

ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・ 亘理町・山元町）における古津波痕跡調査

A study on paleotsunami using handy geoslicer in Sendai Plain (Sendai, Natori,
Iwanuma, Watari, and Yamamoto), Miyagi, Japan

澤井祐紀¹・宍倉正展²・岡村行信³・高田圭太⁴・松浦旅人⁵・Than Tin Aung⁶・小松原純子⁷

藤井雄士郎⁸・藤原 治⁹・佐竹健治¹⁰・鎌滝孝信¹¹・佐藤伸枝¹²

Yuki Sawai¹, Masanobu Shishikura², Yukinobu Okamura³, Keita Takada⁴, Tabito Matsu'ura⁵,
Than Tin Aung⁶, Junko Komatsubara⁷, Yushiro Fujii⁸, Osamu Fujiwara⁹, Kenji Satake¹⁰,
Takanobu Kamataki¹¹ and Nobue Sato¹²

^{1, 2, 3, 5, 6, 9, 10, 12} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST)

⁴ 復建調査設計株式会社 (Fukken CO., LTD)

⁷ 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ/AIST)

⁸ 独立行政法人建築研究所 (Building Research Institute)

¹¹ 応用地質株式会社 (OYO Corporation)

Abstract: We studied paleotsunami in Sendai Plain (Sendai, Natori, Iwanuma, Watari, and Yamamoto). The study was based on forty-nine sliced samples taken from rice paddies (swales) and beach ridges using the handy geoslicers. The deposits consist mainly of massive (sometimes laminated), poorly-sorted and graded sand, swamp/marsh peat, mud, and a historical volcanic ash (To-a: AD915). Two of the sand layers were regarded tsunami deposit judging from fossil records, sedimentary structures, correlation with historical records, and continuous traceability up to a few kilometers from the present coast to landward. Tephrochronology permit correlation of the sand sheet with the AD869 Jogan tsunami that reportedly devastated at least 100 km of coast approximately centered on Sendai. A later well-known tsunami, in AD1611, may account for the other sand sheet above the ash To-a. Further deeper part of the cores record a few sand sheets and this may represent that usually large tsunamis repeatedly inundated Sendai Plain during the late Holocene. In Yamamoto Town, radiocarbon dating showed that recurrence interval of sand sheets ranged from 600 to 1300 years.

キーワード: ハンディジオスライサー, 津波堆積物, 歴史記録, テフラ層序, 仙台平野, 日本海溝
Keywords: handy geoslicer, tsunami deposit, historical record, tephrochronology, Sendai Plain, Japan trench

1. はじめに

宮城県の仙台平野では、三陸海岸に比べて津波による被害が少ないと考えられている。例えば1933年3月3日の昭和三陸津波の際には、岩手県大船渡市で28 m 超の津波が観測されたのに対して、仙台平野では山元町磯地域での3.9 m が最大だった(東京大学地震研究所, 1934)。1896年明治三陸津波の際も同様に、大船渡市で38.2 m (一説には50 m 以上)の津波が観測されたのに対し、仙台平野では5 m 以下であった(羽鳥, 1995)。また、2005年8月16日に発生した宮城県沖地震の際には、宮城県で最大震度6弱を観測したが、津波は石巻市鮎川で0.1 m など微弱なものであった(地震調査研究推進本部, 2005)。このような近年の観測結果に反して、歴史記録には巨

大な津波が仙台平野を襲ったという記述がある。

平安時代に編纂された日本三代実録には、貞観十一年五月二十六日(西暦(ユリウス暦)869年7月9日)に関して以下のような記録がある。「陸奥国地大震動。流光如晝隠映。(中略)去海数千百里。浩々不辨其涯矣。原野道路。惣為滄溟。乗船不湟。登山難及。溺死者千許。資産苗稼。殆無子遺焉」これは、陸奥の国において大地震が発生し、その後の津波によって1000名以上の溺死者がでたことを示している。この津波の浸水の様子は「原野道路。惣為滄溟(原野と道路が全て海のようになってしまった)。乗船不湟。登山難及(船に乗ることも、山に登ることもできなかった)。」という記述から、如何に大きなものであったか推察することができる。この被災した陸

奥国の国府は、現在の多賀城市にあったとされているが、仙台平野中部の岩沼市にあったという説もあり、仙台平野が地震動および津波による浸水被害を受けたことは間違いないものの、その詳細は歴史記録だけで読み取ることができない。この地震に関係していると思われる伝承の記録は、茨城県、福島県、宮城県の沿岸部に広く残されている（渡邊，2000，2001 など）。

江戸時代になると、地震・津波に関する歴史記録が豊富になる。江戸時代に三陸海岸を襲った5回の津波（慶長十六年（1611年）、延宝五年（1677年）、宝暦十二年（1763年）、寛政五年（1793年）、安政三年（1856年））を歴史記録から検討した都司・上田（1995）によれば、慶長津波はそれ以外の4回と比較して非常に大きく、明治三陸（Tanioka and Satake, 1996）を上回るような規模であった（第1表）。

我々は、以上のような歴史記録に残された津波・地震の正体を地質記録から明らかにするため、文部科学省「宮城県沖地震重点調査観測」の一環として、仙台平野において地形・地質調査を行ってきた。

2. 先行研究

我々の研究に先行する報告として、仙台市内において貞観津波の堆積物をはじめて発見した阿部ほか（1990）やMinoura and Nakaya（1991）がある。また、貞観津波の堆積物を福島県相馬市で報告した菅原ほか（2001）がある。これらの研究報告は、歴史記録にある津波の地質学的証拠を掴んだ例として画期的であったが、津波堆積物の平面的な広がりについては十分に解明されていなかった。

3. 調査地域

仙台平野は、浜堤列が発達するタイプの沖積低地である。このようなタイプの低地には、堤間湿地に津波などの地質学的イベントが記録されていることが多い（例えば、Nanayama *et al.*, 2003）。これは、閉鎖され安定した泥質物の堆積場である堤間湿地に、津波などによって砂浜から急激な異地性砂質堆積物の供給が起きた場合、その堆積物は堤間湿地の外に流出することなく「異常な堆積層（イベント堆積物）」として地層中に残されるからである。

現在の仙台平野は、地形的には浜堤列に相当する場所に集落が形成され、堤間湿地の多くが耕作され水田として利用されている。我々は、この浜堤列と堤間湿地を横切るような測線を設け、測線沿いに小型ジオスライサーを用いて堆積物の採取を行った。また、連続的な堆積物試料が残されていると期待される閉鎖性湖沼においても試料の採取を行った（第1，2図）。以下に、測線の詳細を記載する。

仙台市における調査は、大沼の東部（地点060413-1）と南長沼近辺から陸上自衛隊霞目飛行場

周辺までの測線（地点060327-1～4，地点060328-1，2，4）で行われた。南長沼一霞目測線は、現在の海岸から1 kmの地点から内陸に伸び、全長4 kmである（第1図）。

名取市における調査は、2測線沿いで行われた。測線のひとつは、現在の海岸から1 kmの地点から内陸に1 kmの長さである（地点A-1～5）。もうひとつの測線は、現在の海岸から約2.5 kmの地点から内陸に2 kmの長さである（地点B-1～10）（第1図）。

岩沼市における調査は、仙台空港の南側に設置された測線で行われた（地点C-1～4）。測線は、現在の海岸から約800 mの地点から内陸に400 mの長さである（第1図）。

亘理町における調査は、閉鎖性湖沼「鳥の海」の内部（地点060808-1～3，060809-4，060810-1）、亘理町吉田（地点051111-1）、長瀨小学校近辺から西側方向に伸びる測線（地点051115-1，051116-1～3）で行われた。亘理町の測線は、現在の海岸から1.5 kmの地点から西側に2 kmの長さである（第2図）。

山元町における調査は、閉鎖性湖沼である水神沼の湖内（地点Suijin-1～5，7）と鷲足川排水路の近くに設置した測線（地点051109-1～4，051110-3）で行われた。水神沼には大きな流入河川がなく、主に降水によって維持されている淡水湖である。水神沼から外洋までの距離は約600 mで、細い水路によってつながっているが水門によって水の流出量は調整されている。山元町における測線は、現在の海岸から1.3 kmの地点から西側方向に2 kmの長さである（第2図）。

4. 研究方法

本稿で記載する堆積物は、すべて小型ジオスライサー（高田ほか，2002）で採取した。ジオスライサーは、サンプルトレイおよびシャッタープレートを専用電動バイブレーターで地中に打ち込み、三脚と小型チェーンブロックによって引き抜くことで試料を採取する。サイズは幅約10～15 cm、長さ1.5～3.0 m、厚さ2～3 cmのものを使用した。ジオスライサーの詳しい原理については、中田・島崎（1997）などが詳しい。採取した試料は、現場において接着剤を用いて剥ぎ取り、剥ぎ取り試料を観察して層相の変化を記載した。

サンプルをSawai（2001）の方法に従い処理し、珪藻化石を抽出した。抽出した珪藻を同定・計数し、産出した種を百分率で表しグラフ化した（第12，13図）。

堆積相が変化している層準の上下（特に砂層の上下）で大型植物化石（種子、葉、枝など）や炭化物を実体顕微鏡下で拾い出し、放射性炭素年代測定用の試料とした。大型植物化石は実体顕微鏡下で可能な限り同定した。放射性炭素年代測定は（株）地球科学

研究所に依頼した。得られた年代測定値は、OxCal 3.10 (Ramsey, 1995, 2001) を用いて暦年補正を行った。さらにイベント堆積物の年代を推定するため、OxCal を用いて各イベントの確率分布を再計算した。この再計算では、個々の年代値を基にイベント堆積物の上下の層準における平均的確率分布を求め、その値と地層の上下関係およびテフラ年代を拘束条件としている（例えば、Biasi and Weldon, 1994; Biasi *et al.*, 2002）。

5. 小型ジオスライサーによって採取された堆積物試料と放射性炭素年代測定値

5.1 仙台市（第3, 4図）

地点 060413-1 (N38°13'9", E140°58'30")

深さ 0~21 cm は耕作土によって構成される。深さ 21~38 cm は黒色~黒灰色の腐植質堆積物からなる。この腐植層には、全体的に極細粒砂が散らばるのが特徴的である。この腐植層のうち、深さ 24 cm には層厚 1 cm 以下の極細粒砂層が見られた（砂層 S1, 第3, 17図）。深さ 38~50 cm は基本的に未分解の腐植堆積物からなるが、泥分も多く含む。また、上位の層準と同様に、極細粒砂がバックグラウンドとして多く含まれる。深さ 50~65 cm では腐植成分が減少し、植物片を多く含む細粒~中粒砂から構成されるようになる。深さ 65 cm より下位では色調が青灰色に近くなり、粒度は淘汰の良い中粒あるいは細粒砂から構成されるようになる。また、植物片はヒゲ根以外見られなくなる。最下部の砂層には明瞭な堆積構造が見られなかった。

地点 060327-1 (N38°13'3", E140°58'26")

深さ 0~15 cm は耕作土によって構成される。深さ 15~24 cm は灰色の泥層からなるが、これは耕作土の一部である可能性もある。深さ 24 cm より下位には、細粒~中粒砂が分布するが、深さ 24~45 cm には腐植質分が、深さ 52~64 cm には泥分がそれぞれ多く含まれる。また、深さ 98~110 cm には陸側に傾斜する葉理が観察された。深さ 135 cm 付近には、植物片が密集しているのも見られた。

地点 060327-2 (N38°13'19", E140°58'11")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~46 cm は分解質腐植層が見られ、このうち深さ 41~43 cm には白~黄白色の火山灰層が含まれる。また、深さ 30~41 cm にも火山灰の偽礫が多く観察される。深さ 48~67 cm には細粒~中粒砂が分布し（砂層 S2, 第3, 17図）、下位の地層境界は明瞭（< 1 mm）である。この砂層の最下部は淘汰の悪い細粒~中粒砂からなるが、上部になると細粒となり、同時に泥分・植物片が多く含まれるようになる。この砂層には明瞭な葉理が見られなかった。深さ 67~92 cm は分解質の腐植層が分布し、上部（深さ 72~74 cm 付近）には偽礫状の細粒~中粒砂が多く見ら

れる。また、腐植層下部には多くの細粒砂がバックグラウンドとして含まれる。深さ 92 cm より下位には砂層が分布する。この最下位の砂層には明瞭な堆積構造が見られなかった。

地点 060327-3 (N38°13'29", E140°57'34")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~45 cm は黒色の泥質腐植層が観察され、このうち深さ 31~33 cm には、黒色泥を多く含む石英質細粒砂が分布する（砂層 S2 ?, 第3, 17図）。この砂層が上下の泥質腐植層と接する地層境界は不明瞭である。深さ 43~51 cm には植物片を多く含む泥質細粒砂が見られる（砂層 S3 ?, 第3, 17図）。この砂層の地層境界も上位の砂層と同様に明瞭でない。深さ 52~110 cm より下位では、暗灰色の極細粒砂質泥層が見られ、所々に植物片の密集したものが見られる。深さ 110 cm より下位では、茶~茶褐色の泥層と明灰色の泥質細粒砂層の互層が連続的に見られる。

地点 060327-4 (N38°13'29", E140°57'37")

深さ 0~10 cm は耕作土によって構成される。深さ 10~34 cm には黒色泥質腐植層が分布し、このうち深さ 24~32 cm に石英質の細粒~中粒砂が見られる（砂層 S2 ?, 第3, 17図）。この砂層における下の地層境界は明瞭であり、砂層の下位から上位にむけて細粒化するのが観察された。深さ 34~80 cm には明灰色の極細粒砂質泥層が分布するが、深さ 55 cm から下位にむけて砂質分がおおくなり、深さ 80~135 cm では細粒~中粒砂層となる。135 cm より下位では細粒砂層、中粒砂層、泥質層が互層を形成するようになる。

地点 060328-1 (N38°13'45", E140°56'24")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~85 cm には黒色~暗茶褐色の泥質腐植層が分布し、このうち深さ 65~68 cm に石英質の細粒~中粒砂が散らばって見られる。深さ 85 cm より下位では暗灰色の泥層が観察される。深さ 105~135 cm では明灰色泥層と茶褐色腐植質層の互層が特徴的に見られた。深さ 119~120 cm には細粒砂層が見られた。

地点 060328-2 (N38°13'44", E140°56'29")

深さ 0~10 cm は耕作土によって構成される。深さ 10~85 cm には黒色~暗茶褐色の腐植層が分布し、このうち深さ 40~47 cm に石英質の細粒~中粒砂層が見られる（砂層 S2 ?, 第4, 17図）。この砂層は下部の細粒~中粒砂から上方細粒化し、砂層の最上部付近では泥質となる。また深さ 85~86 cm にも細粒砂層が確認された（砂層 S3 ?, 第4, 17図）。深さ 86 cm より下位では、深さ 86~103 cm および深さ 155 cm より下位で明灰色泥層と黒灰色腐植質層の互層が、深さ 120 cm 前後で明灰色泥層が見られるほかは、基本的に黒~黒茶褐色の腐植層である。

地点 060328-4 (N38°13'50", E140°56'5")

深さ 0~20 cm は耕作土によって構成される。深さ 20~90 cm には黒色~暗茶褐色の分解質腐植層が分

布し、このうち深さ 41~42 cm に石英質の極細粒砂が (砂層 S2 ?, 第 4, 17 図)、深さ 50~56 cm には明灰色泥層が見られる。深さ 90 cm より下位では、深さ 101~103 cm, 115~122 cm, 143~149 cm, 152~160 cm が部分的に未分解質の腐植層になるほかは、基本的に明灰色の泥層が分布する。この泥層は、茶褐色の泥層との互層を形成する場合がある。また、深さ 100~101 cm には石英質の極細粒砂層が確認された (砂層 S3 ?, 第 4, 17 図)。

5.2 名取市 (第 4, 5, 6 図)

地点 A-1 (N38°8'51", E140°55'47")

深さ 0~20 cm は耕作土によって構成される。深さ 20~92 cm は灰~黄灰色の中粒~細粒砂から構成され、明瞭な平行葉理が発達している。深さ 92 cm より下位は暗灰色の細粒~中粒砂で構成され、平行葉理または弱い斜交葉理が発達するのが特徴的である。深さ 90 cm 付近では、生痕 (*Macaronichnus segregatis*) が見られる。

地点 A-2 (N38°8'53", E140°55'43")

深さ 0~23 cm は耕作土によって構成される。深さ 23 cm より下位では、暗灰~黄灰色の中粒~細粒砂から構成され、明瞭な平行葉理が発達している。所々は抜け落ちて試料の回収ができなかったが、少なくとも深さ 120 cm 程度までこの砂層が分布すると考えられる。

地点 A-3 (N38°8'54", E140°55'39")

深さ 0~22 cm は耕作土によって構成される。深さ 22~35 cm は黒灰色の長石を多く含む砂質シルトからなる。深さ 35~50 cm は黒褐色の未分解質腐植層が分布する。深さ 50~68 cm は抜け落ちて試料の回収ができなかったが、それ以深は中粒~粗粒砂から構成される。この砂層の下部には弱い平行葉理が見られる、また生痕 (*Macaronichnus segregatis*) も多く見られる。

地点 A-4 (N38°8'57", E140°55'33")

深さ 0~18 cm は耕作土によって構成される。深さ 18~33 cm は暗灰色の長石を多く含む砂質シルトからなる。深さ 35~105 cm は黒褐~褐灰色の腐植層が分布し、この腐植層は下部にいくにしたがって未分解質となる。腐植層の中には、深さ 83 cm と深さ 94 cm に灰白色の火山灰層が見られた。深さ 105~225 cm は、細粒~中粒の砂層から構成され、この砂層の下部には陸側に傾斜交葉理が見られる。

地点 A-5 (N38°9'3", E140°55'16")

深さ 0~20 cm は耕作土によって構成される。深さ 20~60 cm は暗灰色の長石を多く含む砂質シルトからなる。深さ 60~90 cm は灰~褐灰色のシルト層から構成され、所々に植物片からなる偽礫が混じる。このシルト層は、下部に向けて砂質となる。深さ 90~155 cm は灰~青灰色あるいは暗褐灰色の中粒砂からなり、上位のシルト層と同様に所々に植物片から

なる偽礫が混じる。この砂層に明瞭な堆積構造は見られなかった。

地点 A-6 (N38°9'3", E140°55'20")

深さ 0~20 cm は耕作土によって構成される。深さ 20~40 cm は暗灰色の砂質シルトからなる。深さ 40~55 cm は褐灰色のシルト層から構成され、深さ 55 cm より以深は腐植質となる。深さ 70~108 cm では再びシルト質となるが、このうち 80~85 cm では一時的に腐植質に富み色調も黒灰色になる。深さ 108 cm より下位では、中粒~細粒砂と腐植層の互層を形成している。砂層中にはヒゲ根が多く見られた。この砂層には明瞭な堆積構造は見られなかった。

