

越後平野における沖積層の沈降と約5,000年前の指標火山灰

卜部厚志*¹・高濱信行*¹

Subsidence of alluvium and index volcanic ash layer of 5000 BP in the Echigo Plain, Niigata, central Japan

by

Atsushi URABE*¹ and Nobuyuki TAKAHAMA*¹

Abstract

The Echigo Plain lies on the back-arc side of Honshu Island, facing the Sea of Japan. The thickness of the alluvium beneath the Echigo Plain reaches a maximum of 140 m. The alluvium of the Echigo Plain is very thick compared to other alluvial plains in Japan probably because the Niigata area is located in an active tectonic zone in the back-arc side of the Japanese Islands and thus the Plain has continually subsided throughout the Holocene. The alluvium in the Niigata area shows high subsidence rates and provides a detailed record of glacio-eustatic changes of sea level in the Holocene, relative sea level changes due to tectonic movements, and changes in depositional system. Especially, the alluvium after Holocene maximum transgression provides important indications of the impact of tectonic movements on subsidence. On each core sample of the Ajikata, Yoroigata, Matsushima, Yamanoshita and Shimoyama in the Echigo Plain, this study examined the index volcanic ash and depositional facies. As this result, the transition of the sedimentary environment of each core was clarified, and the presence of the volcanic ash about 5000 BP of the Numazawa volcano origin also became clear. By the depositional facies analysis in these core and setting of the time base, it indicates that the plain is subsided at 13~19 m during about 5000 year. This is the clear evidence that shows the subsiding of the alluvium.

Keywords : Subsidence of alluvium, Nunazawa volcanic ash, Holocene maximum transgression
Echigo Plain

キーワード : 沖積層の沈降, 沼沢火山灰, 縄文海進, 越後平野

1. はじめに

越後平野は、新潟県の日本海側に位置する広大な沖積平野である(図-1)。この平野は、信濃川や阿賀野川の下流域に形成された面積2,070km²を有し、現在の海岸線に沿って複数の砂丘列が存在する。この砂丘列は、平野の北部地域では、10列の砂丘列が認められ、分布と堆積物の特徴により新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱ、新砂丘Ⅲに区分されている(新潟古砂丘グループ, 1974, 1979)。また、平野地下に分布する沖積層の層厚は、場所によってことなるが最大層厚140mを示す。

*¹ 新潟大学積雪地域災害研究センター

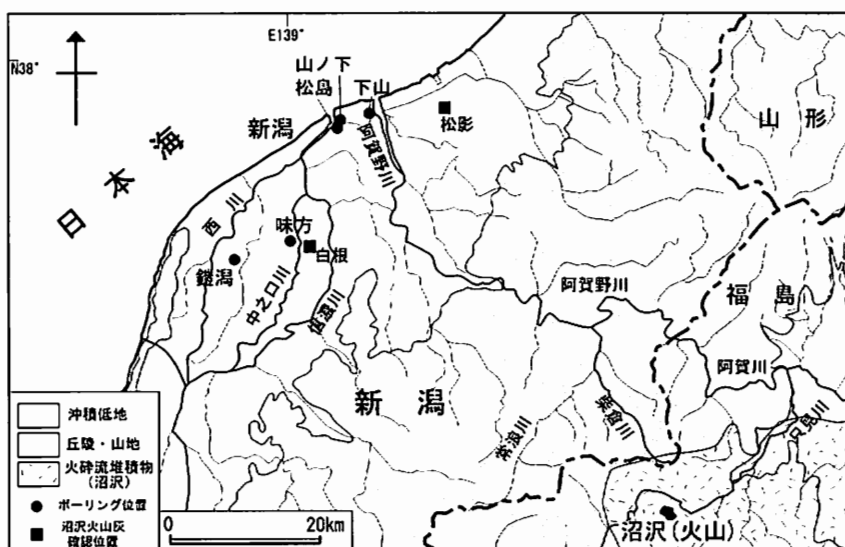


図-1 越後平野から会津盆地にかけての地形概要と検討したボーリングの位置。
沼沢火山は、福島県西部に位置する。図中の火砕流堆積物の分布(山元, 1995)は、
沼沢火山の約5,000年前の活動による。

越後平野の厚い沖積層の存在は、日本の他の沖積平野と比較しても特異な存在である。これは、新潟地域が背弧側の活構造地域に位置し、完新世においても平野が沈降していることを示唆している。しかし、日本の沖積層に関する研究の初期には、第四紀の変動は過少に評価され、沖積層は最終氷期から縄文海進にかけての海水準変動によって形成されたものとして考えられてきた。このなかで新潟地域の厚い沖積層の存在も、日本列島の最終氷期の海水準の低下量を推定する重要な指標として考えられていた(Minato et al., 1967 etc)。

一方、高濱ほか(2000)は、平野中央部味方村の排水機場遺跡の再検討から、縄文中期の遺跡が、標高-17mの層位に埋没していることを確認している。また、縄文海進に伴うバリアー列(砂丘を伴う)は、越後平野では亀田地域以北や西縁の赤塚地域に分布しているが、中央部の西蒲原地域では現在の地表に分布していないことが知られており、沈降運動により砂丘列が沖積面下に埋没していることが指摘されている(田中ほか, 1996など)。これについて、卜部・高濱(2002)やUrabe et al., (in press)は、既存ボーリング資料の再検討とオールコアボーリングによる堆積相解析からバリアー-砂堆の埋没を明らかにしている。このように、縄文海進以降に形成された当時の地表面が、現在は地下に埋没していることは、沖積層の沈降を考えざるを得ないことを示している。

鴨井ほか(2002)は、越後平野の沖積層の層序を再検討し、形成年代の尺度と堆積相の概要をまとめている。これによると、縄文海進以降の河川成等の平野地表部を構成する地層が地下に埋没していることが明らかにされている。鴨井ほか(2002)の層序によると越後平野の沖積層の形成は、基本的には谷埋めの形態をとりながら、最終氷期以降の海水準の上昇と沈降運動の相互作用によって形成されたものであるとみることができる。

平野部の沖積層は、海水準変動と沈降運動の相互作用で形成されたものとして概念的にはとらえることができるが、具体的な両者の量の見積りは容易ではない。しかし、海進期の堆積体のなかで沈降運動量を検討することは容易ではないが、縄文海進の最大海進以降での沖積層の形成では、氷河性の海水準変動ではなく沈降運動を主要因とした相対的海水準変動の結果としてとらえることができる。この視点から沖積層の沈降に着目した研究例は非常に少ない。

ここでは、これまでに報告した味方排水機場遺跡の例も含めて、新潟大学積雪地域災害研究センターが中心となって進めている平野部のボーリング試料のなかで、縄文海進以降の沈降を具体的に示すいくつかの試料について、堆積相の記載と約5,000年前の時間面を示す沼沢火山起源の火山灰の対比を

行った。この結果、堆積相の検討と沼沢火山灰の挟在から、約5,000年前の河川氾濫原や古土壌層等の当時の平野地表面を構成していた地層が約13~19m程度沈降していることを明らかにした。また、これまでの沖積層の検討が、土木建築用のボーリングの記載資料から行われてきたが、学術用オールコアボーリングによる堆積相の検討は、沖積層の形成過程を詳細に復元するだけでなく、沈降による相対的海水準変動による堆積システムの変化と平野の形成(古地理の変遷)を考える上で重要な検討である(ト部ほか、2002)。

