水と係わる人間の主要な活動は、地下水の直接の揚水と水田稲作農業を通じて行う一種の地下水強制かん養があげられる。地下水の揚水による地下水体とその包蔵体への影響は、

* 地盤沈下は、地下水や水溶性天然ガスの採取、坑道などの開き、地震や重構造物の設置などを原因にして発生するが、ここでは水溶性天然ガスや温泉を含む地下水の揚水によって生じる場合に限って述べることにする。

作井技術の進歩とポンプの開発及び普及に伴って増大したものであり、歴史的にその過程を明らかにする必要がある。

地盤沈下を頂点とする地下水障害は、上述の自然物とそれに対して働きかけた人間の生産活動との融合した姿であり、この面もまた歴史的に捉えることが肝要である。こうすることによって、初めて地盤沈下問題を正しく解決する道筋が明らかになるものと考えられる。

以上のことを考える基礎において、原町市の地盤沈下の研究を行った。その項目と方法は次のとおりである。

1 地形調査

(1) 2.5万～5万分の1の地形図を基図にして地形面区分を行った。この作業には5,000分の1の国土基本図と2万～4万分の1の空中写真を使用した。

(2) 海底地形の調査には、海上保安庁水路部発行の5万分の1と20万分の1海底地形図を使用した。

2 地質調査

地盤沈下が主に低地で発生しているので、“沖積層”に重点をおいて次の調査を実施した。

(1) 34孔延1,241mのボーリングによってコアを採取し、岩質をは握した。一部の孔は標準貫入試験、電気検層及び透水試験に利用した。

(2) コアは花粉及びケイソウ化石の分析、 ^{14}C 年代測定、土質試験等に供した。

(3) 既存のボーリング及び深井戸柱状図を98本収集し、“沖積層”とその基盤の岩質及び厚さなどを握した。

(4) 太田川及び新田川の低地を中心に139点の電気探査を行い、“沖積層”の厚さとその基底の形状を推定した。

(5) 空中写真の判読及び踏査によって、“沖積層”の微細な変化を地形の変化と対応させながら握した。

以上の調査に地形調査の成果を加えて“沖積層”の区分と層厚、同層の堆積年代とその環境、堆積期の海水準変動の解明を試みた。

(6) 竜の口層と“洪積層”の岩相及び構造をは握するために5,000分の1及び2.5万分の1の地形図を基図に踏査した。踏査は主に東北大学中川久夫助教授及び同大学酒井豊三郎博士らが行った。

(7) 阿武隈山地の地質は、主に既存の資料によってその概要をは握した。

3 地下水

(1) 帯水層単元の確立は地質調査、揚水試験・透水試験等の結果に基づいて試みた。

(2) 帯水層係数は13本の井戸を設けて揚水試験を実施し、主にタイスの非平衡式を用いて算出した。

(3) 加圧層の透水係数は、現場透水試験と室内土質試験の結果から推定した。

(4) 不圧地下水2カ所、被圧地下水8カ所に自記水位計を設置して地下水位（頭）の経時変化を記録した。更に、6カ所に手測りの測水地点を設けて地下水位（頭）を毎日測定した。

(5) 地下水体の形態と流動方向を明らかにするために、4年間に25回の一斉測水調査を行った。

(6) 井戸の数・分布・深さ・揚水量、地下水の用途などの経時変化を明らかにするために

原町市全域の地下水利用実態調査を行った。この作業は、1974年10月に原町市が中心になって実施した。

4 地盤沈下

(1) 2カ所にそれぞれ深さの異なる二重管式井戸2本と単管式井戸1本を設置した。前者には地盤沈下計と自記水位計を、後者には自記水位計を備え、地盤沈下量と地下水位(頭)を経時的に測定した。

(2) 1955年以来原町市で行われた公共測量の成果を利用して、新田川以南の地盤変動量を経時的には握した。

(3) 1974年以降2月1日を基準日として毎年測量を実施し、原町市の年間の地盤変動量を明らかにした。測量は原町市が行った。

(4) 測量の水準点が主に道路沿いに分布し、軟弱地盤の変動量を必ずしも明らかにしえない恐れがあったので、毎年農民・福島県、あるいは原町市が実施した客土事業(地盤沈下量に相当する埋め立て作業)の客土深を調査して、年間の地盤沈下量を推定する資料にした。

(5) 関東平野・新潟平野・濃尾平野・大阪平野・白石平野・七尾港周辺の地盤沈下に関する資料を収集し、地盤の形成史及び地盤沈下の面から原町市のものと比較した。

IV. 原町市の地形・地質

A. “沖積層” 及び “洪積層” の定義

第四紀を、堆積物の発達状態や気候・海水準変動、生物の進化などを指標にして2分する試みは古くから行われ(例えば、山川, 1909; 大塚, 1931; 桑野, 1975 a, b), その境界は1~2万年の間にあるとするのが一般的である。2分した第四紀の前半は更新世または洪積世、後半は完新世または沖積世と呼ばれている。洪積世及び沖積世の用語は、その時代の堆積層を洪積層及び沖積層と呼ぶことと共にある程度広く使用されるようになった。

第四紀地質学の進歩につれて、この両世の境界をウルム氷期極相期に対応する最大海水準低下時(1万数1,000年前)に求める説(山川, 1909; 大塚, 1931; 井関, 1966)と、その後の海水準の上昇中に一時的に低下した時(約1万年前)に求める説(有明海研究グループ, 1965)が主張されるようになった。前者は、日本では1900年代当初から主張され、1万数1,000年前以降の堆積物を沖積層と呼ぶことと共にある程度支持されるようになった。しかし、気候変動と深く係わる氷河の消長、海水準変動、植生変化や文化層の研究などに基づいて、1万年前で第四紀を2分することが国際的にはほぼ合意されるに至った(中川, 1977)。

井尻(1969)は、本来地質学における年代は動物の発展運動によって測られ、区分されてきており、沖積世と洪積世の境界は現代人(*Homo sapiens*)の出現をもってすべきだとし、桑野(1975 a, b)は人類の発展経過を述べて、国際的に提案されている1万年前をもって両世を区分する説を支持している。

こうした2説が共存することによって、洪積世・沖積世及び洪積層・沖積層の用語の用法に統一を欠いているのが実態である。

元来、日本では洪積層及び沖積層の用語には地質学的時代の意味を付していなかったし、国際的にはドイツと日本を除いて現在もこの意味を持たせていない(中川, 1967)。国際的には第四紀の前期は Pleistocene, 後期は Holocene と呼称され、日本では更新世及び完新世と訳されることが多い。ここでは、洪積世・沖積世の語を排してこれらの用語を使用し、両世の境界は国際的にほぼ合意されている1万年前に置くこととする。

更新世最末期の最大海面低下期に形成された谷を埋める堆積物は、下位の地層と著しい不整合をもって接していることが多い。この不整合は約1万年前に形成されたものより規模が大きく、かつ広範に及んでいる。また、この谷を埋める堆積物は、下位層とは一般に土質工学的、水文地質学的性質に明瞭な差のあることが知られている。原町市の場合もこの例外ではない。明瞭な不整合をもってその上下の地層を区分する考えは地質学で最も一般的にとられていることであり、この考えを上述の谷を埋める堆積物にあてはめて、これを一括して“沖積層”と呼ぶこととする。もちろん、“沖積層”が細分されることは広く知られているとおりである(小貫ら, 1963; 有明海研究グループ, 1965; 青木・柴崎, 1966; 古川, 1972)。この考えはことに応用地質学を志す者にとっては实际的でもあり、調査・研究の事例も多い(池田, 1964; 長谷, 1967)。もちろん、この場合の“沖積層”という用語には時代的意味を持たせていない。

また、“沖積層”の場合に準じた用法として、台地を構成する地層を埋没段丘を含めて一括して“洪積層”と呼ぶこととする。

B. 地 形

1. 概説

原町市は福島県東北部に位置し(図1)、地形上の特徴から西側の阿武隈山地と東側の相双

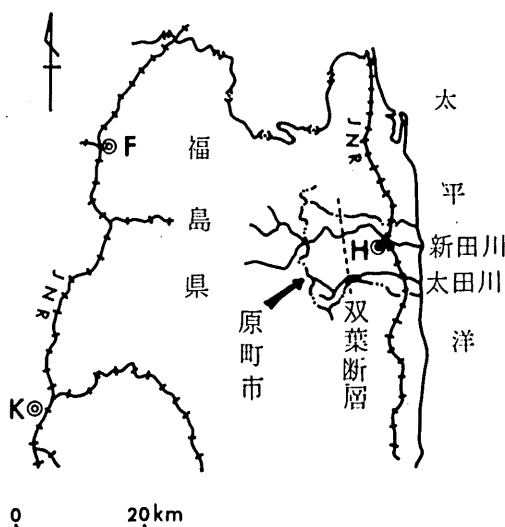


図1 原町市の位置

F: 福島 H: 原町 K: 郡山

丘陵地の2地形区に分けることができる。各地形区は地質構造の強い支配を受け、両地形区の境界は後述する双葉断層とほぼ一致する。この地形的特徴は広く福島県相馬・双葉地方に共通している。

2. 阿武隈山地

阿武隈山地は、地形的特徴から西部・中部及び東部に3分できる。西部は北から古霊山——天王山と連なる山地最高所の西の急斜面下より西側で、高さ100~400 mを有する。中部は高さ500~600 mの頂部平坦面を伴い、東部との境界は畑川破碎帯に一致する。東部は起伏にとみ、東方で急斜面をもって頂高150 m以下の相双丘陵地に接している。

阿武隈山地の背面は全体に北方へ高度を減じている。河谷系は山地の西側に狭く、東側に広い流域を有する非対称配置をとっている。

3. 相双丘陵地

丘陵地の頂高は西縁部では約150 m、東方へ緩やかに低下し、太平洋岸では約70 mとなっている。東西の幅は約8~10 kmで、南北に延びている。

相双丘陵地の頂面の広域を後述の段丘群のうち高位のもの、あるいはそれらの解析されたものが占めている。谷壁にも段丘が発達し、谷底には河岸平野がひろげて最下流部で海岸平野に移化する。平野下には第七段丘が発達し、“沖積層”におおわれる。後述する地盤沈下現象は、この平野の一部において発生している。

段丘群は、従来高位のものから低位のものへ第一から第五までの5段丘に区分されてきた(小貫ら, 1959; 中川, 1961 a, b)。ここでは、これまでの第四段丘を2分して高位のものから順に第一段丘から第六段丘に区分すると共に、新たに発見された埋没段丘を第七段丘とし、河岸・海岸平野を加えた8つの平衡平坦面として扱うこととする。

段丘は一般に高所のものほど古い。一部に縦断面における段丘面の交差現象が認められ、河谷の下流部で低所にある段丘が上流部で高所にきたり、上流側の段丘の連続が下流側で低地面下に埋没するようにみえる所がある。

次に、各地形面の特徴を主に中川(1974 MS)によって略述する。

(1) 第一段丘(畦原段丘)

この地方の最高位段丘で、太田川南岸の畦原を中心に丘陵地の頂面をなして発達する。畦原における標高は110~155 mで、段丘面はよく保存されているが分布は限られている。

(2) 第二段丘

畦原段丘の側壁に第一段丘より25~30 m低い所を占めて分布する。延長部は畦原西方の丘陵地西縁部で標高100~130 mに達している。また、雲雀ヶ原の東に標高70~75 mに平坦面があつて第二段丘に属すると考えられる。いずれの地点でも面積はせまい。

(3) 第三段丘(塚原段丘)

原町市と小高町の境界の海岸に海岸段丘として模式的に発達し、太田川及び新田川北方の段丘へと続いている。標高は約20 mの平坦な段丘である。内陸部における第三段丘は海岸段丘となって西方へ断続的に分布し、原町西部の馬場付近では標高80~100 mに達する。

(4) 第四段丘 (雲雀ヶ原^{ひばり}段丘^{はら})

この地方で最も広く発達する段丘である。雲雀ヶ原から原町市街地を経て海岸部の^{しどけ}零に延びるものは特に良好な発達をみせ、よく保存されている。この間における標高は 90 m から 10 m までで、段丘面の傾斜は内陸部でやや急になる。

太田川が相双丘陵地へ出る川久保付近に第四段丘を切って第五段丘が発達することや、太田川及び新田川沿いの段丘の配置から、第四段丘形成の最末期ないし形成後、第五段丘形成前に太田川は当時の新田川のうち片倉より上流部を争奪したものと考えられる。

(5) 第五段丘

第四段丘の外縁に小規模に発達し、相双丘陵地の各河谷の中流部以西では比較的よく連続している。

(6) 第六段丘

新田川・水無川・太田川沿いに発達し、丘陵地西半部にのみ認められる。各河川が阿武隈山地を離れる地点付近で現河床との比高は 5～10 m であるが、下流部へ進んで次第に河岸面に接近し、丘陵地中部で消滅する。

(7) 第七段丘 (埋没^{おおかみか}段丘)

中太田から大甕^{おおかみか}一帯の地表下数～12mに発達する埋没段丘である。第六段丘が消滅する中太田付近で段丘面の標高が第六段丘より約10m低く、段丘面勾配は第六段丘よりやや急であることから、ここでは両者を異なる段丘としておく。

段丘構成層は更新世最末期の最低海水準時の河谷によって明らかに浸食されているが、一部の地点では頂高のそろった平坦面を形成しているので堆積面の一部が残っているものと考えられる。この平坦面は標高+5～-6 m にあって、その勾配は原町市で最も急である。

新田川流域では第七段丘は確認されていない。

(8) 低地

各河谷底によく発達し、新田川・水無川・太田川沿岸では流路痕跡と組み合わさって自然堤防が認められる。自然堤防の背後には低湿地が抱かれている。海岸沿いには浜堤が発達し、現在海食を被っている。

4. 河谷系

阿武隈山地の河谷系は、谷底の形態、起伏量、谷系の特徴などから西部・中部・東部の地形区分に対応して3分される。

西部及び中部では、谷系は樹枝状、谷底は幅広く、縦断面は緩やかである。河水は西部ではほぼ南北に流れ、中部では東西、北東—南西及び北西—南東方向の谷に沿って西流し、もしくは東流している例が多い。この3河谷系は南方の大滝根北東部でも認められ(東北農政局計画部, 1978; 杉山ら, 1979)、一種の適従谷である。東部では谷系は格子状、谷壁は急傾斜で、谷底はいわゆるV字谷である。縦断面は急な階段状を呈している。

各河川は地形区と密接な関係をもっている。すなわち、新田川・真野川・木戸川などは阿武隈山地の中部に源をもち、太田川・小高川などは阿武隈山地の東部から流れ出ているが、その他の小河川は主として相双丘陵地内に源をもっている。つまり、この地方の河川は大・中・小河川に3分される。

5. 海底地形

原町市東方の海底には、標高 $-20 \sim -25$ m、 $-30 \sim -45$ m 及び $-130 \sim -140$ m にかなり明瞭な平坦面が認められる。 -20 m の等深線は沖合 $3 \sim 4$ km にあって、それ以浅の海底面は凹凸に富んでいる（図2）。

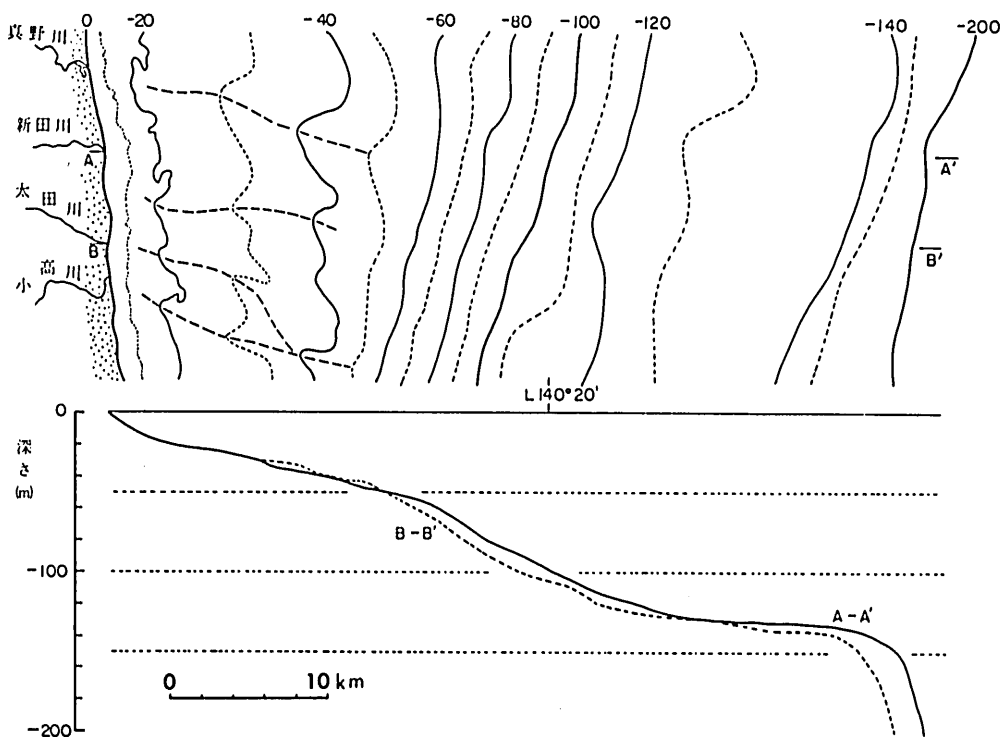


図2 原町市東方の海底地形
(20万分の1海図1098号より作成)

太田川河口の標高 -21 m の谷は $400 \sim 500$ 分の 1 の勾配をもっていて、標高 $-30 \sim -45$ m の海底平坦面に連続する可能性がある。この谷は約1万年前の小海退に伴って形成されたと考えられている。茂木・岩渕（1961）によると、標高 -20 m 以浅の地形は現海水準に対応して形成されつつあり、標高 $-25 \sim -50$ m のものは島原海進（有明海研究グループ，1965）の途中の一時的海面変化の停止時に、標高 $-130 \sim -140$ m の平坦面は更新世最末期の最大海面低下時に形成されたと考えられている。

C. 先“沖積層”

1. 概説

阿武隈山地は、畑川破碎帯によってその西の主に花崗岩類から成る地域と、その東の花崗岩類、それに貫かれる古生界、中生界・中新統などから成る地域に細分される。相双丘陵地

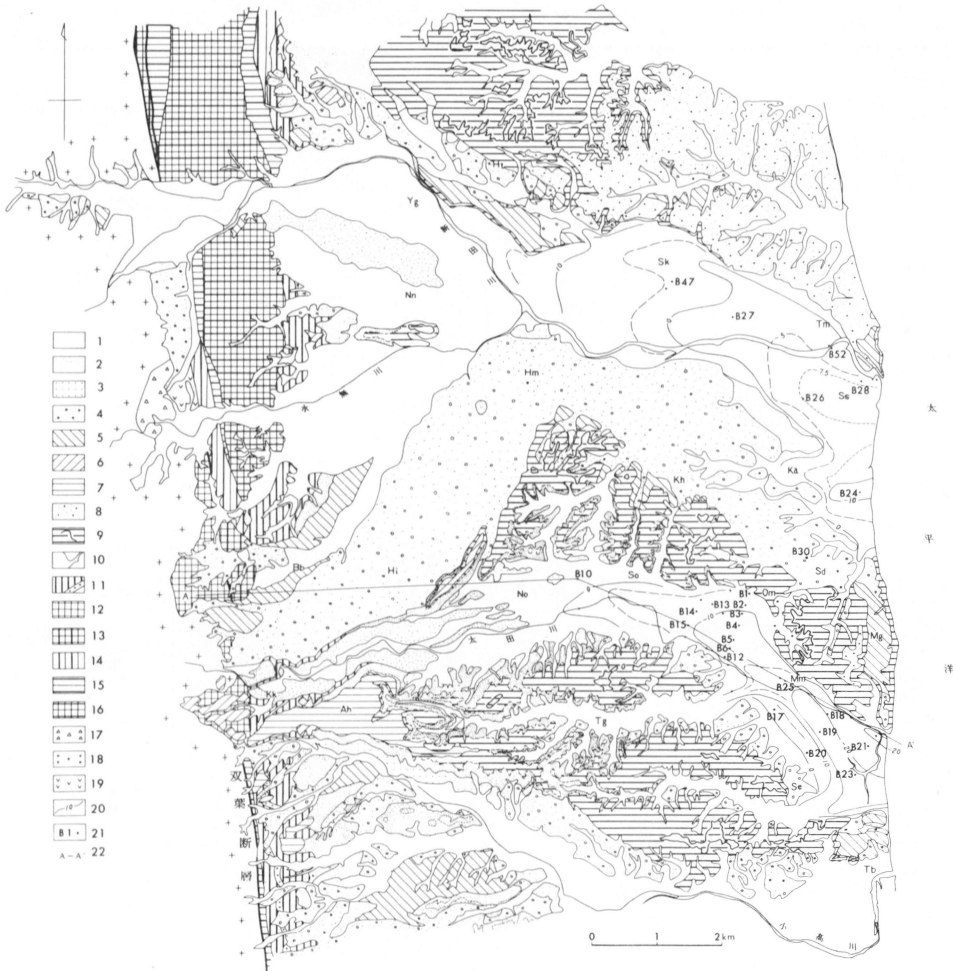


図3 原町市周辺の地質図(中川ら原図)

