

## 過去の津波像の定量的復元：貞觀津波の痕跡調査と古地形の推定について

菅原 大助\*, 今村 文彦\*\*, 松本 秀明\*\*\*, 後藤 和久\*\*, \*\*\*\*, 箕浦 幸治\*

### 1. はじめに

#### 1-1. 本研究の目的

津波像とは、波源域・津波高・浸水域、被害の状況なども含めた、津波に関する時間・空間的に多様な情報の集合である（表 1-1；今村・後藤, 2007）。本研究の目的は、貞觀津波を例に、過去の津波災害を復元し、将来を予測するための方法として、歴史記録・堆

積物から得られる情報と数値解析を連携させた、過去の津波像の復元の枠組みを示すことである。

#### 1-2. 研究の背景

##### 1-2-1. 数値解析による過去の津波像の復元

近年の津波の例では、適切な波源モデルに基づく数値解析によって、実測の津波高分布

表 1-1：津波痕跡の情報源。今村・後藤（2007）を改変して引用。

|                       | 得られる情報  | 利点・応用など   | 課題  |
|-----------------------|---|---|---|
| 歴史記録<br>(史料、伝説・伝承の記述) | 過去のイベントの有無と年代（発生頻度）<br>来襲状況(来襲時間、方向、回数)<br>被害状況(週上・浸水高さ、家屋・人的被害)<br>関連現象の情報（地震など） |   | 情報が断片的、得られる場所も限られる<br>定量的な評価が難しい場合が多い   |
| 津波堆積物                 | 過去のイベントの有無と年代（発生頻度）<br>主な浸水範囲<br>週上回数・継続時間・来襲方向<br>関連現象の痕跡（地震に伴う液化化・地盤変動など）       | 調査結果を数値解析の境界条件に設定することが可能<br>土砂移動モデルを仮定して、発生規模・流れ・破壊力を推定可能 | 一般に堆積物分布域は津波浸水域より小さい<br>堆積物供給源・地形・引き波の規模によっては堆積しない<br>得られる場所が限られる浅海域など、従来行われてこなかった場所の調査 |
| 数値解析                  | (津波浸水計算)<br>浸水範囲・来襲時間・進行方向・被害再現と予測<br>(砂・津波石移動計算)<br>流体力・破壊力・被害形態                 | 時空間的な情報が豊富（将来予測も可能）<br>様々な条件を変化させて推定が可能                   | 津波波源が明確でない場合が多い<br>津波当時の地形情報が少ない  |

\*東北大学大学院理学研究科地学専攻

\*\*東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター

\*\*\*東北学院大学教養学部地域構想学科

\*\*\*\*(現) 千葉工業大学惑星探査研究センター

を良好に再現できていることが示されている。詳細な海底・陸上の地形データを用いることで、遡上域での津波の高さと挙動も正確に再現される。歴史津波については、信頼性の高い痕跡高が判明していれば、その分布を説明できるモデルとして、妥当な津波波源を数値解析により推定できる。歴史記録が無い古い津波についても、津波堆積物から痕跡高や浸水域を把握し、波源モデルが推定される。実際には堆積物分布から津波高を得ることは難しい場合も多いため、測線に沿った計算上の津波浸水距離と堆積物の分布を比較し、最適な断層パラメータを決定する方法がとられる。この種の研究の例としては、17世紀の北海道東部の津波（佐竹ほか, 2003; 2004）と貞観津波（佐竹ほか, 2008）がある。いずれも、津波堆積物が分布する沿岸をカバーするように断層位置と長さを決定し、波源域・滑り量などを変化させ、計算された浸水域が測線上の堆積物分布を説明できるように、津波波源モデルを推定している。

### 1-2-2. 津波堆積物の研究に関する課題

数値解析による過去の津波像の復元では、津波痕跡の解釈・分析に基づく、津波特性の定性的・定量的な把握が必要である。津波堆積物に関しては、その平面的分布、層厚の巨視的な変化傾向、堆積ユニットの数、岩相と粒度は、浸水域、流れの強さの時間・空間的变化、波の押し引きの回数、来襲方向などを反映する（後藤・藤野, 2008）。堆積物から直接得られる情報は定性的になる場合があり、またこれらを常に推定できるとは限らないが、数値解析で再現した津波像が、堆積学的に推定した津波の特性と矛盾しないか検討する必要がある。

浸水域の定量的な評価については、堆積物の分布域が最小限の浸水域を意味していることに注意する必要がある。最近の津波の現地調査では、地形、引き波の有無などの津波の特性、堆積物の粒度などにより、堆積物分布と浸水域が大きく乖離する場合（Goto et al., 2008; Hori et al., 2007; Shi et al., 1995），ほ

ぼ一致する場合（今村ほか, 1997; Minoura et al., 1997; 七山・重野, 2004; Nanayama & Shigeno, 2006）があることが知られている。例えば、2004年スマトラ津波では、タイ南西部 Bang Sak での浸水距離は海岸線から内陸 650～800 m であったのに対して、粗粒～極粗粒砂からなる津波堆積物の分布は海岸線から 300 m であったことが報告されている（Goto et al., 2008）。同じく Khao Lak では、浸水距離が海岸線から 1,600 m であったのに対して、中粒以上の砂の堆積は海岸線から 400 m まで、シルトの堆積は 1,200 m までであったことが報告されている（Hori et al., 2007）。津波堆積物の分布と実際の浸水域の違いは、地形・流速・堆積粒子の沈降速度・引き波の有無によって生じると考えられる（後藤・藤野, 2008）。