さらに、若い時代の沖積層の沈降の要因や規模、活動頻度の解明は、地震災害時の地盤の沈降とそれによる低地部の宅地・農地の浸水、塩水の浸入、灌漑・排水システムの再構築等の新たな災害を考える上でも重要な基礎研究である。

2. ボーリング試料の堆積相

越後平野の沖積層の層序は、Minato et al. (1967)、長谷川ほか(1967)、柴崎・和田(1968)、青木・仲川(1980)、青木(1996)、小林(1996)、新潟県(2000)など多くの研究があるが、必ずしも一致した見解を示していない。これらの堆積環境の変遷は、層相や珪藻分析に基づき多くの研究が行われ(新潟第四紀研究グループ、1972;青木・仲川、1980;青木、1996;海津、1989, 1994;安井ほか、2001など)、古地理が復元されている(西田・茅原、1956;成瀬、1985など)。近年、鴨井ほか(2002)は、ボーリングコアの層相観察と多くの年代測定を行い、越後平野中央部の従来の層序を再検討した。また、新潟県(2000)、安井ほか(2001)や鴨井ほか(2002)の成果に基づいて、新潟県地盤図が作成されている(新潟県地盤図編集委員会、2002)。

しかし、これらの沖積層の研究は、土木・建築用途のボーリングの記載に基づくものが多く、安井ほか(2001)や鴨井ほか(2002)等の一部の研究では、標準貫入試験試料を除くコアボーリング(50cmのコア採取)を用いて検討しているが、全体としては、学術用のオールコアボーリングによる検討例は非常に少ない。沖積層について堆積学的な検討を行うためには、土木・建築用途のボーリング資料の記載では堆積環境の推定程度の解析しか行うことができない。よって、沖積層の層序や堆積環境を復元するためには、堆積相の記載が基本であり、このためには学術用のオールコアボーリングを用いて検討を行う必要がある。新潟大学積雪地域災害研究センターでは、近年、越後平野の沖積層に関して、いくつかのプロジェクト研究のために、学術用のオールコアボーリングを実施している。今回は、これまで実施したオールコアボーリングのうち、約5,000年前以降の平野の沈降を示す試料について以下に記載を行う(図-2)。

2.1 堆積相区分

コア試料は、層相、粒度、基底面形状、堆積構造、色調を詳細に記載し、9の堆積相に区分した。次に堆積相の累重関係や堆積過程・水理条件から、各堆積相の堆積環境を設定した。この結果、5つのコア試料の層相は、おもに河川、ラグーン、内湾の堆積環境を示すことが明らかとなった。なお、堆積システムは、今後より広域での堆積相の分布や累重様式によって検討を行う予定であるため、本稿では堆積システムの認定を行わない。これらの結果によって以下に、それぞれの堆積相の特徴を述べる。

2.1.1 河川

FLc: 砂質河川流路

トラフ型斜交層理が発達する粗粒~極粗粒砂からなる。各ユニットは、正級化する。基底には細礫からなるラグ堆積物を伴う。これらの層相は、Miall(1978)のStに相当し、砂質な河川流路の堆積環境を示す。

FLfp 1: 氾濫原・自然堤防

シルトと細粒砂の薄層の互層からなる。砂層は、逆級化構造を示すことが多く、リップル葉理が見られることもある。シルトには、植物片の薄層が見られることもある。砂層の逆級化構造は氾濫原の自然堤防上の洪水堆積物に特徴的である。よって、これらの互層は洪水時に流路の側方にもたらされた自然堤防の堆積物と考えられる。