1: “沖積層” 2: 第六段丘構成層 3: 第五段丘構成層 4: 第四段丘構成層 5: 第三段丘構成層 6: 第二段丘構成層 7: 第一段丘構成層 8~11: 竜の口層 8: 同c層(砂岩) 9: 同c層(シルト岩・京塚沢凝灰岩) 10: 同b層 11: 同a層 12~19: 基盤岩類 12: 塩手層 13: 小山田層 14: 富沢層 15: 中の沢層 16: 枋窪層 17: 古生層 18: 花崗岩類 19: 脈岩 20: 竜の口層上面標高(m) 21: ボーリング地点と孔番 22: 地質断面図位置(図4)

Ah: 畦原 Bh: 馬場 Hi: 雲雀ヶ原 Hm: 原町市街 Ht: 東高松 Ka: 萱浜 Kh: 北原 Kk: 片倉 Mg: 間形沢 Mm: 米々沢 Nn: 長野 No: 中太田 Om: 大甕 Sd: 雫 Se: 下江井 Sk: 下北高平 So: 下太田 Ss: 下渋佐 Tb: 塚原 Tg: 鶴谷 Tm: 館前 Yg: 横上

表 1 原町地域の層序・地形面及び地下水の関係 (東北農政局計画部, 1979)

地質時代		地 層 名		地 形 面	地下水の性質
		太 田 川 流 域	新 田 川 流 域		
第 四 紀	完 新 世	沖	上部砂・シルト層	上部砂・シルト層	低 地 面

注) ・：良帯水層 不圧：不圧水 被圧：被圧水

は、双葉断層以東海岸までの主として鮮新統及び第四系から成っている(図3, 表1)。

なお、地盤沈下と直接関係する地層は鮮新統及び第四系であるので、基盤岩類については概略を記すにとどめる。

2. 基盤岩類

ここで基盤岩類としたものは阿武隈山地を構成する岩石で、双葉断層・大谷断層以西の地域に分布する。大部分(90~100)×10⁶年前に形成された花崗岩類(KAWANO and UEDA, 1966)によって占められているが、馬場より北方の山地東縁部には古生界・中生界・中新統が南北に帯状に分布している(北村ら, 1955; 中川, 1974 MS)。

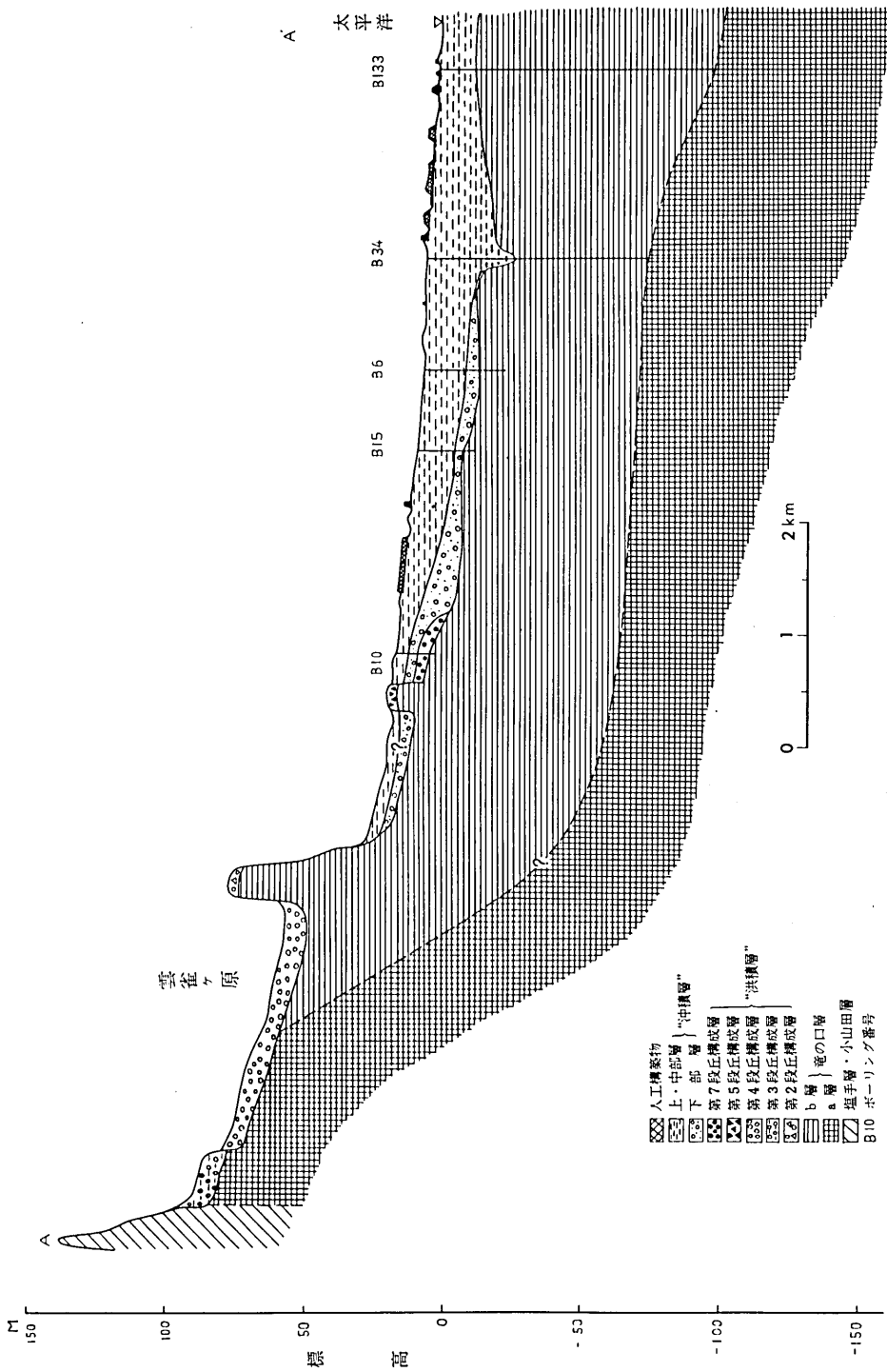


図4 地質断面図
(位置は図3のA-A')

相双丘陵地には基盤岩類は露出していないが、松川浦北端で掘られた2本の井戸では、地下294 mと350 mに花崗岩類が確認されている。

3. 鮮新統（^{なつ}竜の口層）

原町市一帯の鮮新統は、含有化石や層位学的位置から仙台付近の竜の口層に対比されている（KAMADA, 1950; KOIZUMI, 1973）。従来、原町市の竜の口層の下位にあり久保間層とされていた地層は、模式地の久保間層が竜の口層の上位にあることを明らかにした加藤（1976 MS）の研究によって、模式地の久保間層に対比することが困難になってきた。久保間層は岩相上も貝化石の上からも上位の竜の口層との境界を求めにくいと言われており（北村ら, 1955）、この現象は原町市一帯においても同様である。

これらの理由からここでは久保間層の名称を使わず、原町市一帯で従来久保間層及び竜の口層とされていた地層を一括して竜の口層と呼ぶこととする。

竜の口層は相双丘陵地を形成する地層で、岩相や岩質の違いから下部のa層、中部のb層、上部のc層に3分できる。

a層は、従来久保間層（北村ら, 1955）・太田川層（本間, 1943 MS）などと呼ばれてきたものに相当する。主に凝灰質砂岩～シルト岩・石英砂岩とそれらにはさまれる数枚の亜炭から構成される。シルト岩は固結し、砂岩はルーズな所が多い。a層はほぼ南北もしくは北北西―南南東の走行をもって双葉断層の東側に分布する。全体に緩く東へ傾くが、断層に近づくにつれて傾斜を増す（図4）。a層は産出する貝化石や植物化石から、陸成～頻海成の堆積物と考えられている（北村ら, 1955）。

b層は、c層と共に従来竜の口（北村ら, 1955）、相馬層（本間, 1943 MS）などと呼ばれてきたものの下部に相当する。中～粗粒のルーズな砂岩を主体とし、これに数枚の細粒凝灰岩の薄層をはさむ。層理の発達不良で、雲形状に1～2 mmの浮石の密集部を作ることがある。太田川沿いでは横上北方から西に分布し、a層と調和した走行・傾斜を有する。海生貝化石を多産し、多層準にサンドパイプが発達することから浅～頻海成堆積物であると考えられる（北村ら, 1955）。厚さは30 m以上に達する。

c層は、下部のシルト岩と上部の砂岩に2分される。前者は太田川下流部の両岸及び新田川北岸の東高松北方の丘陵地の主体をなし、後者は新田川下流部北岸一帯に分布している。シルト岩の下底や間には連続性のよい凝灰岩が、砂岩には薄いシルト岩がはさまれ、いずれも北北西―南南東の走行をもって東へ5～6°傾いている。

原町市全域的にシルト岩にはN 15°±10°W, 85°Eの走行・傾斜をもった節理が発達する。

4. “洪積層”

“洪積層”は、大部分が双葉断層の東方に丘陵頂面及び同斜面を浸食して形成された段丘構成層として発達する。

(1) 第一段丘構成層（^{あぜがほら}畦原礫層）

太田川南岸の畦原に模式的に発達する第一段丘の構成層で、礫及び砂より構成され、火山灰に覆われる。畦原では約12 mの厚さの砂礫層より成り、その上位に3.5 mの厚さの茶褐色粘土質火山灰がのる。火山灰は2層準に風化帯をもち、下層は砂礫層に整合に重なる。

(2) 第二段丘構成層

第二段丘を構成する礫層を指すが、分布が限られて詳細は不明である。

(3) 第三段丘構成層（塚原層）

小高町塚原を模式地とし、原町市間形沢や館前東部に発達する段丘構成層である。

塚原の塚原層は竜の口層に不整合に載り、下位から厚さ 1.5～2 m の礫層、6～7 m の粘土質シルト層、3 m の礫層よりなり、上位に厚さ 1.3 m の火山灰が整合に重なる。火山灰は、畦原でみられる最上位のものに対比される。

下位の礫層には軟体動物化石が豊富に含まれ、同化石動物の生息環境は現松島湾に似ていると言われる (KAMADA, 1950)。SOHMA (1961) によれば、粘土質シルト層中には南方系の要素をもつ広葉樹の優勢な花粉化石が含まれている。SUZUKI and NAKAGAWA (1971) は、塚原及び浪江町内の塚原層中部の粘土質シルト層から採集した化石植物の生育環境が、現在と同程度か冬期の平均気温が 1°C 前後低いものであったと結論づけている。

塚原層の残留磁気を研究した真鍋 (1974) は、塚原層中部のシルト層中に逆磁極帯を見出して、これをブリュンヌ正磁期中のブレイク亜期 (SMITH and FOSTER, 1969) に対比し、同層が約 11 万年前に堆積したとした。

内陸部における第三段丘は河成礫より成って断続的に分布し、馬場付近では標高 80～100 m に達している。

(4) 第四段丘構成層（雲雀ヶ原礫層）

原町市で最も広く発達する第四段丘の構成層で、主に礫で構成されている。

片倉北東部では、竜の口層の a 層を切って花崗岩質の亜角～亜円礫よりなる厚さ 4.5 m の礫層とこれに整合に重なる厚さ 1 m の砂質火山灰とから成っている。

ボーリング資料によると、雲雀ヶ原から原町市街地へ続くこの礫層は、西部で約 5 m、中央部から東部で 7～8 m の厚さを有する。礫は下流へ行くほど円磨され、小さくなる。

(5) 第五段丘構成層

第四段丘の外縁に小規模に発達する第五段丘の構成層で、一般に 2～3 m 以下の厚さの礫層からなり、粘土を伴うことがある。

(6) 第六段丘構成層

新田川及び太田川が阿武隈山地を離れる付近から数 km の間に発達する。上太田では 3～80 cm、平均 20 cm 大の亜角～亜円礫で構成され、基質はルーズな石英粒及び花崗閃緑岩の細礫から成っている。礫は大部分花崗閃緑岩質で、少量のものは玢岩・閃緑岩・アプライトに由来する。

(7) 第七段丘構成層

太田川下流部の低地下に埋没段丘構成層として発達するもので、露頭では確認されていない。この構成層は竜の口層を不整合に覆って B10 地点 (図 3) で約 4 m、B13 地点で約 5 m、B1 地点で約 6 m の厚さを有し、一般に下部は 1～3 cm の亜円～円礫、上部はシルトより成っている。礫は花崗閃緑岩質で、一部は粘板岩よりなっている。米々沢より下流部では浸食されて欠如している。B13 地点の第七段丘構成層上部から得られた炭質物の ^{14}C 年代は $18,700 \pm 720$ 年 B.P. (GaK-6146) であり、この段丘の形成がウルム極相期まで続いたことを示している。

青木 (1969), KUWANO *et al.* (1971) が報告した東京下町の埋没段丘と、堆積の様式や年代が共通している。

D. “沖積層”

1. “沖積層” 下の埋没地形

太田川下流部の地質断面図 (図 5) から低地面下に 7 種の埋没地形を読みとることができる (表 2)。

表 2 太田川下流域の埋没地形

№	埋 没 地 形	分 布	標 高 (m)	形 成 期 な ど
I'	谷	大甕 (B 2 ~ 4)	-10 ~ -12	第七段丘構成層堆積直前もしくは更にその前に形成。
I	谷または谷中谷	大甕 (B 2 ~ 4)	-13	第七段丘形成直前に形成され、同構成層堆積の谷となる。I' と同時期の形成またはその谷中谷。
II	堆積段丘面又はその 浸 食 面	大甕 (B 1 ~ 4, 13) 中太田 (B 10)	-6 ~ -5	第七段丘構成層の堆積面または形成後の浸食面
III	谷	太田川中～下流全域 (B 14, 6, 25, 19, 21)	-17 ~ -6	ウルム極相期から“沖積層”下部層堆積直前の間に形成され、“沖積層”堆積の場となる。
IV	谷中谷	太田川下流 (B 23)	-21	約 1 万年前の小海退期に形成された III の谷中谷。“沖積層”中・上部層の堆積の場となる。
V	波食台?	大光内～下江井 (B 20)	-2 ~ -4	堆積物を伴わず、前期縄文海進極相期に形成?
VI	波食台?	大光内～下江井	+2 ~ +1	前期縄文海進極相期または後期縄文海進期に形成? 詳細は不明。

I' の地形は大甕付近にあって、竜の口層を浸食して形成された谷地形である。B 2 地点から B 5 地点に続く平坦面は B 1 地点の I の地形面より約 3 m 高くなっており、I の谷形成前もしくは I とほぼ同時期に形成されたものと考えられる。I の谷は I' を浸食してできた谷中谷もしくは I' と同時期に形成されたもので、標高 -13 m、第七段丘構成層の堆積の場となった所である。II は第七段丘面で、米々沢以西の太田川中～下流部の低地面下に断続している。III の谷は太田川中～下流部全域に竜の口層及び第七段丘構成層を切って発達し、“沖積層”堆積の場となった。谷底の標高は中流部で -6 m、海岸近くで -17 m になる。“沖積層”下部層の堆積開始が約 1 万 8,000 年前以降で、同中部層の堆積開始が遅くとも約 9,300 年前であることや、谷地形として最も規模が大きく、かつ急勾配であることから、この谷は更新世最末期の最大海面低下期もしくは“沖積層”堆積開始直前までの間に形成されたと考えられる。この谷を流れた川を以後古太田川と仮称する。太田川沖には -130 ~ -140 m の海底平坦面が広がっており、III の谷は勾配から推定してこの面に連続する可能性がある。IV の谷は

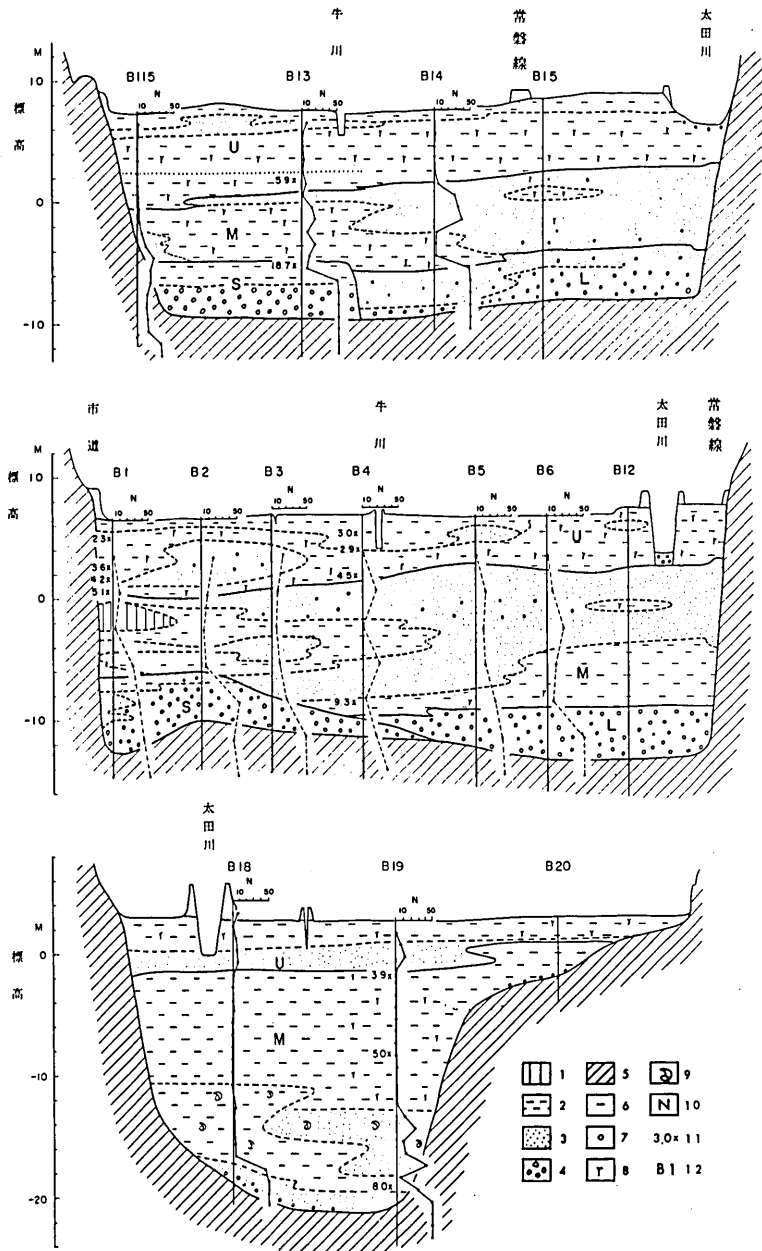


図5 太田川下流部の地質断面図

1:粘土 2:シルト 3:砂 4:礫 5:竜の口層 6:シルト質 7:礫質 8:泥炭質 9:海生貝化石 10:N値 11:概略の ^{14}C 年代値(単位 $\times 10^3$ 年 B.P.) 12:ボーリングNo(位置は図3参照)

太田川河口から1.5 km上流までの間に分布する。IIIの谷を4～5 m 掘りこむ幅狭いもので、谷底の勾配はIIIより小さい。B 25 地点で遷移点を形成し、上流部でIIIの谷へ移行する。B 4 及び B 19 のコアの ^{14}C 年代値から、約1万年前の小海退に伴って形成された谷であると推定される。谷底を海方へ延長すると、標高-30 m～-45 m まで追跡できる海底谷及び同付近の平坦面に連続する可能性がある。Vは江井から下江井にかけて小規模に分布する。標高は-2～-4 m で堆積物を伴わない。VIはVの後方に並列するように分布し、前者が数m高い位置を占めているように見受けられる。V及びVI面は、縄文時代の高海水準に対応する波食台であると考えられる。

新田川沿いでは国道6号線付近より上流に太田川沿いのIIIの谷に相当する地形が、また、それより下流にIVに相当する谷が発達している。下北高平(B 47)付近には、東西に延びる+5 m 前後の平坦面が存在する。

表3 “沖積層”の対比

時代	絶対年代 ×1,000 年	原 町		津軽平野 (小貫ら, 1963)	仙 台 平 野 一七北田川一 (長谷, 1967)	東京低地 (青木, 1969)	濃尾平野 (古川, 1972)	有明海周辺 (有明海研 究G, 1965)
		太田川流域	新田川流域					
第 四 世 紀	完 新 世	(上流)(下流)						
		上部砂・シルト層 [陸成]	上部砂・シルト層	上部砂層	上部砂・粘土層	有楽町層上部	南陽層上部	有明粘土層上部
	[海成] [陸成]			上部砂層			
	5	中部シルト・砂層 (海成)	下部シルト・砂礫層	中部シルト層	中粘土層	有楽町層下部	南陽層下部	有明粘土層下部
更 新 世	10	[陸成]		下部互層 部層				
		下部砂礫層 [陸成]		五所川原 砂礫層	下部砂層 下部粘土層 最下部砂礫層	七号地層	濃尾層	島原海層