より正確な津波像の復元のためには、津波堆積物から局所的な流れの水理量を推定し、数値解析の陸側境界条件として加味することが必要となる。特に、津波堆積物分布域の末端付近で流速と水位を推定できれば、そこから遡上距離を算定し、より実際に近い浸水域を示すことができると考えられる。堆積物から得られる情報と流れの水理量の関係についての検討例を表 1-2 に示す。層厚（堆積量）と水理量の関係については、幾つかの実験的な検討例があるが（菅原ほか, 2004），妥当な推定方法は確立していない。流砂量はその場の水理量だけでなく、上流側の影響を受ける。また、局所的な堆積量は流砂量の収支を時間で積分したものであるため、ある場所での層厚から、最大流速・最高水位など流れの瞬間的な状態を推定することは難しいと思われる。

堆積物から水理量を求める方法として、数値土砂移動モデルにより堆積物の分布・層厚・粒度を再現し、浸水深・流速などの水理量を推定する方法が研究されている（TsuSedMod; Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Huntington et al., 2007）。このモデルは、流れについて下のような幾つかの仮定をおき、該当の層厚・粒度を持つ堆積物を浮遊状態から堆積させるのに

必要な局所流速を、反復計算により求める方法である。

- 流れは定常で一様
- 堆積物は浮遊状態から沈降する（掃流運動は10%以下）
- 津波堆積物は引き波もしくは後続波によって侵食されない

この解析は、1998年パプアニューギニア津波・2004年スマトラ津波・2006年ジャワ津波（Spiske et al., 2010）などに対して適用され、実測データとの比較により妥当性が検証されている。歴史津波に対しては、Witter et al. (2008) により1700年 Cascadia 津波に適用されている。解析の問題としては、層厚・粒度に対する後続波や引き波、障害物、地形の影響が指摘されている。また、津波の遡上に対して定常・一様流の仮定をおくことの妥当性も検討する必要があると考えられる。歴史津波への適用に関しては、古地形の正確な

把握が必要と思われる。

### 1-2-3. 津波像の復元に影響するその他要因

過去の津波像の復元では、上で述べた津波痕跡のほか、津波の遡上と陸上での挙動に大きく影響する、津波当時の地形と植生、および潮位を検討する必要がある。特に1,000年を超えるような古い津波では、海岸線の位置と海域・陸上の地形は、当時と現在で大きく異なっている可能性がある。大局的に見れば最適な波源モデルであっても、堆積物分布を説明できない場所が生じる理由として、津波当時の地形と解析に使用した現在の地形の違いが指摘されている（佐竹ほか, 2003）。古地形も津波の痕跡と同様に、歴史記録と堆積物から推定できると考えられる。既往の研究では、地形復元を含めた数値解析の例はあるものの、歴史記録や堆積物データに基づいた、系統的な復元の枠組みは示されてこなかった。更に、浸水域から津波規模を推定する場合、

表1-2：堆積物と津波の特性（水理量）の関係の検討例。

| 堆積物情報       |       | 水理量          | 上流の影響 |  |  |
|-------------|-------|--------------|-------|--|--|
| 津波堆積物の検出    | 平面分布  | 遡上距離の最小値     | 無     |  |  |
|             | 標高    | 遡上高の最小値      |       |  |  |
| 堆積ユニットの数    |       | 遡上回数         | 無     |  |  |
| ペッドフォーム     |       | フルード数・水流力    | 無     |  |  |
| 層厚          |       | 流速・水位の時間変化   | 有     |  |  |
| 粒度分布        |       |              |       |  |  |
| 級化構造        |       |              |       |  |  |
| 陸側細粒化       |       |              |       |  |  |
| 含泥率         |       |              |       |  |  |
| 重量物（礫など）の堆積 |       | 掃流力（上限値）     | 無     |  |  |
|             |       | 掃流力（供給源・下限値） | 有     |  |  |
| 微化石等の含有物    | 浮遊性生物 |              |       |  |  |
|             | 底棲生物  | 掃流力（供給源・下限値） | 有     |  |  |
|             | 偽礫    |              |       |  |  |
| 上面を覆う粘土・シルト |       |              |       |  |  |
| 津波前の地表の状態   | 侵食無し  | 掃流力（上限値）     | 無     |  |  |
|             | 侵食有り  | 掃流力（下限値）     |       |  |  |

津波時の潮位により結果が大きく変わる可能性がある。数千年よりも古い津波では、海水準変動の影響も無視できない。歴史記録や堆積物から津波時の潮位を推定することは一般に困難であるが、地形学的検討と歴史記録を基に、潮位の傾向を把握できると考えられる。

#### 1-2-4. 貞観津波の歴史記録・堆積物と数値解析

歴史津波の研究では、史料・文献が基礎的な情報源であるが、貞観津波は約 1,100 年前の人口希薄な地域に襲来したため、記録から津波の痕跡高を特定することは極めて困難な状況にある。来襲・被害の状況は、日本三代実録のほか、襲来域と思われる各地の伝説・伝承に記述がある（渡邊、1998；渡邊、2000；渡邊、2001）。三代実録には、平野が海のようになったとの記述がある。これは仙台平野で起こったことと考えられるが、三代実録自体にその場所と範囲を具体的に示す記述は見られない。主な襲来域は伝説・伝承の分布から把握できるが、津波高・浸水域を特定できる情報はない。また、三代実録の記述によれば、津波は未明に襲来したため、波の初動の押し引き・遡上回数など、津波の挙動についても不明となっている。