FLfp 2: 氾濫原・砂質低地

細~中粒砂の互層でシルトの薄層を挟在する。シルトは植物片を多く含み粘土を挟む場合がある。これ

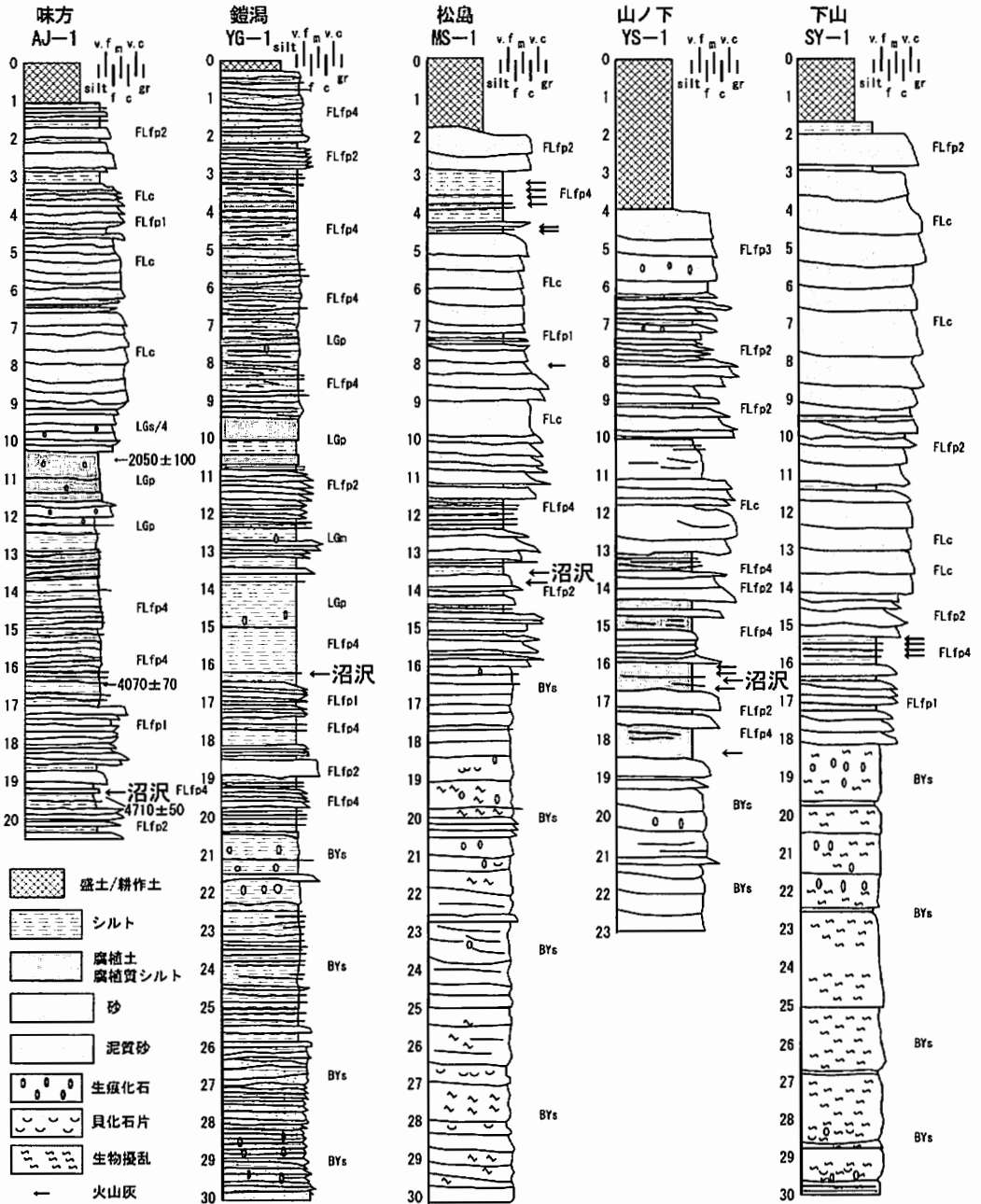


図-2 各ボーリング試料の堆積相と沼沢火山灰の挟在層準

らの層相の砂層は、河川流路から比較的近く氾濫原上の溢れ出しの堆積物であると考えられる。逆級化構造が認められないことから、上記のFLfp1堆積相と区分する。

FLfp3：氾濫原・砂質低地（河口部）

細～粗粒砂の互層でシルトの薄層を挟在する。砂層中にはパイプ状の生痕化石がみられる。これらの層相は、砂の淘汰度や堆積構造から海成の砂ではなく、上記のFLfp2と同様の堆積過程で河川流路から比較的近く氾濫原上の溢れ出し堆積物であると考えられるが、汽水環境を示唆する生痕化石がみられることから、海水の影響のある河口部の堆積環境であると考えられる。

FLfp 4 : 氾濫原・泥質低地

植物片を多く含むシルトないしは腐植質シルトで、粘土を挟む場合もある。これらの層相は、河川流路から比較的離れた氾濫原の泥質な堆積物であると考えられる。

2.1.2 ラグーン

LGs : 砂質ラグーン

細～中粒砂で、シルトの薄層を挟在する。生物擾乱が発達する。シルトは平行葉理やラミナ状の炭質物片が認められる。生痕化石の発達は、波浪の営力の及ばないバリアーあるいはスピットで閉ざされたラグーンの堆積環境を示す。砂層は、淘汰度や円磨度から判断すると河川によりもたらされたものであると考えられる。

LGm : 泥質ラグーン

平行葉理やラミナ状の炭質物片が発達するシルトで細粒砂の薄層を挟在する。生物擾乱や生痕化石も認められる。これらの層相は、ラグーンの中で堆積相LGsよりは泥質な堆積環境が示唆される。砂層はLGsと同様に淘汰度や円磨度から判断すると河川によりもたらされたものであると考えられる。

LGp : ラグーン陸側縁辺

水生植物や灌木を多量に含む腐植物からなる。これらの堆積相は、古地理的な復元からラグーンの内陸側縁辺部に位置する浅い水深で水生植物や灌木が繁茂するような環境が考えられる(卜部・高濱, 2002)。越後平野では、ピートが連続的に分布する特徴がある(安井ほか, 2001; 鴨井ほか, 2002)。

2.1.3 内 湾

BYs : 砂質内湾

泥質な極細粒砂を主体として細粒砂を挟在する。まれに砂質シルトの薄層をはさむことがある。生痕化石や生物擾乱が発達する。汽水成の貝化石片を含む。砂の淘汰度や砂質シルトの薄層を挟むことから、前浜、外浜(上部外浜, 下部外浜)や内側陸棚等の浅海の堆積物ではなく、内湾の堆積環境を示すものと考えられる。

3. 各試料における堆積環境の変遷

堆積相の区分に基づいた各コア試料の堆積環境の変遷を以下に記載する(図-2)。なお、これらのコア試料は今後、珪藻化石分析や全イオウ量の分析を行う予定であるため、この結果によっては堆積環境の解釈を再検討することもある。コアの掘削位置は世界測地系で示した。

3.1 味方コア

味方コア(N37° 46'56", E139° 0'45")は、味方村誌による味方排水機場遺跡の再調査のために掘削された(図-1: 高濱ほか, 2000)。孔口標高は、2.2mである。再調査の経緯、コアの採取方法・口径や遺跡(遺物や遺物包含層)については、村誌に記述してあるため、ここでは省略する。また、この調査において、越後平野の地下からはじめて約5,000年前の沼沢火山起源の火山灰が発見された。堆積相の記載は、高濱ほか(2000)でも行っているが若干の再検討を加筆し上位より記載する(図-2)。

深度約0～1.04m層準は、盛土である。深度1.04～2.86m層準は、堆積相FLfp 2を示し河川氾濫原の流路に近い環境を示す。深度約2.86～4.24m層準は堆積相FLcを示しやや細粒であることから、小規模な河川流路を示す。深度4.24～4.64m層準は堆積相FLfp 1を示す自然堤防堆積物である。深度4.64～6.23m層準は堆積相FLcの河川流路の堆積環境を示す。深度6.23～6.60m層準は堆積相FLfp 1を示す自然堤防堆積物である。深度6.60～9.20m層準は堆積相FLcの河川流路の堆積環境を示す。深度9.20～10.29m層準は生痕化石がみられることから堆積相LGsないしはFLfp 3の堆積環境を示す。深度10.29～12.48m層準は堆積相LGpの堆積環境を示す。深度12.48～17.00m層準は堆積相FLfp 4の特徴を示し全体に有機質なシルトで植物片、腐植物も多く含まれる。深度17.00～19.00m層準は堆積相FLfp 1の河川氾濫原の自然堤防の堆積環境を示す。深度約19.00～19.62m層準は堆積相FLfp 4の堆積環境に区分できるが、このうち深度19.00～19.15m層準は土壌化しており、縄文時代中期後葉(約5,000年前)の遺物包含層に相当する。深度19.15～19.28m層準は沼沢火山灰に対比される火山灰が

挟在する(深度19.15~19.25mは全体に灰色でシルトに火山灰が混入した層相、深度19.25~19.28m層準は桃灰色の純粋な火山灰である)。深度19.62~20.70m層準は堆積相FLfp 2の堆積環境を示す。

3.2 鋸濁コア

鋸濁コアは、戦後の干拓まで越後平野に点在した濁湖の成因を検討するため西蒲原郡巻町鋸濁地内(N37° 46' 7", E138° 55' 41")において掘削した(図-1)。コアは外径86mmのオールコアで行い、コア回収率は全層準ほぼ100%である。孔口標高は、-0.70mである。

堆積相の記載は以下の通りである(図-2)。深度0~0.50m層準は、盛土である。深度0.50~2.00m層準は、堆積相FLfp 4でまれに極細粒~細粒砂を挟在する。深度2.00~2.77m層準は、堆積相FLfp 2で細粒砂を挟在する。深度2.77~7.20m層準は、堆積相FLfp 4で極細粒~細粒砂や腐植物の薄層を挟在する。深度7.20~8.30m層準は、堆積相LGpで腐植物の薄層を挟在する。深度8.30~10.89m層準は、堆積相FLfp 4ないしはLGpで極細粒~細粒砂や腐植物の薄層を挟在する。深度10.89~12.13m層準は、堆積相FLfp 2で細粒砂を多く挟在する。深度12.13~13.64m層準は堆積相LGm、深度13.64~14.93m層準は、堆積相LGpの堆積環境を示す。深度14.93~16.54m層準は、堆積相FLfp 4を示す。深度16.54~17.45m層準は、逆級化を示す細粒砂を挟在することから、堆積相FLfp 1の堆積環境を示す。深度17.45~18.50m層準は堆積相FLfp 4、深度18.50~19.00m層準は堆積相FLfp 2を示す。深度19.00~20.53m層準は、堆積相FLfp 4を示す。深度20.53~30.00m層準は、全体に砂質シルトないしは泥質な極細粒砂からなり、生痕化石や生物擾乱が発達し貝化石片も含まれることから、やや泥質な堆積相BYsの内湾環境を示す。全体としては、泥質な内湾的環境から変化して、河川要素の強い泥質な氾濫原低地とラグーンの内陸側の淡水と汽水域の境界部付近の層相を繰り返している。このコアに挟在される火山灰の概要はト部ほか(2000)で紹介したが、広域的な対比の検討の余地があるため、ここでは省略して深度16.23~16.30mに挟在される沼沢火山灰のみの記載を後述する。