地点 B-1 (N38°8'42", E140°54'43")

深さ 0~22 cm は耕作土によって構成される。深さ 22~88 cm は暗灰色~暗褐色のシルト質~有機質砂層で (砂層 N1 ?, 第 5, 17 図)、下部から上部にむけて若干の細粒化が見られる。この砂層の下部には、シルトからなる偽礫が含まれる。深さ 88~132 cm は灰~暗灰色のシルトからなる。深さ 132~180 cm は暗灰あるいは暗褐色の中粒~極細粒砂から構成され、全体的に平行葉理が発達している。

地点 B-2 (N38°8'46", E140°54'34")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~36 cm は黒褐色の腐植層からなる。深さ 36~69 cm は褐灰色のシルト質細粒~極細粒砂層で下部から上部にむけて細粒化が見られる (砂層 N1 ?, 第 5, 17 図)。この砂層の下位の地層境界は明瞭である。深さ 69~90 cm は黒褐色~暗褐灰色の腐植層からなるが、77~80 cm に薄い砂質シルト層を挟む。深さ 90 cm より下位では、シルト層から細粒~中粒砂層に移行し、砂層中には平行葉理が発達するようになる。

地点 B-3 (N38°8'45", E140°54'12")

深さ 0~32 cm は耕作土によって構成される。深さ 32~60 cm は暗褐~暗褐灰色の腐植層からなり、この腐植層のうち、深さ 37~41 cm に黄灰色の火山灰層が挟在する。深さ 60~71 cm には暗褐灰色~緑灰色の細粒砂またはシルト層が見られ、この層は下部から上部に向けて細粒化する (砂層 N1, 第 5, 17 図)。深さ 71~145 cm は、腐植質あるいは砂質のシルト層が分布する。この層には、植物片が密集する層準が多く見られる。深さ 145~192 cm は細粒~中粒砂が分布し、深さ 180 cm 付近には生痕 (*Thalassinoides*) が見られる。

地点 B-4 (N38°8'47", E140°54'5")

深さ 0~25 cm は耕作土によって構成される。深さ 25~48 cm は黒褐灰色の腐植層からなり、この腐植層のうち、深さ 27~31 cm に黄灰色の火山灰層が、深さ 32 cm には灰色のシルト層が挟在する。深さ 48~55 cm には、黄灰色の細粒砂層が分布する (砂層 N1 ?, 第 5, 17 図)。この砂層の下位の地層境界は明瞭である。深さ 55~78 cm には未分解の腐植層が分

布し、植物片の密集が所々に確認された。深さ 78～94 cm には灰色のシルト層が見られ、このシルト層の中部は腐植質シルト層との互層を形成している。深さ 94～108 cm には暗灰～暗褐色の腐植質シルト層が分布する。深さ 108～195 cm は、砂質シルト層あるいはシルト層により構成される。

地点 B-5 (N38°8'51", E140°53'51")

深さ 0～17 cm は耕作土によって構成される。深さ 17～30 cm は暗褐色の砂質シルト層からなり、この砂質シルト層のうち深さ 22～29 cm に黄灰色の火山灰層が点在する。深さ 30～43 cm は腐植質シルト層が分布し、このシルト層には深さ 30 cm (砂層 N1, 第 6, 17 図), 37 cm (砂層 N2, 第 6, 17 図), 43 cm (砂層 N3, 第 6, 17 図) において薄い細粒砂層が観察された。深さ 43～65 cm は、腐植成分が減少し、灰～黄灰色のシルト層が分布するようになる。深さ 65～157 cm には細粒または中粒砂層が分布し、この砂層には所々腐植が密集している層準が見られた。砂層中には明瞭な堆積構造は見られなかった。

地点 B-6 (N38°8'49", E140°53'59")

深さ 0～34 cm は耕作土によって構成される。深さ 34～52 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層のうち、深さ 40 cm に黄灰色の細粒砂層が挟在する (砂層 N3 ?, 第 6, 17 図)。深さ 52～63 cm には灰～暗灰色のシルト層が見られる。深さ 63～158 cm には暗褐色～灰色の細粒砂が分布し、この細粒砂層の下部にはヒゲ根が多く含まれている。砂層中には明瞭な堆積構造を見つけることができなかった。

地点 B-7 (N38°8'54", E140°53'43")

深さ 0～21 cm は耕作土によって構成される。深さ 21～48 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層のうち深さ 23～25 cm (砂層 N1, 第 6, 17 図), 31～38 cm (砂層 N2, 第 6, 17 図), 44～46 cm (砂層 N3, 第 6, 17 図) に黄灰色の細粒砂層が挟在する。これらのうち、深さ 31～38 cm の砂層の下位の地層境界は明瞭である。また、深さ 44～46 cm の砂層には、泥質偽礫が点在するのが確認された。深さ 48～107 cm では、シルト質粘土あるいは砂を多く含む腐植質シルトからなる。深さ 107～160 cm は細粒～中粒砂からなり、この砂層には全体的に平行葉理が認められた。

地点 B-8 (N38°8'57", E140°53'31")

深さ 0～33 cm は耕作土によって構成される。深さ 33～80 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層のうち深さ 35 cm (砂層 N1, 第 6, 17 図), 46～53 cm (砂層 N2, 第 6, 17 図), 66～68 cm (砂層 N3, 第 6, 17 図) に黄灰色の細粒砂層が挟在する。深さ 66～68 cm の砂層は、最上部に暗灰色のシルト成分が多く見られる。深さ 46～53 cm, 66～68 cm の砂層における下位の地層境界は明瞭である。深さ 80～193 cm には、灰～暗灰色のシルト層が分布し、このシルト層はしばしば腐植質シルト層との互層を形成してい

るのが観察された。また、このシルト層中の深さ 174～177 cm の層準には灰色の細粒砂層が見られた。

地点 B-9 (N38°8'59", E140°53'26")

深さ 0～27 cm は耕作土によって構成される。耕作土の最下部には火山灰がパッチ状に分布している。深さ 27～84 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層のうち深さ 31 cm (砂層 N1, 第 6, 17 図), 43～49 cm (砂層 N2, 第 6, 17 図), 70～72 cm (砂層 N3, 第 6, 17 図) に黄灰色の細粒砂層が挟在する。深さ 43～49 cm, 70～72 cm の砂層における下位の地層境界は明瞭である。また、深さ 31 cm, 70～72 cm の砂層の最上部は、それぞれ層厚 1 cm, 2 cm の暗灰色シルト層に覆われるのが観察された。深さ 84～169 cm には、灰～暗褐色のシルト層が分布する。このシルト層は、下部 (深さ 164～169 cm) になると腐植質になる。深さ 169～193 cm には暗灰色の砂質シルト層が分布する。

地点 B-10 (N38°9'1", E140°53'20")

深さ 0～20 cm は耕作土によって構成される。深さ 20～81 cm は黒褐～褐色の腐植層からなり、この腐植層のうち深さ 28 cm (砂層 N1, 第 6, 17 図), 39～41 cm (砂層 N2, 第 6, 17 図), 70～72 cm (砂層 N3, 第 6, 17 図) に黄灰色あるいは灰色で石英を多く含む細粒砂層が挟在する。深さ 28 cm の砂層の最上部には火山灰がパッチ状に分布しているのが確認された。深さ 70～72 cm の砂層における下位の地層境界は明瞭である。これら 3 つの砂層の最上部は、それぞれ層厚 2 cm, 2 cm, 3 cm の灰～暗灰色シルト層に覆われるのが特徴的である。また、3 つの砂層はそれぞれ上方細粒化が見られた。深さ 81～157 cm には、灰～暗灰色のシルト層が分布する。このシルト層は、下部では砂成分が多くなり、深さ 157～192 cm は暗灰色の砂質シルト層になる。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 22～24 cm (炭化物): 1940±40 yBP, 深さ 25～28 cm (炭化物): 2300±40 yBP, 深さ 35～38 cm (炭化物): 2280±40 yBP, 深さ 57～60 cm (炭化物): 2530±40 yBP, 深さ 65～68 cm (炭化物): 2530±40 yBP (第 2 表)。

5.3 岩沼市 (第 7 図)

地点 C-1 (N38°7'23", E140°55'27")

深さ 0～35 cm は耕作土によって構成される。深さ 35～46 cm は茶褐色の腐植層からなり、この腐植層には、深さ約 43 cm の層準に細粒砂層が見られた (砂層 IW1 あるいは IW2, 第 7, 17 図)。深さ 46～50 cm には黄褐色の火山灰層が認められた。この火山灰層の直下から深さ 140 cm まで、細粒～粗粒砂が分布する (砂層 IW3, 第 7, 17 図)。この砂層には深さ 120 cm 付近に有機物の密集が見られた。砂層中に明瞭な堆積構造は見られなかった。

地点 C-2 (N38°7'24", E140°55'25")

深さ 0~22 cm は耕作土によって構成される。深さ 22~33 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層には深さ約 29 cm (砂層 IW1, 第 7, 17 図), 32 cm (砂層 IW2, 第 7, 17 図) の層準に細粒砂層を挟む。深さ 33~37 cm には黄灰色の火山灰層が認められる。この火山灰層の直下から深さ 145 cm まで、シルト層あるいは細粒~粗粒砂が分布する。この砂層には明瞭な堆積構造は見られない。

地点 C-3 (N38°7'24", E140°55'22")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~65 cm は黒褐色の腐植層からなる。深さ 65 cm には淡黄灰色の火山灰層が認められる。この火山灰層の直下から深さ 178 cm まで、シルト層 (深さ 113 cm, 123~127 cm) あるいは細粒~粗粒砂が分布する (砂層 IW3, 第 7, 17 図)。深さ 120 cm 付近にはシルトからなる偽礫が見られる。この砂層には明瞭な堆積構造は見られない。

地点 C-4 (N38°7'25", E140°55'19")

深さ 0~28 cm は耕作土によって構成される。耕作土の直下から深さ 30~34 cm には極細粒~細粒砂層が見られ、この砂層にはシルトからなる偽礫が含まれる (砂層 IW1 あるいは IW2, 第 7, 17 図)。深さ 34~64 cm は黒褐色の腐植層からなり、この腐植層には淡黄灰色の火山灰層が認められる (深さ 55~58 cm)。深さ 64~113 cm には細粒~中粒砂が分布し、この砂層中には泥質の偽礫が含まれている (砂層 IW3, 第 7, 17 図)。深さ 113~125 cm は、褐灰色の腐植層が分布する。この腐植層の直下から深さ 155 cm まで細粒~粗粒砂が分布する。この地点で観察された砂層には明瞭な堆積構造は見られない。

5.4 亘理町 (第 7, 8, 9 図)

地点 051111-1 (N37°59'49", E140°54'9")

深さ 0~25 cm は耕作土によって構成される。深さ 25~50 cm は茶褐色の腐植層からなり、この腐植層には深さ約 25~30 cm の層準に泥質の偽礫を含む。深さ 50~120 cm まで細粒砂が分布し、この砂層には明瞭な平行葉理が発達している。

地点 051115-1 (N38°1'8", E140°52'27")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~49 cm は茶色の未分解質腐植層からなる。深さ 49~61 cm は黒色の分解質腐植層からなり、この腐植層は深さ約 51 cm (砂層 W1, 第 7, 17 図), 55 cm (砂層 W2, 第 7, 17 図) の層準に細粒砂層を含む。深さ 61~71 cm には細粒~中粒砂層が分布し (砂層 W3, 第 7, 17 図)、この砂層は上方細粒化し、砂層の最上部では泥質の堆積物となる。この砂層における下位の地層境界は明瞭である。深さ 71 cm より下位は極細粒砂を非常に多く含む黒色腐植層で、下部に向けて徐々に砂層に移行する。深さ 120~160 cm は中粒砂層から構成される。この中粒砂層の下部には多く

の根茎が見られる。最下部の中粒砂層には明瞭な堆積構造が認められなかった。

地点 051116-1 (N38°1'8", E140°53'8")

深さ 0~23 cm は耕作土によって構成される。深さ 23~34 cm は黒色の分解質腐植層からなり、この腐植層は、深さ約 30 cm の層準に黄灰色の火山灰層を含む。深さ 34~40 cm には細粒砂を非常に多く含んだ黒色の分解質腐植層が見られる (砂層 W3, 第 8, 17 図)。この砂質腐植層の下には黒色の腐植質泥層 (深さ 40~51 cm) が分布する。深さ 51~56 cm には細粒砂層が観察される (砂層 W4, 第 8, 17 図)。深さ 56~70 cm には黒色の未分解質腐植層が分布し、深さ 70~80 cm にかけて徐々に泥質に変化する。深さ 80~110 cm の灰色泥層の下には中粒~粗粒砂が見られ (砂層 W5, 第 8, 17 図)、この砂層の下位の地層境界は明瞭である。砂層中には、多重級化構造 (深さ 94~101 cm, 101~110 cm) が認められる。深さ 110~125 cm には、茶~茶褐色の腐植質泥層が分布するが、この腐植層中には砂が偽礫状に分布する。これらは生痕の可能性はあるが、現場ではその判別はできなかった。腐植質泥層の下は深さ 140 cm まで中粒~粗粒砂が見られる。最下部の砂層には明瞭な堆積構造が認められなかった。

この地点で得られた放射性炭素年代は、深さ 84~86 cm (種子) : 2220±40 yBP であった (第 2 表)。

地点 051116-2 (N38°1'10", E140°53'24")

深さ 0~30 cm は耕作土によって構成される。深さ 30~54 cm は黒色あるいは黒灰色の分解質腐植層からなり、この腐植層は深さ約 45 cm の層準に黄灰色の火山灰層を含む。また、深さ 35~38 cm (砂層 W1, 第 8, 17 図), 42 cm (砂層 W2, 第 8, 17 図) に薄い細粒砂層含むのも確認された。深さ 54~65 cm には細粒~中 (粗) 粒砂層が分布し (砂層 W3, 第 8, 17 図)、この砂層における下位の地層境界は明瞭である。また、この砂層には上方細粒化が認められた。深さ 65~80 cm には茶色の未分解質腐植層が分布し、この腐植層は深さ 80~90 cm にかけて未分解質へと変化していく。深さ 90~120 cm では、この未分解質腐植層が泥質・砂質へと徐々に移行していく。深さ 120~170 cm では中粒~粗粒砂層が分布し、この砂層の最下部ではヨシの根茎が多く観察された。最下部の砂層には明瞭な堆積構造が認められなかった。

地点 051116-3 (N38°1'8", E140°53'56")

深さ 0~32 cm は耕作土によって構成される。深さ 32~56 cm は黒灰~茶褐色の分解質腐植層からなる。この腐植層は、深さ約 45~48 cm の層準に泥質細粒砂層を含む (砂層 W1, 第 8, 17 図)。また、深さ 50 cm の層準にも細粒砂が多く散るのが観察された (砂層 W2, 第 8, 17 図)。深さ 56~60 cm には灰白色火山灰層が見られるが、この火山灰層は植物などの生物活動によって乱されているようである。深さ 60~113 cm には、細粒~中 (粗) 粒砂層が分布し、砂

層の上部には植物片の濃縮が多く見られるほか、礫が散在する。また、砂層の中～最下部にはヨシの根茎が多く見られる。この砂層には明瞭な堆積構造が認められなかった。

地点 060808-1 (N38°2'1", E140°53'53")

全層準を通して、黒～黒灰色の砂質泥層からなる。深さ 12 cm には二枚貝が含まれる。深さ 31 cm に薄い石英質の細粒～中粒砂層が見られる。また同様に、深さ 40～50 cm, 90～100 cm, 130 cm 付近に石英質の細粒～中粒砂層が認められたが、大きく乱されており、砂層の上限・下限を認定することは困難であった。

地点 060808-2 (N38°2'2", E140°53'55")

全層準を通して、黒～黒灰色の砂質泥層からなる。深さ 40 cm, 130～160 cm には多くの二枚貝が含まれる。この地点では、深さ 50～90 cm で若干砂分が多くなるが、明瞭な砂層としては観察されなかった。

地点 060809-3 (N38°2'1", E140°54'7")

全層準を通して、黒～黒灰色の泥層からなる。深さ 65 cm, 70 cm, 90～92 cm, 98～99 cm, 102～105 cm, 117～120 cm, 123～125 cm, 134～136 cm には細かい葉理の発達した石英質の砂層が観察された。深さ 179～182 cm, 190～193 cm にも石英を多く含んだ砂層が分布するが、その大部分は乱されており明瞭な堆積構造を観察することができなかった。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 157～160 cm (泥) : 860±40 yBP, 深さ 174～177 cm (泥) : 440±40 yBP (第 2 表)。

地点 060809-4 (N38°2'2", E140°54'2")

全層準を通して、黒色の泥層からなる。深さ 62 cm, 80～87 cm, 96～98 cm, 101～105 cm には石英質の細粒～中粒砂層が見られた。深さ 62 cm, 80～87 cm, 101～105 cm の砂層における下位の地層境界は明瞭である。深さ 80～87 cm の砂層の基底には貝殻片が見られた。深さ 35 cm には葉, 深さ 40 cm, 48 cm には材化石が見られた。また、深さ 60～72 cm には生痕らしき痕跡が確認された。

地点 060810-1 (N38°2'2", E140°54'4")

全層準を通して、黒色の泥層からなる。深さ 54～59 cm, 63 cm, 65～83 cm, 96～119 cm, 122～127 cm には石英質の細粒～中粒砂層が分布し、これらの砂層の下限は明瞭な地層境界をつくる。深さ 54～59 cm, 65～83 cm の砂層には上方細粒化が認められた。深さ 210 cm 付近では明瞭な葉理をもつ細粒砂層が観察されたが、その下限は確認することができなかった。深さ 90 cm, 150 cm, 190 cm には二枚貝が見られた。

5.5 山元町 (第 9, 10, 11 図)

地点 051109-4 (N37°58'52", E140°53'57")

深さ 0～32 cm は耕作土によって構成される。深さ 32～82 cm は茶褐色の泥質腐植層あるいは未分解質

の腐植層からなり、この腐植層は深さ 53～55 cm の層準に灰白色の火山灰層を含む。また、深さ 35 cm (砂層 Y1, 第 9, 17 図), 63～70 cm (砂層 Y2, 第 9, 17 図) に細粒～中粒砂層を含む。深さ 63～70 cm の砂層は下位の地層境界が明瞭であり、上方細粒化が認められる。深さ 82～160 cm は、細粒～粗粒砂から構成される。この砂層のうち、深さ 130～140 cm には多くの礫が含まれ、また斜交葉理も見られる。深さ約 170 cm には材化石が確認された。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 73～76 cm (種子) : 1280±40 yBP, 深さ 89～91 cm (種子) : 1300±40 yBP (第 2 表)。

地点 051110-3 (N37°58'52", E140°53'24")