波源域の断層長さの推定においては、津波襲来域の把握が不可欠であるが、断層幅と滑り量は、より狭い地域の浸水域から推定できると考えられる。津波堆積物に基づいて貞観津波の襲来・浸水域を明らかにする研究は、およそ 20 年前より行われており（阿部ほか、1990；Minoura & Nakaya, 1991），現時点では、仙台平野北方の石巻から福島県沿岸中部まで津波堆積物の分布が確認されている（菅原ほか、2001；Minoura et al., 2001；澤井ほか、2007, 2008；宍倉ほか、2007）。津波遡上域では主に地形学的特性により、堆積層中に津波堆積物が形成されない、あるいは長期にわたって保存されない場合がある。石巻よりも北の沿岸はリアス式海岸であり、津波堆積物が現在も保存されている可能性のある場所は極めて少ないと考えられる。また、福島

県の沿岸中部の地形は海食崖を特徴としており、津波堆積物が形成されにくいと考えられる。これらの背景により、津波堆積物の分布に基づく貞観津波の襲来域の把握は、これまでのところ主に仙台平野周辺の沿岸に限られている。

貞観津波の数値的復元の研究としては、河野ほか（2000）、菅原ほか（2001）・Minoura et al. (2001)、佐竹ほか（2008）がある。河野ほか（2000）と佐竹ほか（2008）では、数値解析に際して、貞観津波当時の地形復元も行っている。河野ほか（2000）は、仙台・多賀城に存在する遺跡の埋没深度を参考に、地盤高を現在よりも 40 cm 程度低くした地形データを作成し、津波の浸水域を計算している。論文中には波源域・断層諸元の記述は無いが、M8.5 の地震により、仙台平野で三代実録の記述に近い浸水が起こる結果を示している。海岸線の位置の推定と、それまでに判明していた津波堆積物の分布（阿部ほか、1990；Minoura & Nakaya, 1991）との比較は行われていない。菅原ほか（2001）、Minoura et al. (2001) では、三代実録の記述内容から、仙台平野で震度 5 を仮定し、経験式に基づいて波源までの距離を約 200 km、M8.3 を推定している。津波堆積物が分布する沿岸（仙台・相馬）を主な襲来域とみなし、この範囲で津波高が大きくなるように波源を決定しているが、地形復元と浸水域の計算は行っていない。貞観津波は津波高の痕跡値が無いため、波源モデルの妥当性を検証できない結果となっている。佐竹ほか（2008）では、掘削で海浜堆積物を検出した位置を当時の海岸線として、当時の地形を再現している。また、空中写真から判読した浜堤の形状と沿岸海域土地条件図の等高線を基に、仙台・石巻平野の海岸沿いに一様な標高 2.5 m の浜堤を再現し、それより内陸の堤間湿地には一定の標高値 1 m を与えている。なお、標高値の根拠については明らかにされていない。この復元地形データを用いて、それまでに提出してきたものを含む多数の波源モデルについて数値解析を行い、幅 100 km、滑り量 7 ~ 10 m のプレート

間地震が、仙台・石巻平野の津波堆積物分布を良く説明すると結論している。

### 1-3. 本研究の構成と本論の内容

図1-1に本研究の構成を示す。上で述べた通り、津波像の復元では数値解析の境界条件として津波高や浸水域などの津波痕跡を把握するとともに、復元に影響する個別の要因を定量的あるいは定性的に評価することが必要である。数値解析による津波像の定量的復元については稿を改めて議論することとし、本論では特に堆積物に基づく津波痕跡の調査と、津波像の復元に影響する各要因の評価について述べる。

第2章では主に堆積物から津波の痕跡を調査・検討し、貞觀津波の浸水域と水理特性を推定する。貞觀津波については、先述の通り、歴史記録(三代実録)に貞觀11年(西暦869年)に該当の記述があり、これと年代の対応する津波堆積物が報告されている。従って、本論では貞觀津波襲来の真偽、堆積物の年代については改めて議論しない。また、検討は貞觀津波のみを対象とするので、貞觀型の津波の襲来頻度についても検討しない。本論では、図1-1の津波痕跡のうち、特に下線を付した

項目について、個別の検討を行う。主な襲来域については、歴史記録に関する既往の研究結果を引用する。主な浸水域については、仙台平野(仙台市沿岸部)を調査地域として、津波堆積物の平面的分布をこれまでよりも広範囲で明らかにする。また、堆積物から得られる情報に基づいて、津波の水理特性を定性的・定量的に推定する。

第3章では、津波像の復元に影響する要因を、観測データ・歴史記録・堆積物に基づいて個別に検討する(表1-2)。海岸線の位置については、既往の研究結果を検討し、本研究への適用性を考慮して推定を行う。海域の地形については、当時の地形データを得ることが困難であるため、現在からの類推により推定する。陸域の地形については、第2章の結果を基に推定を行う。以上を総合して、堆積物データと仙台平野の地形学的特徴を考慮した地形復元の結果を示す。植生・粗度については、貞觀当時の状況を直接把握することは困難なため、土地条件(地形)を考慮して推定する。潮位については、地形・考古学的検討による海水準変動、現在の観測データによる潮位変動の幅、歴史記録による津波時の潮位推定について検討を行う。