3.3 松島コア

松島コアは、新潟市沼垂-河渡地域の古代の古地理の検討のため新潟市松島2丁目の松島ポンプ場敷地内(N37° 55' 54", E139° 4' 16")において掘削した(図-1)。コアは外径66mmのオールコアで行い、コア回収率は90~100%である(写真-1)。孔口標高は、0.09mである。

堆積相の記載は以下の通りである(図-2)。深度0~2.00m層準は、盛土である。深度2.00~2.91m層準は、堆積相FLfp 2でまれに粗粒砂を挟在する。深度2.91~4.68m層準は、有機質な堆積相FLfp 4で極細粒砂を挟在する。このうち深度2.91~3.00m層準は黒色の有機質シルトでやや土壌化している。深度4.68~7.20m層準は細~中粒砂の堆積相FLcで、やや細粒であることから小規模な河川流路であると考えられる。深度7.20~7.31m層準は、有機質な堆積相FLfp 4からなる。深度7.31~11.20m層準は、堆積相FLcで粗粒なユニットの累重が認められる。深度11.20~11.85m層準は堆積相FLfp 2で、深度11.85~12.72m層準の有機質な堆積相FLfp 4をはさみ、深度12.72~16.00m層準は、堆積相FLfp 2の堆積環境を示す。深度16.00~30.00m層準は、全体に泥質な極細粒砂からなり、生痕化石や生物擾乱が発達し貝化石片も含まれることから、堆積相BYsの内湾環境を示す。全体としては、内湾的環境から変化して、河川要素の強い泥質な氾濫原低地の環境を経て、深度11.20m以浅は江戸時代までの阿賀野川の河川流路の層相を示している。このコアには複数の火山灰が挟在されているが、広域的な対比の検討中であるため、ここでは省略して深度13.70mに挟在される沼沢火山灰(層厚2~3mm)のみの記載を後述する。

3.4 山ノ下コア

山ノ下コアは、松島コアと同様に新潟市沼垂-河渡地域の古代の古地理の検討のため新潟市末広町の山ノ下緑地公園敷地内(N37° 55' 57", E139° 4' 13")において掘削した(図-1)。コアは外径66mmのオールコアで行い、コア回収率はほぼ95~100%である(写真-2)。孔口標高は、2.91mである。

堆積相の記載は以下の通りである(図-2)。深度0~4.00m層準は、盛土である。深度4.00~7.41m層準は、構成する砂粒子の特徴は河川成の要素をもつが生痕化石が認められるため堆積相FLfp 3として区分する。深度7.41~11.13m層準は、堆積相FLfp 2で極粗粒砂を多く挟在する。深度11.13~13.10m層準は堆積相FLcでやや小規模であるが粗粒な流路であると考えられる。深度13.10~13.60m

層準は有機質な堆積相FLfp 4, 深度13.60~14.72m層準は, 堆積相FLfp 2の堆積環境を示す。深度14.72~16.67m層準は有機質な堆積相FLfp 4, 深度16.67~17.55m層準は堆積相FLfp 2, 深度17.55~18.45m層準は有機質な堆積相FLfp 4, 深度18.45~19.35m層準は堆積相FLfp 2の堆積環境を繰り返す。深度19.35~22.00m層準は全体に泥質な極細粒砂からなり, 生痕化石や生物擾乱が発達することから, 堆積相BYsの内湾環境を示す。全体としては, 松島コアと同様に内湾的環境から変化して, 河川要素の強い泥質な氾濫原低地の環境を経て, 深度13.10m以浅は, 阿賀野川の河川流路の層相を示している。このコアには複数の火山灰が挟在されているが, 広域的な対比の検討中であるため, ここでは省略して深度16.28mに挟在される沼沢火山灰(層厚2~3mm)のみの記載を後述する。

3.5 下山コア

下山コアは, 松島コア等と同様に新潟市沼垂-河渡地域の古代の古地理の検討のため新潟市下山3丁目の信濃川下流域下水道新潟処理場敷地内(N37°56'59", E139°7'27")において掘削した(図-1)。コアは外径66mmのオールコアで行い, コア回収率は85~100%である(写真-3)。孔口標高は, 約0mである。

堆積相の記載は以下の通りである(図-2)。深度0~1.75m層準は, 盛土である。深度1.75~3.00m層準は堆積相FLfp 2として区分する。このうち深度1.75~1.85mは旧耕作土である深度3.00~14.23m層準は, 堆積相FLcで極粗粒砂~細礫サイズのユニットが累重する。深度14.23~15.28m層準は堆積相FLfp 2, 深度15.28~16.00m層準は有機質な堆積相FLfp 4, 深度16.00~18.00m層準は堆積相FLfp 2の堆積環境を繰り返す。深度18.00~30.00m層準は全体に泥質な極細粒砂からなり, 生痕化石や生物擾乱が発達し, 貝化石片も含まれることから, 堆積相BYsの内湾環境を示す。

全体としては, 松島コアと同様に内湾的環境から変化して, 河川要素の強い泥質な氾濫原低地の環境を経て, 深度14.23m以浅は, 江戸時代までの阿賀野川の河川流路の層相を示している。このコアには複数の火山灰が挟在されているが, 広域的な対比の検討中であるため, ここでは記載を省略する。