深さ 0～46 cm は耕作土によって構成される。深さ 46～130 cm は茶～茶褐色の泥質腐植層あるいは未分解質の腐植層からなる。深さ 130～142 cm には、細粒～中(粗)粒砂層がみられ(砂層 Y2?, 第 9, 17 図), この砂層の下位の地層境界は明瞭である。また、この砂層には級化構造が見られた。砂層の最上部には植物片の密集が確認された。深さ 142 cm より下位では、腐植層と砂層が互層となって観察される。

地点 051109-1 (N37°58'46", E140°52'32")

深さ 0～27 cm は耕作土によって構成される。深さ 27～210 cm は茶褐色の腐植質泥層あるいは黒～茶褐色の腐植層からなる。深さ 68 cm (砂層 Y3, 第 10, 17 図), 130 cm (砂層 Y4, 第 10, 17 図), 150～155 cm (砂層 Y5, 第 10, 17 図), 170 cm (砂層 Y6, 第 10, 17 図), 175～185 cm (砂層 Y7, 第 10, 17 図), 190～200 cm (砂層 Y8, 第 10, 17 図) に細粒～中(粗)粒砂層が見られた。深さ 130 cm, 190～200 cm の砂層の上部は、泥層に覆われている。また、深さ 150～155 cm, 190～200 cm の砂層では級化構造が見られた。深さ 210 cm より下位では徐々に砂分が増していき、深さ 230～260 cm は腐植成分の少ない中粒～粗粒砂となる。この最下部の砂層には明瞭な堆積構造がない。深さ 195 cm より下位ではヨシの根茎が多く見られた。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 58～62 cm (炭化物) : 1900±40 yBP, 深さ 130～134 cm (炭化物) : 2750±40 yBP, 深さ 145～149 cm (炭化物) : 3170±40 yBP, 深さ 155～159 cm (炭化物) : 3590±40 yBP (第 2 表)。

地点 051109-2 (N37°58'46", E140°52'33")

深さ 0～23 cm は耕作土によって構成される。深さ 23～121 cm は茶褐色の腐植質泥層あるいは黒～茶褐色の腐植層からなる。深さ 121～125 cm には細粒砂層が見られ(砂層 Y4, 第 10, 17 図), 下位の地層境界は明瞭である。この砂層の最上部には植物片の密集が確認された。深さ 125～175 cm は黒色の分解質腐植層からなり、この腐植層には深さ 155～160 cm に細粒砂層が挟在し(砂層 Y5, 第 10, 17 図), この砂層における下位の地層境界は明瞭である。深さ

175 cm より下位の層準では、徐々に腐植質成分が減じ、砂質の堆積物となっていく。この砂質の堆積物は深くなるにしたがい粗粒化していく。この砂層は深さ 235 cm まで確認することができたが、砂層中に明瞭な堆積構造は見られなかった。深さ 190～210 cm には多くの根茎が確認された。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 114～116 cm (種子) : 1710±40 yBP, 深さ 119～121 cm (炭化物) : 1880±40 yBP, 深さ 129～131 cm (炭化物) : 2860±40 yBP, 深さ 164～166 cm (炭化物) : 3580±40 yBP (第 2 表)。

地点 051109-3 (N37°58'47", E140°52'49")

深さ 0～75 cm は耕作土によって構成される。深さ 75～110 cm は茶褐色の泥層からなる。深さ 110～230 cm は茶褐色の泥質腐植層あるいは未分解の腐植層が分布し、この腐植層の中には、深さ 152 cm に灰白色火山灰層、深さ 175～200 cm に腐植を多く含む砂層 (砂層 Y2 ?, 第 10, 17 図), 深さ 210～220 cm に無機質泥層が含まれる。深さ 175～200 cm の砂層の上部には、多くの泥質偽礫が観察された。深さ 230～245 cm には中粒～粗粒砂が見られたが、この砂層の下限は確認できなかった。

地点 Suijin-1 (GPS data なし)

深さ 0～175 cm は、茶褐色の分解質あるいは未分解質の腐植層が分布している。この腐植層には、深さ 129 cm (砂層 YS1, 第 11, 17 図), 154～165 cm (砂層 YS2, 第 11, 17 図), 170～172 cm (砂層 YS3, 第 11, 17 図) に極細粒～中粒砂層が挟在する。また、深さ 141 cm には灰白色の火山灰層が見られる。深さ 154～165 cm の砂層には、級化構造が見られる。これらの砂層の粒度変化については、8 節で詳しく述べる。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 122 cm (炭化物) : 520±40 yBP, 深さ 132 cm (果実) : 370±40 yBP, 深さ 148 cm (炭化物) : 1800±40 yBP, 深さ 154 cm (植物片) : 960±40 yBP, 深さ 174 cm (葉) : 1260±40 yBP (第 2 表)。

地点 Suijin-2 (GPS data なし)

深さ 0～129 cm は、茶褐色の分解質あるいは未分解質腐植層が分布している。この腐植層には、深さ 112～120 cm (砂層 YS2, 第 11, 17 図), 125～127 cm (砂層 YS3, 第 11, 17 図) に極細粒～中粒砂が挟在する。また、深さ 104 cm には灰白色の火山灰層が見られる。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 114 cm (種子) : 1420±40 yBP, 深さ 128 cm (種子) : 1450±40 yBP (第 2 表)。

地点 Suijin-3 (GPS data なし)

深さ 0～190 cm は、茶褐色の分解質あるいは未分解質腐植層が分布している。この腐植層には、深さ 155 cm に極細粒が挟在する (砂層 YS1, 第 11, 17 図)。また、深さ 177 cm には灰白色の火山灰層が見られる。

深さ 190～203 cm には級化構造の発達した砂層が見られるが (砂層 YS2, 第 11, 17 図), この砂層の下限を確認することはできなかった。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 148 cm (果実) : 310±40 yBP, 深さ 151 cm (植物片) : 540±40 yBP, 深さ 157 cm (植物片) : 390±40 yBP, 深さ 162 cm (種子) : 580±40 yBP, 深さ 168 cm (種子) : 620±40 yBP, 深さ 174 cm (種子) : 900±40 yBP, 深さ 179 cm (種子) : 880±40 yBP, 深さ 183 cm (炭化物) : 920±40 yBP, 深さ 187 cm (小枝) : 1310±40 yBP, 深さ 193 cm (炭化物) : 1930±40 yBP (第 2 表)。

地点 Suijin-4 (GPS data なし)

深さ 0～90 cm は、茶褐色の分解質腐植層が分布している。この腐植層には、深さ 65～74 cm に泥層および細粒砂層が (砂層 YS1, 第 11, 17 図), 深さ 83 cm 付近には火山灰層が見られる。深さ 90～120 cm は細粒～中粒砂が分布する。深さ 120～128 cm には級化構造を持つ細粒砂層が見られ (深さ 90～128 cm で砂層 YS2, 第 11, 17 図), この砂層には多くの貝殻片が含まれる。深さ 128～135 cm では、泥層とイソシジミ (*Nuttallia olivacea*) の貝殻片を多く含む砂層が互層を形成しているが、その多くは乱されており堆積構造などははっきりしない。

この地点で得られた放射性炭素年代は、以下の通りである。深さ 65 cm (葉および種子) : 480±40 yBP, 深さ 75 cm (種子) : 1140±40 yBP, 深さ 87 cm (葉および種子) : 830±40 yBP, 深さ 140 cm (貝殻片) : 3350±40 yBP, 深さ 145 cm (貝殻片) : 3320±40 yBP (第 2 表)。

地点 Suijin-5 (GPS data なし)

深さ 0～68 cm は、茶～茶褐色の分解質腐植層が見られる。深さ 68～145 cm は、細 (中) 粒砂層、泥層、腐植質層が互層を形成している。砂層には明瞭な平行葉理が見られた。また下位の砂層にはイソシジミ (*Nuttallia olivacea*) の貝殻片が混入する。

地点 Suijin-7 (GPS data なし)

深さ 0～110 cm は暗茶褐色の未分解あるいは分解質の腐植層が見られる。深さ 110 cm より下位には、細粒砂層が分布する。

6. 本研究において観察された火山灰層

本研究において地表付近～地下数十 cm に見られた火山灰層は、本研究の過程において十和田 a 火山灰に対比された。十和田 a 火山灰は 10 世紀頃の東北地方に広域テフラとして降下し、東北地域における後期完新世の時間面として用いられている (町田・新井, 2003)。この火山灰の降下年代に関して、以前は西暦 869 年という説もあった。例えば、多賀城跡、多賀城廃寺跡、陸奥国分寺跡で検出される火山灰土は灰白色火山灰 (KHK) として記載され (白鳥,

1980), 西暦 869 年陸奥国大地震の翌年の整地事業(「日本三代実録」の貞観十二年九月十五日に関する記述より)に使われた盛り土とされてきた。しかしながら、この解釈は遺物の編年と矛盾があり、その後の土壌学的な検討により KHK は盛り土ではなく降下火山灰層とされた(山田・庄子, 1981)。また、「日本三代実録」の文献的解釈の違いから、十和田 a 火山灰の降下年代を西暦 869 年とする説もある(伊藤, 1996)。これら「西暦 869 年説」に対して、平安時代末期に成立した歴史書「扶桑略記(ふそうりゃっき)」の解釈や、年輪年代学的な検討(奈良国立文化財研究所, 1990)が行われており、十和田 a 火山灰は西暦 915 年に降下したとする説が今のところ有力である。

7. 鳥の海および水神沼における珪藻化石群集と推定される古環境

採取した試料のうち、鳥の海(亶理町)および水神沼(山元町)のものについて珪藻化石分析を行った。以下はその結果である。

7.1 鳥の海(亶理町)(第 12 図)

地点 060809-3 から採取された試料に含まれる珪藻化石を観察した結果、全長 2 m の試料全体を通して、淡水生 *Fragilariaceae* 科珪藻種、淡水生 *Pinnularia* 属珪藻種、淡水生種 *Synedra ulna*、汽水生種 *Pseudopodosira kosugii*、汽水-海水生で海草などに付着する種 *Tabularia fasciculata*、汽水-海水生種 *Paralia sulcata*、*Diploneis smithii* などがほぼ同じ比率で優占する混合群集を形成していることが明らかになった。通常これらの珪藻種は、平均潮位からの高度、塩濃度、付着器物などに関係して分帯を形成しており(例えば、Denys, 1994; Kosugi, 1987; Nagumo and Hara, 1990; Hemphill-Haley, 1995; Sawai *et al.*, 2004)、生体群集中にこのような比率で共存することはない。つまりこれらの混合群集は、(1) 淡水生種が生育している場所に汽水-海水生種の遺骸が大量に流入した、あるいは(2) 汽水-海水生種が生育している場所に淡水生種の遺骸が大量に流入したこと、によって形成されたと考えられる。(1)、(2) のどちらにせよ、コア試料の堆積した過去 500 年間は、混合化石群集が形成される環境が継続していたようである。

現在の鳥の海は、阿武隈川および釧川排水路の影響を強く受けている。また、鳥の海と太平洋は、過去 150 年間にわたり繋がっていたことが国土地理院発行の旧版地形図、天保国絵図、陸前国細図、大日本沿海余地全図などの記録から分かっている。これらの歴史記録も、少なくとも過去数百年にわたり混合群集が形成されるような環境が継続していたことを示唆している。

7.2 水神沼(山元町)(第 13 図)

地点 Suijin-1 に含まれる珪藻化石を観察した結果、

9 つの珪藻帯に分けることができた。珪藻帯 1 では、海水浮遊生種 *Chaetoceros* 属珪藻種の休眠孢子、海水浮遊生種 *Thalassionema nitzschooides*、汽水-海水生種 *Diploneis smithii*、*Diploneis suborbicularis* などが優占する。この珪藻群集は、砂層が外洋の影響が強い環境下で堆積したことを表している。珪藻帯 2 では、それまで優占していた海水生種が激減し、淡水浮遊生種 *Aulacoseira italica*、*Aulacoseira crassipunctata* が優占するようになる。これは、外洋に面していた環境が閉鎖し、当時の水神沼が淡水湖となったことを示している。珪藻帯 3 では、それまで優占していた *Aulacoseira italica*、*Aulacoseira crassipunctata* に加えて汽水-海水生種 *Diploneis smithii*、*Rhaphoneis surirella*、海水浮遊生種 *Thalassionema nitzschooides* が優占するようになる。そして、その上位の珪藻帯 4 では、再び淡水浮遊生種 *Aulacoseira italica*、*Aulacoseira crassipunctata* が優占するようになる。この珪藻帯 3 から 4 にかけての群集変化は、一時的に海水の流入が起きたことが原因であることを示している。このような一時的な海水の流入は、分析したコア中に少なくとも 3 回見られた(1 回目: 珪藻帯 2→3→4, 2 回目: 珪藻帯 4→5→6, 3 回目: 珪藻帯 7→8→9)。

8. 仙台平野に見られる砂層の起源

8.1 十和田 a 火山灰層の直下に見られる砂層

前節までに示したように、我々の調査では火山灰層(西暦 915 年)の直下あるいは十数 cm 下に砂層が広く認められた。この砂層の分布は、安部ほか(1990)、Minoura and Nakaya (1991)、菅原ほか(2001)が示した結果と調和的である。本節ではこの砂層の起源について議論する。

砂層に含まれる珪藻化石群集

堤間湿地や湖沼のような静穏な堆積環境に、比較的高いエネルギーを要する砂を堆積させる作用として、洪水、高潮、津波などが考えられる。水神沼における珪藻化石分析の結果、火山灰層直下の砂層中には汽水-海水生珪藻が優占していることが明らかになった。これは、砂が海の作用とともに堆積したことを表しており、砂層が洪水によって運ばれたことを否定している。

歴史記録との対比

1 節で述べた歴史記録と、6 節で述べた火山灰の降下年代を考慮すると、火山灰層の下に見られる砂層は西暦 869 年貞観津波に対応する。この推定は、放射性炭素年代測定値とも調和的である。OxCal によって求められた(4 節「研究方法」参照)火山灰層直下の砂層の年代は、水神沼において 1130~900 cal yBP、山元町の低地において 1170~1030 cal yBP、亶理町の低地において 1650~1000 cal yBP、名取市において 2250~950 cal yBP (いずれも 1 σ) であり(第 3 表)、西暦 869 年(1081 cal yBP)と重複している。

このなかで、名取市と亶理町における年代の幅が大きいのは年代測定値の数が少ない（拘束条件が少ない）ためと考えられるが、火山灰層と砂層の間の堆積物の厚さ（数 mm～10 cm 以内）から判断して、山元町のものと同時代に堆積したものであろう。このように、年代測定値とテフラ層序から判断して、本研究で見られた砂層が貞観津波によって運ばれたとすると矛盾がない。

砂層の粒度変化

我々が採取した堆積物試料のほとんどは、砂層中に明瞭な堆積構造を持たないが、砂層内における粒度の垂直変化は認められることが多い。特に水神沼の堆積物試料に関しては粒度変化が明瞭であり、さらに堆積構造も例外的に観察することができた（第 14, 15 図）。

5 節で述べたように、地点 Suijin-1 における砂層 YS2 は、砂層に覆われる腐植層との境界が急激なもので、上方細粒化が顕著である。この級化構造は砂層内部で繰り返すのが見られる（YS2-1～YS2-7）。また、級化構造の最上部には drape 状に堆積した泥層が見られる（YS2-4 と YS2-5 の間、YS2-6）。

このような粒度変化を見る限り、水神沼で見られる火山灰層直下の砂層は、比較的波長の長い波によって形成されたのかもしれない。つまり、級化構造を持つ部分は押し波（あるいは引き波）における流速のピークとその後の流速の減少を意味しており（YS2-1～YS2-3, YS2-5, YS2-7）、砂層の間に堆積している drape 状の泥質層は波と波の間の長い停滞期（suspension stage during the waves）に堆積したと考えることができる（Fujiwara, 2007; Morton *et al.*, 2007）。2005 年にアメリカ合衆国南部を襲ったハリケーン・カトリーナのような例外を除き、高潮が形成する波の波長は泥を落とすような長い suspension stage を作ることは考えにくいため、水神沼で見られるような粒度変化は津波によって形成されたことを示唆するのである。最近、現世あるいは近世の津波堆積物（2004 年スマトラ地震、1998 年パプアニューギニア地震、1993 年北海道南西沖地震津波など）の堆積構造や粒度変化を明らかにし（Nishimura and Miyaji, 1995; Sato *et al.*, 1995; Shi *et al.*, 1995; Nanayama *et al.*, 2000; Gelfenbaum and Jaffe, 2003; Goff *et al.*, 2004; Tuttle *et al.*, 2004; Fujino *et al.*, 2005; Nanayama and Shigeno, 2006; Choowong, 2007; Paris *et al.*, 2007）、津波堆積物の認定に役立てようとする試みが増えているが（Morton *et al.*, 2007）、これらの成果と本論での仮説は大きな矛盾を生じない。

以上のように、微化石記録、歴史記録、堆積学的な特徴から、水神沼において十和田 a の直下に見られる砂層は津波（西暦 869 年貞観津波）によるものと推定した。この津波堆積物は、仙台市～名取市において現在の海岸線より 3 km ほど内陸まで観察することができる砂層に対比される。

8.2 十和田 a 火山灰層の上に見られる砂層

8.2.1 水神沼の例

我々の調査では、十和田 a 火山灰より上位の地層に、1～2 層の薄い砂層を確認することができた（例えば、地点 051116-2, 051116-3 など）。本節では、火山灰層の上に 1 層の薄い砂層を記録している水神沼の試料に注目し、この砂層の起源を考察する。

放射性炭素から推定される砂層の堆積年代

火山灰層直下の砂層と同様に、OxCal を用いて砂層の年代を推定した。拘束条件として用いたのは、10 件の放射性炭素年代測定値と十和田 a 火山灰の年代（西暦 915 年）である。その結果、490～320 cal yBP (AD1460～AD1630) (1 σ) という値が得られ（第 3 表）、以下に述べる歴史記録の津波や高潮の年代と重複する。

歴史記録にある津波

第 1 節で述べたように、江戸時代には、三陸海岸を襲った津波の記録が少なくとも 5 つあり、これらのうち最大のもは慶長津波（西暦 1611 年）である（都司・上田, 1995）。この慶長津波は、明治三陸津波や 1960 年チリ地震津波より規模が大きく（都司・上田, 1995）、仙台市の海岸部に津波堆積物を残したとされる（Minoura and Nakaya, 1991）。

歴史記録にある高潮・洪水

日本の歴史記録にある高潮を調べた荒川ほか（1961）や亶理町の災害史をまとめた亶理町史編纂委員会（1975）によれば、西暦 1540 年から 19 世紀までに宮城県を襲った高潮・洪水は、記録されているものだけで 6 件ある（天文九年八月十一日（西暦 1540 年 9 月 11 日）、慶安元年七月十三日（西暦 1648 年 8 月 31 日）、元禄十二年八月十五日（西暦 1699 年 9 月 8 日）、寛政二年八月二十日（西暦 1790 年 9 月 28 日）、文化十三年閏八月三日（西暦 1816 年 9 月 24 日）、文政十一年六月三十日（西暦 1828 年 8 月 10 日））。これらの被害状況を詳細に調べてみると、仙台平野の広範囲に砂層を残す可能性があるのは西暦 1648 年の高潮のみである（第 16 図）。この高潮が発生した時期は、慶長津波（西暦 1611 年）、延宝津波（西暦 1677 年）のそれと近く、歴史記録だけで砂層の起源を特定するのは難しそうである。そこで我々は、津波と高潮の浸水域の違いを考察するため、20 世紀に発生した水害の記録を検討してみた。