2. 太田川流域の“沖積層”の層相

古太田川が形成した谷を埋めて発達する“沖積層”は、層相の上から次のように3分することができる。

下部砂礫層 (1～8 m, 河成堆積物)

中部シルト・砂層 (2～23 m, 海成～河成堆積物)

上部砂・シルト層 (1～9 m, 海浜・自然堤防・後背湿地堆積物)

(1) 下部砂礫層 (L)

米々沢より上流の谷底に竜の口層を不整合に覆って最大8 mの厚さで発達し、主に花崗閃緑岩の中礫より成っている。第七段丘構成層上部の放射年代や、中部シルト・砂層下部から9,300±770年B.P. (GaK-5581), 8,020±270年B.P. (GaK-6150) の¹⁴C年代が得られていることから、下部砂礫層は更新世最末期に形成されたものと考えられる。

原町市の下部砂礫層は仙台平野の下部砂礫層(長谷, 1967), いわき市鮫川下流の基底部砂礫層及び同シルト・粘土層(武藤, 1968), 津軽平野の五所川原砂礫層(小貫ら, 1963), 東

表4 原町市の¹⁴C年代測定値

ボーリングNo	地面標高(m)	深 さ (m)	層 位	材 料	放射年代(B.P.)	コードNo	備考
B 1	6.7	1.0 ～ 1.5	上部砂・シルト層上部	泥 炭	2,340± 85	GaK-5574	O
B 1		3.5 ～ 4.0	上部砂・シルト層中部	泥 炭	3,610± 90	GaK-5575	O
B 1		4.5 ～ 5.0	上部砂・シルト層下部	泥炭質粘土	4,280± 95	GaK-5576	O
B 1		5.5 ～ 6.0	上部砂・シルト層下部	泥 炭	5,130±110	GaK-5577	O
B 4	7.0	1.50～ 1.70	上部砂・シルト層上部	泥炭質粘土	3,070± 85	GaK-5578	O
B 4		3.00～ 3.20	上部砂・シルト層中部	泥炭質粘土	2,920± 85	GaK-5579	O
B 4		5.00～ 5.20	上部砂・シルト層下部	泥 炭	4,530±100	GaK-5580	O
B 4		15.50～15.70	中部シルト・砂層下部	泥炭質粘土	9,310±770	GaK-5581	O
B 13	7.7	5.70～ 5.80	上部砂・シルト層下部	泥 炭	5,930±190	GaK-6145	O
B 13		12.50～12.60	第七段丘構成層上部	泥炭質シルト	18,700±720	GaK-6146	O
B 16	8.2	5.70～ 5.80	上部砂・シルト層下部	泥炭質シルト	4,980±130	GaK-6147	O
B 19	2.5	4.50～ 4.60	中部シルト・砂層上部	泥 炭	3,990±120	GaK-6148	O
B 19		10.75～10.80	中部シルト・砂層中部	泥 炭	5,010±160	GaK-6149	O
B 19		21.75～21.85	中部シルト・砂層下部	泥炭質砂	8,020±270	GaK-6150	O
B 24	2.0	11.50～11.80	下部シルト・砂礫層中部	泥炭質シルト	3,350±130	GaK-7397	N
B 26	4.1	3.40～ 3.50	上部砂・シルト層下部	泥炭質砂	5,020±120	GaK-7398	N
B 26		4.40～ 4.50	下部シルト・砂礫層上部	泥炭質砂	5,950±140	GaK-7399	N
B 26		9.80～ 9.90	下部シルト・砂礫層下部	黒 泥	7,610±130	GaK-7400	N
B 28	2.5	5.25～ 5.50 5.60～ 5.85	下部シルト・砂礫層中部	泥炭質シルト	7,610±130	GaK-7401	N

O : 太田川下流 N : 新田川下流

京下町の七号地層(青木・柴崎, 1966), 濃尾平野の濃尾層(古川, 1972)及び有明海周辺の島原海湾層(有明海研究グループ, 1965)に対比される(表3)。

(2) 中部シルト・砂層(M)

太田川流域の“沖積層”の主体をなし, B 25 地点から下流では下部砂礫層を浸食して発達する。同地点より下流部は主に腐植質シルトから構成され, 最下部にやや淘汰の悪い砂を伴う。特に B 19 地点付近には海生貝類を伴う厚さ 5~6 m の砂層が発達している。淘汰の影響は N 値の上にも現れており, 上部では 0~3, 下部ではバラツキが大きく 40 に達する所もある。B 25 地点の上流部は主に砂~礫まじり砂からなり, 層厚も減ずる。B 25 地点の下流部にみられるような層相は日本の各地から報告されており(小貫ら, 1963; 有明海研究グループ, 1965; 青木・柴崎, 1966; 古川, 1972), 原町市の局地的特徴ではない。

中部シルト・砂層は, ^{14}C 年代測定の結果(表4)によると約 1 万年前から 4,500~4,000 年前の間の堆積物である。

(3) 上部砂・シルト層(U)

海浜及び自然堤防一帯は砂から, その後背地は腐植質シルトから構成される。大局的には下位に砂層が, 上位にシルトが位置するが, 横方向へ層相が大きく変化する。太田川下流部で 1~4 m, 中流部で 6~9 m の厚さを有し, 上流部で薄化する。中部シルト・砂層とは明瞭な境界を有し, 4,500~4,000 年前以降に主に淡水域で堆積した地層である。

3. 新田川流域の“沖積層”の層相

新田川下流域の埋没谷中に堆積した“沖積層”は, 層相の上から次のように 2 分することができる(図6)。

下部シルト・砂礫層(2~11 m, 海成~河成堆積物)

上部砂・シルト層(0.5~4 m, 海浜・自然堤防・後背湿地堆積物)

(1) 下部シルト・砂礫層(LN)

下流佐一^{さいいち}浜付近では標高-12 m の谷を埋めて厚さ約 8 m の腐植混じりシルト~砂質シルトとその下位の厚さ約 2 m の砂礫層として発達する。シルト~砂質シルトは 0~9 の N 値を有し, 砂礫層は中礫が主体になっている。

現新田川沿いは大部分砂礫で構成され, 河口付近でシルト層を主体とする細粒部へ指交関係で移行するように見受けられる。

B 26 地点のこの層上部から 5,950 \pm 140 年 B.P.(GaK-7397), 同下部から 7,610 \pm 130 年 B.P.(GaK-7398) の ^{14}C 年代が得られており, 層相や埋没地形をも考慮すると, 太田川流域の中部シルト・砂層に対比される。

(2) 上部砂・シルト層(UN)

砂を主体とした地層で, 河口付近で約 4 m, 中~上流部で 1 m 土の厚さを有する。砂層は海浜及び自然堤防沿いに, シルト層は後背湿地に分布する。一般に横へ層相が大きく変化するが, 新田川下流の標高 1 m 付近の薄いシルト層はよく連続する。

この層下底から 5,020 \pm 120 年 B.P.(GaK-7396) の ^{14}C 年代が得られており, 太田川沿いの上部砂・シルト層にはほぼ対比される。

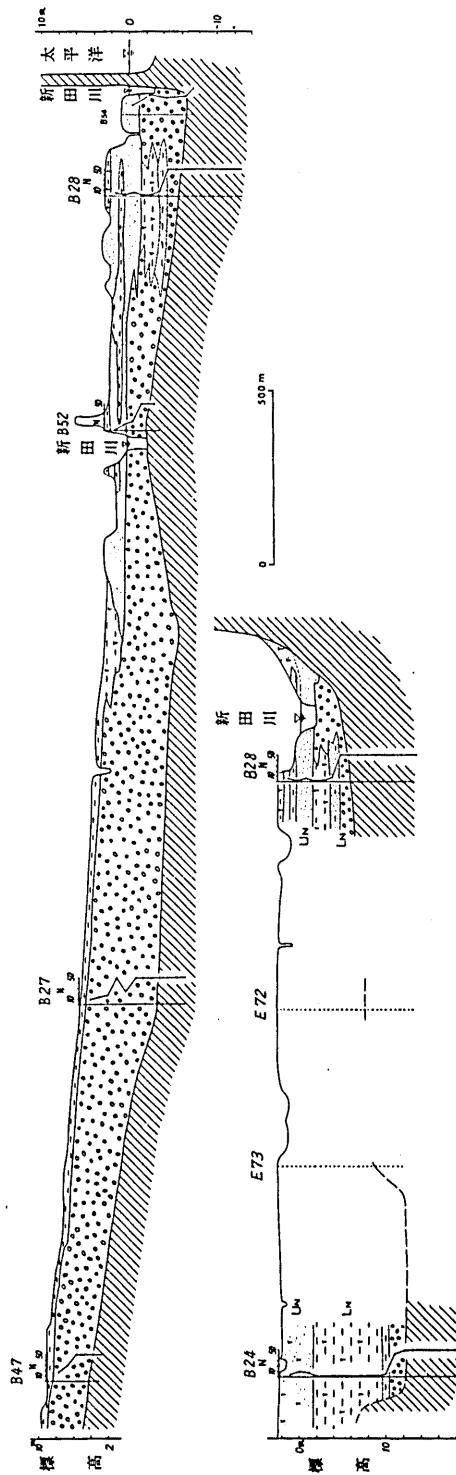


図 6 新田川下流部の地質断面図

E 72: 電気探査番号 他の凡例は図 5 に同じ (位置は図 3 参照)

4. 花粉化石による地層区分

太田川沿いの 11 孔と新田川下流部の 1 孔とで得たボーリング・コアから、323 個の試料を採取して花粉分析に供した。その結果は別途報告した（東北農政局計画部，1979）ので、ここではその要点を述べる。

花粉化石によって第四系は第七段丘構成層と“沖積層”とに識別でき、更に後者を 4 分できた(図 7)。4 分した各層を上位から A, B, C, D 層, 各層が堆積した時期を A, B, C, D 期と呼び、第七段丘構成層をも加えて各層の花粉末組成の特徴を略述する。

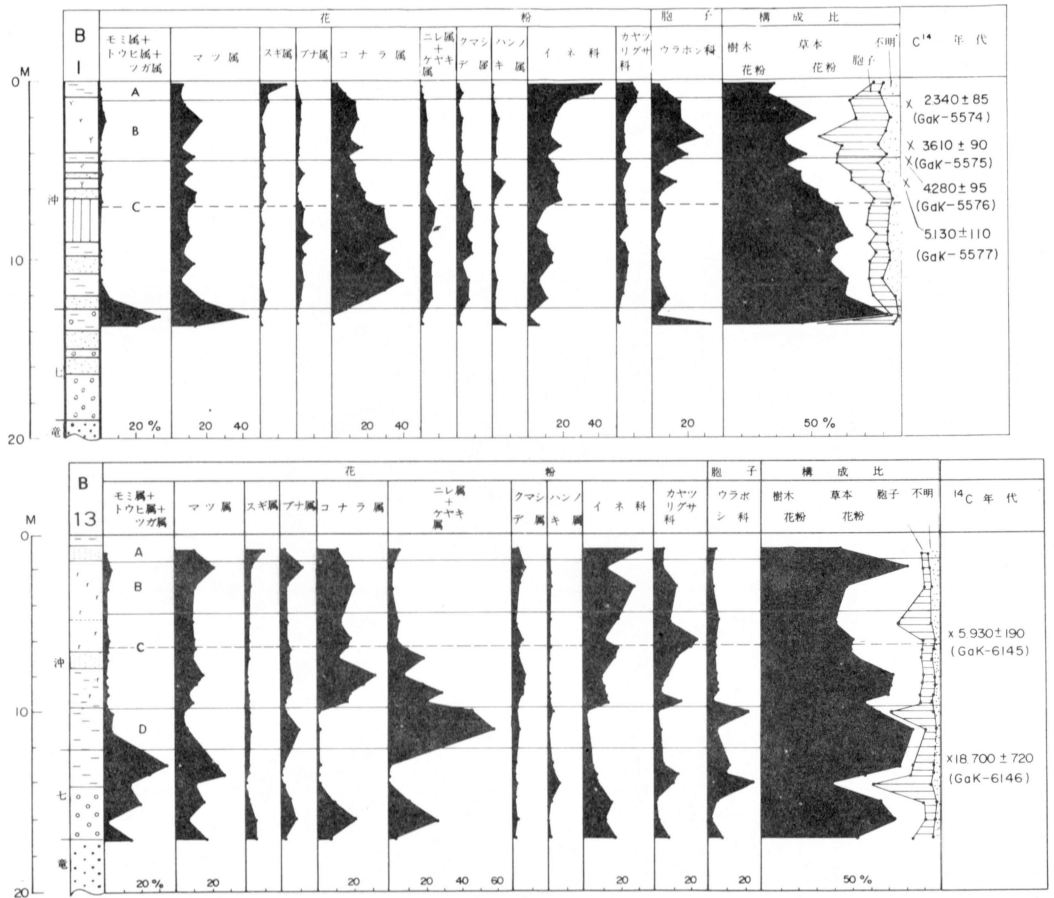


図 7 花粉分析結果の例

(ボーリング地点は図 3 参照)

なお、各層を太田川沿いの岩相層序区分の結果と対比すると、D 層は下部砂礫層と中部シルト・砂層の最下部に、C 層はほぼ最下部を除く中部シルト・砂層に、B 層は上部砂・シルト層の下半部に、A 層は同上半部にそれぞれ相当する。

第七段丘構成層は下部にコナラ属 (*Quercus*) 等の広葉樹の花粉末を含むが、上部は針葉樹のモミ属 (*Abies*)、トウヒ属 (*Picea*)、ツガ属 (*Tsuga*)、マツ属 (*Pinus*) の花粉が圧倒的に多

い。以上のことと ^{14}C 年代値から、この層はウルム極相期に堆積を完了したといえる。

D層はトウヒ属の消滅、モミ属・ツガ属・マツ属の急減とコナラ属の漸増で特徴づけられる。層位学的位置、 ^{14}C 年代値、藤(1966, 1972)をも参考にすると、D層は約1.2万～8,800年前の地層であると考えられ、その花粉組成は、寒冷なウルム氷期から温暖な縄文時代へ移行する過渡的姿を示しているものと解せられる。

C層はコナラ属が最も優勢で、クマシデ属 (*Carpinus*)、ブナ属、ニレ属 (*Ulmus*)、ケヤキ属 (*Zelkova*) などの落葉広葉樹が主体の花粉組成である。D層には明瞭に認められた寒冷系の針葉樹の花粉は、C層では極めてわずかしき見られない。C期はウルム極相期以降最も温暖な時期であり、その年代は約8,800年～4,200年前までの約4,600年間に相当している。

C層の上半部(約6,000～5,500年前)から、コナラ属の組成比が減少し始めると共にそのバラツキが大きくなり、かつ寒冷系の針葉樹の割合が微増している。

B層は約4,200～1,500年前を代表する地層で、コナラ属、クマシデ属、ニレ属、ケヤキ属の花粉の割合が減少し、イネ科 (*Graminae*) やカヤツリグサ科 (*Cyperaceae*) を主とする草本類の花粉の割合が増加する。モミ属やツガ属もわずかに割合を増している。

A層はマツ属、スギ属 (*Cryptomeria*)、イネ科の花粉の急増とコナラ属のいっそうの減少によって特徴づけられ、約1,500年前から現在までの植生相を反映している。A層ではB層に比べて更に樹木花粉の割合が減少し、草本類のそれが増加している。

5. ケイソウ化石による地層区分

太田川下流部の6孔のコアから172点の試料を採取して、ケイソウ化石の分析に供した。

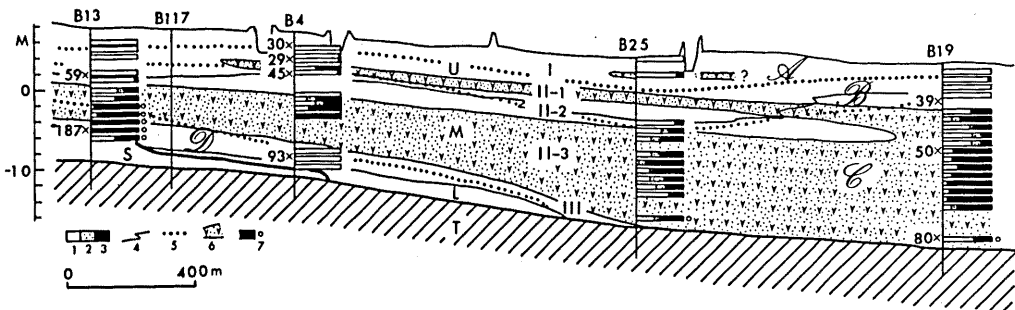


図8 層相と微化石による地層区分の対応

層相による区分 U: 上部砂・シルト層 M: 中部シルト・砂層 L: 下部砂礫層 S: 第七段丘構成層 T: 竜の口層 花粉化石による区分 A～D: A～D層 珪藻化石による区分 I～III: I～III層 1: 淡水生珪藻種の割合 2: 汽水生珪藻種の割合 3: 海水生珪藻種の割合 4: 層相による区分界 5: 花粉化石による区分界 6: 汽・海水成層(白地は淡水成層) 7: 海水生珪藻種が主に竜の口層由来の二次化石で占められるもの B13: ボーリング番号 59×: 概略の ^{14}C 年代値(単位100年B.P.)とその位置(位置は図3参照)

その結果は花粉分析の結果と共に別途報告した（東北農政局計画部，1979）ので，ここにはその要点を記すこととする。

検出された化石ケイソウ種の構成と生態学的特徴とから，第七段丘構成層と“沖積層”を識別し，更に後者を上位から下位へⅠ～Ⅲ層に区分した。Ⅱ層は間にはさまれる淡水生種によってⅡ-1からⅡ-3層に細分した（図8）。ここでも，第七段丘構成層と“沖積層”について説明する。

第七段丘構成層のケイソウ化石は，中性～弱アルカリ性の淡水域に生育するものが主体を占める。同層は竜の口層に由来した海水生絶滅種の二次化石を含んでいる。

Ⅲ層は，“沖積層”形成当初から約8,000年前までの堆積物である。一部に汽水生種を含むものの，全体としては淡水生種で占められている。

Ⅱ-3層は海成“沖積層”の主部である。海水生種が多量に含まれ，汽水生種や淡水生種を伴っている。太田川の下流部ほど海水生種の種数や割合が多くなっている。Ⅱ-3層は約8,000年前から6,000年前，もしくは若干それより新しい年代までの間に堆積し，同層上面は確認できるかぎり標高約0 mにある。

Ⅱ-2層は大甕西方では淡水生種が圧倒的に多く，下流のB19地点では汽水生種や海水生種も多く含まれている。Ⅱ-2層は約6,000～4,400年前までの堆積物で，Ⅱ-3層に比べて砂が優勢である。

Ⅱ-1層は標高2～3 mまで確認できる。海生ケイソウ化石を多く含み，約4,400～4,100年前までの間の堆積物である。

Ⅰ層は約4,100年前から現在までの堆積物で，含有するケイソウ化石は大部分淡水生種である。ただし，1,800年前ごろの堆積物には多くの浮遊性ケイソウ化石が含まれている。

6. 層相と微化石による地層区分の対応

層相，花粉及びケイソウ化石による太田川下流部の地層区分の境界は，大局的には一致するものの，詳細な点は必ずしも一致しない（図8）。

下部砂礫層の堆積末ないしその直後に，花粉化石による区分では温暖なC期を迎えて層相による区分との境界はほぼ一致するが，ケイソウ化石による河成層と海成層との境界は前者よりかなり上位に位置する。

中部シルト・砂層は，ケイソウ化石によると下部より河成・海成・河成・海成の4層に区分され，後3者がⅡ-3～Ⅱ-1層に相当する。花粉化石によってC層として一括したものが，その堆積末期にはコナラ属の減少によって特徴づけられるが，Ⅱ-2層の堆積がこの時期にほぼ対応している。層相のうえではシルト層から砂質シルト～砂層になる部分に当たるものの，ケイソウ化石によって示されるほど明らかな差はない。

4,100年前ごろから現在までの堆積物は，層相及びケイソウ化石による区分はほぼ一致している。花粉組成からは，同堆積物は約1,500年前を境してA・B2層に区分される。

層相・微化石による地層区分の対応関係は，河川の上流部と下流部によっても異なっている。花粉組成が気候の変化を反映しやすいのに比べて，ケイソウの生育環境や地層の堆積環境は気候変化のみならず，例えば河川の土砂供給能力の差によっても大きく変化することがあるからであろう。井尻（1969）も指摘するように，異なる指標に基づく区分には不一致が

生じてさしつかえない。

7. 完新世の海水準変動

ウルム氷期極相期以降の海水準変動の歴史に関する意見は、日本では大要において合意されていると言われる(星野, 1971)。中川(1961b), NAKAGAWA(1965, 1967), 有明海研究グループ(1965), 古川(1972), MATSUDA(1974)によると、それはほぼ次のようなものである。