4. 沼沢火山灰の対比

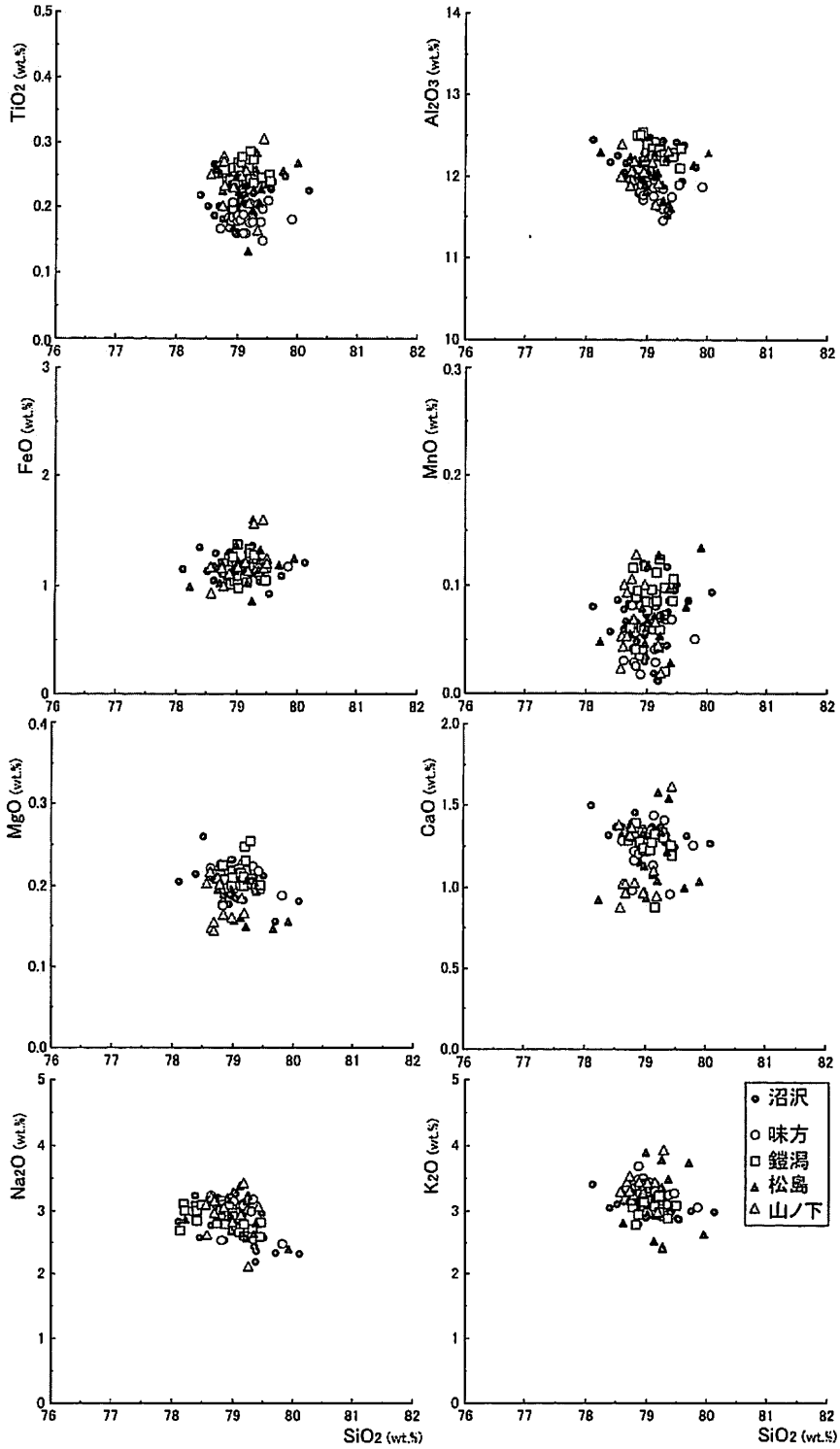
4.1 沼沢火山灰の概説

沼沢火山は, 福島県西部の只見川下流域に位置する小型のカルデラ火山である(図-1)。最新の活動は, 約5,000年前で沼沢湖火山堆積物(山元, 1995)あるいは沼沢火砕岩層(沼沢団体研究グループ, 1999)と呼ばれる火砕流堆積物を伴っている。この火砕流堆積物は, 沼沢火山付近の山地斜面や只見川沿いにおいて確認できる(図-1:山元, 1995ほか)。また, この火砕流を伴う噴火の細粒部による降下火山灰は, 主に火山より東方の会津盆地方面に広く確認できる(沼沢1(Nm-1):只見川第四紀研究グループ, 1966a, b;山元, 1995)。沼沢火山より西方の新潟方向への火山灰の分布は, これまでは主に只見川, 阿賀川, 阿賀野川をへて流下した軽石片が確認されていた。しかし, 西方への降下火山灰の分布は, 確認されていなかった。

4.2 火山灰の記載と対比

これまで, 越後平野の沖積層における火山灰は, 阿賀野川を流下し砂丘砂等に混入する上述の沼沢火山起源の軽石片の存在しか知られていなかった。しかし, 味方排水機場遺跡の再調査から降下ユニットと思われる沼沢火山起源の火山灰がはじめて発見された(高濱ほか, 2000)。その後, 沖積層のボーリングコアや遺跡から多数の火山灰が認められ(卜部, 2000), 現在, 記載岩石学的特徴から対比と沖積層の火山灰層序の整理を行っている。ここではこれらの結果のうち, 広域的に対比が確認できる約5,000年前の沼沢火山起源の火山灰(沼沢火山灰と仮称)について記載と対比を行った。

火山灰の鉱物学的な記載は, 以下の方法で行った。各試料は, 水洗し篩分けした後に, 実体顕微鏡下において120#の粒度の重鉱物の量比や火山ガラスの形態を観察した。さらに, 火山ガラスの化学組成を分析した(図-3)。火山ガラスの形態は吉川(1976)による区分を用いた。火山ガラスの化学組成は, 新潟大学のJXA8600型X線マイクロアナライザー(波長分散型, 加速電圧15KeV, 試料電流 1.2×10^{-8} A, ビーム径15 μ m, ZAF法にて補正)を使用して測定した。測定個数は火山ガラス20個以上を目安に測定し



図一 3 各地点の沼沢火山灰試料の火山ガラスの化学組成

た。火山ガラスの化学組成は100%換算した。

味方コア：深度19.25～19.28m層準（層厚3cm）の桃灰色シルト粒火山灰。構成鉱物は火山ガラスが非常に多く、重鉱物、斜長石、石英を含む。火山ガラスの形態はHb、Cbタイプが多く含まれる。重鉱物は、自形の角閃石を多く含み斜方輝石をわずかに含む。

鑑潟コア：深度16.23～16.30m層準（層厚3cm）の桃灰色シルト粒火山灰。構成鉱物は味方コア試料と同様に火山ガラスが非常に多く、重鉱物、斜長石、石英を含む。火山ガラスの形態はHb、Cbタイプが多く含まれる。重鉱物は、自形の角閃石を多く含み斜方輝石をわずかに含む。

松島コア：深度13.70m層準（層厚2～3mm）の桃灰色シルト粒火山灰。構成鉱物は火山ガラスが多く、重鉱物、斜長石、石英を含む。火山ガラスの形態はHb、Cbタイプが含まれる。重鉱物は、自形の角閃石を多く含み斜方輝石をわずかに含む。

山ノ下コア：深度16.28m層準（層厚2～3mm）の桃灰色シルト粒火山灰。構成鉱物は火山ガラスが比較的多く、重鉱物、斜長石、石英を含む。火山ガラスの形態はHb、Cbタイプである。重鉱物は、自形の角閃石と斜方輝石をわずかに含む。

以上の4試料について、さらに含まれる火山ガラスの化学組成を検討した。これらの比較として、沼沢火山近傍のJR会津水沼駅裏の火砕流堆積物から採取した試料中の火山ガラスの化学組成も同時に分析した結果、各試料に含まれる火山ガラスの化学組成はよく一致することが明らかとなった（図-3）。よって、構成鉱物の特徴と火山ガラスの化学組成の検討から、これらの試料は同一のものであることを確認した。