西暦 1930 年以降に仙台平野を襲った水害のうち、高潮および洪水による記録的な浸水被害をもたらしたのは以下の 5 つである：1947 年カスリーン台風、1948 年アイオン台風、1950 年洪水、1986 年台風 10 号、2002 年台風 6 号（宮城県土木部河川課企画調査班, 2006）。これらの浸水当時の記録を見る限り、水神沼そのものには浸水被害が全く見られない。これは、(1) 水神沼に大きな流入河川がなく増水が起こりにくいこと、(2) 湖盆の位置が高い浜堤列の収斂した陸側にあり高潮や洪水の影響を受けにくいこ

と、が主な理由と考えられる。最も海側の浜堤を浚渫した貞山運河の建設開始時期（遅くとも西暦 1601 年）と地形的な対比から判断して、水神沼は過去 400 年間を通して現在のような閉鎖環境を維持していたと考えられる。このことから我々は、水神沼は、近年の水害から逃れたように西暦 1648 年の高潮水害からも免れたのではないかと推定した。

以上のように、(1) 放射性炭素年代測定値から推定される砂層の堆積年代、(2) 歴史記録との対比、(3) 高潮の被害を受けにくい水神沼の地形的な特徴、から判断して、水神沼における十和田 a 火山灰より上位の砂層を、西暦 1611 年慶長津波によるものと結論付けた。

8.2.2 亘理町周辺において見られる 2 つの砂層

亘理町や岩沼市では、十和田 a 火山灰より上位の地層に、2 層の薄い砂層が観察された。このうちの 1 層は、歴史記録にある浸水状況などから判断して、水神沼と同様に西暦 1611 年慶長津波によるものと考えるのが妥当だろう。残りの 1 層については、(1) 歴史記録にある慶長津波以外の津波、(2) 歴史記録にある高潮や洪水、(3) 歴史記録に残されなかった津波、(4) 歴史記録に残されなかった高潮や洪水、などの可能性が考えられるが、本研究による資料だけではこの砂層の起源について述べることはできない。なぜなら、第一に、本研究の過程では、水神沼を除いて十和田 a 火山灰より上位の地層から放射性炭素年代測定値が得られていないため、歴史記録との対比ができないからである。また第二に、慶長津波の堆積物を含め、上位にある砂層は、非常に薄いために堆積構造や粒度変化を詳細に追うことができず、その堆積過程から起源を考察するのが難しいからである。さらに最後に、耕作のために最近の堆積物が失われているためなのか、実際の浸水域が小さかったためなのか分からないが、これらの砂層の分布域は現在の海岸線より 500 m ほど内陸までと限られおり、高潮堆積物と津波堆積物を区別する方法として有効とされるイベント堆積物の平面的な広がり (Morton *et al.*, 2007) を追うことができないからである。

本研究では、堆積構造や分布範囲からこの砂層の起源について議論することができないが、その堆積年代については他地域との比較によって推定ができるかもしれない。石巻平野において津波堆積物の調査を行った宍倉ほか (2007: 本号収録) は、石巻平野の西部における最近の地層から 2 枚の薄い砂層を検出しており、それらのうち下位の砂層の上下の地層から 740~510 cal yBP (AD1210~AD1410) という年代値を報告している。この砂層と本研究のものが対応するのならば、砂層の起源は「歴史記録に残されなかった津波」あるいは「歴史記録に残されなかった高潮・洪水」と考えることができるかもしれない。

8.2.3 鳥の海の堆積物に見られる多くの砂層

放射性炭素年代測定値から判断して、鳥の海で採取された湖底堆積物は十和田 a 火山灰以後のものと推定される (第 2 表)。水神沼では十和田 a 以降の堆積物に 1 件のイベントしか記録されていなかったが、鳥の海には多くのイベント砂層が記録されている。これは、珪藻化石から推定されたように、常に河川と海の影響を受けていたことが大きい。つまり、歴史記録にある高潮・洪水・津波のいずれも堆積物として記録を残し得るということである。今のところ、歴史や近年の記録にあるイベント (高潮・洪水・津波) のどれが鳥の海に砂層を残したのかは不明である。

8.3 貞観津波以前に堆積した砂層とその再来間隔

本研究の結果、貞観津波による堆積物より下に、少なくとも 3 層の砂質堆積物が広域に見られることが分かった (第 17B 図)。これらの砂層の粒度変化や、海側から陸側にむけての連続的な分布から判断して、貞観以前の津波によるものである可能性が高い。本研究では、水神沼における貞観津波や慶長津波の時と同様に、OxCal を用いて名取市、亘理町 (低地)、山元町 (低地) における砂層の堆積年代を推定した (第 17A 図, 第 3 表)。第 17A 図に示したように、亘理町 (低地) において得られた年代測定値は少ないため、各砂層の詳しい年代を推定するにいたらなかった。また、名取市において得られたイベント年代 N2, N3 は、山元町のイベント Y4 と重複しており、対比がうまくいっていない (第 17A 図)。このような各地域間の対比における問題点は残されてはいるが、本論では、同一地域内で比較的多くの年代値が得られている山元町において、貞観以前におけるイベント砂層の再来間隔を考察してみた (第 17A 図, 第 3 表)。まず、10 件の年代測定値と火山灰の降下年代を拘束条件として砂層の堆積年代を計算すると、それぞれの砂層は 1170~1030 cal yBP (Y2: 貞観津波), 1770~1630 cal yBP (Y3), 2850~1850 cal yBP (Y4), 3800~3440 cal yBP (Y5) (いずれも 1σ) という値を示した (第 3 表)。さらに、推定された堆積年代の中央値を求めると、それぞれ 1100 cal yBP (この砂層は、貞観津波によるものと推定されるため、再来間隔を求める際のイベント年代は 1081 cal yBP とした), 1700 cal yBP, 2350 cal yBP, 3620 cal yBP である。この中央値を基に再来間隔を計算すると、およそ 600~1300 年となる。貞観以前の津波堆積物に関する報告は Minoura and Nakaya (1991) があるが、それによれば津波堆積物を残すような津波の発生間隔はおよそ 800 年であり、本研究が示した 600~1300 年の範囲内である。

8.4 津波・高潮・洪水以外の可能性

水神沼においては、十和田 a 火山灰直下の砂層 (YS2) のさらに下に、薄い砂層 (YS3) が確認され

た(第14図)。この砂層は、基底砂層の上限から非常に近い層準にあることから、水神沼が閉鎖した直後に堆積したものであることが推定される。海岸線から極めて近い位置にある閉鎖性湖沼では、津波・高潮・洪水だけでなく高波によっても砂層が形成される可能性がある。例えば、高波によって低い汀段の一部が崩壊し、その崩壊した砂が湖盆に流入して薄い砂層を形成したという可能性も否定できない。本研究ではこのような場合も考慮し、水神沼においてのみ見られた薄い砂層(Y53)を津波堆積物とはしなかった。

9. まとめ

ジオスライサーを用いて宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)において地下2~3mの連続堆積物試料を採取した。採取した試料を検討した結果、以下のような結論を得た。

1. 仙台平野の地表付近~地下数十cmに見られる火山灰層は、十和田a(西暦915年)である。
2. 十和田a火山灰の直下に見られる砂層は、西暦869年貞観津波によるものである。
3. 十和田a火山灰の上に見られる砂層のうち、1つは西暦1611年慶長津波によるものである可能性が高い。
4. 貞観津波による堆積物より下に、少なくとも3層の津波堆積物が分布し、放射性炭素年代測定値によればその再来間隔はおおよそ600~1300年である。

謝辞 本論は、文部科学省「宮城県沖地震重点調査観測」の一環として行った成果の一部である。本研究で使用したジオスライサーおよび地層抜き取り調査法は、特許(特許第2934641号,特許権者:中田 高,核燃料サイクル開発機構,復建調査設計株式会社)として登録されている。本原稿の一部には、「地質ニュース」に掲載した文章を改変して使用した(澤井ほか(2006)地質ニュース,624,36-41)。また、名取市・岩沼市から採取された試料に関する記載および写真は、復建調査設計株式会社による「仙台平野中部津波堆積物調査報告書(公文書ファイル番号21200-2005-0016)」を改変して掲載した。名取市および岩沼市の調査の際には、復建調査設計株式会社の市原季彦博士にお世話になった。現地調査の際には、仙台市消防局,名取市役所,亘理町役場,亘理町漁業組合,山元町役場の諸氏にお世話になった。地権者の方々には調査の趣旨を理解いただき、調査を快く許可して頂いた。株式会社シーマスの山木滋氏には、歴史津波の浸水域などについて助言をいただいた。藤野滋弘博士には、本原稿の査読をしていただいた。ここに記して感謝の意を表します。水神沼の調査結果については、現在学術雑誌に投稿

しているため、論文受理後には雑誌論文のほうを引用していただきたい(2007年7月現在)。

文 献

- 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章(1990)仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定。地震2輯,43,513-525。
- 荒川秀俊・石田祐一・伊藤忠士(1961)日本高潮資料。吉川弘文館。272p。
- Biasi, G. P. and Weldon II, R. J. (1994) Quantitative refinement of calibrated C-14 distributions. *Quaternary Research*, 41, 1-18.
- Biasi, G. P., Weldon II, R. J., Fumal, T. E. and Seitz, G. G. (2002) Paleoseismic event dating and the conditional probability of large earthquakes on the Southern San Andreas Fault, California. *Bulletin Seismological Society of America*, 92, 2761-2781.
- Choowong, M., Murakoshi, N., Hisada, K., Charusiri, P., Daorerk, V., Chutakositkanon, V., Jankaew, K., Kanjanapayont, P. (2007) Erosion and Deposition by the 2004 Indian Ocean Tsunami in Phuket and Phang-nga Provinces, Thailand. *Journal of Coastal Research*, 23, 5, 1270-1276.
- Denys, L. (1994) Diatom assemblages along a former intertidal gradient: palaeoecological study of a Subboreal clay layer (western coastal plain, Belgian). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28, 85-96.
- Fujino, S., Naruse, H., Fujita, K., Suphawajraksakul, A., Jarupongsakul, T. (2005) Tsunami sedimentation: an example from Indian Ocean Tsunami in southwestern Thailand. *Proceedings of International Symposium on Fluvial and Coastal Disasters (CD-ROM)*.
- Fujiwara, O. (2007) Bedforms and Sedimentary Structures Characterizing the Tsunami Deposits. In Shiki *et al.* (eds.) *Developments in sedimentology, tsunamis-their features and implications*, Elsevier.
- Gelfenbaum, G., Jaffe, B. (2003) Erosion and sedimentation from the 17th July 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1969-1999.
- Goff, J., McFadgen, B. G., Chague-Goff, C. (2004) Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 226, 65-79.
- Hemphill-Haley, E. (1995) Intertidal diatoms from Willapa Bay, Washington: Application to studies of small-scale sea-level changes. *Northwest Science*, 69, 29-45.
- 羽鳥徳太郎(1979)津波の規模階級とエネルギーの関係。東京大学地震研究所彙報,54,531-541。

- 羽鳥徳太郎 (1995) 岩手県沿岸における慶長 (1611) 三陸津波の調査. 歴史地震, 11, 55-66.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004) Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. Radiocarbon, 46, 1059-1086.
- Iida, K. (1958) Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami, and tsunami energy. The Journal of Earth Sciences Nagoya University, 6, 101-112.
- 今村明恒 (1949) 本邦津波年代表. 地震 2 輯, 2, 23-28.
- 伊藤一允 (1996) 貞観十一年「陸奥国地大振動」と十和田火山についてのノート. 弘前大学国史研究, 10, 89-104.
- Kosugi, M. (1987) Limiting factors on the distribution of benthic diatoms in coastal regions –salinity and substratum. Diatom, 3, 21-31.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会. 336p.
- Minoura, K., Nakaya, S. (1991) Trances of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. Journal of Geology, 99, 265-287.
- 宮城県土木部河川課企画調査班 (2006) 宮城県水害記録集. <http://www.pref.miyagi.jp/kasen/bousai1.html>
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B. E. (2007) Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. Sedimentary Geology, 200, 184-207.
- Nagumo, T., Hara, Y. (1990) Species composition and vertical distribution of diatoms occurring in a Japanese mangrove forest. The Japanese Journal of Phycology, 38, 333-343.
- 中田 高・島崎邦彦 (1997) 活断層研究のための地層抜き取り装置 (Geo-slicer). 地学雑誌, 106, 59-69.
- Nanayama, F., Shigeno, K. (2006) Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. Sedimentary Geology, 187, 139-158.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., Ishii, M. (2000) Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-naisei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. Sedimentary Geology, 155, 129-145.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril Trench. Nature, 424, 660-663.
- 奈良国立文化財研究所 (1990) 年輪に歴史を読むー日本における古年輪学の成立. 同朋社出版. 195p.
- Nishimura, Y., Miyaji, N. (1995) Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido eruption, northern Japan. Pure and Applied Geophysics, 144, 719-733.
- Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., Sartohadi, J. (2007) Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). Marine Geology, 238, 93-106.
- Ramsey, B. C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal Program. Radiocarbon, 37, 2, 425-430.
- Ramsey, B. C. (2001) Development of the radiocarbon program OxCal. Radiocarbon, 43, 2A, 355-363.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004) IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1029-1058.
- Sawai, Y. (2001) Episodic emergence in the past 3000 years at the Akkeshi estuary, Hokkaido, northern Japan. Quaternary Research, 56, 231-241.
- Sawai, Y., Horton, B. P., Nagumo, T. (2004) Diatom-based elevation transfer function along the Pacific coast of eastern Hokkaido, northern Japan –an aid in paleoseismic study along the coasts near Kurile subduction zone. Quaternary Science Reviews, 23, 2467-2483.
- Sato, H., Shimamoto, T., Tsutsumi, A., Kawamoto, E. (1995) Onshore tsunami deposits caused by the 1993 southwest Hokkaido and 1983 Japan sea earthquakes. Pure and Applied Geophysics, 144, 693-717.
- Shi, S., Dawson, A. G., Smith, D. E. (1995) Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 tsunami in Flores, Indonesia. Pure and Applied Geophysics, 144, 526-536.
- 白鳥良一 (1980) 多賀城跡出土土器の変遷. 宮城県多賀城遺跡調査研究所研究紀要 VII. 1-35.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than

Tin Aung・石山達也・藤原 治・藤野滋弘 (2007) 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, No. 7, 31-46

菅原大介・箕浦幸治・今村文彦 (2001) 西暦 869 年貞観津波による堆積作用とその数値復元. 津波工学研究報告, 18, 1-10.

高田圭太・中田高・宮城豊彦・原口強・西谷義数 (2002) 沖積層調査のための小型ジオスライサー (Handy Geoslicer) の開発. 地質ニュース, 579, 12-18.

Tanioka, Y., Satake, K. (1996) Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling. Geophysical Research Letters, 23, 1549-1552.

東京大学地震研究所 (1934) 昭和八年三月三日 三陸地方津波に関する論文及報告. 東京大学地震研究所彙報. 別冊, 1, 9-250.

Tuttle, M. P., Ruffman, A., Anderson, T., Jeter, H. (2004) Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern north America: The 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm. Seismological Research Letters, 75, 117-130.

都司嘉宣・上田和枝 (1995) 慶長 16 年 (1611), 延宝 5 年 (1677), 宝暦 12 年 (1763), 寛政 5 年 (1793), および安政 3 年 (1856) の各三陸地震津波の検証. 歴史地震, 11, 75-106.

渡邊偉夫 (1985) 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 206p.

渡邊偉夫 (2000) 869 (貞観 11) 年の地震・津波と推定される津波の波源域. 津波工学研究報告, 17, 27-37.

渡邊偉夫 (2001) 伝承から地震・津波の実態をどこまで解明できるかー貞観十一年 (869 年) の地震・津波を例としてー. 歴史地震, 17, 130-146.

亘理町史編纂委員会 (1975) 亘理町史. 亘理町.

山田一郎・庄子貞雄 (1981) 宮城県に分布する新期の灰白色火山灰層について. 日本土壤科学雑誌, 52, 155-158.

地震調査研究推進本部 (2005) 宮城県沖の地震活動 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2005.htm

(受付: 2007 年 7 月 10 日, 受理: 2007 年 11 月 6 日)

第 1 表. 江戸時代以降, 三陸海岸に被害をもたらした近地津波^①
Table 1. List of local tsunamis affecting Sanriku coast since Edo period.

日本暦	西暦 (グレゴリオ暦)	地震規模 (M)	津波の規模 階級 (m) ^②	備考
慶長十六年十月二十八日	1611 年 12 月 2 日	8.1	3	巨大津波
延宝五年三月十二日	1677 年 4 月 13 日	8	2	三陸北部沖
享保二年四月三日	1717 年 5 月 13 日	7.5	(1)	階上 (気仙沼) 小津波
宝暦十二年十二月十六日	1763 年 1 月 29 日	8	(1)	八戸・函館小津波
宝永十三年一月二十七日	1763 年 3 月 11 日	7・3/4	(0)	八戸流船, 久慈大波
寛政五年一月七日	1793 年 2 月 17 日	8・1/4	2	三陸南部沖
天保六年六月二十五日	1835 年 7 月 20 日	7.4	2	宮城県沖
天保十四年三月二十六日	1843 年 4 月 25 日	8.4	2	根室沖, 八戸網屋流出
安政三年七月二十三日	1856 年 8 月 23 日	8	2	三陸北部沖
文久一年九月十八日	1861 年 10 月 21 日	7.4	1	宮城県沖
明治二十七年	1894 年 3 月 22 日	7.9	2	根室沖
明治二十九年	1896 年 6 月 15 日	6.9	4	明治三陸
明治三十年	1897 年 8 月 5 日	7.7	1	三陸南部浸水被害 56 戸
昭和八年	1933 年 3 月 3 日	8.1	3	昭和三陸
昭和二十七年	1952 年 3 月 4 日	8.2	2	1952 年十勝沖
昭和四十三年	1968 年 5 月 16 日	7.9	2	1968 年十勝沖

① この表は, 都司・上田 (1995) をもとに作成したものである. 地震規模・津波規模は, 渡邊 (1985) にしたがっているが, () の値は都司・上田 (1995) による推定値である.