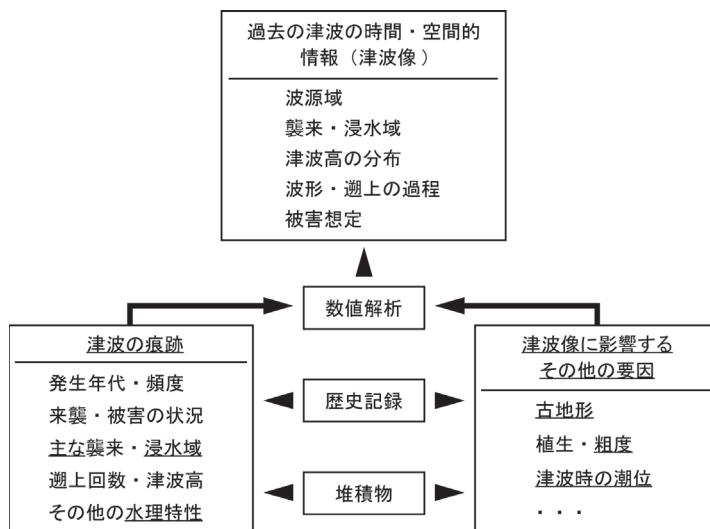


図1-1：本研究の構成（過去の津波像復元の枠組み）。本論で検討した項目に下線を付した。

表 1-3 : 津波像の復元に影響する要因とその推定方法。

| 項目   | 細目           |  | 推定方法                          | 推定に影響する要因                | 関連文献等                      | 本研究の推定結果<br>(貞観津波)                    |  |
|------|--------------|--|-------------------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------------------------|--|
| A 地形 | 1 海岸線の位置     |  | 海岸線前進速度                       | 年代値 (炭素同位体など)            | 松本 (2001)<br>伊藤 (2006)     | 図 3-9 を参照                             |  |
|      |              |  | 海岸砂丘(浜堤列)の形成年代                | 地形分類の結果<br>年代値 (炭素同位体など) |                            |                                       |  |
|      |              |  | 海浜堆積物の出現位置と年代                 | 年代値 (炭素同位体など)            | 澤井ほか (2007)<br>佐竹ほか (2008) |                                       |  |
| B 粗度 | 2 海域の地形      |  | 現在の海岸地形断面から類推                 | 仮定の妥当性                   | 本研究                        |                                       |  |
|      | 3 陸域の地形      |  | 津波時の地表面の埋没深度                  | 表 3-1 を参照                |                            |                                       |  |
|      | 1 植生を含む土地条件  |  | 地形分類に基づいて設定                   | 植生の推定結果<br>地形復元の結果       | 本研究                        | 本文 3-3 を参照                            |  |
| C 潮位 | 1 海水準変動      |  | 年代による地形の変化<br>年代による遺跡の分布状況の変化 | 年代値 (炭素同位体など)            | 松本・野中 (2006)               | ± 0m                                  |  |
|      |              |  | 潮位変動は現在と同じと仮定<br>験潮データから算定    | 仮定の妥当性                   | 日本海洋データセンター<br>国土交通省港湾局    | 平均潮位 1.0m<br>朔望最低 0.07m<br>朔望最高 1.66m |  |
|      | 3 津波発生日の天文潮位 |  | 発生日に関する歴史記録<br>暦法             | 歴史記録の信頼性<br>暦法の精度        | 日本三代実録の記述                  | 小潮                                    |  |
|      |              |  | 月齢計算                          | 計算式の精度                   |                            |                                       |  |
|      | 4 津波発生時の天文潮位 |  | 歴史記録の具体的な記述                   |                          |                            | 不明                                    |  |

## 2. 津波痕跡の調査

### 2-1. 調査の目的

貞観津波当時の地形復元と数値解析の境界条件を把握することを目的に、名取川～七北田川間の仙台平野沿岸部において下の項目に関する掘削調査を実施した。

- 津波の水理学的特性を評価するため、津波堆積物の特徴とその分布様式を把握する。
- 主な浸水域を明らかにするため、津波堆積物の平面的分布を把握する。
- 貞観当時の地表面の標高を推定するため、津波堆積物・火山灰層基底の深度分布を把握する。

### 2-2. 調査地域の地形と地質

仙台平野は七北田川・広瀬川・名取川などの河成作用と沿岸漂砂により形成された沖積低地であり、北東～南西方向に湾曲する海岸線を有する（図 2-1）。後背湿地の地盤高は 5 m 以下、地表面の勾配は 0.2/1,000 である（松本・野中, 2006）。海域の等深線は海岸線と同様の形状となっている。海底地形勾配は水深 18 m 付近を境に変化し、18 m 以浅は勾配 24/1,000 前後の急斜面、18 ~ 40 m は勾配 1/1,000 程度の平坦面となっている（松本, 1994）。

仙台平野には、3 列の浜堤（内陸から I ~ III）と堤間湿地および後背湿地、自然堤防と旧河道が明瞭に発達している（図 3-1 参照）。浜堤列は層厚 1 ~ 6 m の淘汰・分級の良い中粒砂で、堤間湿地と後背湿地は層厚 3 ~ 5 m

の泥質堆積物（泥および泥炭、砂質泥）で構成される（経済企画庁, 1967）。泥質堆積物は分解状態の異なる腐植質を含む。堤間湿地の堆積速度は、泥質堆積物の 14C 年代測定から、深度 20 ~ 150 cm で 0.07 cm/yr と見積もられている（Minoura & Nakaya, 1991；阿部ほか (1990) の坪掘り地点 SD-1）。調査地域の地表下 50 cm 付近には、厚さ 1 ~ 3 cm の灰白色火山灰（山田・庄子, 1981）が見出される。この火山灰は、町田・新井（2003）により、十和田火山を噴出源とする To-a（西暦 915 年）に対比されている。火山灰の分布は一様でなく、数 mm から数 cm の断片として検出される場合がある。堆積速度からは、貞觀津波堆積物と To-a 火山灰の分布深度の差は小さいと考えられるが、表層の人為的擾乱と再堆積により、津波堆積物と火山灰層の深度差が大きくなっている場合がある。