ウルム氷期極相期に標高 $-130 \sim -140$ mにあった海水準は、約1万年前の海退期を迎えるまでの間1~2回の停滞期または低下期を伴いながらも大局的には上昇を続けた。この海進に対して島原海進(有明海研究グループ, 1965), 濃尾海進(古川, 1972), あるいは有楽町海進(MATSUDA, 1974)といった呼称が与えられている。

更新世と完新世を境する約1万年前の海退時に標高約 -40 mに位置した海水準は、再び上昇に転じて約7,000~6,000年前には現海水準に達し、4,000年前ごろの小海退期を迎えるまで標高 $0 \sim +$ 数 mの水準を保っていた。この海進は縄文海進または沖積海進(有明海研究グループ, 1965; 古川, 1972), あるいは後期有楽町海進(MATSUDA, 1974)と呼ばれている。

約4,000年前に海退に転じた海水準は、現在より数 m 低下した後再び上昇して現在の水準に達した。この海退は弥生の小海退(有明海研究グループ, 1965; 古川, 1972)と呼ばれている。

原町市太田川沿いの“沖積層”がもたらす完新世の海水準変動に関する情報は、約1万年前から弥生の小海退が始まるまでのこれまでの知見と若干異なっている。

“沖積層”下部砂礫層を浸食して形成されたIVの谷(表2)の延長は、標高 $-40 \sim -45$ mの海底平坦面に連続する可能性が強いことから、同谷形成時の海水準は現在より $40 \sim 45$ m 低かったと想定される。この時期は、 ^{14}C 年代値から約1万年前である。

約8,000年前に海水準は標高 -20 m付近に達し、太田川下流域に海成層が堆積し始めた。約7,000年前に標高 0 m付近に上昇し、約5,700年前まで現在と同程度かやや高所を占めたと考えられる。大麁付近には標高 0 mに海成層が堆積し、その上流の延長部はさらに高所に達している可能性が強い。

約5,700年前から海水準は標高 0 m以下になり、約5,000年前には標高 -3 m付近に低下したものと推定される。海岸線は、大麁西方から米々沢付近まで後退している。約4,600年前には再び現海水準に達し、4,300年前ころには $+3$ mまで上昇している。この高海水準期はわずか400~500年間しか続かず、海水準は低下しはじめたであろう。これが弥生の小海退の始まりである。“沖積層”中部シルト・砂層の上部から上部砂・シルト層の下部にみられる海成層・河成層・海成層・河成層という変化と、各層の堆積高度がこれらのことを物語っている。

花粉組成の上では、約8,000~6,000年前の後氷期を通じて最も優占し、かつ安定して出現するコナラ属が、約6,000~5,500年前を境にそれ以降は組成比が減少し、寒冷系針葉樹の割合が微増している。層相の上では、“沖積層”中部シルト・砂層の上部は、下部に比べて砂がやや優勢になっている。

上述の微化石組成とその変化、堆積環境、層相の変化は、気候の変化とそれに伴う海水準

変動によって生じたものとすることによって統一的に理解することができよう。

では、他の地域でも 5,000 年前ごろの海水準の変化を認めることができるであろうか。

横田 (1978) は、房総半島南東部で完新世の 4 つの段丘について研究した。それによると、最高位の岡瀬田段丘は約 6,000 年前に頂期に達した海進に伴って堆積した海成シルト層を主な構成層とし、最上部は約 5,500 年前の陸成層に覆われている。同段丘より低所に発達する寺庭段丘は薄い海成層を伴っており、更に新期の平館段丘は陸成層で構成されている。寺庭段丘構成層産の貝化石の¹⁴C年代は約 5,300~3,600 年前を示し、6,000 年前以降数 m の海面低下期を経てその後一時的に高海面期があったことを物語っているという。

長谷 (1967) によると、仙台平野七北田川沿いの上部砂層は薄いレンズ状の粘土層をはさむ含貝層で、同層下底は礫質になっている。上部砂層は下位の海成粘土層を切っており、この不整合形成期は約 5,000 年前であるという。

甲藤・西 (1972) によると、高知平野下の“沖積層”は海成粘土~シルト層を主な構成層とし、この間に小浸食面をはさんでいる。同面上には約 5,500 年前に堆積した音地火山灰が、その下位には約 6,600 年前を示す海成砂層が堆積している。6,000 年前ごろの不整合現象は、海水準の変動によって生じたものと予測されている。

藤井 (1969) は、氷見市市布貝層と能登島町能登島貝層がそれぞれ標高 +6 m と +2 m に発達し、前者が約 4,400 年前、後者が約 4,500 年前の堆積になることを明らかにした。このことは、4,500 年前ごろ急上昇を続けていた海水準が、約 4,400 年前には更に高位に達したことを示唆している。

青森県十三湖層 (小貫ら, 1963) 中部シルト部層の最上部付近には、レンズ状の砂層が広域にわたって追跡できる。この現象は、太田川沿いの中部シルト・砂層の層相の特徴と類似しており、海水準の低下によって生じた可能性がある。

以上のように、約 6,000~4,000 年前の海退及び海進説を支持する層位学的証拠や¹⁴C年代値が、原町市に限らず各地に認められる。

これまで、約 1 万年前から 5,000~4,000 年前までの“海進”は縄文海進などと呼ばれてき

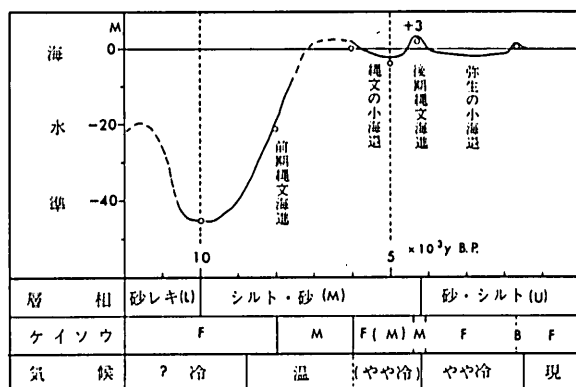


図9 完新世の海水準変動

F: 淡水生種 B: 汽水生種 M: 海水生種 冷: 冷涼 温: 温暖
現: 現在と同程度温暖

たが、この間に上述の小海退期をはさんでいる。そこで、約1万年前から約6,000年前までの海水準の上昇期及び高海水準の停滞期を前期縄文海進、4,800~4,700年前から4,100年前ごろまでの海水準の上昇期及び高海水準の停滞期を後期縄文海進、両者の間の海水準の低下期及び低海水準の停滞期を縄文の小海進と仮称する(図9)。

後期縄文海進に続く小海退は約4,100年前に始まり、約2,000年前まで続いた可能性がある。この間に、海水準は-2 m付近まで低下したであろう。太田川下流部の約1,800年前を示す地層には海水生~汽水生ケイソウ化石が明らかに認められ、海水準の一時的上昇を暗示している。この後海水準は現在の位置に達したのではなかろうか。

弥生の小海退と呼ばれる現象は、縄文時代後期に始まり弥生時代の小海進の開始をもって終わり、その大半が縄文時代にあった可能性が強い。この小海退に関する情報は、藤(1965)、藤井(1965)、有明海研究グループ(1965)、古川(1972)などによってももたらされている。

8. 第四紀地史

第三紀鮮新世の海進によって竜の口層が堆積した後、地殻変動により同層及び下位層は変形し、海水準の相対的沈降もあって相双地域は離水した。

竜の口層の次に若い地層は、第四紀更新世の第一(畦原)段丘構成層である。両層の堆積関係は、鮮新世末から更新世前半にわたる約100万年間に相当するものと考えられる。

第一段丘形成後海水準は段階的に低下して第二段丘を形成し、更に低下した後一度上昇して第三(塚原)段丘を形成した。第三段丘形成期には海岸線は現在より少し内陸側に達し、海水準は現在より約20 m高かった。海成の第三段丘とそれに連続する河岸段丘が、原町市の各地に確認されている。しかし、気候や海水温は、現在と大差なかったことが知られている(SUZUKI and NAKAGAWA, 1971; KAMADA, 1950)。地磁気層位学的にこの時期が約11万年前であることが判明し(真鍋, 1974)、また、広域的に海水準が上昇したことも知られている(中川, 1961 a, b)。

次の海水準低下によって第三段丘は段丘地形を整え、これに引き続いた海水準停滞期に第四(雲雀ヶ原)段丘が発達した。雲雀ヶ原はその代表であるが、この扇状地は現在の太田川河谷底に比べて著しく広く、堆積物として大量の碎屑物を供給するような気候条件であったことを示している。

海水準は更に低下して第五・第六・第七(埋没)段丘を順次形成し、第七段丘形成時もしくはその直後に最低位置に達した。太田川下流部では、“沖積層”基底の古太田川の河床が、原町市東方の海面下140m付近に発達する平坦面に連続するらしいことからこのことが推測される。古太田川が形成した谷は、“洪積層”はもちろんのこと竜の口層をも刻みこみ、“沖積層”は大きな不整合で下位層に重なっている。更新世最末期の最大海水準低下期には、典型的な亜寒帯もしくは亜高山帯の森林植生を呈する気候下にあつて、平均気温で少なくとも7°Cは低かったと言われている(鈴木, 1978; 第四紀古植物研究グループ, 1974)。

最低位置に達した後海水準は上昇に転じ、河谷に沿って“沖積層”下部砂礫層が堆積した。ウルム極相期を過ぎたとは言え、当時の気候は現在よりやや冷涼であったことが化石花粉組成から推測される。上昇を続けた海水準は約1万年前に小海退に転じて、太田川下流部では下部砂礫層を浸食して不整合を形成した。この時の海水準は-40~-45 m付近にあったであ

ろう。この小海退と不整合は日本の各地で確認され (NAKAGAWA, 1965; 有明海研究グループ, 1965; 古川, 1972; GOHARA, 1975), 後者は更新世と完新世を境する層位学上の根拠を提供している。

約1万年前以降再び上昇に転じた海水準は、前期縄文海進、縄文の小海退及び後期縄文海進を経て約4,300年前には標高+3 m付近に達した。これらの前半は海水準の急上昇期であり、後半は約+3~-2 mの間を上下する波動の時期である。前期及び後期縄文海進期には、太田川沿いでは下太田付近まで海域が拡大して奥深い湾を形成した。当時はコナラ属を主体とする広葉樹が繁茂し、気温は約2°C高い後氷期を通じて最も温暖な時期であった。太田川や新田川沿いの“沖積層”は、後期縄文海進期の海水準に平衡して堆積した。約1万年前以降後期縄文海進期までの気候の温暖化とそれに伴う海域の拡大、海成層の堆積は各地に認められ、日本の主要な低地を形成している (小貫ら, 1963; 池田, 1964; 有明海研究グループ, 1965; 長谷, 1967; 阿久津, 1969, 1972; 古川, 1972; 和田, 1972)。

縄文の小海退期には海面は数m低下して、海岸線は下太田付近から米々沢付近まで後退し、それまでの海成シルト層を主体とする地層から、上流側の陸成、下流側の海成砂層を主体とするものへ変化していった。時をほぼ同じくして、植生の上ではそれまでのコナラ属を主体とする広葉樹が優占する相から、やや針葉樹の割合が増加した相へと変化していった。

4,100年前ころから海面は低下しはじめ、海岸線は後退を続けた。この弥生の小海退期を経て現在に至る間、砂・シルトを主体とし、礫あるいは泥炭を混じえる層相変化の激しい上部砂・シルト層が堆積した。太田川下流部には潟の環境が、その上流部では自然堤防や後背湿地の発達する環境があったであろう。また、1,800年前ころ海水準は一時的に上昇して海水生〜汽水生ケイソウ化石を沈積させている。太田川や新田川下流部に発達していた岬は海食を被り、湾口には砂州が発達した。気候は現在よりやや冷涼な時期を経て現在に至っている (藤, 1972; TAKEUTI, 1974)。

海食は現在も行われ、原町地方の海岸部の平野は現海面に平衡していない。

V. 原町市の地盤沈下

A. 帯水層と加圧層

1. 帯水層と加圧層の識別

阿武隈山地には、地盤沈下と直接関係する帯水層と加圧層は存在しないために、以下にはこの地域を除いて記すこととする。

原町市に分布する竜の口層のa層は凝灰質砂岩〜シルト岩、亜炭などから、b層は中〜粗粒砂岩から、c層は下部のシルト岩と上部の砂岩からそれぞれ構成されて、全体としてNNE方向へ緩く傾くことは既に記したとおりである。竜の口層の層相は、水平的にも垂直的にも小範囲で変化することがあり、必ずしも層位学的区分を厳密に水文地質学的区分に対応させることはできないが、a層の砂岩相部とb層が比較的良好な被圧帯水層を、小谷によって切られているc層の砂岩相部は不圧帯水層を、a及びc層のシルト岩相部・亜炭層・凝灰岩層が加圧

層～半加圧層を形成している。被圧帯水層は、西部から東部へ、また、浅部から深部へ徐々に被圧度を増す構造を呈している。

第一・第三・第四及び第六段丘構成層は、不圧帯水層を形成している。特に後2者はルーズな砂礫によって構成され、比較的広域を占めている。第七段丘構成層及び“沖積層”下部層は、太田川下流部で良好な被圧帯水層を形成し、上位の“沖積層”シルト相部が加圧層になっている。新田川沿いでは、“沖積層”下部砂礫層が被圧帯水層を、上部の砂礫層が不圧帯水層を形成している。

2. 帯水層係数と加圧層の工学的性質

原町市内に設置した13本の井戸で揚水試験を実施し、“沖積層”，第七及び第四段丘構成層並びに竜の口層の帯水層係数をタイスの非平衡式によって算出した(表5)。各帯水層の透水

表5 原町市の帯水層係数

ボーリングNo	深さ(m)	ストレナの深さ(m)	帯水層	岩相	透水係数(cm/s)	貯留係数
B 12	24	16.0～20.0	“沖積層”下部層	砂 礫	2.20×10^{-3}	—
B 15	30	12.5～17.5	“沖積層”下部層	砂 礫	4.20×10^{-2}	—(2.7)
B 20	7	4.6～4.8	“沖積層”中部層	砂 礫	4.24×10^{-2}	7.62×10^{-3}
B 33	37	17.7～28.8	“沖積層”中部層	砂 礫	1.92×10^{-2}	—(1.58)
B 10	23	8.7～11.2	第七段丘構成層	砂 礫	2.88×10^{-2}	1.63×10^{-1}
B 30	20	3.7～9.1	第四段丘構成層	礫	6.60×10^{-4}	9.25×10^{-2}
B 11	25	13.5～17.5	竜の口層	細粒砂岩	2.12×10^{-2}	8.32×10^{-5}
B 22	100	45.0～54.0	竜の口層	凝灰質砂岩	3.08×10^{-5}	—(9.89×10^{-1})
B 23	30	19.0～24.5	竜の口層	凝灰岩・砂岩	1.79×10^{-3}	3.03×10^{-3}
B 29	40	26.0～37.0	竜の口層	凝灰質細粒砂岩	9.85×10^{-3}	6.15×10^{-3}
B 31	130	64.1～75.3	竜の口層	礫混じり粗粒砂岩	9.29×10^{-3}	—(3.74)
B 32	55	45.4～50.9	竜の口層	凝灰質細粒砂岩	1.05×10^{-2}	—
B 34	181	160.1～171.2	竜の口層	砂質泥岩互層	5.10×10^{-6}	1.03×10^{-2}

係数は、“沖積層”中・下部層が $0.2 \sim 4.2 \times 10^{-2}$ cm/s，第七段丘構成層が 2.9×10^{-2} cm/s，第四段丘構成層が 6.6×10^{-2} cm/s，竜の口層が特殊な例を除いて $(1.8 \sim 21.2) \times 10^{-3}$ cm/sと算出された。水文地質構造やボーリング・コアからは区別しにくい“沖積層”の砂礫層と第七段丘構成層の砂礫相部は、透水係数にも明瞭な差は見出すことはできない。貯留係数は、パラツキが大きいうえに、1以上の値が算出されるものもあり、必ずしも信頼に足る資料を得ることができなかった。

揚水試験を行えない加圧層や一部の帯水層の透水係数を求めるために、B 3～B 8のボーリング孔を利用して現場透水試験を実施した。その結果、“沖積層”のシルト～砂質シルト層は 7×10^{-7} cm/s以下となり、竜の口層の浮石質砂岩や凝灰質砂岩は、わずかな例外を除いて 6×10^{-6} cm/s以下の値を得た。

“沖積層”細粒相部の工学的性質をは握するために、ボーリング試料を用いて土質試験を行うと共に、標準貫入試験を実施した。“沖積層”中部層の中央粒径値($Md\phi$; INMAN, 1952)は6前後の中～細粒シルトで、淘汰度($\sigma\phi$)は2代が多く、全体に必ずしも淘汰は良くない。歪度($\alpha\phi$)は $-0.62 \sim +0.35$ の間にばらついている。比重(G_s)はほぼ2.6、間隙比(e_0)と含水比(w_0)はほぼ1代と100%以下の安定した値を示している。体積圧縮係数(M_v)は $10^{-2} \text{cm}^2/\text{kg}$ 代のものが多い。N値は、B 25 付近を境に上流部では層相が大きく変化するために1～39の範囲でばらつくが、下流部では10～30を示す下部を除いて0～3の値が多い。

“沖積層”上部層は、細粒部の試験値しかない。これによると、 $Md\phi$ が5～7、 $\sigma\phi$ が4以下、 $\alpha\phi$ が全体にマイナスを示している。 G_s は1.7～2.6の間に、 e_0 は1代から最大9以上に、 w_0 は最大400%を越えている。N値は層相の変化に応じて変わり、1～10程度のものが多いが、自然堤防付近の礫混じり粗砂の部分では20に達する所もある。

以上の事実から、完新世初期の海進に伴って生じた内湾の堆積環境が、中部シルト・砂層の工学的性質に敏感に反映されているものと読みとることができる。すなわち、この海進当初はまだ不安定な内湾の堆積環境下で、層相変化の激しいシルト・砂層が堆積し、海水準の上昇と停滞によってやや均質なシルト層が堆積する安定した内湾の環境へ変化していったと推定される。この海進後、一時的な前進をみながらも大局的には海岸線は後退した。それに伴って自然堤防や後背湿地が形成され、砂・シルトが泥炭を伴いながら堆積した。これが上部砂・シルト層で、層相が水平的にも垂直的にも大きく変化し、上部層の工学的性質を変化に富んだものになっている。

海水準の変化と関連させながら軟弱層の性質を明らかにする試みは、有明海では既に学際的協力を得て行われた(有明海研究グループ, 1965)。また、同様の手法は十三湖(小貫ら, 1963)、八郎潟(三位, 1960)、河北潟など(大野・柴崎, 1967)でもとられたことがある。

B. 地下水

1. 地下水の利用

(1) 井戸分布

原町市の井戸分布を示したものが図10である。これには家庭用に使用される井戸は示されていない。

“沖積層”の砂礫層、第四及び第六段丘構成層からなる不圧帯水層がよく発達する原町市西部では、浅井戸(深さ20 m未満)による不圧地下水(以下不圧水という)の採取が盛んである。深井戸(深さ20 m以上)は、この地域ではごくまれにしか見出すことはできない。原町市の井戸の大半はこの地域の浅井戸によって占められている。原町市西部は竜の口層の地下水かん養域が狭くて地下水量が少ないことや、地下水の被圧度が低いことが、高価な作井費と共に深井戸の少ない原因となっている。不圧水は主に農業用に5～8月の間に利用されている。

被圧地下水(以下被圧水という)を採取する深井戸は原町市街地及び同市南東部に集中して分布し、浅井戸の分布と好対照をなしている。この実態は、原町市東半部の広域にわたる良好な被圧帯水層の存在と、不圧帯水層の局地的分布を表現している。