② 津波の規模を 6 階級に区分した「今村・飯田の津波マグニチュード (m)」(あるいは, 「今村・飯田の津波規模階級」)(今村, 1949; Iida, 1958). 羽鳥 (1979) は, 遠隔地の検潮記録を考慮した津波の規模階級を提唱し (羽鳥の津波規模階級), 断層モデルから得られた津波エネルギーやモーメントマグニチュード (Mw) と比較している.

第2表. 本研究で得られた放射性炭素年代測定値. 測定は全て加速器質量分析計による.
Table 2. Radiocarbon ages. Dating was carried out by acceleration mass spectrometry dating method.

番号	深さ (cm)	地域	地点名	測定物	年代値 (¹⁴ C yBP)	年代値 (cal yBP) ^③	Lab no. ④ (Beta-)
1	22-24	名取市	B-10	Charcoals	1940±40	2000-1810	218292
2	25-28	名取市	B-10	Charcoals	2300±40	2370-2150	218293
3	35-38	名取市	B-10	Charcoals	2280±40	2360-2150	218294
4	57-60	名取市	B-10	Charcoals	2530±40	2750-2470	218295
5	65-69	名取市	B-10	Charcoals	2530±40	2750-2470	218296
6	84-86	亶理町	051116-1	Seeds	2220±40	2340-2140	213618
7	157-160	亶理町	060809-3	Bulk mud	860±40	910-680	221483
8	174-177	亶理町	060809-3	Bulk mud	440±40	550-330	220147
9	58-62	山元町	051109-1	Charcoals	1900±40	1930-1720	213625
10	130-134	山元町	051109-1	Charcoals	2750±40	2950-2760	213626
11	145-149	山元町	051109-1	Charcoals	3170±40	3480-3270	213627
12	155-159	山元町	051109-1	Charcoals	3590±40	4070-3720	213628
13	114-116	山元町	051109-2	Seeds	1710±40	1710-1530	213629
14	119-121	山元町	051109-2	Charcoals	1880±40	1900-1710	213630
15	129-131	山元町	051109-2	Charcoals	2860±40	3140-2860	213631
16	164-166	山元町	051109-2	Charcoals	3580±40	3990-3720	213632
17	73-76	山元町	051109-4	Seeds	1280±40	1300-1080	213633
18	89-91	山元町	051109-4	Seeds	1300±40	1310-1140	213634
19	122	山元町	Suijin-1	Charcoals	520±40	640-500	208546
20	132	山元町	Suijin-1	Fruits of <i>Trapa japonica</i>	370±40	510-310	208547
21	148	山元町	Suijin-1	Charcoals	1800±40	1830-1610	208548
22	154	山元町	Suijin-1	Plant materials	960±40	960-780	208549
23	174	山元町	Suijin-1	Leaves	1260±40	1290-1080	207419
24	114	山元町	Suijin-2	Seeds	1420±40	1390-1280	207420
25	128	山元町	Suijin-2	Seeds	1450±40	1410-1290	207423
26	148	山元町	Suijin-3	Fruits of <i>Trapa japonica</i>	310±40	490-290	208550
27	151	山元町	Suijin-3	Plant materials	540±40	650-500	208551
28	157	山元町	Suijin-3	Plant materials	390±40	520-310	208552
29	162	山元町	Suijin-3	Seeds of <i>Brasenia schreberi</i>	580±40	660-520	208553
30	168	山元町	Suijin-3	Seeds of <i>Carex</i> spp.	620±40	670-540	207644
31	174	山元町	Suijin-3	Seeds	900±40	920-730	208554
32	179	山元町	Suijin-3	Seeds	880±40	920-690	207643
33	183	山元町	Suijin-3	Charcoals	920±40	930-740	208555
34	187	山元町	Suijin-3	Twig	1310±40	1310-1170	208556
35	193	山元町	Suijin-3	Charcoals	1930±40	1990-1740	208557
36	65	山元町	Suijin-4	Leaves and seeds	480±40	630-470	207425
37	75	山元町	Suijin-4	Seeds	1140±40	1180-960	207424
38	87	山元町	Suijin-4	Leaves and seeds	830±40	900-670	208558
39	140	山元町	Suijin-4	Shell fragment of <i>Nuttallia olivacea</i>	3350±40	3340-3070	207426
40	145	山元町	Suijin-4	Shell fragment of <i>Nuttallia olivacea</i>	3320±40	3320-3040	207427

③ OxCal 3.10 (Ramsey, 1995, 2001) を用いて行った暦年補正值 (Two standard deviations). 補正のためのデータセットは, Reimer *et al.* (2004) および Hughen *et al.* (2004) を使用した.

④ 網掛け年代は OxCal による補正に用いたもの (第 17 図).

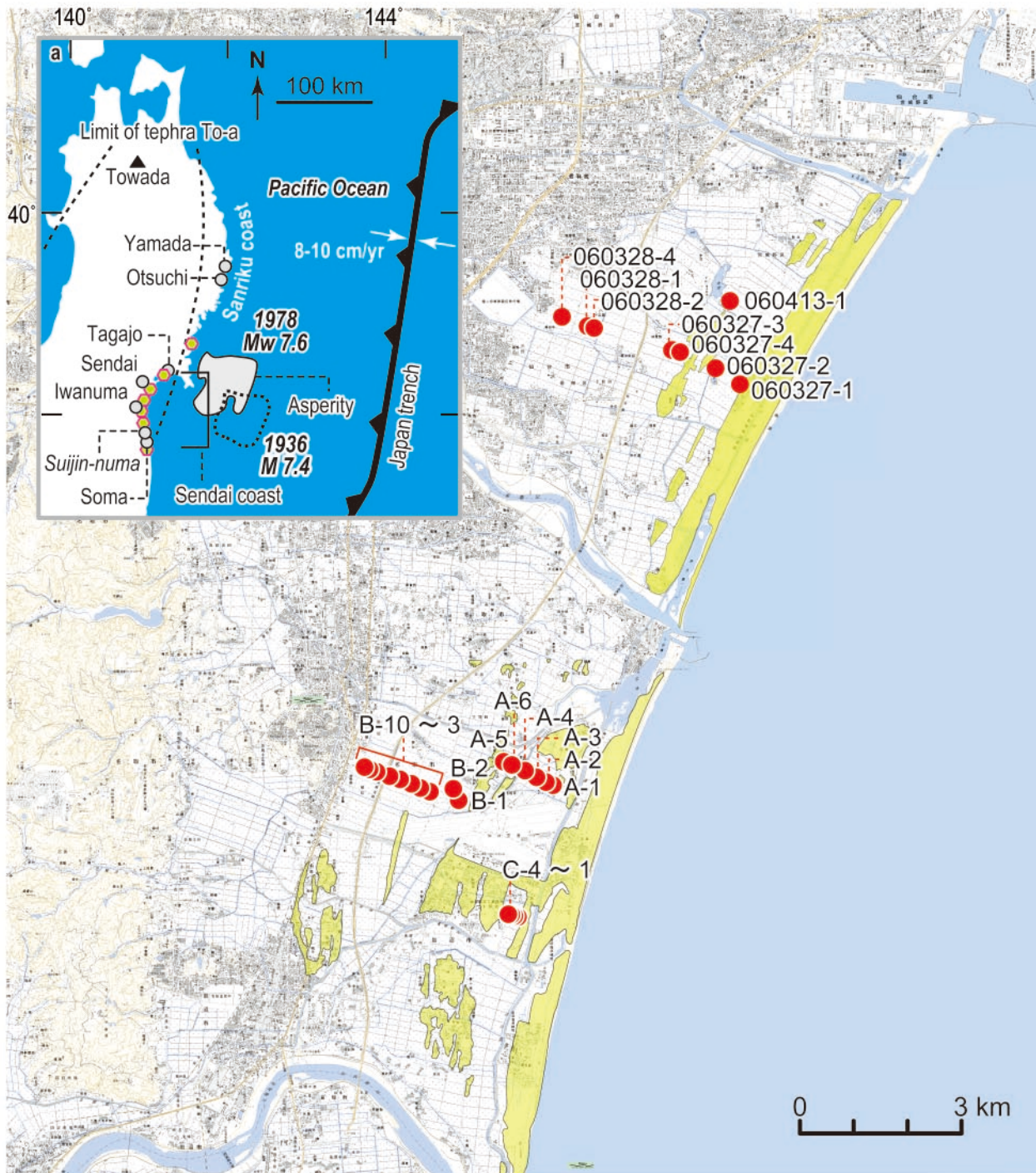
第3表. 放射性炭素年代測定によって推定されたイベント砂層の年代. 年代の推定には OxCal 3.10 (Ramsey, 1995, 2001) を用いた.

Table 3. Ages of sand sheets based on radiocarbon ages. Calculation of the ages used the computer program OxCal 3.10 (Ramsey, 1995, 2001)

地域	砂層名	イベント年代 ^⑤ (cal yBP)	イベント年代 ^⑥ (cal yBP)
水神沼	YS1	490-320	500-300
	YS2	1130-900	1230-860
	YS3	1330-1220	1370-1130
山元町 (低地)	Y2	1170-1030	1230-1030
	Y3	1770-1630	1810-1610
	Y4	2850-1850	2850-1800
	Y5	3800-3440	3880-3380
	W3	1650-1000	2000-1000
亶理町 (低地)	W4	2250-1600	2350-1150
	N1	2250-950	2250-950
名取市	N2	2330-2225	2350-2180
	N3	2670-2520	2730-2450

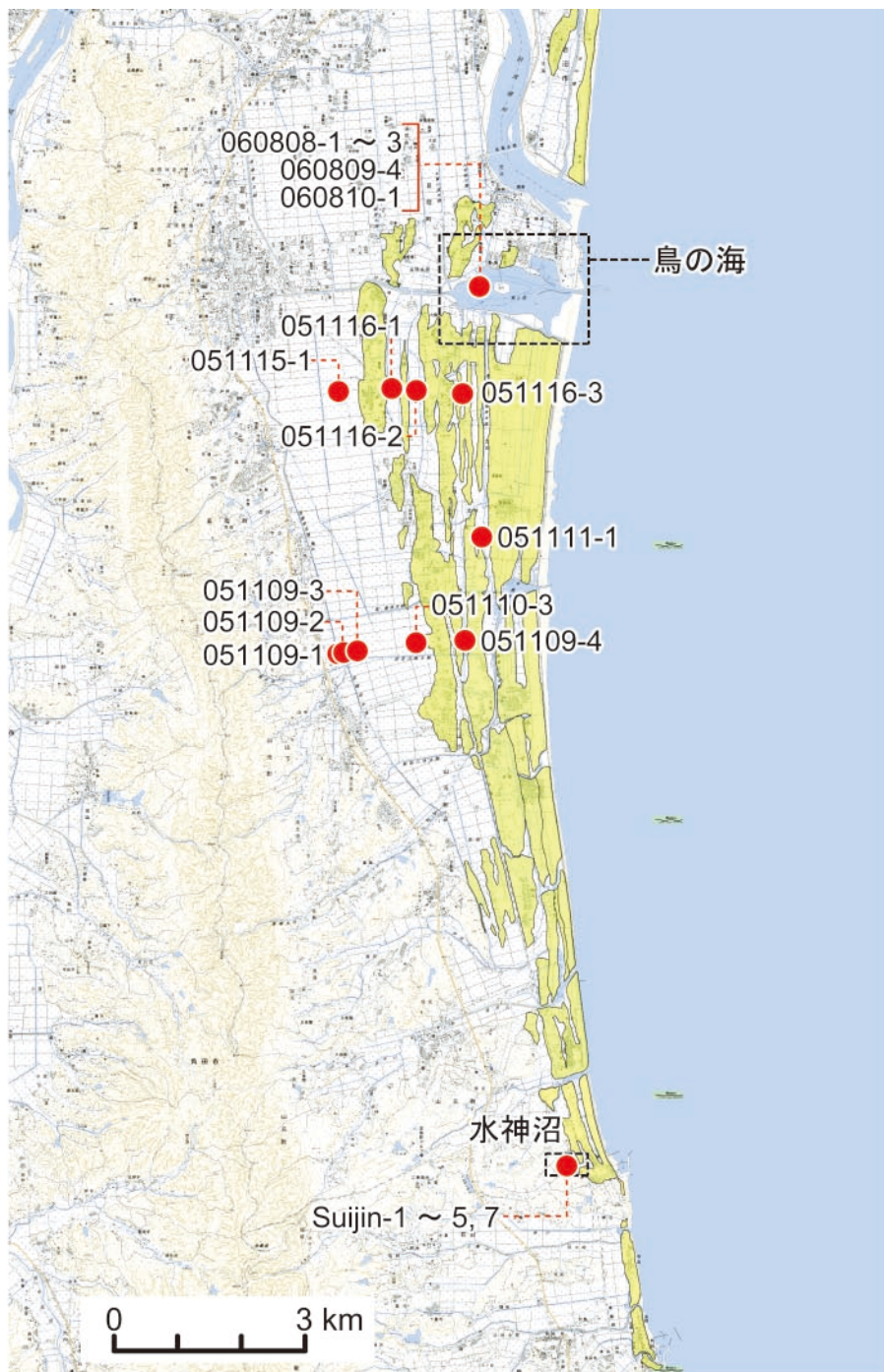
⑤ OxCal によって得られたイベント年代 (1 σ). 網掛けの値は, 再来間隔を計算した際に使用したもの.

⑥ OxCal によって得られたイベント年代 (2 σ).



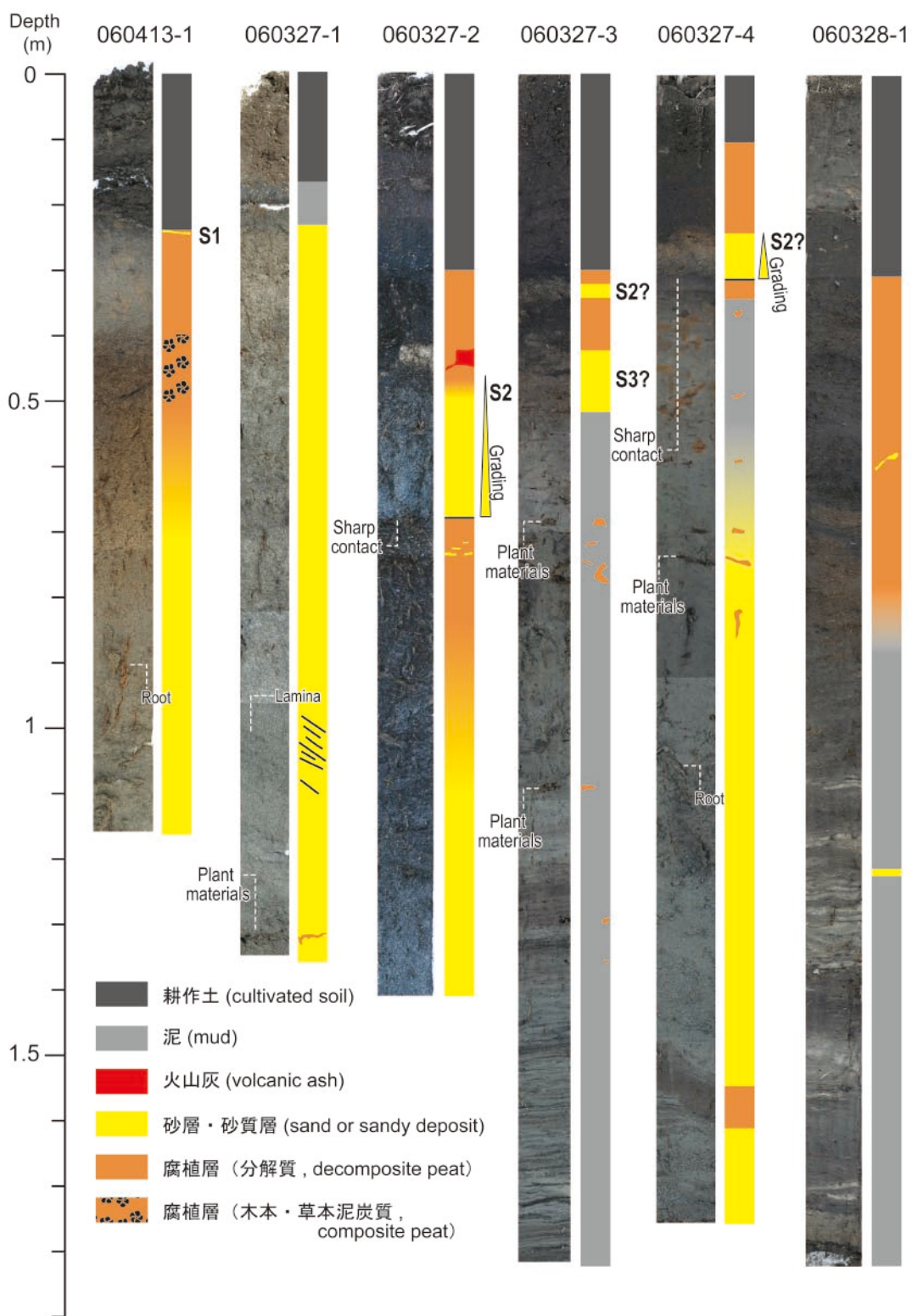
第1図. 調査地点図 (1). a (左上図) 中の六角形は貞観津波の伝承が残る地域 (渡邊, 2001). 国土地理院発行 1/25000 地形図「塩竈」「仙台東北部」「仙台西北部」「仙台西南部」「仙台東南部」「岩沼」「仙台空港」を使用.

Fig.1. Location map (1). Green hexagons along the coast (in a) are sites with oral or written records of the 896 Jogan tsunami (Watanabe, 2001). Modified from 1/25000-scale map of Geographical Survey Institute of Japan, [Shiogama], [Sendai Touhokubu], [Sendai Seihokubu], [Sendai Seinanbu], [Sendai Tounanbu], [Iwanuma], [Sendai Kuukou].