### 2-3. 調査方法

調査地域は耕作地（主に水田）として利用されているため、農作業開始前の 2009 年 3 月 2 日から 4 月 24 日と、農作業終了後の 10 月 24 日以降を調査の実施期間とした。津波堆積物分布限界の沿岸方向の変化を把握するため、現在の海岸線とほぼ直交する 6 本の測線 A ~ F を南北に配置した。また、内陸側

での堆積物分布の変化を把握するため、第 I 浜堤列（図 3-1）に沿って測線 G を配置した（図 2-2）。調査では、長さ 1.5 ~ 2.0 m のハンディジオスライサー（GS；写真 2-1；高田ほか, 2002）と、長さ 1.0 m のピートサンプラー（PS）を使用し、各測線上で約 50 ~ 100 m 間隔の掘削を行った。掘削点数は GS で 14 地点、PS で 266 地点である。

調査に当たって、掘削地点の緯度・経度を GPS で記録し、掘削（貫入）深度とコア長さを測定した。掘削により堆積物の圧縮が起こる場合があり、掘削深度とコア長さが一致しない場合がある。また、コア途中で堆積物の脱落が起こった場合には、その長さ（脱落長さ）を測定した。コアの観察・記載と写真撮影の後、試料採取（GS についてはすべての地点、PS については一部の地点）を行った。本調査に先立って 18 地点（Site 1 ~ Site 18）で GS による予察的な掘削を実施した。そのうち、Site3・Site 4・Site 7 の砂層部分について、レーザー回折式粒度分析計（島津製作所・SALD-3000J）で粒度組成を測定し、その鉛直変化を調べた。

本研究では、To-a 火山灰の直下に存在し、上位・下位の泥質堆積物とは色調と粒度により明瞭に区別される砂層を、貞觀津波堆積物として識別した（例；写真 2-2、写真 2-4）。

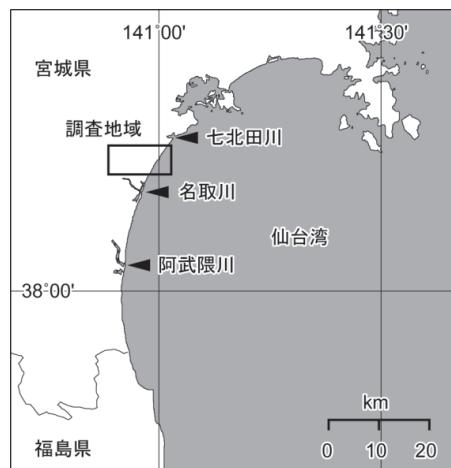


図 2-1：調査地域の位置。



写真 2-1：ジオスライサーによる水田内での津波堆積物の掘削。写真はコア引き抜き作業の様子。



図 2-2：本研究の測線位置と調査結果、および既往研究による貞観津波堆積物の分布限界。GS はジオスライサー、PS はピートサンプラーによる掘削を示す。060417-1 と 060421-14 は澤井ほか (2008)、測点 50 と SD-3 は阿部ほか (1990)。数値地図 25000 (地図画像) 「仙台」(国土地理院, 2005) を使用。

火山灰が検出されなかった地点については、近傍の識別結果から対比して判定した (例; 写真 2-3)。人為的擾乱に由来する砂の堆積、埋没浜堤の砂層は取り除いている。人為的擾乱については、現場聞き取り調査で以下の証言を得た。

- 水田における通常の耕作深度は 12 cm 程度である。
- 調査地域の過去の地形は現在よりも起伏が顕著であったが、水田の区画整理に際して、地盤の低い所 (水路・谷地等) に埋め立てを施した。

従って、多くの地点で地表から 12 cm よりも上は耕作による擾乱を受けていると考えられる。また、津波堆積物・火山灰の深度は、埋積された場所で大きくなっていると思われる。

## 2-4. 調査結果

### 2-4-1. 堆積学的特徴

貞観津波堆積物は、下位の泥質堆積物を覆う、主に石英質の細粒～中粒砂で構成される (写真 2-2)。砂層は泥質分をほとんど含まないことが多いが、測線 A・B の堤間湿地 II-IIIにおいては、他の地点と比較して泥質分の含有が多い。多くの場合、砂層は塊状の構造であり、葉理・成層 (ユニット) などの堆積構造は認められないが、上方細粒化 (正級化) や上位の泥質堆積物への漸移が認められる場合もある。海岸付近から堤間湿地 I-II までは、砂層とその下位の泥質堆積物の境界は明瞭な場合が多く、偽礫が含まれることもある (写真 2-2, 2-3)。第 I 浜堤列よりも内陸の後背湿地では、砂層と下位層準の境界は不鮮明となっている場合が多い (写真 2-4)。また、砂層の分布は断片的で、層ではなく砂の散在として識別される場合もある。これらの特徴は、従来の研究による貞観津波堆積物

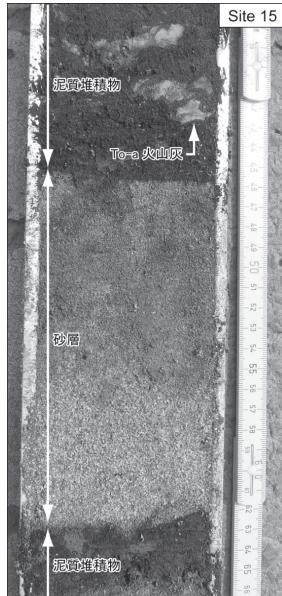


写真 2-2 : Site 15 の堆積物。深度 46 ~ 62.5cm に塊状の砂層が検出された。下位の泥質堆積物との境界は明瞭である。上位層準との境界も明瞭であり、砂層は堆積後に侵食を受けていると考えられる。この付近では砂層が透水層となっており、酸化鉄が濃集して赤褐色を呈していた。