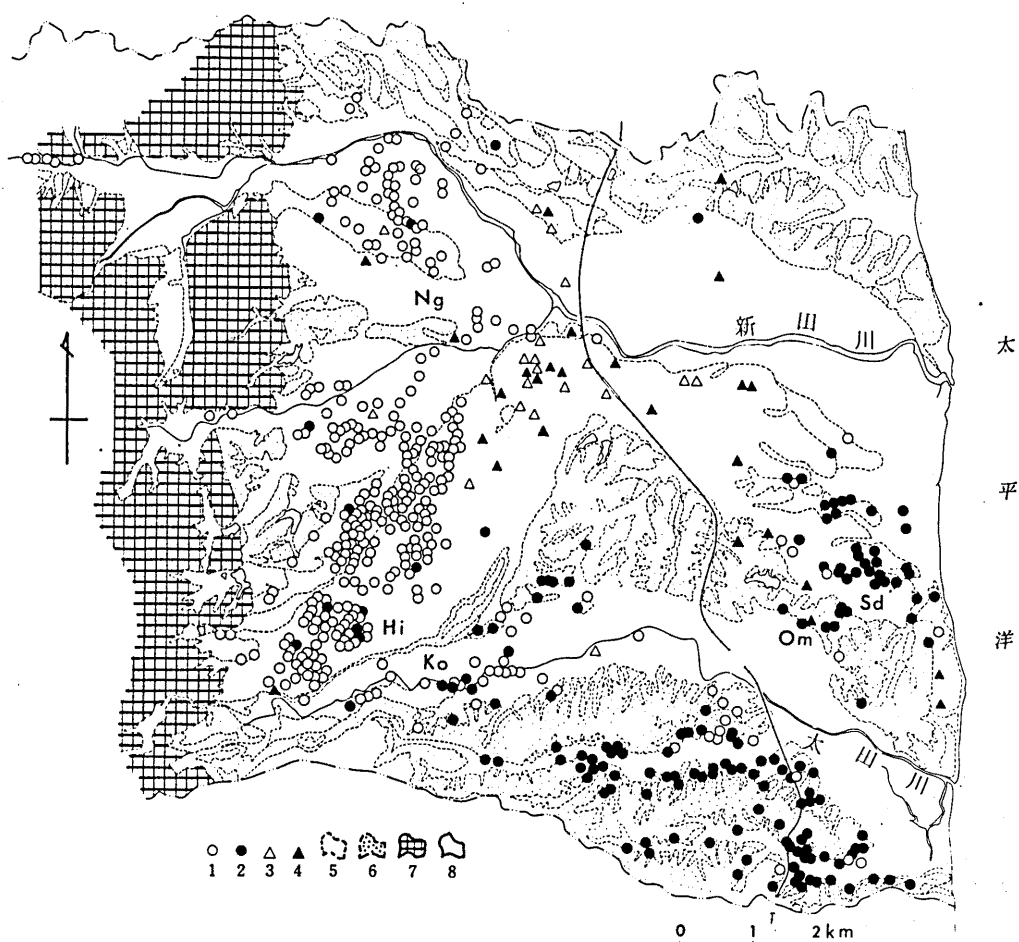


図10 井戸分布

1 : 農業用浅井戸 (<20 m) 2 : 農業用深井戸 (≥20 m) 3 : その他浅井戸 (<20 m) 4 : その他深井戸 (≥20 m) 5 : 段丘崖 6 : 丘陵地及び段丘斜面 7 : 山地 8 : タメ池 Hi : 雲雀ヶ原 Ko : 上太田 Ng : 長野 Om : 大甕 Sd : 埴

地盤沈下の中心地である大甕～米々沢一帯の低地には1本の井戸さえも存在しない。新田川下流部の両岸沿いにもわずか1本の井戸しかない。

浅井戸は口径0.7～1.0 mの手掘りのものが、深井戸は50～200 mmの機械掘りのものが多い。1960年ころまでは上総掘り式の工法によって口径数10 mmの掘り抜き自噴井が掘られたが、自噴停止後は小型のポンプを付した揚水井に変わってきた。

1955年には原町市東半部を中心に150本の掘り抜き自噴井（通称ドンコイショ）があり、

1日約2,000 m³の自噴水を得ていた。この当時、原町市街地と大藪には自噴井の存在は確認されていない。既にこれらの地内では第二次大戦前後から深井戸によって大量の地下水が採取され、原町市街地では年間揚水量が650万m³以上に達していた。1950年代前半に原町市街地で、1960年代後半に間形沢で大量の被圧水の揚水が開始されると、1～2日後には近辺の自噴井が自噴を停止した。

(2) 地下水利用の歴史

1977年には、家庭用のものを除いた原町市の井戸は760本以上に達している。このうち不圧水を採取する浅井戸が540本、被圧水を採取する深井戸が220本以上を占めている。深井戸は、深さ(D)100 m以上200 m未満のものが最も多く109本で、 $20 \leq D < 100$ m、 $200 \text{ m} \leq D$ の井戸の順に少なくなっている。この井戸数を用途によって区分すると、約760本のうち680本を農業に、約80本を他用途(主に工業)に使っている。農業用の井戸の約74%は浅井戸が占めて、その他用の42%と明瞭な差を示している。深井戸はいずれの用途でも $100 \leq D < 200$ mのものが最も多い共通性があるが、その他用では $200 \text{ m} \leq D$ の井戸も数が多く、農業用の井戸数と明らかな違いを示している。

井戸数は1965年ころを境に急激に増加し始め、この傾向は1974年まで続いている。すなわち、1965年の236本から1974年には518本に達している。増加した井戸の主体は浅井戸であるが、深井戸も1965年の89本から1974年の198本へ2.2倍に増加している。井戸は、浅井戸・深井戸を問わず大部分農業に利用されてきたことは現在と変わらない。

地下水の年揚水量は1977年には2,270万m³に達し、このうち38%の約860万m³を浅井戸から、61%、約1,380万m³を深井戸から揚水している。深井戸では $200 \text{ m} \leq D$ の井戸から年間約890万m³揚水し、 $100 \leq D < 200$ mの井戸の410万m³がこれに次いでいる。井戸本数の少ない $200 \leq D$ の井戸から、その数の多い $100 \leq D < 200$ mの井戸の2.2倍も揚水している。全揚水量を用途別にみると、農業では年間1,140万m³揚水し、このうち71%の810万m³を浅井戸でまかなっている(図11)。その他の用途では年間約1,120万m³利用し、このうち95%の1,070万m³を深井戸から揚水して、農業の揚水と著しい対照を示している。

井戸の設置年次の判明している518本を利用して、1955年以降の年次別揚水量を求めたの

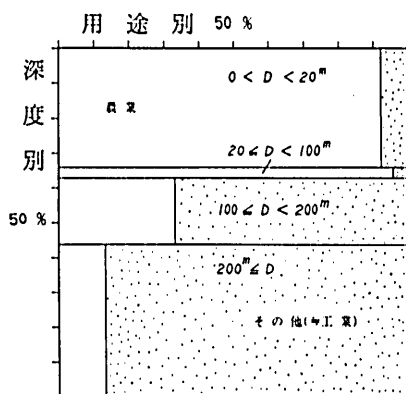


図 11：用途別・深度別地下水利用割合

D：井戸深

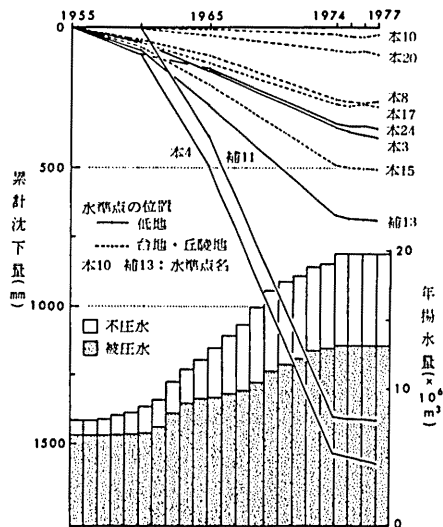


図 12：揚水量と地盤沈下量の経年変化

(1955 年基準，井戸数 518，原町農地事務所及び原町市の資料より作成)

が図 12 である。ただし，調査時点の 1974 年以前に廃棄された井戸は集計の対象になっていない。また，1975 年以降は原町市条例に基づいて新規の作井は原則として禁止されている。

揚水量は井戸本数の増加と調和的に増加し，年揚水量は 1965 年の約 1,290 万 m^3 から 1974 年の約 1,980 万 m^3 になっている。揚水量の増加分の大部分は農業に利用されている。地下水利用を経時的に捉えても，農業では主に浅井戸に，その他の用途では主に深井戸によって揚水していることは 1977 年の時点と変わらない。経時変化にみる地下水利用の特徴は，農業用に 1962 年ころから深井戸の利用が急速になされるようになったこと，その他用の深井戸による揚水が 1955 年以前から行われ，当時既に量的には現在の 60% 以上に達していたこと，その他用の浅井戸による揚水が大きく変化しなかったことである。

井戸口径に関する資料は乏しいので詳細は不明であるが，1965 年ころから急激に 100 mm 以上の井戸が増加し，1 井戸当たりの揚水量が増加していったように見受けられる。

2. 地下水面の形態と地下水位（頭）の変化

(1) 地下水面の形態

新田川以南に分布する 158 点の井戸を選定して，1975 年 8 月から 1977 年 11 月までの間に延 25 回の一斉測水を実施した。このうち，23 回が主に不圧水に，2 回が被圧水に関する調査である。不圧水はかんがい期に上昇し，非かんがい期に低下する周期性を有している。このため，ここでは 1977 年の 1 月と 5 月に例をとって述べることにする。

不圧水面は，帯水層の違いによって水面標高と流動方向を異にしている（図 13）。最も大きい不圧水体は雲雀ヶ原（第四）段丘構成層中のもので，太田川沿いの“沖積層”及び第七段丘構成層，第六段丘構成層中の地下水も一定の広がりをもっている。

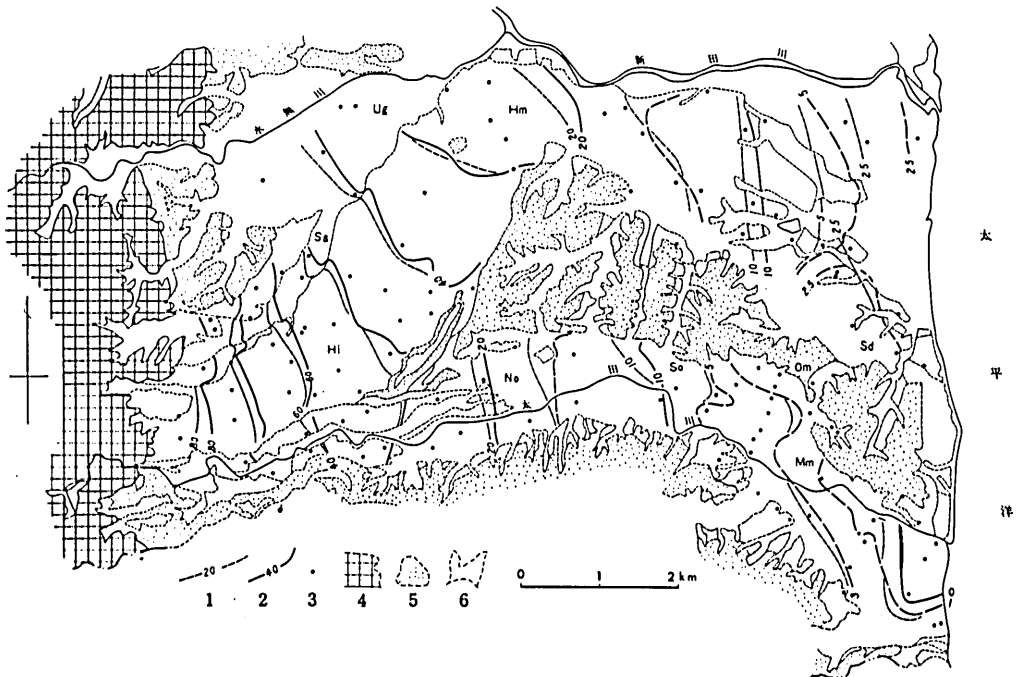


図 13 不圧地下水面等高線図 (単位: m)

1: 1977 年 1 月 12~13 日 2: 1977 年 5 月 19 日 3: 測水地点
 4: 山地 5: 丘陵地・段丘斜面 6: 段丘崖 Hi: 雲雀ヶ原
 Hm: 原町市街 Mm: 米々沢 No: 中太田 Om: 大廻 Sa:
 下荒井 Sd: 平 So: 下太田 Ug: 牛越

地下水面の形態は地形面と調和して、地下水は大局的に西方から東方へ流動している。しかし、太田川下流部や平一帯の不圧水面等高線は、大廻から米々沢に連なる丘陵地とほぼ平行するようになって、地下水が丘陵地下へ流動していることを示している。この不圧水面の形態的異常は、後述するように竜の口層中の被圧水頭が著しく低下して、同層中へ不圧水が引きこまれるようになって生じたものと考えられる。

不圧水面はかんがい期に高く、非かんがい期に低下する。しかし、太田川下流部や平一帯、原町市街地東部の人為の影響の大きい所では季節的变化が現れにくい。

1955 年には相双丘陵地東半部のほぼ全域に掘り抜き自噴井が分布し、被圧水頭が地表面より高かった。1977 年には被圧水頭は全域的に低下して、自噴井は原町市のほぼ全域から姿を消している。ことに、原町市の市街地北部・東部、大廻及び間形沢の 4 地域では水頭は大きく低下して変形のスリパチ状を呈し、最深部は標高 -20 m に近くなっている (図 14)。これらの地域には多量に揚水する深井戸が設けられており、被圧水面が人為によって改変されたことを示している。雲雀ヶ原の東部では上記の 4 地域ほどの多量の揚水はなされておらず、被圧水面の形態はほぼ竜の口層の構造や地形と調和している。

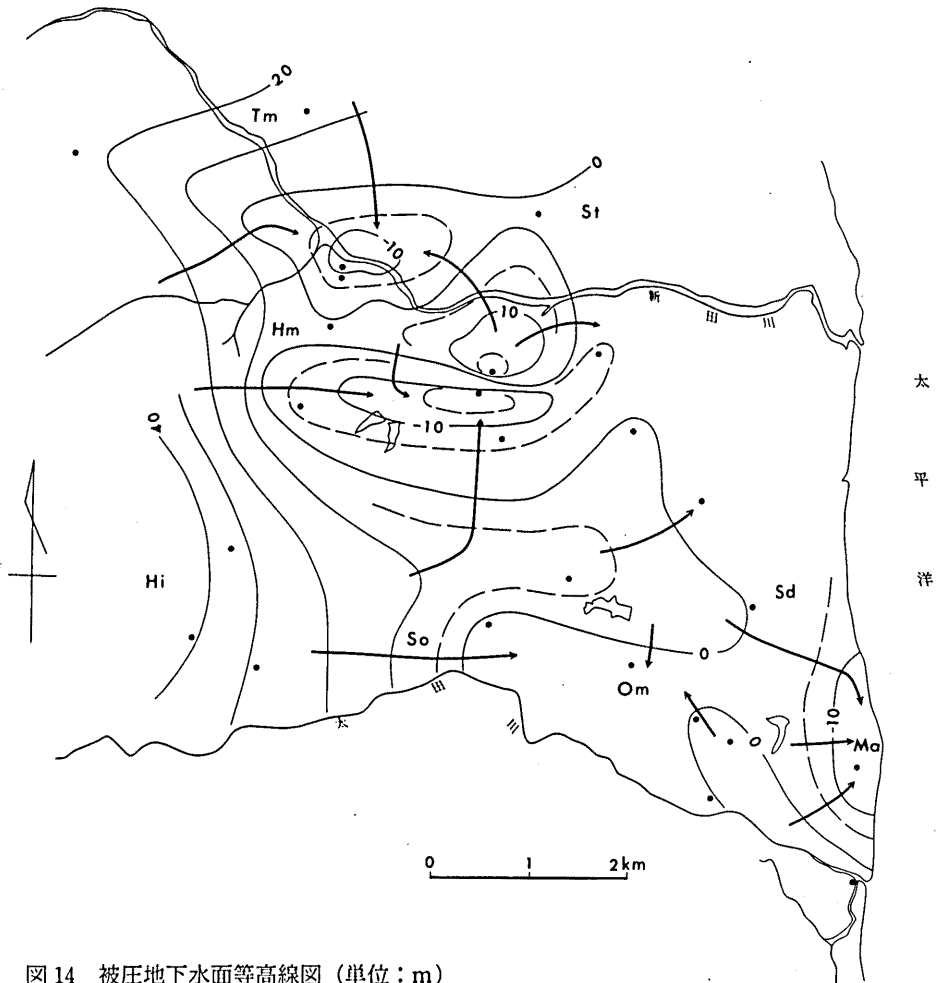


図 14 被圧地下水面等高線図 (単位: m)

測水: 1977 年 11 月 29~30 日 黒点: 測水地点 矢印: 地下水の流動
方向 Hi: 雲雀ヶ原 Hm: 原町市街 Ma: 間形沢 Om: 大甕
Sd: 平 So: 下太田 St: 下北高平 Tm: 高松

(2) 地下水位 (頭) の経時的変化

地下水位 (頭) の経時的変化を自記計によって 10 カ所で、手測りによって 6 カ所で測定した。

その結果、不圧水は水位変化のパターンから 3 つのタイプに区分することができる。1 つは 2 月ころから水位が上昇し始め、5~8 月の間に高水位期となって、1~2 月の最低水位期へ徐々に低下するタイプである。降水、特に低水位期のそれに敏感に反応する。このタイプの地下水は、“沖積層”の砂礫層が露出する所に分布する。

2 つめのタイプは 4 月末ころから水位がやや急激に上昇し、11 月ころから徐々に低下して 3~4 月の最低水位に達するものである。1 のタイプと異なる点は、水位の上昇及び低下の

時期が2～2.5カ月遅れて、降雨やかんがいの影響が急には現れず、かつ水位変化のパターンが被圧水のものに類似することである。水文地質学的な特徴として、最上部に1～2 mの火山灰層を載せていることが挙げられる。

3つめのタイプは、年間を通じて水位がほぼ一定しているものである。地下水は、“沖積層”のシルトや粘土層中の薄い砂層中に含まれている。

被圧水頭は4月末ころからやや急激に上昇し始め、9～10月ころ最高位に達する。11月ころから徐々に低下して4月中旬ころ最低になる。水頭は降雨及びかんがいの影響を強く受けて上昇及び下降を繰り返す周年変化をするが、それらの影響は2～2.5カ月遅れて現れる。原町市の地下水は、かんがい期に最も多量に揚水されているにもかかわらず、水頭は上昇する特異なパターンを有している。類似の例は阿蘇山西麓に知られており (CHUMAN and MOMIKURA, 1975)、2地域は共通して降水やかんがい水の地下浸透量が大きい所である。一般には揚水量の増加する夏期に水頭は低下し、冬から春にかけて回復する (古川・清水, 1972; 農林省関東農政局計画部, 1976)。

経年的には1976年の後半から水頭はやや上昇した。これは1976・1977年の両年はそれ以前に比べてかんがい期の降水量が多かったことと、いわゆるオイルショックのために工場が操業を短縮して、地下水の採取量がやや減少したためであろう。

被圧水の不圧水に対する著しい特徴は、降雨及びかんがい水の影響が現れる時期のズレと共に、人為の影響を敏感に反映することがあげられる。

C. 地盤沈下

1. 地盤沈下地域

1955年から1977年までの22年間にわたる測量成果に基づいて地盤の変動状況をみると、原町市新田川以南、雲雀ヶ原以東のほぼ全域 (30 km²以上) が沈下している (図15)。地盤沈下の中心地は太田川下流部の大甕一米々沢付近にあり、その量は最大150 cm以上に達している。また、同付近の1974年から1977年までの3カ年の最大沈下量は年間20 cmを越している。

地盤沈下地域は、巨視的には被圧水の揚水地域と調和することにより太田川下流部の台地上、及び丘陵地と低地の境界付近は原町市で最も深井戸の密集する地域であり、ここが地盤沈下の主部である。しかし、これを詳細にみると、地盤沈下の中心地すなわち大甕一米々沢の水田地帯には1本の深井戸も設置されていない。大甕一帯は“沖積層”が10～20 mの厚さで発達し、原町市としては軟弱地盤の厚い所である。更に、大甕ではシルト・粘土の割合が多くなると共に泥炭層が厚くなる。泥炭は含水比が著しく高く、脱水によって容易に圧縮されやすい性質を有している (土質工学会, 1974)。このように、地盤沈下の中心地域は揚水井の密集部と必ずしもよく一致していない。

第四系が厚く、かつ広く発達し、地盤沈下が進行している大海岸平野では、“沖積層”が堆積した場の形態と厚さとが、地盤沈下の場所と量とによく調和していると言われる (有明海研究グループ, 1965; 和田, 1971; 遠藤ら, 1972)。大海岸平野の地盤沈下は地層の固結度と揚水量に深く係わりながら進行し、その初期の段階には主に“沖積層”の層相を、続いて次第にその厚さなどを反映する段階へ進むことを示している。これに照らせば、小河川の平野

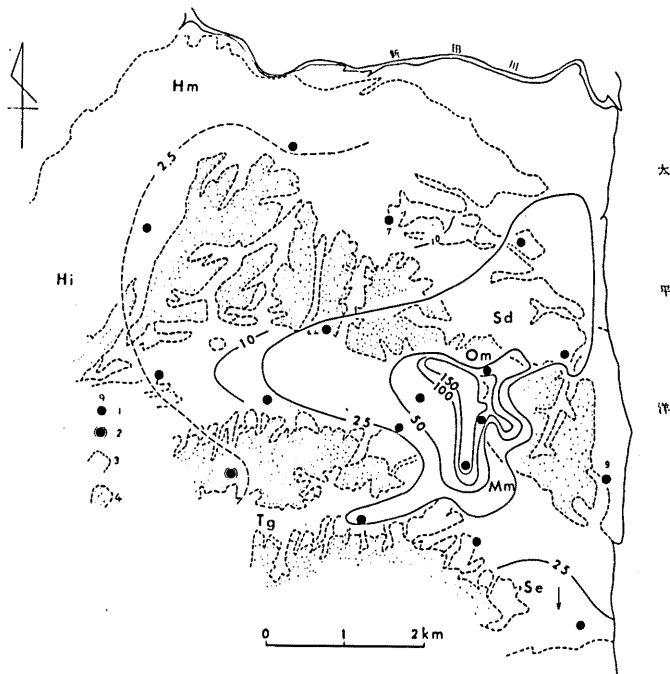


図 15 地盤沈下等量線図 (単位: cm)