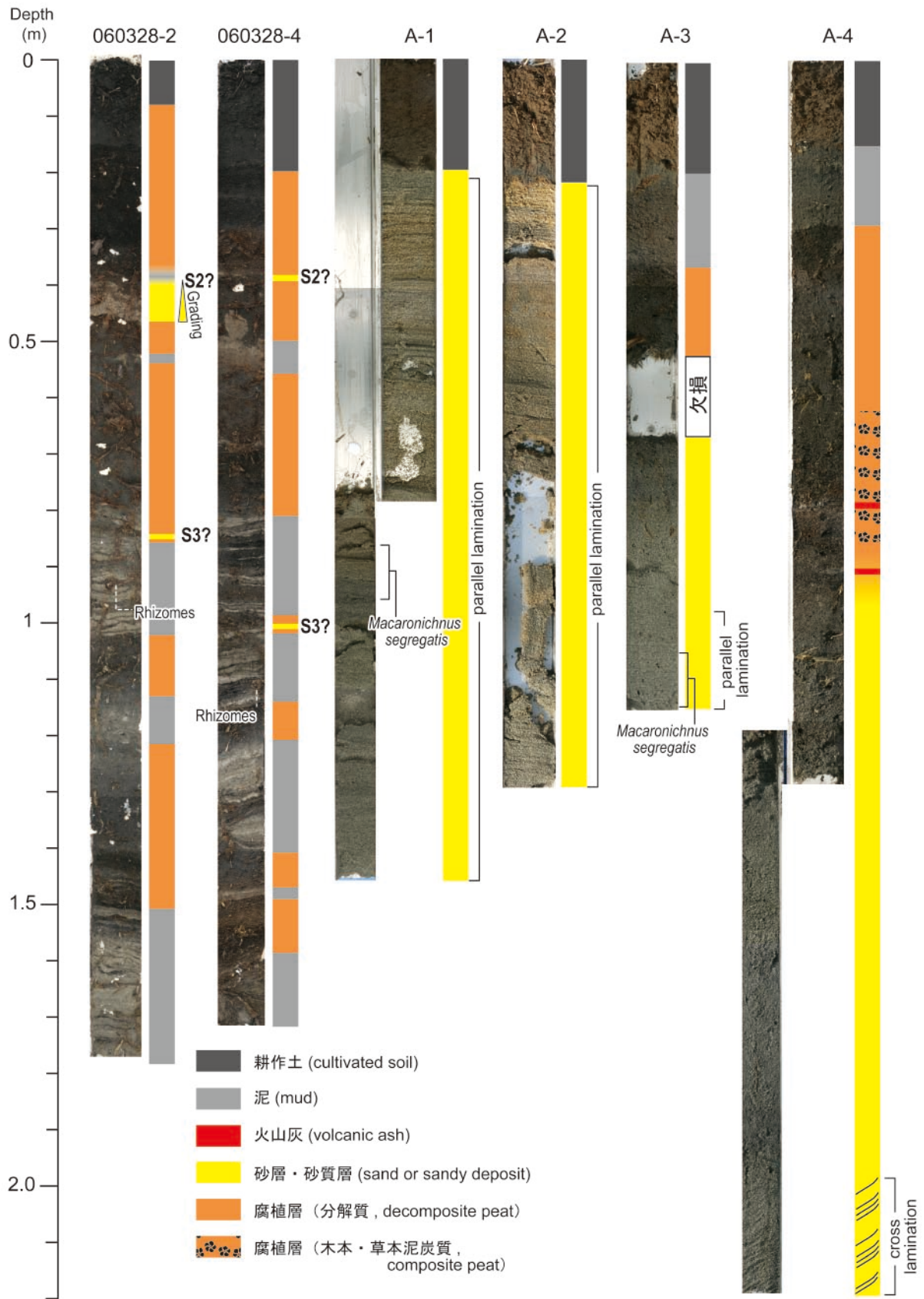


第2図. 調査地点図(2). 国土地理院発行 1/25000 地形図「亙理」「角田」「丸森」「荒浜」「山下」「新地」を使用.

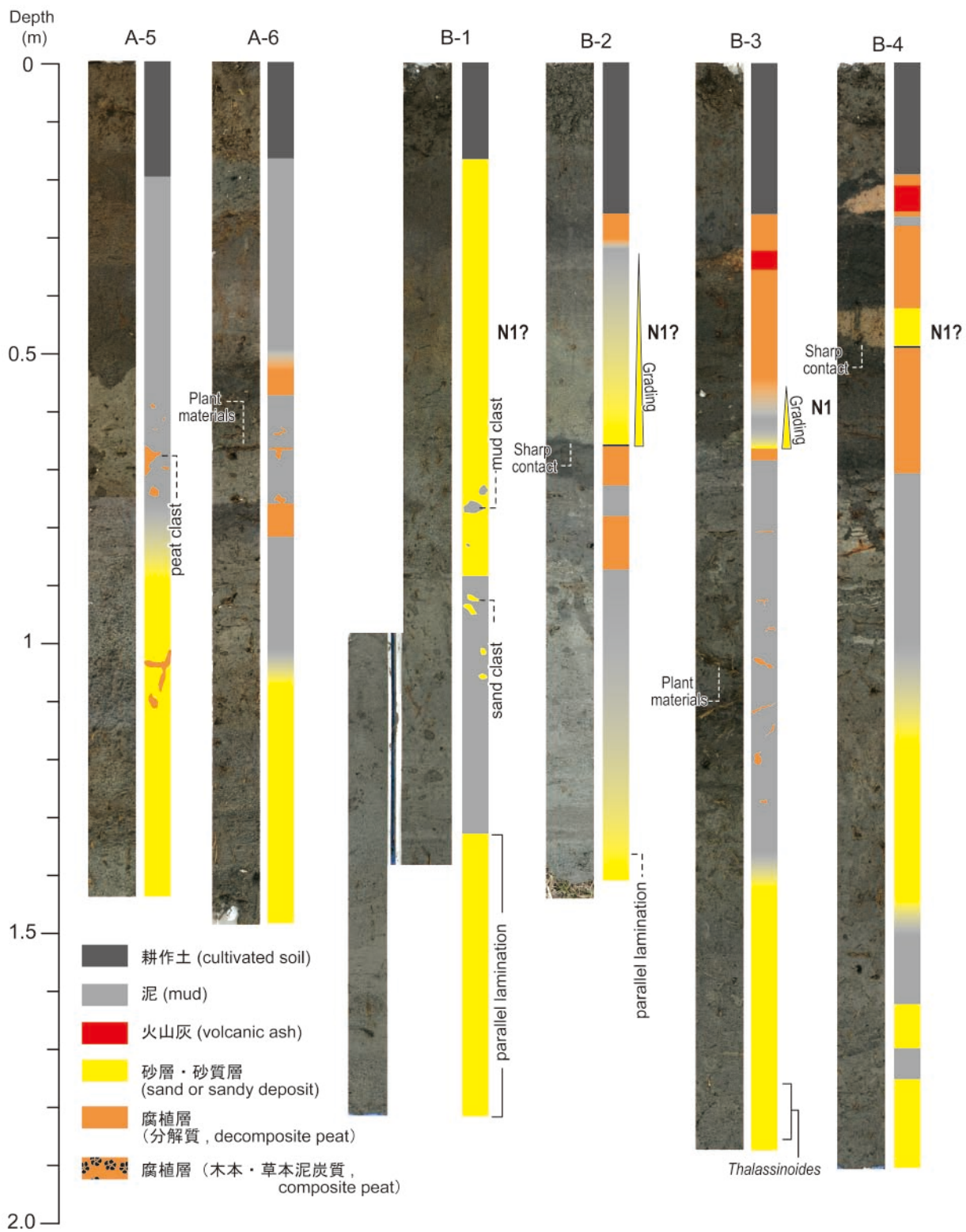
Fig.2. Location map (2). Modified from 1/25000-scale map of Geographical Survey Institute of Japan, [Watari], [Kakuta], [Marumori], [Arahama], [Yamashita], [Shinchi].



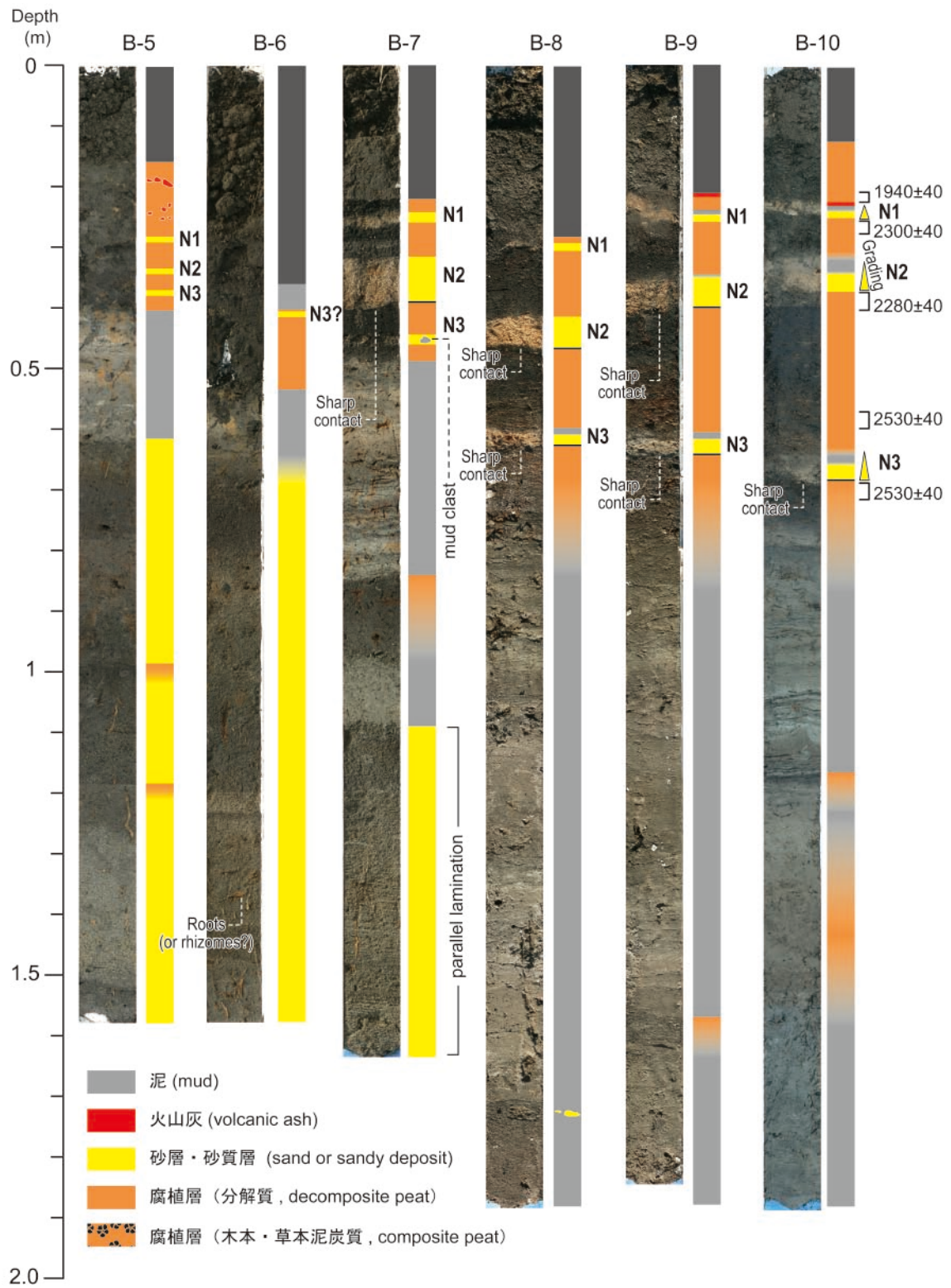
第3図. 仙台市で採取された堆積物試料.
Fig. 3. Samples from Sendai City.



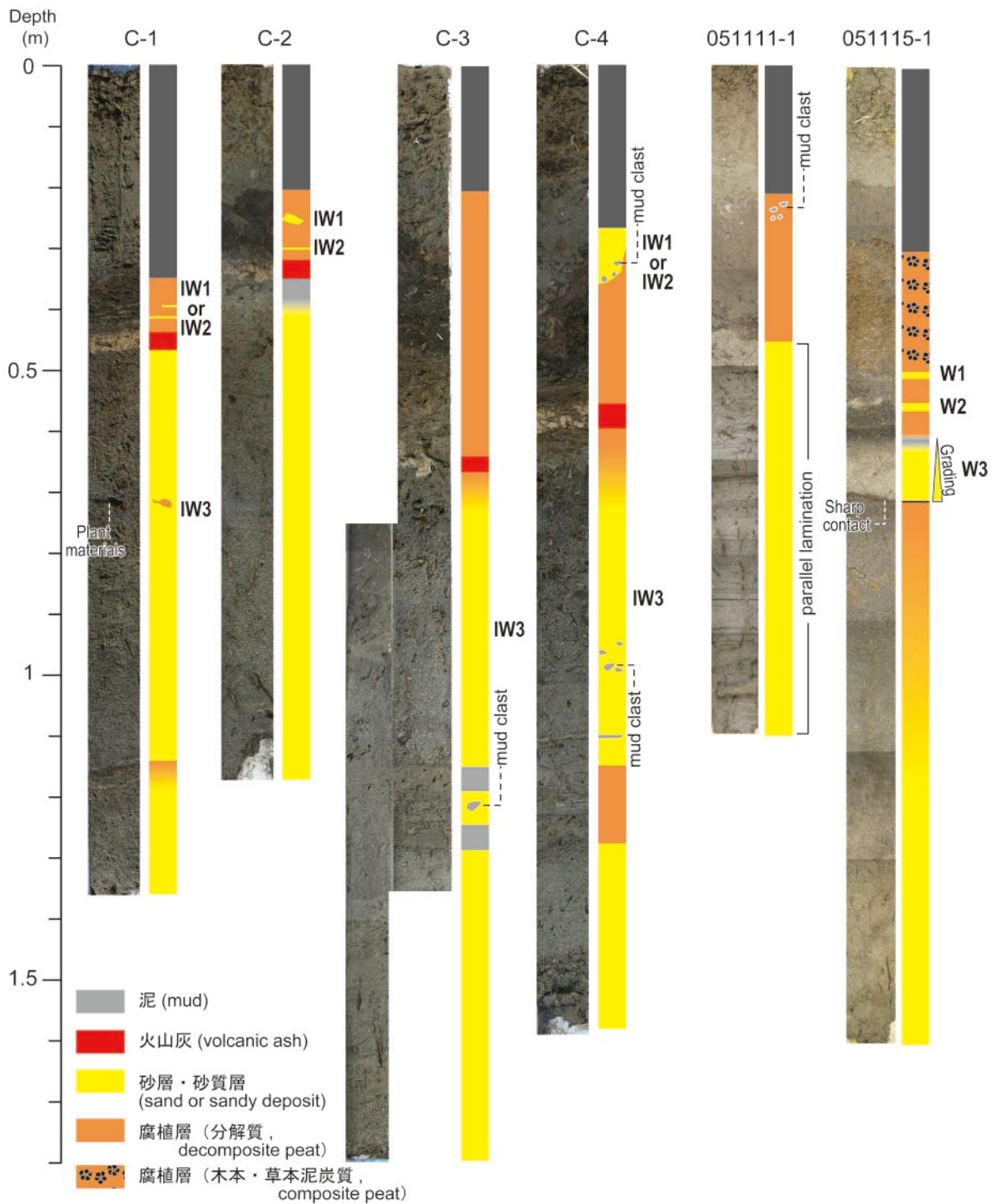
第4図. 仙台市・名取市で採取された堆積物試料.
Fig. 4. Samples from Sendai and Natori Cities.



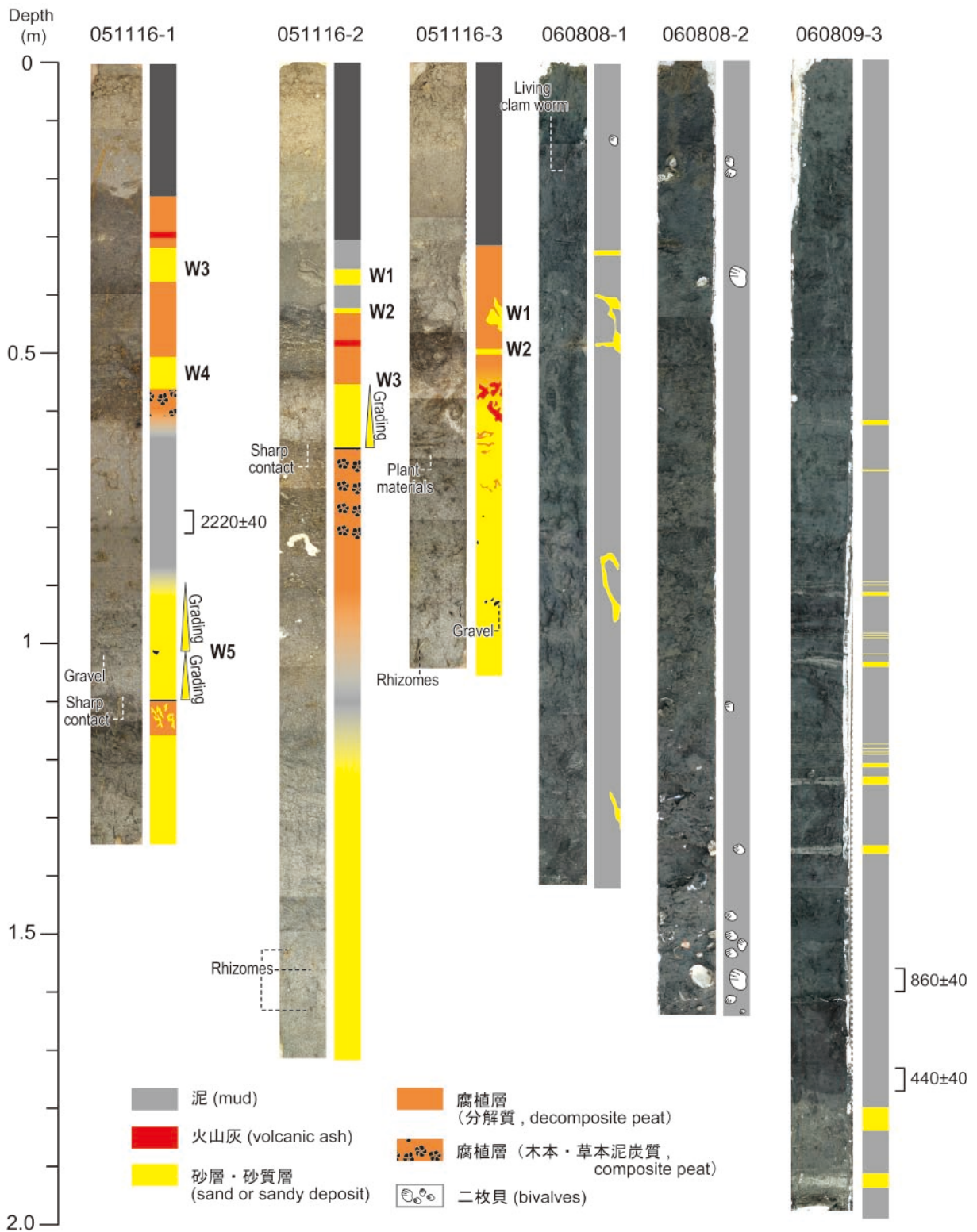
第5図. 名取市で採取された堆積物試料.
Fig. 5. Samples from Natori City.