沼沢火山灰は、上記の地点以外にも豊栄市松影の松影A遺跡の地表下約5m層準（図-1：高濱・ト部、2000）でも確認できる。このように、沼沢火山灰は、越後平野の北部地域で広域的に確認できる約5,000年前の指標火山灰として重要である。また、従来、沼沢火山灰に対応する軽石は阿賀野川を流下したものとして認められていたが、平野北部で確認できた沼沢火山灰は、上記のコア試料では堆積相FLp4等の氾濫原の泥質堆積物中に降灰ユニットとして確認でき、また、阿賀野川流域以外にも広域的に認められる。このことは、沼沢火山の約5,000年前の火砕流に伴う火山灰の多くは西方の会津盆地方向にもたらされたものの、ごく一部は、東方の越後平野北部にも降灰したことを意味する。

5. 沖積層の沈降とその意義

越後平野の厚い沖積層は、最終氷期以降の氷河性海水準変動と沈降運動の相互作用による相対的海水準変動によって形成されたものであると考えられる。しかし、相対的海水準変動の中から、海水準変動の絶対量とテクトニックな沈降運動量を区分することは、困難な課題である。海水準の変動に加えて、堆積物の堆積相解析による堆積水深の見積もり、堆積物の供給量の変化の有無や堆積物をトラップする盆地（谷）の形態と堆積システムなど詳細な算定が困難な要素が多いからである。一方、もし、海水準の変化量が一定（高海水準期）で堆積相から堆積物の堆積水深が当時の0mないしは地表面付近と見積もることができ、盆地の埋め立てもほぼ完了して盆地の形態による堆積物のトラップ効果が低く見積もれたならば、堆積物供給量の変化の問題はあるが、沈降運動量の解析に重点をおくことができる。この条件を満たしているのが、縄文海進以降の沖積層の検討である。

これまでの検討では、沖積層において例えば5,000年前の年代をもつ地層が地下にあることは当然のことのようにとらえられている。地質学的観点からすれば、古い時代の地層が層序的に下位にあり、それ以降の地層がその上位に堆積するのは当然である。しかし、縄文海進以降の当時の平野地形面を形成していた地層が、縄文海進以降の小規模な海面変動量以上に大きく地下に沈降しているということは、平野の沈降を示すものである。また、この様式（時期・規模）を詳細に復元することができ、その要因が伏在活断層の運動によるものであるとすれば、地震時における沈降という新たな災害の側面を提示することになる。

このような観点から、前述した5つのコアをみると、下山コアを除いて約5,000年前という時間指標が沼沢火山灰によって共通して入れられ、さらに各コアの沼沢火山灰を挟在する層準の堆積相は、氾濫原の一部土壌化するような泥質な低地を示している。よってこれらの示す深度（13～19m）は、ほぼ約5,000年間の平野の沈降量を示していることになる。また、西蒲原地域の縄文海進以降の沖積層の珪藻化石によ

る検討では、少なくとも3～4回の相対的海進が認められており(安井ほか, 2001; 矢部ほか, 2002等), この海進と平野の沈降は今後の課題ではあるが, 密接な関係があるものと考えられる。さらに, 松島・山ノ下・下山コアは, 現在の新潟市北東部の新砂丘Ⅲの近傍で掘削されており, これらのコアの深度約11～19m層準(松島:深度約11～16m, 山ノ下:深度約13～19m, 下山:深度約14～18m)にみられる堆積相は河川の氾濫原低地を示している。この層準には沼沢火山灰も対比できることから, 約5,000年前のこの地域では現在の海岸線付近まで河川システムが発達していたことを示している。平野全体の堆積システムについては検討中であるが, 上記の3コア試料による堆積環境の提示は, 平野の堆積システムと発達史を再考する上で重要な意義をもつ。

6. ま と め

越後平野において, これまで掘削したコア試料のうち, 味方, 鎧湯, 松島, 山ノ下, 下山の各コア試料について, 堆積相と指標火山灰の検討を行った。この結果, 各コアにおける堆積環境の変遷と共通して沼沢火山起源の沼沢火山灰の挟在が明らかとなった。

これらのコア試料における堆積相解析との時間軸の設定によって, 平野は約5,000年間に13～19m沈降していることが明らかとなった。

謝 辞

本研究は, 日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究(A)(2)No. 12301017(代表:新潟大学小林昌二)の一部を使用した。味方村での排水機場遺跡の再調査は, 味方村誌の事業の一環として行われたものであり, 味方村教育委員会の関係各位にはお世話になった。また, この調査での考古学的な検討は, ㈲新潟県埋蔵文化財調査事業団の寺崎裕助氏が担当し, 同氏には平野部の考古学的な資料について日頃よりご教示を頂いている。㈱新協地質の川島隆義氏, 川島豊氏, 吉田毅氏, 渡邊愛さんと水落試錐工業の水落八一氏には味方コアを除くオールコアボーリングの掘削に際し大変お世話になった。特に, 不撓乱で回収率の非常に高いコアの採取は堆積相の記載を行う上での基礎であり, 本研究の成果は川島豊氏, 吉田毅氏と水落八一氏の高い技術力によるものである。ボーリング用地使用に関しては, 西蒲原土地改良事務所, 新潟市, 新潟県の関係機関にお世話になった。㈸新潟基礎工学研究所の安井 賢博士と興和㈱の鴨井幸彦博士には, 沖積層の層序について日頃よりご教示頂いている。コアの解析は, 新潟大学積雪地域災害研究センターの鈴木幸治氏, 長谷川拓也氏に援助頂いた。これらの方々 に記して謝意を表します。

参考文献

- 青木 滋(1996):越後平野の地盤環境. 第四紀研究, 35-3, 259-270.
- 青木 滋・仲川隆夫(1980):新潟平野の地盤地質について. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, 2, 25-40.
- 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, 6-2, 79-84.
- 鴨井幸彦・安井 賢・小林巖雄(2002):越後平野中央部における沖積層層序の再検討. 地球科学, 56-2, 123-138.
- 小林巖雄(1996):越後平野地下の第四系. 第四紀研究, 35-3, 191-205.
- Miall, A. D. (1978):Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 597-604.
- Minato, M., Suyama, K., Hasegawa, K., Oya, A., Takahashi, Y., Nakagawa, K., Wada, N. and Shibasaki, T. (1967):Absolute age of subsurface late Quaternary deposits in the Niigata Lowland. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV (Geology and mineralogy)*, 13, 401-406.
- 成瀬 洋(1985):下流の平野と海岸の砂堆-新潟平野. 日本の平野と海岸(貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子著), 岩波書店, 56-63.