期間: 1955~1977 年 1: 水準点と沈下量 2: 仮不動点 3: 段丘崖 4: 丘陵地 Hi: 雲雀ヶ原 Hm: 原町市街 Mm: 米々沢
Om: 大甕 Sd: 雫 Se: 下江井 Tg: 鶴谷

沿いに局地的に発達する原町市の地盤沈下は、まだ初期の段階にあると言える。

2. 地盤沈下の経時的変化

地盤沈下が住民によって感知されるようになったのは 1965 年前後からであるが、測量の成果によると既に 1950 年代には局地的に沈下し始めていたものと考えられる。1955 年以降の地盤沈下の経時的変化を地下水の揚水量と対照させてみると、地盤は揚水量の増加と共に 1960 年以降急激に沈下しはじめ、1965~1974 年の間に最も沈下したことがわかる (図 11)。日本で地下水利用が急増したのは水中ポンプが普及した 1960 年前後であり、この後急速に地下水頭の低下や地盤沈下などの地下水障害が各地にみられるようになった (中馬, 1972; 水収支研究グループ, 1973)。原町市の場合もこの例外ではなかったと言える。その後、オイルショックなどによる経済活動の停滞や例年以上に多い降雨量、あるいは原町市の条例改正に伴う地下水の採取規制などの要因が重なって、地下水の採取量が変化しないかむしろは減少し、地盤沈下の速度は低下した。

累計沈下量が 1.5m にも達している本 4・補 11 などの地点は“沖積層”上にあつて、ここは沈下量の少ない台地・丘陵地と明確に区分される。本 15 の地点は丘陵地と低地の境界にあつて、丘陵地の沈下量としては例外的に大きな値を示している。

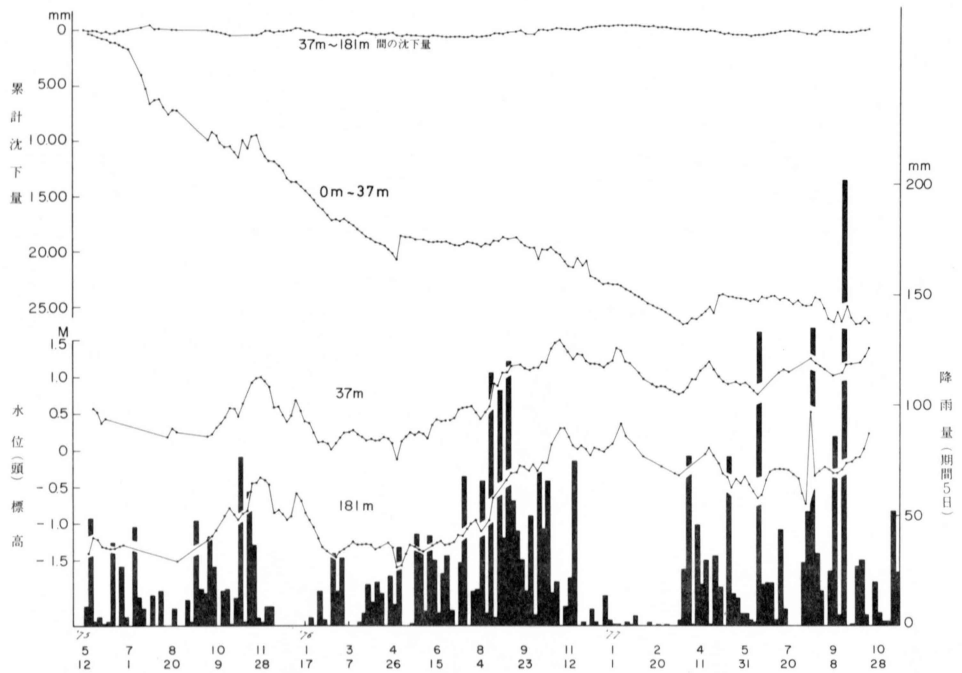


図 16 地下水位 (頭) と地盤の経時的変化 (B25 地点)

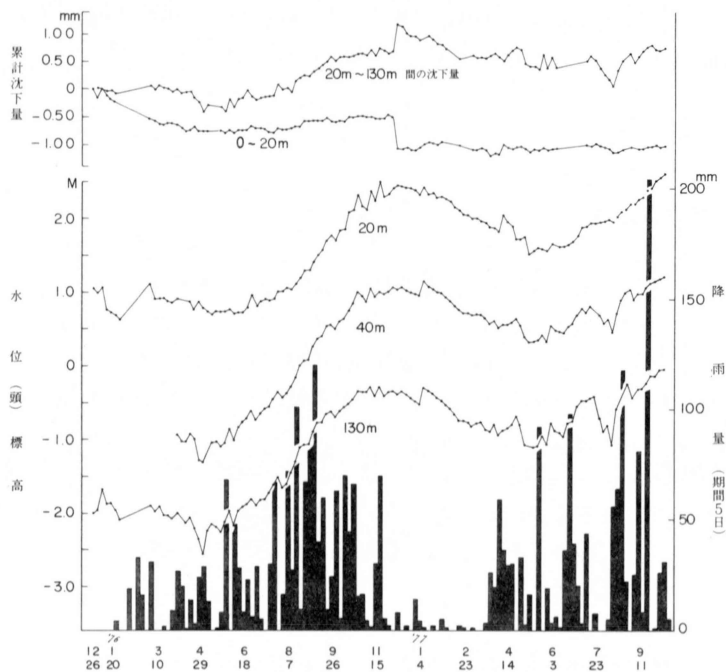


図 17 地下水位 (頭) と地盤の経時的変化 (B30 地点)

地盤と水頭（位）の連続的変化をみるために米々沢と雫に二重管式井戸を作り、両地点に2種類の自記計を設置した。図16の0～37 m間の沈下量はほぼ“沖積層”の沈下量を、同37～181 m間と図17の20～130 m間の沈下量は竜の口層の沈下量を、図17の0～20 m間の沈下量は第四段丘構成層の沈下量をそれぞれ示している。これらから、地盤沈下は主に“沖積層”で起こっていることが読みとれる。1976年の春ころから水頭の上昇と共に竜の口層及び第四段丘構成層は逆に膨張の傾向さえ示し、“沖積層”も水頭の上昇する夏期に一時的に膨張する。図16から“沖積層”は塑性的な性格を強く有し、竜の口層と第四段丘構成層は半ば弾性的な性質を有していることが理解される。

経年的には1976年初めまで地盤沈下が急速に進行していたが、同年春ころから沈下速度がやや鈍化し、夏期には沈下の停止または地盤の上昇さえみられるようになった。全体に地盤は水頭の変化とよく調和して変動している。

図18・19は地盤沈下量と水頭の関係をはほぼ5日間隔で示している。I相は水頭の低下に伴

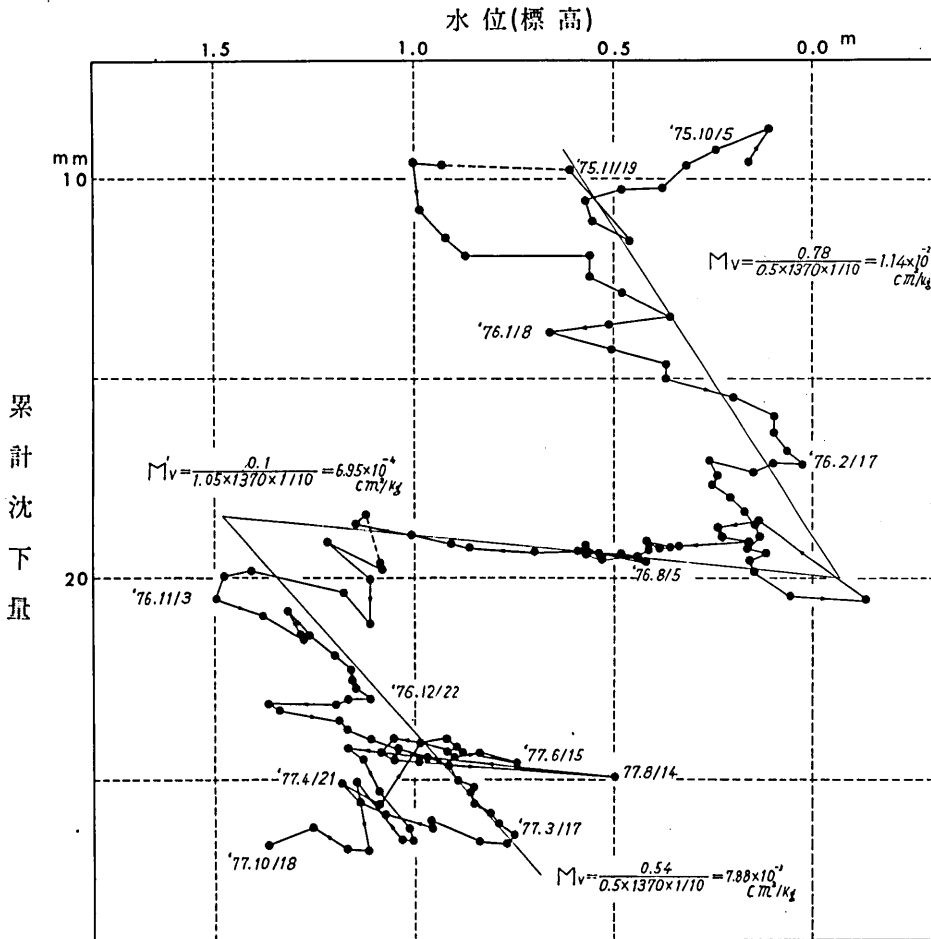


図18 “沖積層”の地盤沈下量と地下水位の関係（B 25 地点）

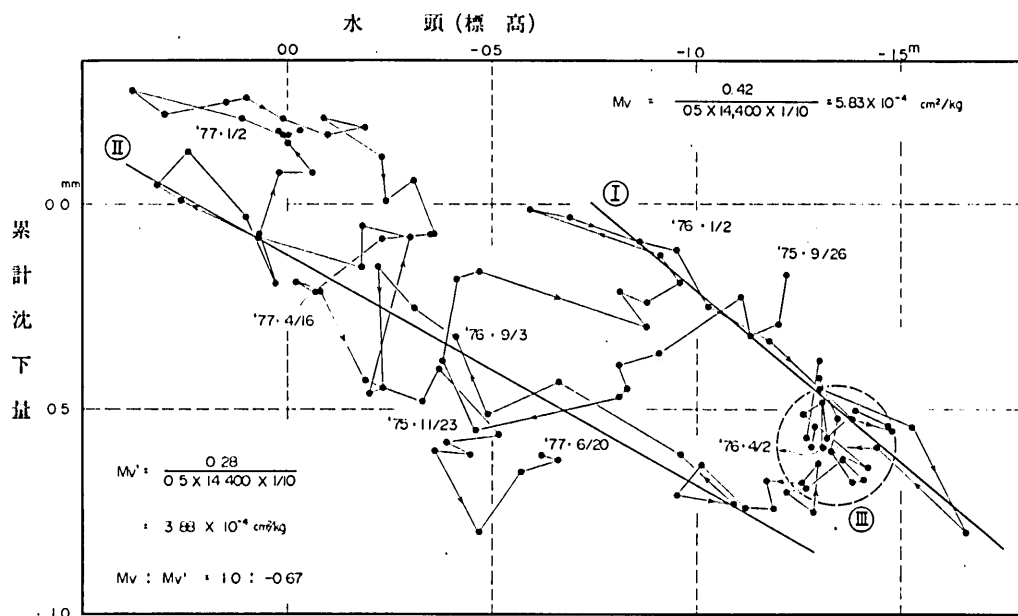


図 19 竜の口層の地盤沈下量と地下水頭の関係 (B25 地点)

う地盤沈下の状況を、II相は逆に水頭の上昇に伴う地盤上昇の状況を示している。この地盤沈下量と水頭の関係は加重（水圧）—変形（地盤沈下量）曲線を表し、これから地層の平均的体積圧縮係数（ M_v ）を求めることができる（七尾港周辺地沈対策協・北陸経済調査会，1975）。

$$M_v = \frac{\Delta s}{\Delta h} \cdot \frac{1}{b \cdot \gamma_w} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 Δs ：地盤沈下量

Δh ：水頭変化量

b ：収縮層の厚さ

γ_w ：地下水の単位体積重量

(1)式によって、竜の口層及び“沖積層”の地盤沈下時の体積圧縮係数（ M_v ）と地盤上昇時の体積圧縮係数（ M_v' ）を求めたのが表6である。“沖積層”は水頭の低下と共に大きく地盤が沈下し、ほとんど回復しない非可逆的な沈下をするのに対し、竜の口層は地盤沈下量が小さく、かつ水頭の上昇と共に沈下量の60%以上が復元することを示している。

竜の口層及び“沖積層”共に、わずかながらI相とII相の中間に水頭がやや安定しても地

表 6 地層の体積圧縮係数

地 層	M_v (cm ² /kg)	M_v' (cm ² /kg)	$M_v : M_v'$
“沖積層”	1.14×10^{-2}	-6.95×10^{-4}	1 : -0.06
竜の口層	5.83×10^{-4}	-3.88×10^{-4}	1 : -0.67

盤沈下が継続する期間がある。これは一種の残留沈下期に相当するものである。竜の口層では水頭が -1.3 m 付近で地盤が変形を停止する。この水頭は許容限界水位(水収支研究グループ, 1976)に相当し、原町市の地下水盆管理を検討するうえで貴重な資料となろう。

3. 地盤沈下の原因

地盤沈下は地下水や天然ガスの採取、坑道の開さく、重構造物の建設等の人為によって発生する場合と、地震や地層の続成作用等の自然の作用によって生ずる場合とがある。

かつて、地震に伴って高知県や岡山県では地盤が大きく沈下した例があり、濃尾平野では濃尾地震以来大地震のたびに地盤沈下が進行したことが測量によって確かめられている(桑原, 1972)。原町市では、地盤沈下が認められるようになった1955年前後からこの研究終了時点まで地盤高に明らかな変化をもたらすほどの地震に見舞われたことがなく、地盤沈下の原因を地震に求めることは困難であろう。軟弱な“沖積層”の自然圧密は大きくても年間数mm以下であって、年間数10mmに達する地盤沈下をこれによって説明することはできない。

原町市の地盤沈下は、地下水、ことに被圧水の揚水量(井戸数)の増加と共に井戸の密集部を中心に進行し、かつ、同一帯水層から揚水する場合その量が多い地域ほど、また、軟弱な“沖積層”が厚く堆積する所ほど著しいという経過がある。水頭との関連で地盤沈下をみると、掘り抜き自噴井(ドンコイショ)の消失、すなわち水頭が地表面下へ低下したところから程度の差こそあれ“沖積層”でも竜の口層でも沈下が進行した。沈下の状況を自記記録によって詳細に検討すると、地盤は水頭の低下と共に沈下し、水頭の上昇と共にわずかに上昇する。以上の諸事実は、数値モデルを用いたコンピュータ・シミュレーションによっても再現されている(東北農政局計画部, 1979)。これらのことから、原町市の地盤沈下は、主に大量の(被圧)地下水の揚水によって発生していると言える。しかし、1955年以来局地的ではあるが、地盤沈下が太田川下流部の国道6号線バイパス沿いでやや顕著に進行していることは、盛土と通過する車両の荷重によっても生じている可能性のあることを示唆している。

かつて原町市では、地盤が道路沿いで大きく沈下しているように見受けられることから、地盤沈下の主原因が通過する車両の荷重にあるとする説や、牛川や太田川の河川改修に伴う表層部の脱水圧密であるとする説が主張された。しかし、これらの説は車両の通過しない水田で広く、大きく沈下する事実や、河川沿いよりもむしろそこから離れた水田や河床以深で大きく沈む事実は説明しにくいであろう。

大阪平野(和達, 1940; 竹中, 1965)、関東平野(南関東地方地盤沈下調査会, 1971; 遠藤ら, 1972; 千葉県公害研究所, 1975)、新潟平野(北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1971; 和田, 1971)、濃尾平野(桑原, 1972; 建設省国土地理院・建設省中部地方建設局, 1975)、七尾平野(七尾港周辺地盤沈下対策協議会・北陸経済調査会, 1972, 1975)などと同様に、原町市の地盤沈下も、その主な原因は大量の被圧水の揚水にあると結論づけることが妥当である。

VI. 地盤沈下を支配する要因

A. 地質学的要因

1. 各地の地盤沈下と地質構成

原町市の地盤沈下の主要原因が被圧水の大量揚水にあるとはいえ、主な沈下地域は深井戸の密集部を離れた低地部に局地的に分布している。このことは、ただ地下水の揚水だけが地盤沈下に関与するものではなく、地盤の地質学的、工学的性格がその素因として重要な役割を果たしていることを示唆している。換言すると、地盤沈下は地殻に人間が地下水の揚水を通じて働きかけた結果発生し、地質に応じてその様相を異にすることを示している。

原町市の地盤沈下の様相は、関東平野・新潟平野・濃尾平野・大阪平野・白石平野といった大海岸平野のそれとは趣を異にしている。原町市では地盤沈下地域が局地的で、主として浅層部に発生しているのに比べて、大海岸平野では地盤沈下が広域化し、かつ深層部に及んでいるのである。この違いは、帯水層と加圧層の水平的、垂直的分布の違いを反映したものである。石川県七尾市に発生している地盤沈下は小海岸平野に局地的に見られ、沈下の主体が“沖積層”にあるという点では原町市の場合と共通性を有するが、水文地質学的環境は若干異なっている。

ここでは、まず地盤沈下と地質構成がどのように係わっているのか、海岸平野の発達様式に視点を当てながら日本各地の海岸平野に例をとってみることとする。

(1) 関東平野

1930年代には東京江東の低地部で地盤が沈下していた(廣野・和達, 1939; 和達, 1940)が、第二次大戦後に東京から埼玉県や千葉県の高地へ、更に台地へと広がっていった(南関東地方地盤沈下調査会, 1971; 遠藤ら, 1972)。

関東平野は、鮮新～更新統が丘陵地、台地、低地下に巨大な盆状に発達し、良好な被圧帯水層を形成している。低地には厚さ数10 m以下の脆弱な“沖積層”があって、当地域最上部の加圧層となっている(関東第四紀研究グループ, 1969; 南関東地方地盤沈下調査会, 1971; KUWANO *et al.*, 1971; 遠藤ら, 1972; MATSUDA, 1974; 農林省関東農政局計画部, 1976)。このように、関東構造盆地内には浅部から深部へ所によっては不整合を伴いながらも、非固結完新統からやや固結した鮮新統に至る地層群が、広く厚く発達している。このため、関東平野の構成層は原町市の場合のような著しい工学的不連続を持たず、揚水によって広域に、かつ深部まで地盤沈下を生ずる素地を有している。水中モータ・ポンプの普及や各地の都市開発などに伴う水需要の増大を機に、採水層が上部更新統から鮮新統にまで達し、地盤沈下が広域化・深層化していったのである(水収支研究グループ, 1973; 柴崎, 1976)。千葉県では、上総層群・Sa層群・成田層群・“沖積層”のすべてが収縮し、沈下することが確認されている(千葉県公害研究所, 1975)。

(2) 新潟平野

新潟平野では1800年代末より年間数mmの地盤沈下が続いていたが、水溶性天然ガスの採取量が増大しだす1950年代後半に至って年間数10～200 mmを越す沈下量になった。沈下区域は

阿賀野川北岸から寺尾南方に至る海岸部と白根市を中心とする内陸部の2地域に大きく分かれ、地盤沈下地域の総面積は約440 km²、最大沈下量2 m以上に達している(北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1977)。

新潟平野には新第三系が厚く発達し、この中にG₅₋₁~G₈の水溶性天然ガスを含む被圧帯水層がある。その上位には更新統が数100 mの厚さをもって重なり、この間にも同ガスを含み、被圧帯水層となるG₁~G₅の礫層が連続的によく発達する(長谷川ら, 1967; 百武ら, 1969)。これら第三系及び第四系はグリーン・タフ変動及びその後の地殻変動に伴って形成された向斜部に厚く堆積したものであり(三梨, 1973)、盆地の中央部へ下位層ほどたわむ構造を呈している(百武ら, 1969)。新潟平野の最上部は、厚さ150 mにも達する非固結、軟弱な白根累層によって占められている(長谷川ら, 1967; 和田, 1971)。同累層中にも水溶性天然ガスを含む帯水層が発達し、主に家庭用燃料として採取されている。新潟平野も、関東平野と同様に向斜性堆積盆地の中に一部不整合を伴うとはいえ、巨視的には工学的に漸移する厚い地層群によって構成されている。第三・第四系中から水溶性天然ガスを採取するために生ずる新潟平野の地盤沈下は、軟弱な“沖積層”中で最も顕著ではあるが、数100 mの深部も少なからず沈下している(北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1971, 1977)。