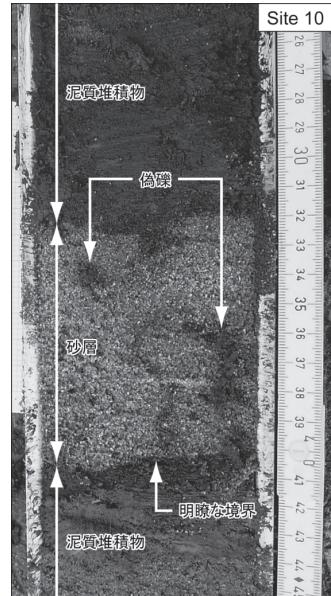


写真 2-3 : Site 10 の堆積物。深度 32 ~ 40cm に塊状の砂層が検出された。下位層準との境界は極めて明瞭で、砂層中には泥質堆積物由来の偽礫が含まれている。この地点では To-a 火山灰は検出されなかった。

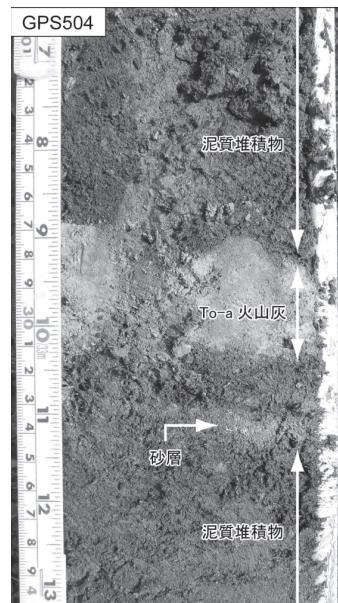


写真 2-4 : GPS504 の堆積物。深度 33 ~ 34cm にパッチ状に堆積している砂層が検出された。下位の泥質堆積物との境界は不明瞭である。

の記載とほぼ同様である（表 2-1）。

津波堆積物の供給源は、砂の粒度や含有微化石などの分析によって特定できる。最近の現地調査では、海岸付近が供給源になっている場合 (Bahlburg & Weiss, 2006; Kench et al., 2006; Moore et al., 2007), それよりも沖合の海底が供給源となっている場合 (Nanayama et al., 2000; Nanayama & Shigeno, 2006) が報告されている。引き波によって堆積した場合には、陸上起源の物質も堆積する。また、一般に津波堆積物は級化あるいは塊状の構造を示す砂層からなり、場合によりそれらが積み重なったものとして識別される (Dawson & Shi, 2000)。最近の現地調査では、ユニット構造は波の押し引きに対応して形成されること (Nanayama & Shigeno, 2006), 引き波の程度によっては侵食されて、それまでに堆積したユニットが消失する場合も知られている。

表 2-1：仙台平野に分布する貞観津波堆積物の特徴。

|          | 菅原ほか, 2001<br>Minoura et al. 2001 | 澤井ほか (2007)<br>澤井ほか (2008)       | 本研究                            |
|----------|-----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|
| 産状       | 植物根を含む黒色有機泥層中の砂層                  | 腐植層中の砂層                          | 泥質堆積物中の砂層                      |
| 構成粒子     | 石英質細粒砂                            | 主に石英質の細粒～中粒砂<br>シルトまたは粗粒砂の成分を含む  | 石英質の細粒～中粒砂                     |
| 砂の淘汰     | 良好                                | 下部で淘汰が悪い場合がある                    |                                |
| 層厚       | 2cm ~ 15cm                        | 1cm 以下～19cm (66cm ?)             | 1cm ~ 25cm                     |
| 層厚の変化    | 陸側薄層化                             |                                  | 第 I 浜堤列より内陸で薄層化                |
| 上位層準との境界 |                                   | 不明瞭<br>薄いシルト・泥層で覆われる場合がある        | 泥質堆積物に漸移する場合あり                 |
| 級化構造     | 無し                                | 正級化                              | 無し, または正級化                     |
| 堆積構造     |                                   | なし                               | 塊状                             |
| 含有物      | 海生・汽水生の珪藻殻                        | 有機物密集部がある・最上部に植物片                |                                |
| 下位層準との境界 | ほとんどの地点で明瞭                        | ほとんどの地点で明瞭 (< 1mm)<br>偽礫を含む場合がある | 主に第 I 浜堤列より海側で明瞭<br>偽礫を含む場合がある |

津波の掃流力は大きく、大量の土砂が浮遊状態で運搬されるため、遡上に伴って流速が低下すると、粒径（沈降速度）に応じて砂が順次堆積する。津波堆積物の級化構造は、この減速過程を示すと考えられる。一方、砂層が塊状の構造を示す場合、乱流状態から急速に堆積したためと解釈される (Sugawara et al., 2008)。

貞観津波堆積物の粒度・淘汰度は現在の浜堤砂と類似しており (Minoura & Nakaya, 1991), 含泥率は 1% 以下である (図 2-3 ~ 2-5)。また、砂層に含まれる珪藻の優占種は汽水性であり、淡水性の種はほとんど含まれていない (菅原ほか, 2001 ; Minoura et al., 2001)。含泥率と珪藻分析の結果からは、砂の供給源は主に海浜付近であると考えられる。砂層の粒度の鉛直分布を見ると。Site 3 では平均粒径 340 ~ 390 μm, Site 4 では平均粒径 330 ~ 350 μm の間で変化し、正級化構造は認められなかった (図 2-3, 2-4)。これらの

地点では、砂の急速な堆積が起こったと考えられる。上で述べた通り、砂層の最上部では泥質分が増加し、泥質堆積物に漸移する場合が見られる。これは、浮遊していた細粒の粒子が沈降するのに十分な時間、海水の停滞が持続したためと考えられる。