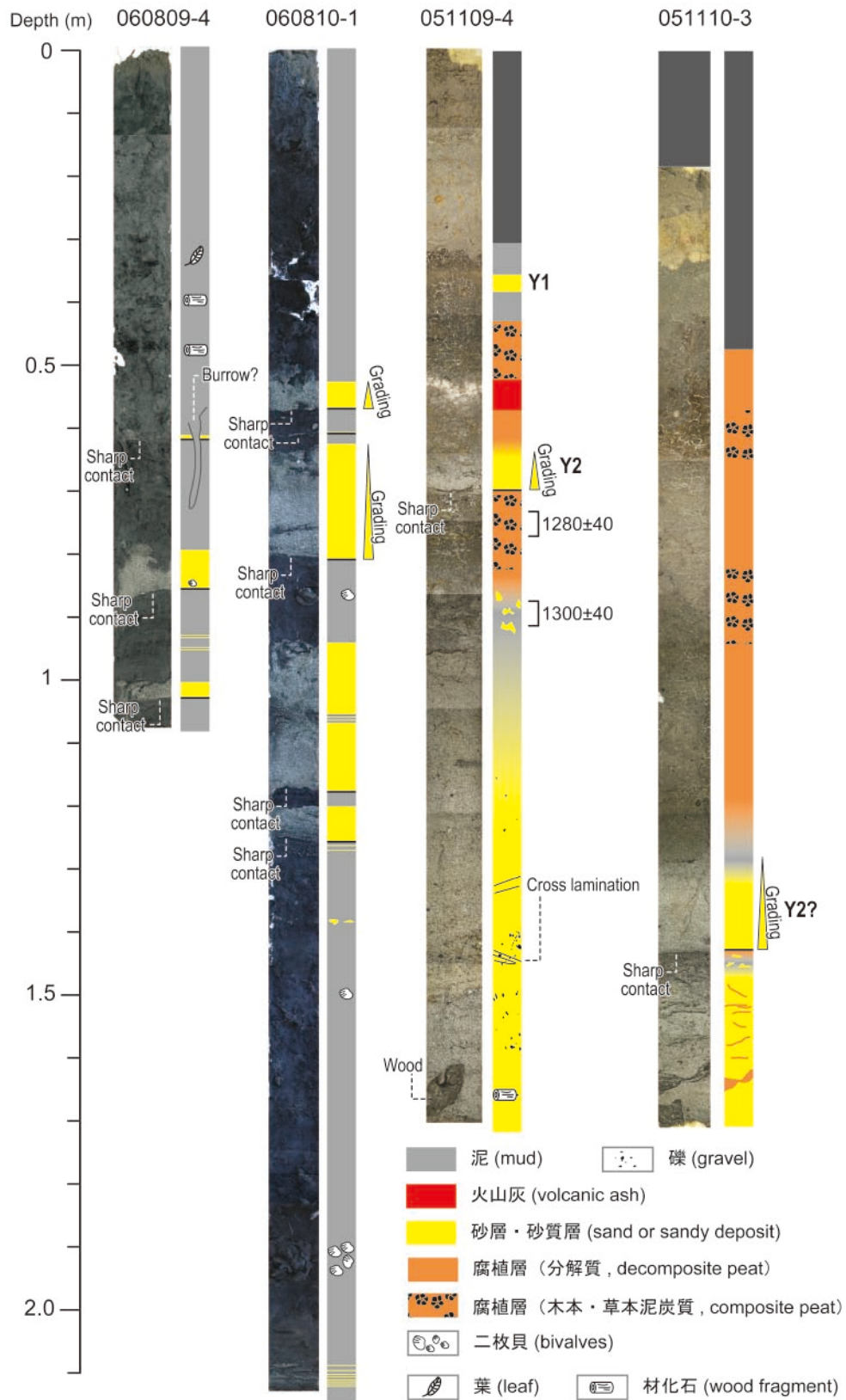
第 6 図. 名取市で採取された堆積物試料.
Fig. 6. Samples from Natori City.



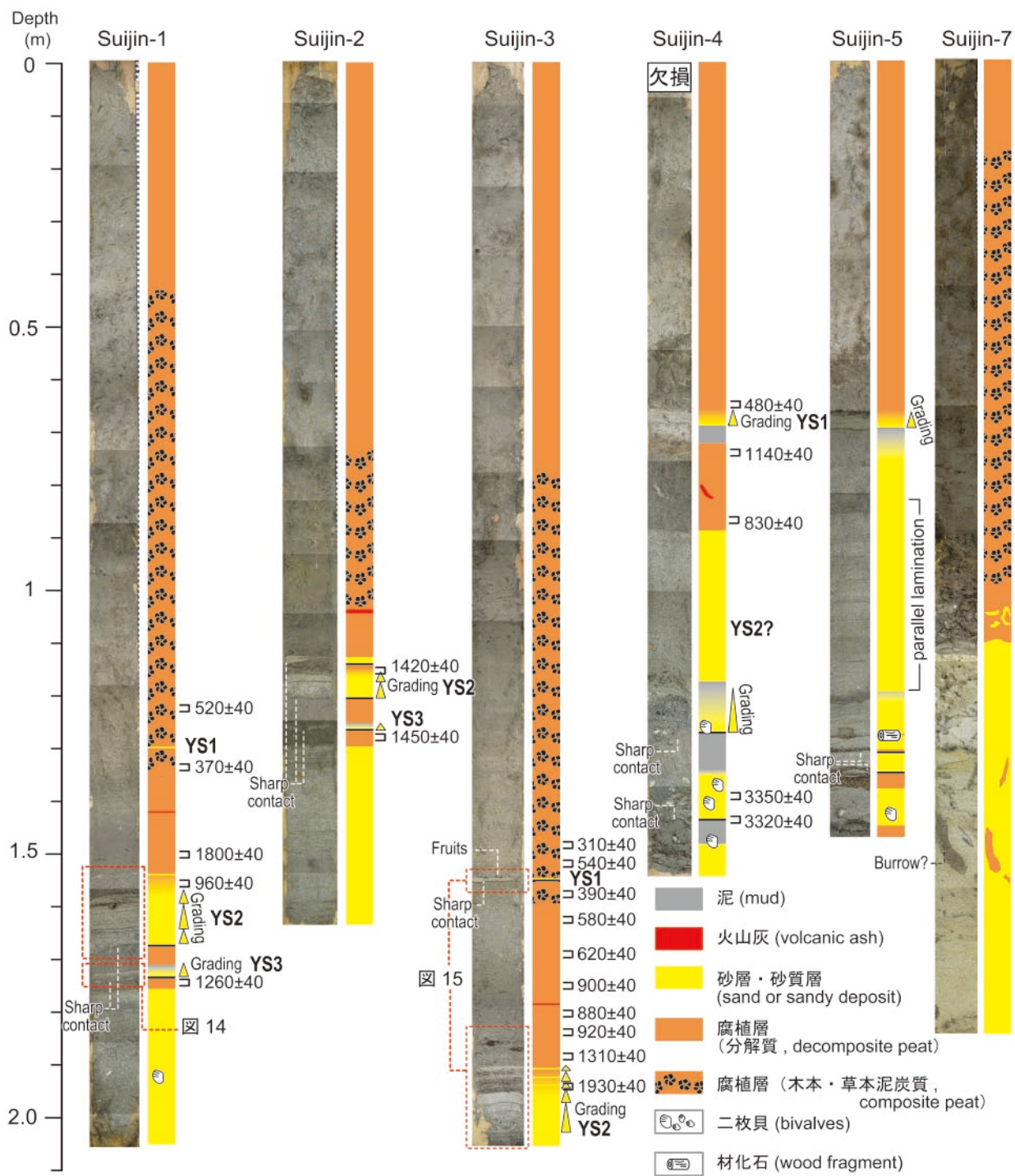
第7図. 岩沼市・亶理町で採取された堆積物試料.
Fig. 7. Samples from Iwanuma City and Watari Town.



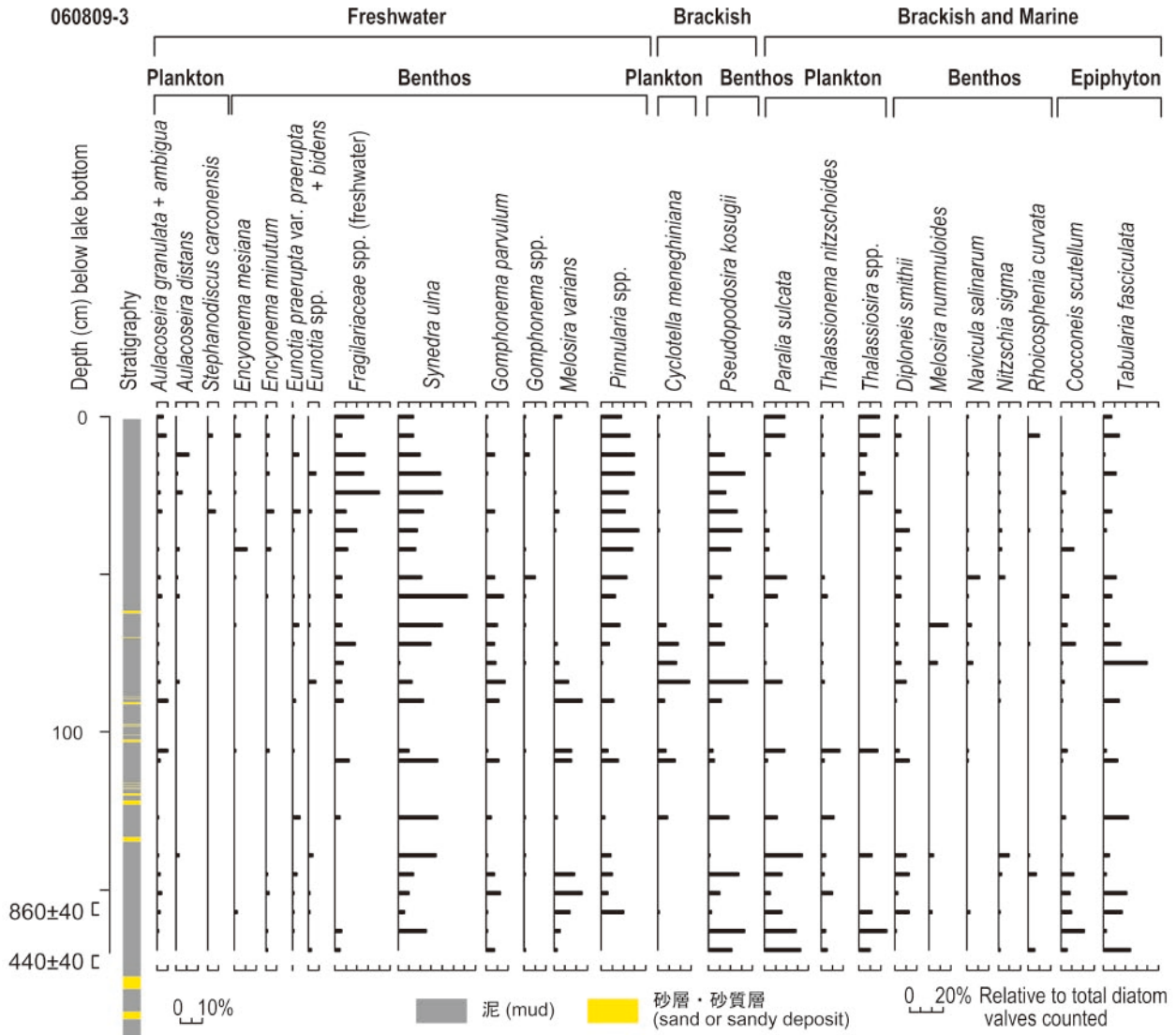
第 8 図. 亘理町で採取された堆積物試料.
Fig. 8. Samples from Watari Town.



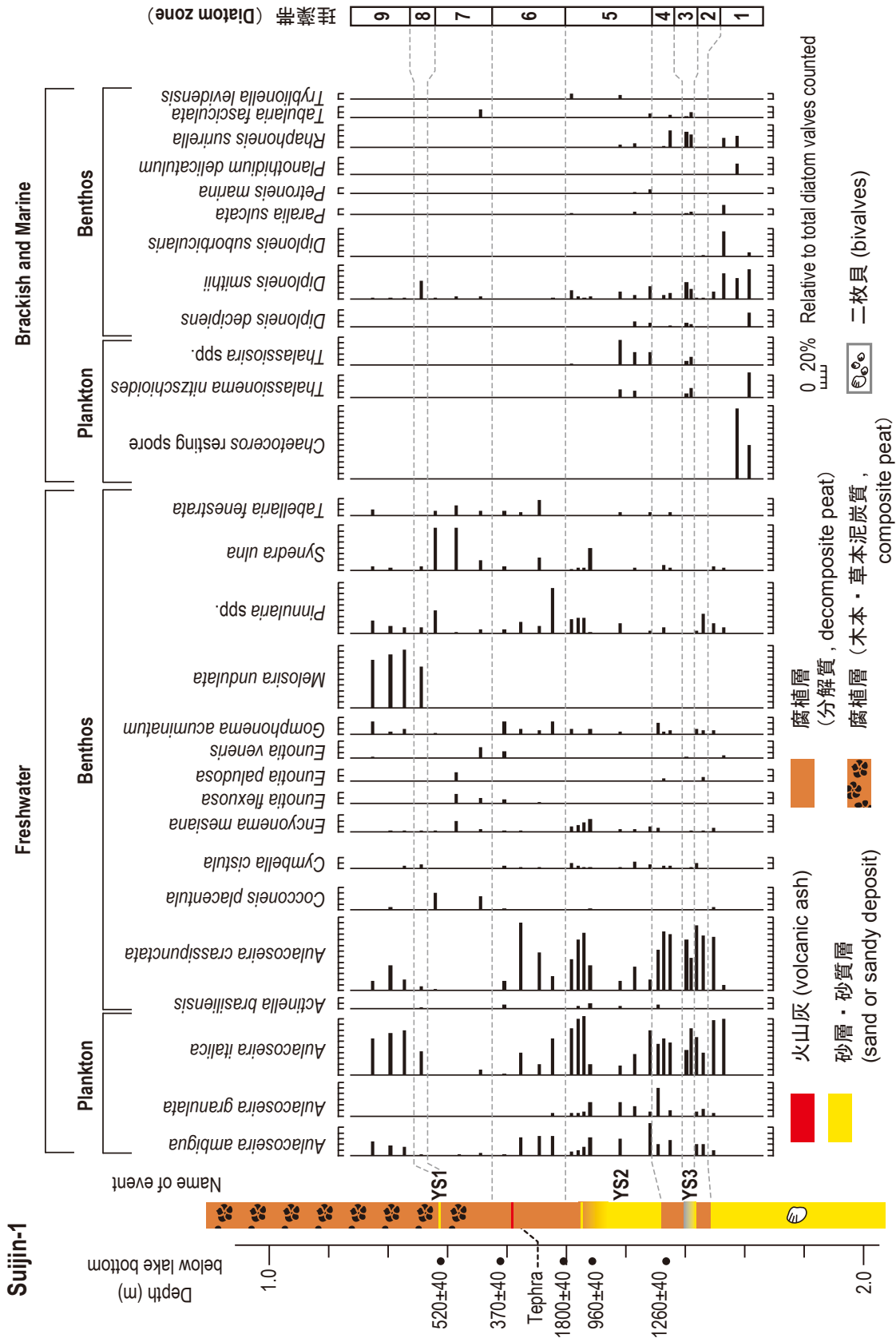
第9図. 亶理町・山元町で採取された堆積物試料.
Fig. 9. Samples from Watari and Yamamoto Towns.



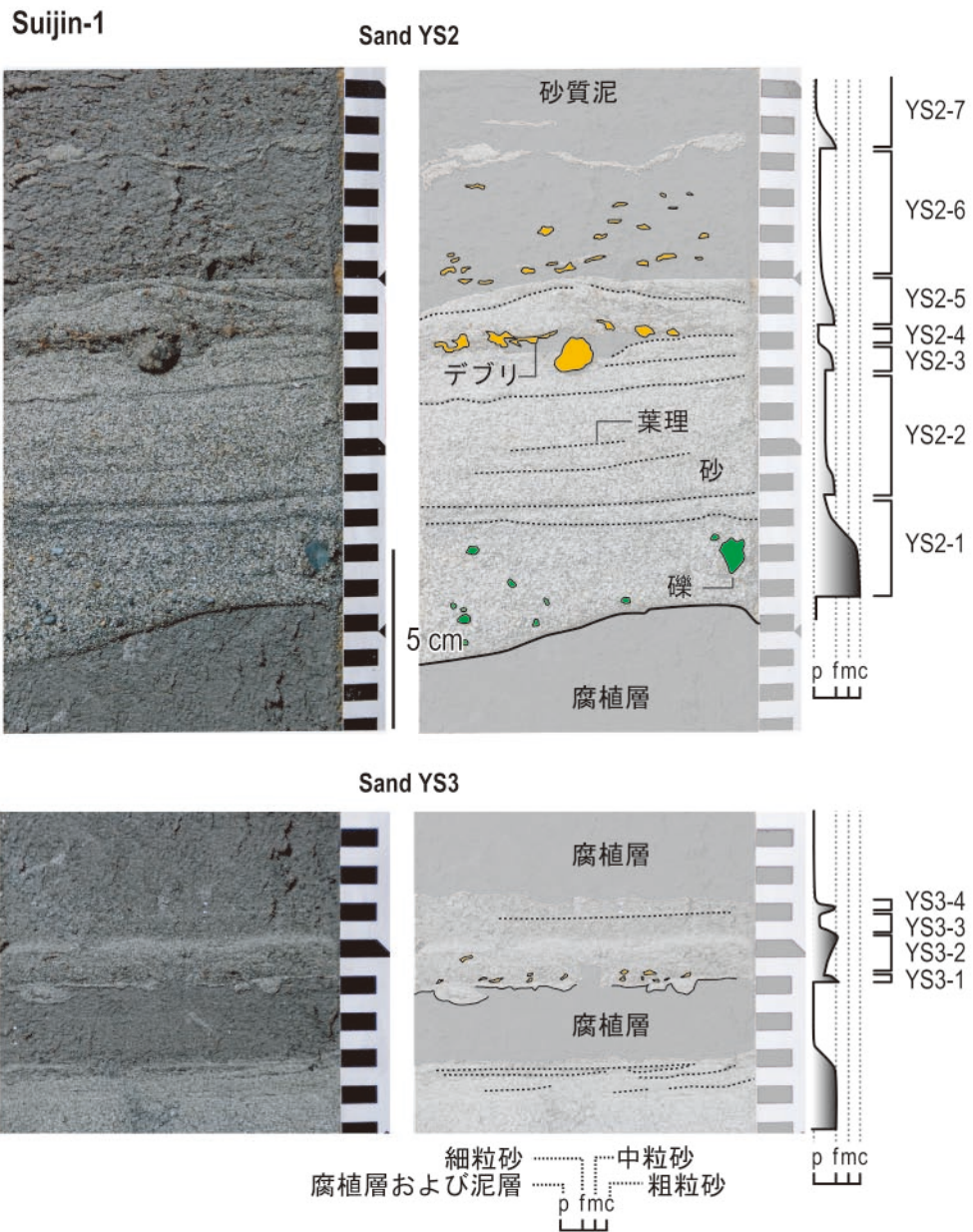
第 11 図. 山元町で採取された堆積物試料.
Fig. 11. Samples from Yamamoto Town.