(3) 濃尾平野

1890年ころから開始された水準測量の記録によると、濃尾平野では大地震時に地盤沈下する傾向が読みとれる。1950年代後半に至ると地震時以外でも沈下が明瞭に認められるようになり、その量は年と共に大きくなってきている(桑原, 1972)。濃尾地方はかつて掘り抜き自噴井による地下水利用が盛んであったが、地下水利用量の増加と共に水頭は著しく低下して自噴は停止し、近年では150~200 mの深井戸によって揚水するようになっている(古川・清水, 1972)。自噴の停止とほぼ機を一にして平野南部を中心に地盤沈下は急速に広まり、その面積は290 km²、最大沈下量1.3 mにも達している(北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1977)。

桑原(1968)によると、濃尾平野の地下300 m以深には厚さ1,300 mにも達する瀬戸層群が分布している。更新世前期に浸食作用を受けた後同層群は猿投変動に伴って西方へ傾動し、200 m以上に達する更新統と60 mに及ぶ完新統を堆積させる場を提供することとなった。更新統は礫・砂・粘土等の互層からなり、良好な被圧帯水層を多層群にはさんで下部ほど西方へ傾動し、西部へ層厚を増している。完新統は、砂泥互層、粘土〜シルト、砂、泥炭等からなり、加圧層や不圧帯水層を形成している(桑原, 1968; 古川, 1972)。こうした第四系が、海水準の変動と密接に関連して堆積したことは日本各地の大海岸平野と共通する。

木曾岬地内の30 mと50 mの地盤沈下計の記録と水準測量の結果によると、“沖積層”の厚さの60%以上の深さに設置した30 m井で全沈下量の約40%、更新世末期の第一礫層に設置した50 m井で全沈下量の80%を占めている。また、四日市市内の同種の記録によると、泥質層1 m当たりの沈下量は“沖積層”で0.7 mm、洪積層で0.9 mm、鮮新世の奄芸層群で0.1 mmとなっている(桑原, 1972)。これによって、地盤が深層部まで圧密し、地層の違いによってその量が異なることを読みとることができる。

(4) 大阪平野

1928年当時のお阪湾岸には自噴水を含む被圧帯水層が発達し、地盤沈下量は年6~9 mm程

度であった(竹中・池辺, 1972)。1930年代後半になると、新淀川河口部を中心に年間150 mmを越える沈下をきたすようになった(廣野・和達, 1939)。第二次大戦に伴って工場群が操業を停止すると地盤沈下もとまり、廣野・和達(1939)及び和達(1940)によって提唱された地盤沈下の地下水揚水原因説は実証された。1950年代に入ると工場群は復興して急速に生産量を増大し、それと共に地盤沈下もかつてない勢いで進行しはじめた。1935年から1963年までの間に2.5 mも沈下した所さえある(竹中, 1965)。1961年に地盤沈下の激化した大阪を第二室戸台風が襲い、高潮による大災害を被ったことも契機になり、「建築物用地下水の採取の規制に関する法律」が制定され、また、これに準じて地盤沈下防止に効力を発揮しえなかった「工業用水法」が改正されて、大阪市条例と共に同市の地下水採取を規制する措置がとられた。こうして大阪市の地盤沈下は鈍化の方向をたどっているが、東大阪や岸和田付近はその後地盤沈下が進行していると言われる(近畿グループ, 1969; 竹中・池辺, 1972)。

大阪平野の地下には鮮新世後期から更新世前期に堆積した大阪層群が、盆地中央部で700 m以上、同周辺部で約300 mの厚さをもって分布している(市原, 1966)。近畿グループ(1969)によると、同層群は8層もしくはそれ以上の海成粘土層と、淡水成粘土層・砂層の互層を主体とし、一般にその上部と下部に粗粒物質が多くなっている。大阪の深井戸で確認される海成粘土層のMa 9~Ma 12は合計70~80 mに達する厚さを有するが、大阪層群かどうかなお不明の点が多い。Ma 12にいたっては固結度が低く、完新世の粘土層と見間違える場合さえあるという(近畿グループ, 1969; 竹中・池辺, 1972)。この上位には10 m以上の厚さの砂・粘土・泥炭からなる中位段丘構成層と、厚さ約10 mの礫を主とすると思われる低位段丘構成層がそれぞれ不整合に重なっている(市原, 1966; 近畿グループ, 1969)。更にこの上位には、ウルム氷期最盛期以降の堆積物である難波累層が最大35 m以上の厚さで不整合に重なっている(梶山・市原, 1972)。上述の大阪平野下の厚い地層群は、更新世初期に始まる六甲変動(藤田, 1968)によって基本的に堆積の場が形成されて大阪層群の主部が堆積し、更新世中期の浸食期を経て、第四紀末期に至ると堆積盆地の沈降、後背地の上昇と氷河性海水準変動が絡みあって中位段丘以上の堆積物が堆積した(近畿グループ, 1969)。

大阪市内の地下水利用は深さ60~180 mの帯水層に集中していて(竹中, 1965)、この間の層位学的位置は主に大阪層群上部に当たっている。地盤沈下は“沖積層”及び段丘構成層の粘土層の層厚分布と調和して発生している(竹中, 1965)ものの、地盤沈下計の記録に基づけば、大阪層群も大きく圧密している(竹中・池辺, 1972)。

(5) 白石平野

白石平野の地質・地下水・地盤沈下等は、柴崎・熊井(1963, 1968)、有明海研究グループ(1965, 1969)、猿山(1972)によるとおよそ次のようである。

1954年に湧泉の枯渇が始まり、1958年に110カ所の全泉に及ぶと地盤沈下が始まり、井戸の抜け上がり現象も認められるようになった。地盤沈下はかんがい用深井戸の数の増加と併行して進行し、また、かんがい期の揚水によって被圧地下水頭が低下すると1~2カ月遅れて沈下していった。こうして1970年までの約4年間に50 mm以上沈下した地域が平野のほぼ全域に広がっていった。

白石平野下には第三紀夾炭層を基盤として、その上位に未区分更新統・新期阿蘇溶岩・島原海湾層及び有明粘土層が重なり、未区分更新統及び島原海湾層が主要な被圧帯水層になっ

ている。未区分更新統は、上部の厚さ 10 m 前後の砂礫混じりシルトを主体とする I 層と、下部の厚さ 200 m 以上、砂礫・シルトの互層から成る II 層とに区分される。I 層は下末吉海進に伴う堆積層で、旧多良岳噴出物と同時異相をなして被圧帯水層を形成するが、帯水層としては II 層が主たるものである。新期阿蘇溶岩としたものは、約 3 万 3,000 年前に噴出した 1 ~ 5 m の厚さの浮石質火山灰からなっている。島原海湾層は更新世最末期の島原海進に対応して形成された砂及び細礫層で、分布上限は現海面下 10~15 m にある。従来から第一帯水層として利用されてきたが、現在では塩水化が著しい。有明粘土層は島原海湾層を切って重なる完新統で、厚さ平均 20 m、N 値 0 ~ 5 の白石平野最上部を占める加圧層である。地盤沈下に占める地層ごとの割合は、平野の中心部では有明粘土層 40~60%、更新統 60~40%、同周辺部では有明粘土層 80~100% になっている。地盤沈下量は、大局的には有明粘土層の層厚分布と調和している。

(6) 七尾市

七尾市では、小海岸平野を形成するいわゆる邑知地溝帯の北東端部を中心に地盤沈下が発生している。この地域の地質・地盤沈下等について、七尾港周辺地盤沈下対策協議会・北陸経済調査会（1972, 1975）等によってその概要を記す。

地盤沈下は 1960 年代後半から目につくようになり、1970 年 3 月から 1971 年 9 月までに最大 27 cm の沈下が記録されている。1930 年ころの同市では 10 本程度の井戸で揚水されていたが、1961 年より地下水利用量は増加の傾向を強め、1971 年には井戸本数 173 本、日揚水量約 3 万 6,000 m³ に達した。地下水利用量の増加と併行して地盤が沈下していったことを示している。

いわゆる邑知地溝帯（石田, 1970）は、鮮新世末期あるいは更新世前期に形成されたと言われ（北陸第四紀研究グループ, 1969）、更新世中期以降の堆積物を堆積させる場となった。七尾市中心部の地下約 40~100 m 以下には中新統や鮮新統が盆状構造を呈して発達し、被圧帯水層となっている。第三系の上位には、不整合に中・上部更新統の砂～砂礫層があり、最大 80 m の厚さを有する。七尾市一帯の最上部は厚さ約 20 m の粘土層を主体とする“沖積層”によって占められ、加圧層になっている。この粘土層は、市街地と臨港部に小盆状に厚く堆積している。“沖積層”の最上部には礫混じり砂層があつて、不圧帯水層を形成している。市街地一帯では主として更新統及び第三系から、同周辺部では第三系から採水している。地盤沈下計の記録によると沈下の主体は“沖積層”にあり、同層はほぼ塑性的に、更新統と第三系は弾性的に変形している。

2. 堆積盆地の生成・発達（展）と地盤沈下

地盤沈下が発生している大海岸平野には、共通する特徴を見出すことができる。

まず、ここには広大な低地が、また、関東・濃尾・大阪の各平野には台地が発達し、不整合をはさみながらも低地下には完新統及び更新統が、台地下には更新統が厚く堆積していることである。更にこれらの地層の下位には第三系も厚く発達している。完新統は一般にシルト・粘土を主体とする軟弱層で構成され、最上部の加圧層になっている。更新統は砂礫・砂・シルト・粘土等の互層から構成され、前 2 者は被圧帯水層を、後 2 者は加圧層を形成している。一般に堆積年代の新しい地層ほど固結度は弱く、更に細粒堆積物ほど間隙比（含水比）

が高く、圧密されやすいことが知られている(有明海研究グループ, 1965; 竹中・池辺, 1972; 清水, 1972)。水頭の低下によって生ずる地層の圧密, すなわち地盤沈下は, 細粒堆積物ほど, また, 新しい堆積物ほど容易に起こるのである。地盤沈下量が“沖積層”の厚さと調和する理由は, 地層の持つこの工学的性質と深く関わっている。

第2に大海岸平野は第四紀の構造盆地に発達していることである。関東平野では, 帯水層として利用されている上総層群及び同相当層の堆積盆地の中心は千葉市付近にあったが, 長沼不整合形成後北方へ移動したと言われる(市川ら, 1970; 三梨, 1973)。この不整合の形成と堆積盆地の移動で示される地殻変動は六甲変動(藤田和夫, 1968)や島弧変動(藤田至則, 1973)と呼ばれ, 第四系が堆積する場を形成する重要な役割を果たしている。島弧変動最盛期後に形成された新しい構造盆地に成田層群が堆積し, 関東平野の主要な帯水層を形成することになった。成田層群の上位には海水準変動と深く関連して河成段丘堆積物及び“沖積層”が発達するが, 盆地中心部の表層部に前者の発達が悪く, 後者が広く分布している。

新潟平野の魚沼層の堆積盆も第三系の構造と斜交して発達するもので, 第四紀の構造運動の結果生じたものと言われる(三梨, 1973)。“沖積層”の下底は地下約150 mにも達すると言われ(長谷川ら, 1967), 日本各地でウルム極相期の海水準と言われる標高約-130 mに比べて低い。このことは, 新潟平野の第四紀の沈降運動が現在も継続していることを示唆している。

大阪平野は六甲変動の主舞台になった地域である。大阪層群下部層の堆積時から激しさを増した六甲変動によって大阪層群の堆積盆地が造られ, ここに厚い同層群を堆積させた。この構造運動が更新世中期に最盛期を迎えて近畿地方の地盤が全体に上昇した後は, 盆地の中心部は沈降することはなかったとも言われる(市原, 1966)。それでも, 六甲変動によって形成された盆地は更新世末期の海水準変動とも深く係わりながら, 中・上部更新統及び完新統が堆積する場を与えることとなった。

白石平野は九州北部では最も厚い埋積第四系の発達する地域の一つである。市原(1966)や近畿グループ(1969)によると, 第二瀬戸内沈降帯が東海・近畿地方から有明海地域を経て九州西南方へ連なっていた可能性が高い。福田(1969)によると, 有明海北部から佐賀平野に続く東西性の地溝が存在し, ここでは第四紀にも沈降運動を起こしている可能性があるという。

東海地方でも瀬戸層群堆積後に最盛期を迎える構造運動が発生し, 同層群は濃尾平野では地下300 mの深さに沈んでいる(桑原, 1968; 名古屋グループ, 1969)。この運動は猿投変動(桑原, 1968)と呼ばれる島弧変動に対応する構造運動であり, これによって濃尾傾動地塊が西方へ傾斜している。猿投変動によって中・上部更新統及び完新統堆積の場が基本的に完成し, その後も引き続き沈降運動と海水準変動が絡みあいながら300 mにも達する厚層の礫・砂・粘土等が堆積した。濃尾平野下の第四系が西方へ厚さを増すことは, 猿投変動によって西部ほど沈降したことに原因があり, 上述の他の大海岸平野が盆状構造を呈することと好対照をなしている。

このように, 地盤沈下が発生している日本各地の大海岸平野では島弧変動及び同相当の構造運動が重要な働きをして堆積盆地が形成され, 第四系の堆積の場が造られたと言えよう。第四系, 特に中部更新統以上の地層は, 非固結の礫・砂・粘土等の互層からなる。ことに,

ウルム極相期以降の堆積物である“沖積層”はシルト・粘土を主体にし、N 値が0～5くらいの軟弱地盤を形成している。水文地質学的には非固結粗粒堆積物は有能な帯水層になり、細粒堆積物は加圧層になっている。

こうした新しい堆積物は地殻の最上部に位置して、作井・揚水を容易にする条件を与えている。井戸が年を追うごとに深くなり、地盤沈下が深層部へ及んだ歴史は、帯水層・加圧層が幾重にも重なり、利用する帯水層が年を追って深くなっていったことに通じている。

原町市では地盤沈下が太田川下流部の低地に局地的に発生し、圧密・沈下層が“沖積層”にあると言っても過言ではない。同市を含む相双丘陵地一帯は砂岩・泥岩から成る鮮新世の竜の口層によって構成され、砂礫からなる中・上部更新統が丘陵地頂面や側壁に段丘群を形成して発達している。最も新しい第七段丘構成層は、低地下に薄く、局地的に分布するにすぎない。“沖積層”は小河川の下流部ではシルト・粘土を、中・上流部では砂礫を主体にし、一般に竜の口層を切った埋没谷中にほぼ20 m以下の厚さで分布している。このため、浅層の“沖積層”とその下層の竜の口層の間には地層の土質工学的性質に著しい違いが生じている。原町市一帯の被圧帯水層はほぼ竜の口層の砂岩相部に限られ、段丘構成層及び“沖積層”の粗粒相部は大部分不圧帯水層になっている。被圧水は竜の口層の砂岩相部が厚くなり、かつ被圧度が高くなる原町市東部で多量に揚水されていて、この水頭が大きく低下している。この影響は層相・地質構造、地層の工学性とも関連しながら“沖積層”にも及び、竜の口層に比べて著しく脱水・圧密している。

相双丘陵地には南から北へ傾動する第四紀の構造運動があったと言われる(小貫ら, 1959; 中川, 1961 a, b)が、その規模は小さく、日本の大海岸平野に見られるような第四系が厚く堆積する構造盆地を造るほどのものではなかった。原町市の第四系は主として海水準の変動に規定されて堆積したもので、薄く、局地的に発達するにすぎない。原町市に見られる局地的な、浅層部が圧密して生ずる地盤沈下と、広域化・深層化する大海岸平野の地盤沈下との違いは、堆積盆地の生成・発達(展)の違い、すなわち地史の違いにその原因を求めることができる。

七尾市は能登北部と能登南部(北陸第四紀研究グループ, 1969)を境する、いわゆる畠知地溝帯(石田, 1970)の東北端部に位置する。鮮新世末期あるいは更新世前期に、北陸地方では富樫変動(北陸第四紀研究グループ, 1969)あるいは石動変動(藤井, 1972)と呼ばれる島弧変動に対応する構造運動が認められている。畠知地溝帯はこの運動と関連して形成された可能性があり、ここには厚さ100 m以上の中・後期更新世の“洪積層”及び“沖積層”が带状に分布している。堆積盆地が形成された経緯と、厚層の第四系が堆積している状況は大海岸平野に類似しているが、同盆地の規模と“洪積層”の層相に大きな違いがある。畠知地溝帯は幅3～4 km、長さ20数kmしかなく、また、七尾市の埋没“洪積層”は砂または砂礫のみから構成されている。“洪積層”からは多量の地下水が採取されているにもかかわらず、同層の圧密沈下量は第三系と同じくらいに小さい。このことから、同市の地盤は圧密しやすい約20 mの厚さの“沖積層”と、圧密しにくい“洪積層”及び第三系に2分することができる。七尾市と原町市の地盤沈下は、大部分表層部の圧密で生じ、局地的であることから現時点では現象的には類似している。しかし、地下水利用が広まれば、軟弱層が全域的に分布しているので、同帯全域に地盤沈下が発生する可能性を有している。既に七尾市南西方へ地盤

沈下は確実に追跡できており、その面的広がり之差が原町市の地盤沈下の様相との違いとなってきた。この差は、両地域の第四系の堆積盆形成の違いと深く係わっている。

3. 地岸平野の発達様式と地盤沈下

日本各地の地盤沈下を調べることによって、その発生、広域化及び深層化が、第四紀の地殻変動や海水準変動等に規定されて発達する地層の分布や構造と密接に関連していることが判明した。このことは、海岸平野の発達様式を明らかにすることによって、逆に地盤沈下の発生、広域化及び深層化の可能性をは握できることを示唆している。

藤井(1972)は、海岸平野と堆積盆地の關係に着目して、日本の海岸地域を、1) 海岸平野と沈降地域がよく対応する地域、2) 海岸平野と沈降地域の対応が悪い地域、3) 海岸平野が発達しない地域、に3分した。このうち、1) の地域は大部分粗粒及び細粒碎屑物の互層から成る厚い第四系が埋積しているが、例外的に主に粗粒碎屑物のみ、またはその最上部にシルト・粘土等の細粒碎屑物を伴う場合がある。1) の主な例として、関東平野・新潟平野・濃尾平野・大阪平野・白石平野などの日本の大海岸平野を挙げることができる。ここで地盤沈下が発生すると広域化・深層化し、事態が深刻になりやすいことは既に述べた。この地域の地盤沈下を、ここではAタイプとする(表7)。例外的事例として、邑知地溝帯や富山平野東部(藤井, 1965; 北陸第四紀研究グループ, 1969)があるが、これについては再度後述する。

表7 海岸平野の発達様式と地盤沈下のタイプ

海岸平野の区分(藤井, 1972 に加筆)	地盤沈下のタイプとその様式
1 海岸平野と沈降地域がよく対応する地域 a) 盆地堆積物が主に粗・細粒堆積物の互層より成る地域 例: 津軽平野・関東平野・新潟平野・濃尾平野・大阪平野・白石平野など b) 盆地堆積物が主に粗粒堆積物より成る地域 例: “邑知地溝帯”・東山平野東部? など	A タイプ: 広域化・深層化しやすい。 B' タイプ: 局地的で表層に発生しやすい。
2 海岸平野と沈降地域が対応しない地域 例: 仙台平野・原町市を含む東北地方の小海岸平野など	B タイプ: やや局地的で表層に発生しやすい。
3 海岸平野が発達しない地域	C タイプ: 地盤沈下はほとんど発生しない。

2) の地域は、原町市や仙台平野に代表されるように、海岸平野の“沖積層”の下位に直接第三系もしくはそれより古い地層が位置するか、両者の間に薄い礫層からなる“洪積層”をはさんでいる。ここで地盤沈下が発生しても、軟弱な“沖積層”の分布に支配されて、局地的で、かつその主体が表層部にあることは原町市に例をとって詳細に述べた。この種の地盤沈下をBのタイプとする。

邑知地溝帯の例にみられるような地域は、表層部の軟弱層と、下位によく締まった“洪積

層”や第三系などに分けられて2)の地域と類似した性質があるが、堆積盆地の広い範囲にわたって“沖積層”が発達している点が異なっている。このため、邑知地溝帯の例にみられるような地域では、地盤沈下が堆積盆地全体に広がる素因を有している。しかし、大海岸平野に比べて面的広がりはせまく、また深層化しにくいと言える。そこで、邑知地溝帯で代表される地域の地盤沈下を、A・B両タイプの中間的なものとしてB'とする。