以上をまとめると、貞観津波の特性として、主な波の流入は 1 回であり、陸上で流速が急速に低下したこと、その後長時間に渡って海水が滞留したことが推定される。

## 2-4-2. 平面分布

貞観津波堆積物は、海岸線に直交する測線 A ~ F 上で断続的に検出された (図 2-2)。堆積物の分布限界は、貞観当時の海岸線からの距離で約 2,000 ~ 3,000 m である (表 2-2)。測線 A ~ D と F の分布は後背湿地に達しており、第 I 浜堤列からの距離では、測線 A で 497 m, 測線 B で 896 m, 測線 C で 654 m, 測線 D で 103 m, 測線 F で 565 m である。

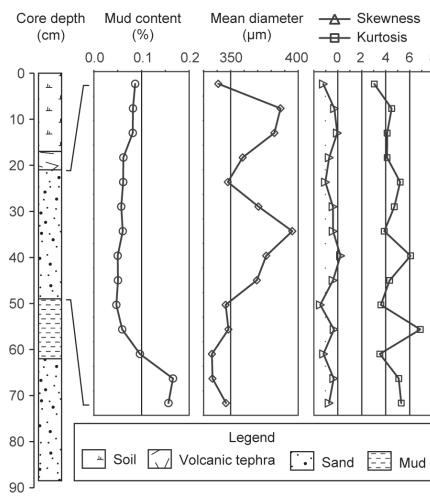


図 2-3：津波堆積物の粒度組成（Site 3）。

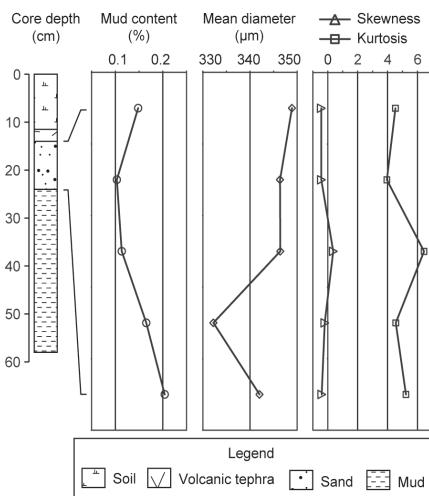


図 2-4：津波堆積物の粒度組成（Site 4）。

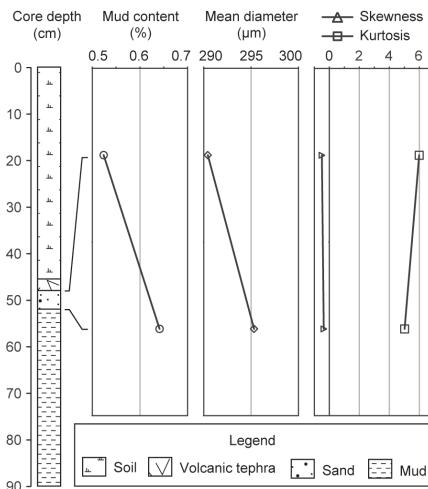


図 2-5：津波堆積物の粒度組成（Site 7）。

表 2-2：貞觀津波堆積物の分布限界。

| 測線 | 測点番号 | 地形分類    | 距離* (m) | 層厚 (cm) |
|----|------|---------|---------|---------|
| A  | 321  | 後背湿地    | 2523    | 7.0     |
| B  | 287  | 後背湿地    | 2968    | 2.0     |
| C  | 337  | 後背湿地    | 2801    | 3.0     |
| D  | 451  | 後背湿地    | 2294    | 10.0    |
| E  | 441  | 第 I 浜堤列 | 1967    | 1.0     |
| F  | 470  | 後背湿地    | 2678    | 2.0     |

\*貞觀当時の海岸線からの距離

阿部ほか (1990) による分布限界 (論文中の測点 50) は、本調査では測線 B の GPS434 の付近に相当する (図 2-2)。本調査による分布限界は、これよりも 700 m ほど内陸側であり、阿部ほか (1990) では火山灰層下の砂層の年代が貞觀以前となった地点 (坪掘り地点 SD-3) の付近である。一方、澤井ほか (2008) では、本調査の測線 C・F と一部重複する測線で掘削を行い、分布限界を本研究とほぼ同じ位置に定めている (図 2-2)。

砂層の最小層厚は、主に分布限界付近で確認された (表 2-3)。測線 A～F 全体でみると、第 I 浜堤列から後背湿地の分布限界にかけて層厚の減少傾向 (陸側薄層化) が認められ (図 2-6)，陸向きの流れによって形成されたことを示している。最大層厚は、ほとんどの測線で堤間湿地 I-II (貞觀当時の海岸線から 1,300～1,700 m の範囲) にあり、10～26 cm となっている (表 2-4)。層厚のピークが堤間湿地 I-II 付近にあり、薄層化は後背湿地に認められるることは、堤間湿地 I-II まで大規模な砂の移動が及んだことを示していると考えられる。

海岸線と平行な測線 G の層厚は、最小 1.5 cm、最大 25.5 cm であり、値のばらつきが大きい (図 2-6；表 2-3；表 2-4)。最近の現地

調査では、津波堆積物の層厚は地表の微小な起伏によって大きく影響を受けることが明らかにされている。周囲よりも窪んだ地形においては層厚が 60 cm に達する例が知られている一方、地形条件によっては全く堆積しない場合もある (例; Goto et al., 2008)。海岸からの距離がほぼ等しくとも、遡上経路の地表面の起伏、特に津波が乗り越えた浜堤列の幅により、運搬・堆積する砂の量が大きく変化したためと考えられる。