第 12 図. 地点 060809-3 (巨理町・鳥の海) における珪藻化石群集の変化.
 Fig. 12. Changes in fossil diatom assemblages at location 060809-3 (Torinoumi, Watari).

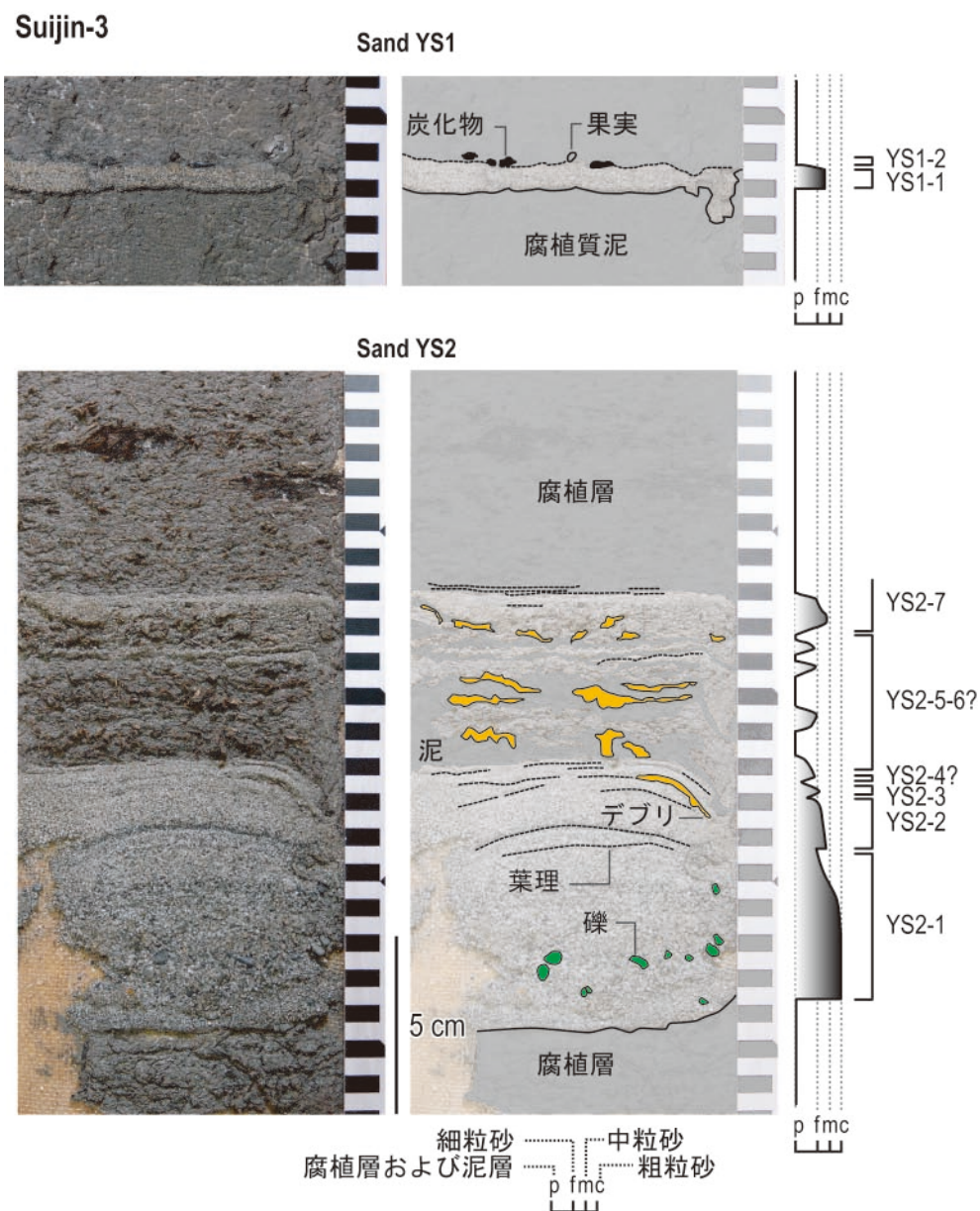


第13図. 地点 Suijin-1 (山元町・水神沼) における珪藻化石群集の変化。
Fig. 13. Chan ges in fossil diatom assemblages at location Suijin-1 (Suijin-numa, Yamamoto).



第 14 図. コア Suijin-1 に見られる砂層 (剥ぎ取り試料) の拡大写真 (左), そのスケッチ (中央), および粒度の定性的な変化 (右).

Fig. 14. Peels of units YS2 and YS3 in core Suijin-1, shown in photographs (left), sketches (middle), and qualitative changes in grain size (right).



第 15 図. コア Suijin-3 に見られる砂層（剥ぎ取り試料）の拡大写真（左），そのスケッチ（中央），および粒度の定性的な変化（右）.
 Fig. 15. Peels of units YS2 and YS3 in core Suijin-3, shown in photographs (left), sketches (middle), and qualitative changes in grain size (right).

西暦 1540 年 9 月 11 日 (天文九年八月十一日)



- 1 (c): 秋台風
- 2 (i): 大風吹て古大木ふきたをして
- 3 (i): 十一日夜、大風吹、衆木倒
- 4 (i): 八月十一日之西時ノサカリヨリ南大風出雨共ニ戌刻迄吹候...
- 5 (i): 八月十一日ノ暮程ニ大風吹候而、亥刻迄三時吹申候。
- 6 (i): 戌刻、大風吹、社頭山之木並四十本計吹倒。
- 7 (i), 8 (u): 大風。
- 9 (i), 10 (i): 大雨、大風、烈風。
- 11 (i): 王潤吹破所々築地葺之、鹿苑柏樹三本吹倒。

西暦 1648 年 8 月 31 日 (慶安元年七月十三日)



- 12 (c): 仙台大雨風、名取宮城海溢る、人家七十余流亡す。
- 13 (c): 仙台大風雨、宮城、名取浜辺津浪となり、家七十余軒、男一人、馬三十六匹流亡す。
- 14 (i): 雨風に六郷橋三脚をしながし。

西暦 1699 年 9 月 8 日 (元禄十二年八月十五日)



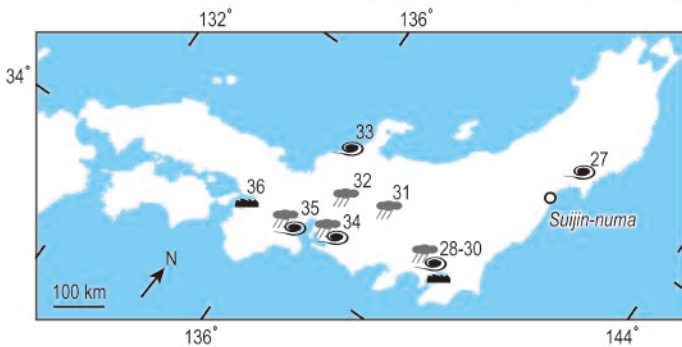
- 15 (i): 十六日昨夜より今朝辰刻迄大風、所々風損有之、御長屋前御門吹倒、風損左の通り、民家四十七軒潰る、死人女二人、怪我人三人、死馬六匹、怪我馬三疋、倒木二千七百七本、田畑損毛相不知申。
- 16 (i): 大風。
- 17 (i): 夜暴風人馬の死傷多く徳田新田に家屋倒潰七戸死亡女一人、倒木三十六本。
- 18 (i): 夜より翌朝に至るまで大風雨あり。
- 19 (u), 20 (u): 大風。
- 21 (i): 大風あり。
- 22 (c): 元禄拾貳年卯ノ八月十五日大風之事、十五日之大風朝富口嵐吹... 九ツ過東風吹暮六ツ前新田浪打込村人足出相働ふせき候得共段々浪つよく成り...
- 23 (c): 大風塩害あり、横須賀町横砂入江塩困堤江之橋と称する所の坎二口押貫かれ其の外堤一千九百八十四間崩壊内十三ヶ所は大破にして潮水浸入浅羽の内八十四石余の田畑皆無となる。
- 24 (c): 大風、大津浪。
- 25 (u): 八ツ時より東南大風大雨にて田作悉傷ひ諸国大洪水。
- 26 (u): 大風傷禾。

豪雨 大風・烈風 高潮
 場所 (i) 内陸 (c) 沿岸 (u) 不明 歴史記録による記述 (抜粋)
 1 (c): 秋台風

第 16 図. 仙台平野を襲った 6 つのストームの歴史記録. 日付はグレゴリオ暦と和暦を併記した. 荒川ほか (1961), 遠藤・中川 (1989), 亘理町史編纂委員会 (1975) を参考にしてまとめた.

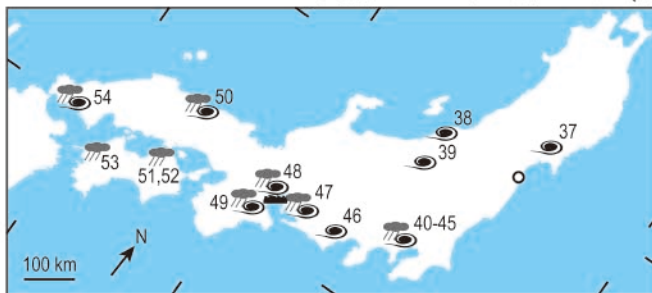
Fig. 16. Summary of historical accounts of six large storms. All dates are the Gregorian calendar. Historical documents are compiled by Arakawa *et al.* (1961). We supplemented the records with Endo and Nagasawa (1989) and Watarichoushi Hensan I'inkai (1975).

西暦 1790 年 9 月 28 日 (寛政二年八月二十日)



- 27 (i): 暴風被害多.
- 28 (c): 深川出水所々家ヲ吹流ス.
- 29 (u): 大風雨, 海辺ハ津波にて人畜多く死亡せし...
- 30 (u): 大風雨.
- 31 (i): 大雨, 千曲川出水, 潰家一軒, 大小橋流出七所, 堰手破損八所.
- 32 (i): 大雨で各川洪水.
- 33 (u): 八月二十日大橋石欄干八間吹倒, 倒木八千六十七本, 溺死男二人.
- 34 (i): 八月にも矢作川が切れ田畑家屋の損害があった... 東三河方面にも洪水があったのだろう.
- 35 (u): 風雨強く田畑損亡有之候事.
- 36 (c): 八月大海嘯起り港湾修築工作場流失す.

西暦 1816 年 9 月 24 日 (文化十三年閏八月三日)

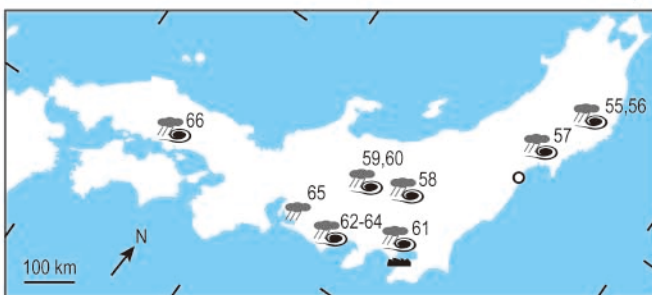


- 37 (u): 四日大風強, 被害多.
- 38 (i): 四日大風にて山林松木千三百六十本倒る.
- 39 (i): 四日大風町中一般店を鎖して外出するものなし大樹を倒し屋根を飛ばし小屋を倒す此年大凶作.
- 40 (u): 四日大風甚雨にて翌五日に及び洪水, 府下所々人家床を浸す.
- 41 (c), 42 (c): 三日, 四日, 大風雨人家を損じ, 樹木を倒す... 深川の辺家々へ水乗る.
- 43 (c): 閏八月三日夜江戸及近国大雨, 翌日朝ヨリ屋二至テ大嵐, 大木ヲ吹折, 民家ヲ破倒ス, 塩風ニテ木葉草葉皆枯ル.
- 44 (c): 卯刻大風雨西ノ刻本所深川辺出水.

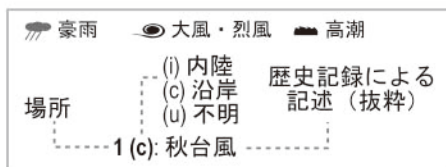
- 45 (u): 閏八月四日の大風雨.
- 46 (u): 四日大風風にて出水したが詳細の状況は分らない.
- 47 (i): 閏八月四日大風雨... 三島堤百間余切, 川上にて家崩れ, 人民多く死す...
- 48 (c): 風雨に付御城内倒木其外倒木損所等之義普請奉行より申出候事.
- 49 (i): 閏八月三日夜半より風雨甚敷, ... 人家六七十軒打損す.

- 50 (u): 閏八月四日大風甚雨にて, 翌五日に及び洪水, 府下所々人家床を浸したので...
- 51 (u), 52 (u): 三, 四日大風洪水.
- 53 (u): 閏八月四日大雨, 水層二四尺一寸.
- 54 (u): 周防長門之夏以来風雨洪水にて田圃被害高六九五九四石九升五合, 倒家一七八五戸.

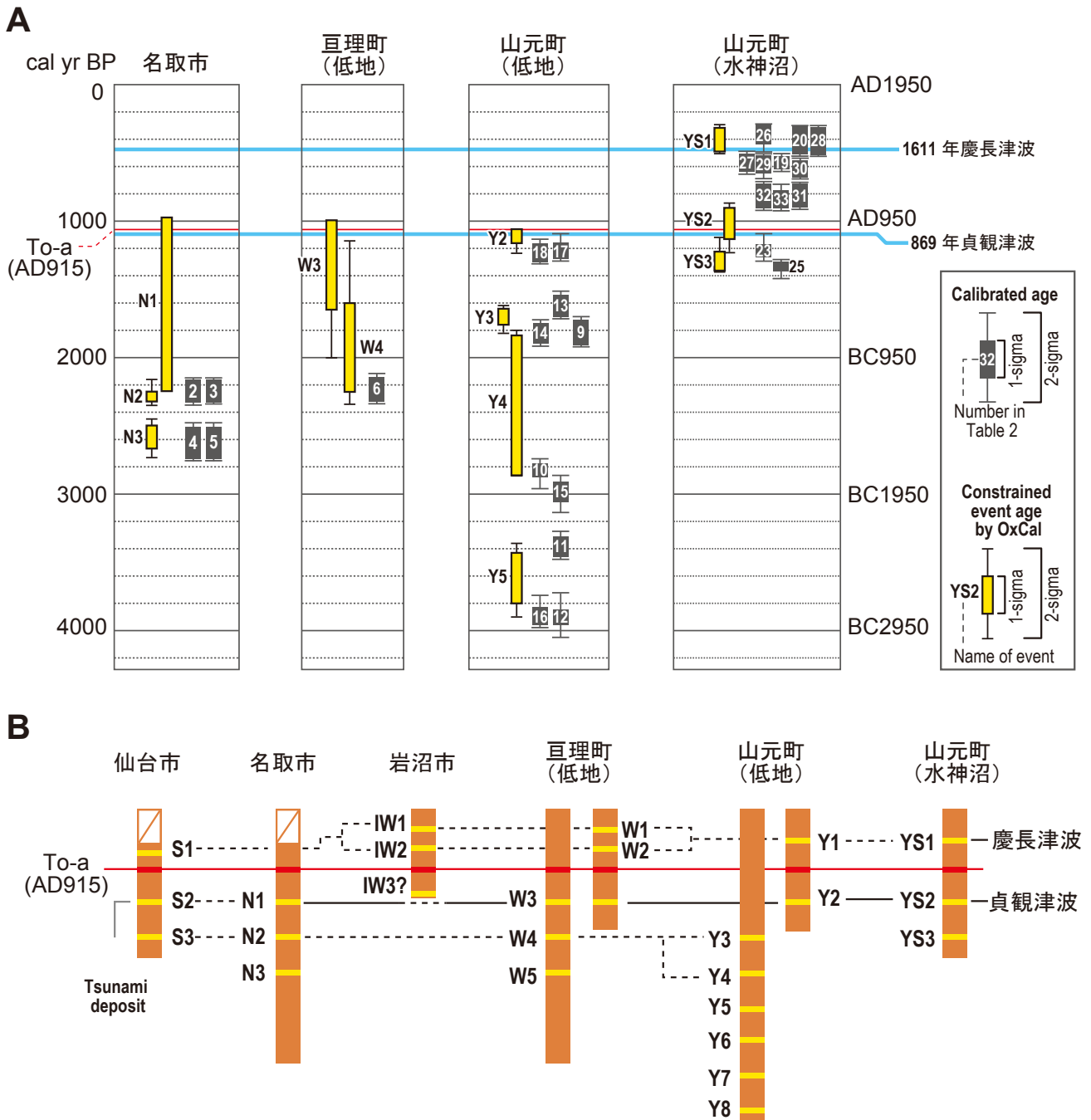
西暦 1828 年 8 月 10 日 (文政十一年六月三十日)



- 55 (i), 56 (i): 七月朔日大風雨.
- 57 (i): 七月一日大風雨迫川大洪水.
- 58 (i): 二十九日晦, 大風雨にて七月朔日洪水赤岩渡船場向岸にて, 茶や一軒水破致す...
- 59 (i): 信濃国水内郡飯山, 先月晦日より当月朔日迄, 大雨降継ぎ, 千曲川谷川等出水仕...
- 60 (i): 信州飯田御領分当六月晦日夜大風雨にて御城山の内所々欠崩吹折木吹倒木...
- 61 (c): 当六月晦日雨天二而, 殊之外南風吹込高潮二而, 七月朔日出水之様子二相見, 段々水嵩相増, 尤水勢も強く候二付, ...
- 62 (c): 六月晦日の安部川出水は実に稀有なる大出水であった.
- 63 (i): 晦日, 昼頃より大風雨, 大井川氾濫... 家屋の流失人畜の溺没せるもの頗る多く...
- 64 (u): 遠州掛川, 駿州之内領分, 六月晦日大風雨に而, 洪水堤切所欠所川際井堰流失到, 田畑荒地多, 作物痛強く, ...
- 65 (i): 七月一日大雨により, 矢作川の堤が, 青木・仁木・八町・上青野・矢作・天王等の辺で決潰し, 太平川も氾濫して大洪水となり...
- 66 (i): 六月 美作大風雨.



第 16 図 (つづき). 仙台平野を襲った 6 つのストームの歴史記録.
Fig. 16 (continued). Summary of historical accounts of six large storms.



第 17 図. (A) 本研究で得られた炭素年代と OxCal によって得られたイベント年代, (B) 本研究から得られた各地域における模式的な古津波層序. 多くの地域において, 最近の堆積物は欠損していた. 特に仙台市・名取市においては, 過去 1000 年間の堆積物が欠損していることが多く, この時期の情報を得ることができなかった.

Fig. 17. (A) Radiocarbon ages and age of each event calibrated by OxCal. (B) Paleotsunami stratigraphy in each region. In most of locations, especially in Sendai and Natori cities, deposits in the past 1000 years were replaced with cultivated soil.