- 新潟第四紀研究グループ(1972):東京低地および新潟平野沖積層の生層序区分と堆積環境. 地質学論集, **7**, 213-233.
- 新潟県(2000):新潟県地質図説明書(2000年版). 新潟県商工労働部商工振興課, 200pp.
- 新潟県地盤図編集委員会(2002):新潟県地盤図および新潟県地盤図説明書. 新潟県地質調査業協会, 図版4葉, 66p.
- 新潟古砂丘グループ(1974):新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史 I—. 第四紀研究, **13-2**, 57-65.
- 新潟古砂丘グループ(1979):砂丘と平野. アーバンクボタ(尙)アーバンクボタ編集室編), 株式会社クボタ, 12-15.
- 西田彰一・茅原一也(1956):弥彦・角田山塊の生い立ちと最近の地史. 新潟県文化財年報, **1**, 1-44.
- 沼沢団体研究グループ(1999):沼沢火山の地質と岩石. 地球科学, **53**, 53-70
- 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. 地質学論集, **2**, 57-61
- 只見川第四紀研究グループ(1966a):福島県野沢盆地の浮石質砂層の基底部より産出した木材の¹⁴C年代. 地球科学, **82**, 8-9.
- 只見川第四紀研究グループ(1966b):只見川・阿賀野川流域の第四系の編年—とくに沼沢浮石層の層位学的諸問題について—. 第四紀, **8**, 76-79.
- 高濱信行・ト部厚志(2000):松影A遺跡から産出した火山灰層の自然科学分析報告書. 新潟県埋蔵文化財調査事業団年報, 平成11年度版, 57.
- 高濱信行・ト部厚志・寺崎裕助(2000):味方排水機場遺跡調査報告書. 味方村誌—通史編一, 46-55.
- 田中久夫・長谷川 正・木村澄枝・岡本郁栄・坂井陽一(1996):新潟砂丘の形成史. 第四紀研究, **35-3**, 207-218.
- 海津正倫(1989):完新世における新潟平野の地形発達史. 日本地理学会予稿集, **35**, 198-199.
- 海津正倫(1994):沖積低地の古環境学. 古今書院, 270pp.
- ト部厚志・高濱信行・塚野明美・渡辺秀男・東野外志男・信濃川ネオテクトニクス団体研究グループ(2000):新潟地域における完新世の火山灰層序と対比. 日本第四紀学会講演要旨集, **30**, 96-97
- ト部厚志・高濱信行(2002):新潟平野・西蒲原地域における縄文時代中期の古地理. 新潟考古, **13**, 7-16
- ト部厚志・高濱信行・矢部英生(2002):越後平野の沖積層にみられる2つの堆積システム. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, 43.
- Urabe, A., Takahama, N. and Yabe, H. (in press): Identification and characterization of a subsided barrier island succession in the Holocene alluvial plain, Niigata, central Japan. *Quaternary International*.
- 矢部英生・丸山智史・ト部厚志(2002):珪藻遺骸からみた越後平野升湯地域における上部完新統の古環境変遷. 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **24**, 57-62.
- 山元孝広(1995):沼沢火山における火砕流噴火の多様性:沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序. 火山, **40-2**, 67-81.
- 安井 賢・小林巖雄・嶋井幸彦・渡辺其久男・石井久夫(2001):越後平野中央部, 白根地域における完新世の環境変遷. 第四紀研究, **40**, 121-136
- 吉川周作(1976):大阪層群の火山灰層について. 地質雑, **82**, 497-515.