3)の地域は、一般に層状水を含まない硬岩で構成されており、地盤沈下はまず発生しない。

B. 人為的要因

これまで述べてきたように、日本各地の海岸平野等では、地下水需要量の増加、作井及び揚水技術の進歩につれて被圧水の採取量が増加して、水頭が低下した新しい地下水流動系が形成されてきた。井戸の自噴の停止や井戸密集部の被圧水頭の異常な低下による被圧水面の形態の“みだれ”は、この証拠である。埼玉県所沢市—浦和市—千葉県野田市一帯では、1960年以降都市域を中心に急激に地下水利用が増大して水頭が低下し、井戸の密集部、ストレーナの開口部へ向けた新しい地下水流動系が形成されていったことが、年を追った断面モデル・シミュレーションによって再現されている(柴崎, 1976)。

地盤沈下量は、圧密沈下層の厚さ、体積圧縮係数及び水頭の低下量等に調和する。被圧水頭の低下が、地盤沈下をひき起こす直接の原因であり、地盤は被圧水頭の低下量が大きい所ほど大きく沈下する。換言すると、地盤沈下は主に人為によって生じていると言える。

各地の地盤沈下の実態は、ただ揚水することによって沈下が生ずるものではなく、非固結～弱固結堆積物中の水頭が低下することによって主として加圧層から脱水して圧密し、地表面が低下するものであることを示している。このことは、地盤を構成する地層に元来圧密・沈下を生ずる素因があり、これに揚水という人為的誘因が加わって地盤沈下が発生していることを意味している。この素因を内包する地層が、堆積盆地の生成・発達(展)、堆積盆地へ碎屑物を供給する河川の能力、海水準の変動などに密接に関連して堆積し、また、誘因となる地下水の採取とその量が、作井技術、ポンプの開発・改良・普及、水需要の増加などにつれて増大してきたことは、繰り返し述べたとおりである。

VII. 結 論

原町市の地盤沈下は、地下水の“過剰”揚水という人為によって引き起こされ、その程度は人間が地下水体に働きかける割合によって変化するものであり、その発生と進行は海岸平野の発達様式に強く規定されていることが判明した。また、原町市の“沖積層”の研究によって、完新世の新しい海水準変動曲線を提供した。

以下に、この小論の要点を章を追って述べる。

1. 原町市周辺は、双葉断層を境にして東の相双丘陵地と西の阿武隈山地に2分される。
2. 相双丘陵地は、丘陵、更新世の7つの段丘、及び完新世の低地で構成される。

3. 低地下には7つの埋没地形が認められる。ウルム極相期の最大海面低下期もしくは同期を含む“沖積層”堆積前までに形成された谷中谷(Ⅲ面)、及び、約1万年前の海退期に形成された谷中谷(Ⅳ面)が顕著なものである(表2)。

4. 阿武隈山地は中生代の花崗岩類及び先鮮新統などの硬岩で、相双丘陵地は鮮新世の竜の口層、“洪積層”、及び“沖積層”で構成されている(図3)。

5. 太田川沿いの“沖積層”は、下部砂礫層、中部シルト・砂層、及び上部砂・シルト層に3分される(図5)。

6. 新田川沿いの“沖積層”は、下部シルト・砂礫層、及び上部砂・シルト層に2分され、太田川沿いの中部シルト・砂層、及び上部砂・シルト層に対比される(図6)。

7. 下部砂礫層は約1万2,000~1万年前の河成堆積物、中部シルト・砂層は約1万~4,000年前の主として海成堆積物、上部砂・シルト層は約4,000年前以降、現在までの主として河成堆積物よりなる。

8. “沖積層”のケイソウ及び花粉化石分析、層相及び¹⁴C年代測定等から、完新世に前期細文海進、細文の大海退、後期細文海進、及び弥生の小海退を認めることができる(図9)。

9. 原町市には1977年現在760本の井戸があり、年間約2,270万m³の地下水が利用されている(図12)。

10. 主な被圧帯水層として竜の口層の砂岩相部が、不圧帯水層として第四・第六段丘構成層及び“沖積層”の砂礫相部がある。

11. 不圧水面は、地形面と調和して地下水が流動する形態を示しているが、地盤沈下の著しい大甕——米々沢、平付近では、丘陵地下へ流れる形態を示している(図13)。

12. 被圧水面は大量に揚水する原町市街地や間形沢でスリパチ状に低下し、地下水利用量の少ない雲雀ヶ原付近で、地形や地質構造に調和した形を呈する(図14)。

13. 不圧水位は一般に初春~夏期に、被圧水頭は初秋~初冬に高く、水田のかんがい用水や降雨量と関係して昇降を繰り返している(図16, 17)。

14. 地盤沈下は、被圧水の採取量が多く、かつ“沖積層”が厚く発達する太田川下流部や平付近を中心に発生し、竜の口層で構成される丘陵地にも認められる(図15)。

15. 地盤は水頭の低下に伴って沈下し、上昇によってわずかに隆起する(図18, 19)。

16. 原町市の地盤沈下に占める地層別の割合は、“沖積層”が90数%を、残りを竜の口層及び“洪積層”が占めている。

17. “沖積層”は主に塑性的に、竜の口層及び“洪積層”は半ば弾性的に変形している(表6)。

18. 地盤沈下は、地質に地盤沈下の素因があり、大量の被圧水の採取が誘因となって生じている。

19. 日本の地盤沈下は、地盤沈下の発生、沈下地域の広がり、沈下層の深層化の程度に着目して、A・B・B'・Cのタイプに区分することができる(表7)。

20. 各タイプの地盤沈下は、地盤沈下地域に生じた第四紀の構造運動の有無やその程度、海水準変動と深く係わって様式を異にしている。

引用文献

- 阿久津 純, 1969: 千葉県市川市地盤沈下観測井の珪藻群集について, 宇都宮大教養研報, 2, 2部.
阿久津 純, 1972: 東京下町低地よりえられた試錐コアの珪藻群集, 岩井淳一教授記念論集.
青木 滋, 1969: 東京低地の第四紀層について, 海岸平野, 地質学会第76年大会.
青木 滋・柴崎達雄, 1966: 海成“沖積層”の層相と細分問題について, 第四紀研究, 5.
新井房夫, 1969: 北関東の第四系, 日本の第四系, 地団研専報 15.
有明海研究グループ, 1965: 有明・不知火海域の第四系, 地団研専報 11.
有明海研究グループ, 1969: 九州地方の第四系, 日本の第四系, 地団研専報 15.
千葉県公害研究所, 1975: 天然ガスかん水と地下水の挙動および地盤沈下——関東地下水盆の一断面について——, 千葉県公害研地沈研究報告 3.
CHUMAN, N. and MOMIKURA, Y., 1975: Ground-water development at the foot of volcano — an example at the Western Foot of Aso Volcano, *ICID Ninth Congress*, R. 50.
中馬教允・農業用地下水調査グループ, 1972: 農業における地下水利用, 水利科学, 17.
第四紀古植物研究グループ, 1974: 日本におけるウルム氷期の植生の変遷と気候変動(予報), 第四紀研究, 12.
DOMENICO, P. A. and MIFFLIN, M. D., 1965: Water from low-permeability sediments and land subsidence. *Water Resour. Res.*, 1.
土質工学会, 1974: 日本の特殊土.
遠藤 毅・青木 滋・川島真一, 1972: 南関東における広域地盤沈下, 地盤と地下水に関する公害, 地質学会第79年大会.
藤 則雄, 1965: 北陸における沖積世の海水準変動, 第四紀, 6.
藤 則雄, 1966: 日本における後氷期の気候変動, 第四紀研究, 5.
藤 則雄, 1972: 日本における沖積世の古気候の変遷, 岩井淳一教授記念論集.
藤井昭二, 1965: 黒部川扇状地の形成と富山湾周辺の埋没林について, 地球科学, 78.
藤井昭二, 1969: 高海水面を指示する三つの貝層の¹⁴C年代——日本の第四紀層の¹⁴C年代(46)——, 地球科学, 23.
藤井昭二, 1972: 海岸平野の幾つかの問題, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
藤田和夫, 1968: 六甲変動, その発生前後——西南日本の交差構造と第四紀地殻運動——, 第四紀研究, 7.
藤田至則, 1973: 日本列島の成立——グリンタフ造山——, 築地書館.
福田 理, 1969: 佐賀平野の地下地質と形成過程, 海岸平野, 地質学会第76年大会.
古川博恭, 1972: 濃尾平野の沖積層, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
古川博恭・清水 治, 1972: 濃尾平野の地下水の諸問題, 地盤と地下水に関する公害, 地質学会第79年大会.
GOHARA, Y., 1976: Climatic fluctuations and sea level changes during the Latest Pleistocene and Early Holocene. *Pacific Geology*, 11.
長谷弘太郎, 1967: 宮城県沖積平野の地質学的研究, 東北大地古邦報, 64.
長谷川和夫・湊 正雄・大矢 暁・柴崎達雄・陶山国男・高橋雄一郎・和田温之, 1967: 新潟平野における晩期第四系の年齢, 第四紀研究, 6.
廣野卓蔵・和達清夫, 1939: 西大阪の地盤沈下に就いて(第1報), 災害科学研報告, 2.
北陸第四紀研究グループ, 1967: 能登半島七尾周辺の第四系——特に奥原層(海成洪積統)について——, 地質雑, 73.
北陸第四紀研究グループ, 1969: 北陸地方の第四系, 日本の第四系, 地団研専報 15.
北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1971: 新潟平野の地盤沈下(本文).

- 北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所, 1977: 新潟平野の地盤沈下 (本文).
 本間岩男, 1943MS: 福島県相馬地方の地質に就いて, 東北大地古卒論.
 星野通平, 1971: 大陸棚, 星野通平編浅海地質学, 東海大出版会.
 市原 実, 1966: 大阪層群と六甲変動, 地球科学, 85・86.
 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫, 1970: 「日本列島」地質構造発達史, 築地書館.
 井尻正二, 1969: 洪積世と沖積世の境界問題, 地球科学, 23.
 池田俊雄, 1964: 東海道における沖積層の研究, 東北大地古邦報, 60.
 INMAN, D. I., 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*, 22.
 井関弘太郎, 1966: 沖積層に関するこれまでの知見, 第四紀研究, 5.
 石田志郎, 1970: 邑知地溝帯, 地学事典, 平凡社.
 岩渕義郎, 1962: 常磐沖大陸だな外縁および大陸だな斜面の地形・底質, 水路要報, 70.
 梶山彦太郎・市原 実, 1972: 大阪平野の発達史 — ¹⁴C年代データからみた —, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
 KAMADA, Y., 1950: A preliminary report on a Pleistocene marine fauna from Fukushima Prefecture. *Tohoku Univ. Inst. Geol. Palaeont., Short Papers*, 1.
 KAMATA, A., MIYAMOTO, N. and SHIBASAKI, T., 1975: A model simulation study of leaky aquifer management — an example on irrigation project in Nepal. *ICID Ninth Congress*, R.50.
 鎌田 烈・猿山光男・柴崎達雄, 1969: 佐賀県白石平野における地下水盆管理シミュレーション, 資源研・九州農政局報告書.
 関東第四紀研究グループ, 1969: 南関東の第四系と海水準変動, 日本の第四系, 地団研専報 15.
 関東ローム研究グループ, 1965: 関東ローム — その起源と性状 —, 築地書館.
 加藤邦弘, 1976 MS: 宮城県亘理町割山山地周辺の地質, 東北大地古卒論.
 甲藤次郎・西 和彦, 1972: 高知平野の地形と沖積層, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
 KAWANO, Y. and UEDA, Y., 1966: K-A dating on the igneous rocks in Japan (III) — Granitic rocks of the Abukuma massif. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 3rd series*, 9.
 建設省国土地理院・建設省中部地方建設局, 1975: 地盤沈下と地域構造との相関関係の調査研究 (第三報) — 濃尾平野 —.
 木村重彦, 1977: 建設工事と地下水 — 3. 地下水流動の調査方法 —, 土と基礎, 25.
 近畿グループ, 1969: 近畿地方の第四系, 日本の第四系, 地団研専報 15.
 北村 信・柴田豊吉・上田 朗, 1955: 松川浦周辺地域の地質及び構造, 東北大地古邦報, 45.
 KOIKE, K., 1969: Geomorphological development of the Abukuma Mountains and its surroundings, northeast Japan, *Jour. Geol. Geograph.*, 40.
 KOIZUMI, I., 1973: The stratigraphic ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan, *Memoires. Geol. Soc. Japan*, 8.
 小西泰次郎, 1942 MS: 金山, 新地地方ノ地質, 東北大地古進論.
 桑原 徹, 1968: 濃尾盆地と傾動地塊運動, 第四紀研究, 7.
 桑原 徹, 1972: 濃尾平野の地盤沈下, 地盤と地下水に関する公報, 地質学会第 79 年大会.
 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀, 1972: 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系 — “沖積層” 細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題 —, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
 桑野幸夫, 1975 a: 最近の第四紀地質学, 4. チュウ積層・平野の第四紀層(その 1), 土と基礎, 23.
 桑野幸夫, 1975 b: 最近の第四紀地質学, 4. チュウ積層・平野の第四紀層(その 2), 土と基礎, 23.
 KUWANO, Y., SHIBASAKI, T. and AOKI, S., 1971: Significance of buried valleys and other topographies in elucidating the Late Quaternary geohistory of Japanese coastal plains. *Quaternaria*, XIV, Roma.

- 真鍋健一, 1974: 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について, 第四紀研究, 13.
- MATSUDA, I., 1974: Distribution of the Recent deposits and buried landforms in the Kanto Lowland, Central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 9.
- 三位秀夫, 1960: 八郎潟の沖積層, 東北大理科報告, 第2集(地質学), 特別号4.
- 南関東地方地盤沈下調査会, 1971: 南関東地域広域地盤沈下調査報告書.
- 三梨 昂, 1973: 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷, 地球科学, 27.
- 宮本 昇・柴崎達雄・高橋 一・畠山 昭・山本莊毅, 1962: 阿蘇火山西麓台地の水理地質——日本の深層地下水(第1報)——, 地質雑, 68.
- 水収支研究グループ, 1973: 地下水資源学——広域地下水開発と保全の科学——, 共立出版.
- 水収支研究グループ, 1976: 地下水盆の管理——理論と実際——, 東海大出版会.
- 茂木昭夫・岩淵義郎, 1961: 常磐沖ならびに鹿島灘陸棚の海底地形と底質, 地理評, 34.
- 百武松児・和田温之・須田光治, 1969: 新潟市及びその周辺の地盤沈下, 地質見学案内書, 新潟・1969.
- 武藤 章, 1968: 福島県いわき市沖積層の堆積機構に関する研究, 東北大地古邦報, 65.
- 名古屋グループ, 1969: 伊勢湾周辺の第四系, 日本の第四系, 地団研専報 15.
- 中川久夫, 1955: 松川浦附近の地形, 東北大地古邦報, 46.
- 中川久夫, 1961 a: 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群, 地質雑, 67.
- 中川久夫, 1961 b: 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年, 東北大地古邦報, 54.
- 中川久夫, 1974 MS: 地盤沈下原町地区地質調査報告書, 東北農政局・長谷地質調査事務所.
- 中川久夫, 1977: 第四紀の編年と対比, 第四紀学会編日本の第四紀研究——その発展と現状, 東大出版会.
- NAKAGAWA, H. 1965: Pleistocene sea levels along the Pacific coast of Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd ser.* 37.
- NAKAGAWA, H., 1967: Quaternary sea levels of the Japanese Islands. *Osaka City Univ., Jour. Geosci.*, 10, Art. 1-5.
- 七尾港周辺地盤沈下対策協議会・北陸経済調査会, 1972: 石川県七尾港周辺の地盤沈下調査報告書(昭和46年度).
- 七尾港周辺地盤沈下対策協議会・北陸経済調査会, 1975: 石川県七尾港周辺の地盤沈下調査報告書(昭和49年度).
- 新潟第四紀研究グループ, 1972: 東京低地及び新潟平野沖積層の生層序区分と堆積環境, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
- 濃尾平野第四系研究グループ, 1977: 濃尾平野第四系の層序と微化石分析, 地質論集 14, 日本の第四紀内陸盆地.
- 農林省関東農政局計画部, 1973: 首都圏地盤沈下調査春日部～川越周辺地域調査報告書.
- 農林省関東農政局計画部, 1976: 地盤沈下調査春日部周辺地区地盤沈下調査報告書(その5).
- 小貫義男・北村 信・高柳洋吉・中川久夫, 1959: 相双地域総合開発基本調査, 第1報, 地質・地形編, 福島県商工労働部開発課.
- 小貫義男・三位秀夫・島田昱郎・竹内貞子・石田啄二・斎藤常正, 1963: 青森県津軽十三湖地域の沖積層, 東北大地古邦報, 58.
- 小貫義男・宗像四郎, 1960: 福島県総合開発相双地域における応用地質, 東北研究, 10.
- 大野勝次・柴崎達雄, 1967: 北陸地方の潟および内湾の底質について, 地球科学, 21.
- 大塚弥之助, 1931: 日本島の沖積期初期の海岸線の変化とその沿岸陸棚に発達する沈溺谷に関する時代的考察その他, 地理評, 7.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文, 1977: 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル, 地球科学, 31.

- 猿山光男, 1972: 白石平野の地盤と地下水に関する公害, 地盤と地下水に関する公害, 地質学会第 79 年大会.
- 猿山光男・熊井久雄・高橋 一・宮本 昇・柴崎達雄・大野勝次・山本荘毅, 1967: 火山山麓の水利地質学的特性 — とくに帯水層单元確立の必要性 —, 柴田秀賢教授退官記念論集.
- 柴崎達雄, 1966: 第四紀地質学の生産にはたす役割, 地球科学, 85・86.
- 柴崎達雄, 1969: 再び“沖積層”の細分について, 海岸平野, 地質学会第 76 年大会.
- 柴崎達雄, 1976: 略奪された水資源 — 地下水利用の功罪 —, 築地書館.
- 柴崎達雄・熊井久雄, 1963: 佐賀白石平野の地下水利用と地盤沈下, 地理, 8.
- 柴崎達雄・熊井久夫, 1968: 被圧地下水盆の水収支 — とくに佐賀白石平野を例として —, 地質雑, 74.
- 柴崎達雄・大野勝次・志村 馨, 1966: 常総台地における成田層群の水文地質学的検討 — 深層地下水の定量化への一試案 —, 地球科学, 87.
- 柴崎達雄・和田温之, 1968: 沖積層研究からみた新潟平野の変動, 地質論集 2, 第四紀地殻変動.
- 清水恵助, 1972: “沖積層”の土質工学的性質 — とくに東京港地区を例として —, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
- 新藤静夫, 1966: 自由地下水における水収支の検討 — 両筑平野の地下水を例にして —, 地理評, 39.
- SMITH, J. D. and FOSTER, J. H., 1969: Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Sci.*, 163.
- SOHMA, K., 1961: Palynological studies on Pleistocene deposits in Japan, IV. Peat from the east coast of Fukushima Prefecture. *Ecol. Rev.*, 15.
- 杉山 明・大橋幹夫・中馬教允・柴崎達雄・高橋禎一, 1979: 花コウ岩地域における地下水の流動状態に関する研究(予報) — 中部阿武隈山地大滝根山北東地区をモデルとした数値実験 —, 地球科学, 33.
- 鈴木敬治, 1978: ウルム氷期後半の植物相と植生について, 第四紀, 21.
- SUZUKI, K. and NAKAGAWA, H., 1971: Late Pleistocene flora from the Pacific coast of Fukushima Prefecture, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.)*, 42.
- 竹中準之助, 1965: 大阪附近の土木地質的問題, 大阪附近の土木地質, 地質学会第 72 年大会見学案内.
- 竹中準之助・池辺展生, 1972: 大阪の地盤沈下, 地盤と地下水に関する公害, 地質学会第 79 年大会.
- TAKEUTI, S., 1974: The vegetational history during the Holocene in the Kakuda area, Miyagi Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, 43.
- 東北農政局計画部, 1968: 農業用大規模地下水調査庄内砂丘地区調査報告書.
- 東北農政局計画部, 1978: 農業用地下水調査大滝根北東地区調査報告書 — 花コウ岩中の地下水 —.
- 東北農政局計画部, 1979: 原町地区地盤沈下調査報告書.
- 和田温之, 1971: 新潟平野における軟弱地盤の研究, 新潟県農地部.
- 和田温之, 1972: 新潟平野の形成過程, 地質論集 7, 日本の海岸平野.
- 和達清夫, 1940: 西大阪の地盤沈下について (第 2 報), 災害研報告, 3.
- 和達清夫・廣野卓蔵, 1942: 西大阪の地盤沈下について (第 3 報), 災害研.
- 山川戈登, 1909: 有楽町産沖積期介殻, 地質雑, 6.
- 横田佳代子, 1978: 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について, 地理評, 51.

(昭和 55 年 2 月 1 日受理)

福島大学教育学部地域科学教室