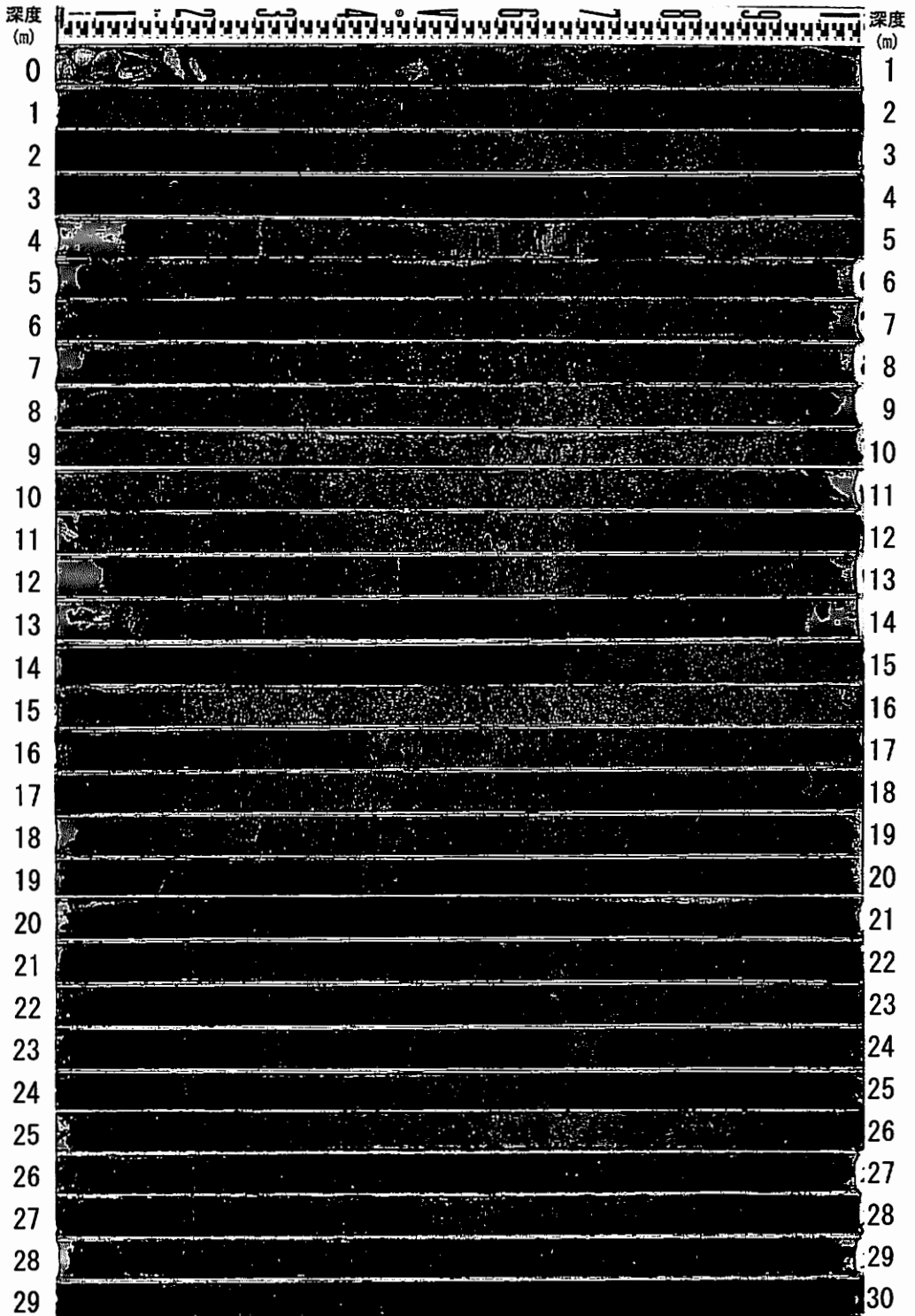


写真-1 松島コアの層相。コアは、半割して記載し半分を保存用としている。

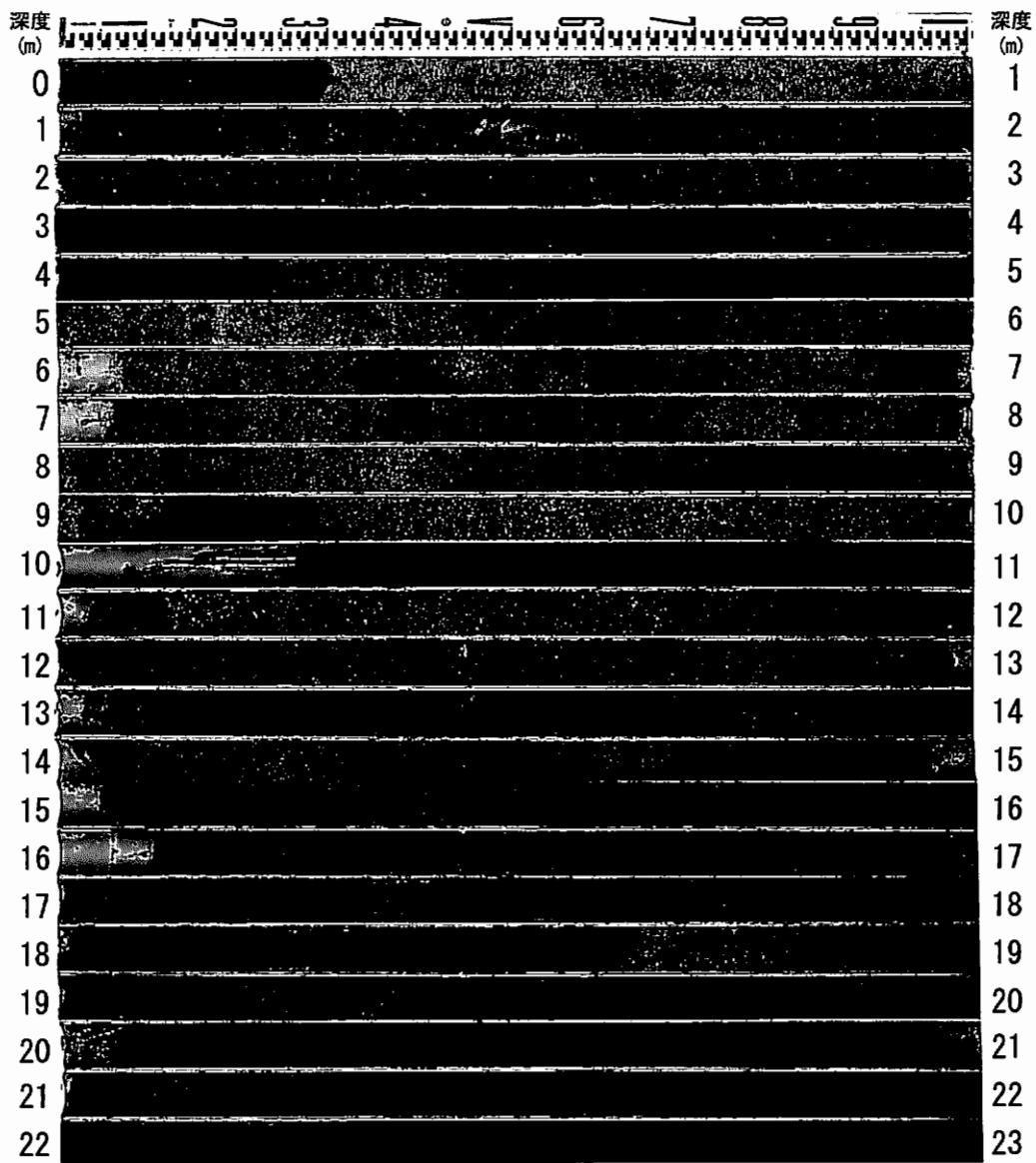


写真-2 山ノ下コアの層相。コアは、半割して記載し半分を保存用としている。

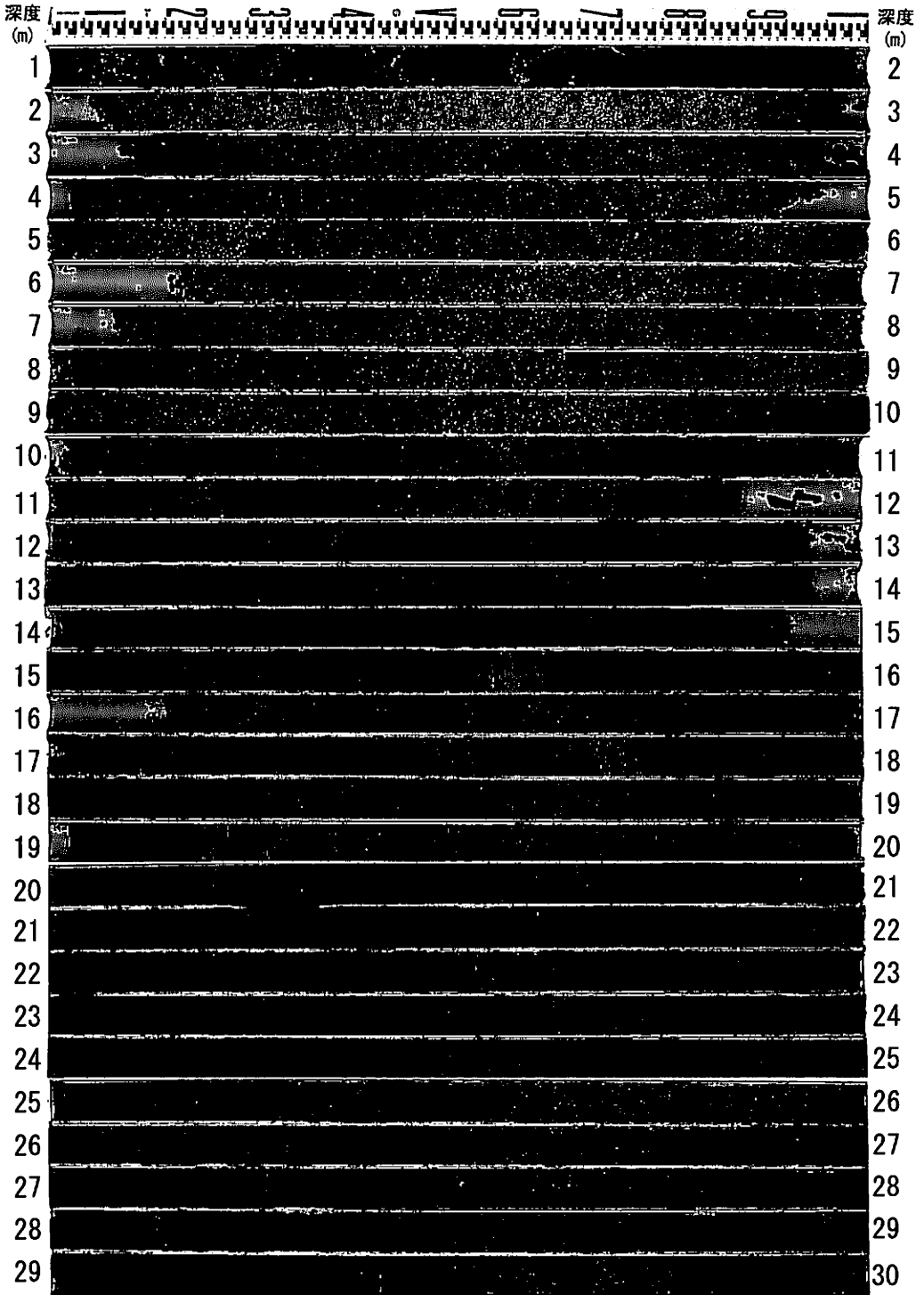


写真-3 下山コアの層相。コアは、半割して記載し半分を保存用としている。