以上をまとめると、貞觀津波の浸水域として当時の海岸から少なくとも 2,000～3,000 m が推定される。また、強い流れは第 I 浜堤列付近まで及び、大規模な砂の移動が起こったと考えられる。

#### 2-4-3. 深度 (標高) 分布

各測線ごとの地形断面と貞觀津波堆積物および To-a 火山灰の分布標高を図 2-7 に示す。標高値は、レーザープロファイラにより計測された仙台平野の 50 m メッシュデータ (図 3-2 参照) から、掘削位置における値を内挿し、砂層・火山灰層基底の深度を差し引いて求めた。掘削時に生じた堆積物コアの圧縮は補正してある。各測線における津波堆積

表 2-3：最小層厚の出現位置。

| 測線 | 測点番号 | 地形分類        | 距離* (m) | 層厚 (cm) |
|----|------|-------------|---------|---------|
| B  | 407  | 後背湿地        | 2323    | 0.5     |
|    | 302  | 堤間湿地 II-III | 422     |         |
|    | 284  | 後背湿地        | 2804    |         |
|    | 282  | 後背湿地        | 2724    | 1.0     |
|    | 278  | 後背湿地        | 2566    |         |
| C  | 336  | 後背湿地        | 2742    | 0.5     |
| D  | 493  | 堤間湿地 I-II   | 1837    |         |
|    | 494  | 堤間湿地 I-II   | 1840    | 1.5     |
| E  | 441  | 第 I 浜堤列     | 1967    | 1.0     |
| F  | 471  | 後背湿地        | 2592    | 0.5     |
| G  | 377  | 堤間湿地 I-II   | 1719    |         |
|    | 375  | 堤間湿地 I-II   | 1693    | 1.5     |

\* 貞觀当時の海岸線からの距離

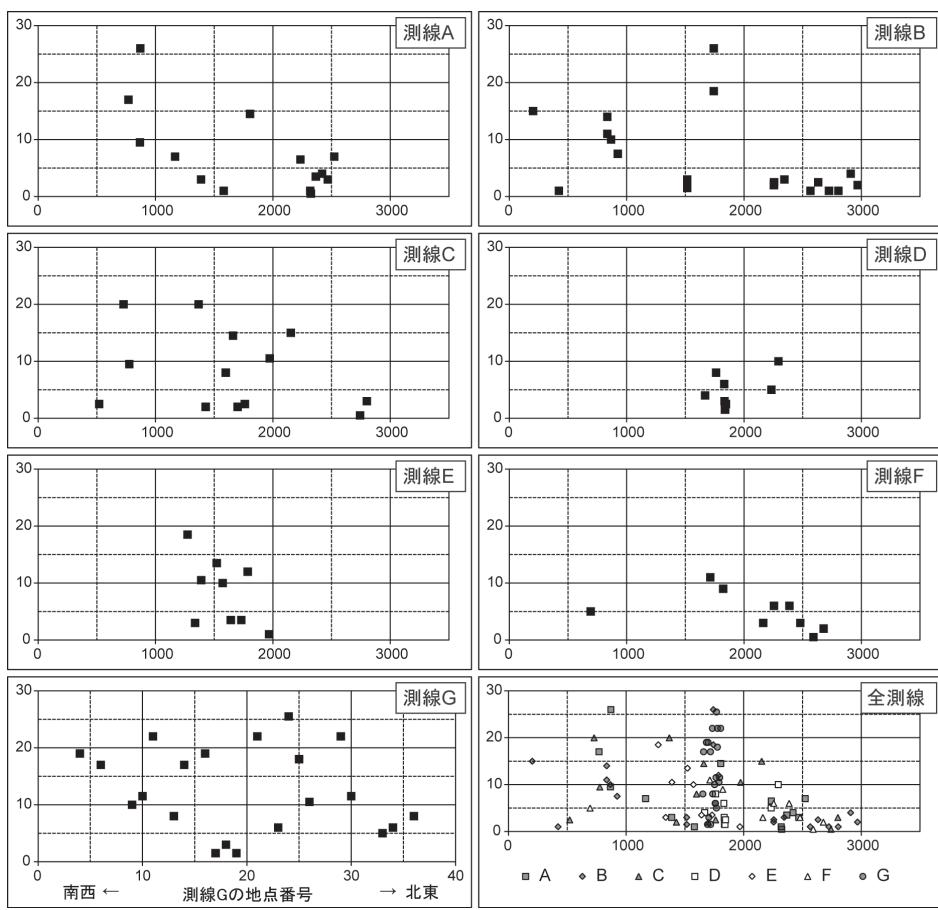


図 2-6：貞觀津波堆積物の層厚分布。横軸は貞觀当時の海岸線からの距離（単位 m；但し測線 G を除く），縦軸は層厚（cm）。

表 2-4：最大層厚の出現位置。

| 測線 | 測点番号 | 地形分類        | 距離* (m) | 層厚 (cm) |
|----|------|-------------|---------|---------|
| A  | 411  | 堤間湿地 II-III | 870     | 26.0    |
| B  | 234  | 浜堤列 I       | 1742    | 26.0    |
| C  | 353  | 堤間湿地 I-II   | 1367    | 20.0    |
| D  | 451  | 後背湿地        | 2294    | 10.0    |
| E  | 476  | 堤間湿地 I-II   | 1273    | 18.5    |
| F  | 422  | 堤間湿地 I-II   | 1713    | 11.0    |
| G  | 491  | 堤間湿地 I-II   | 1768    | 25.5    |

\*貞觀当時の海岸線からの距離

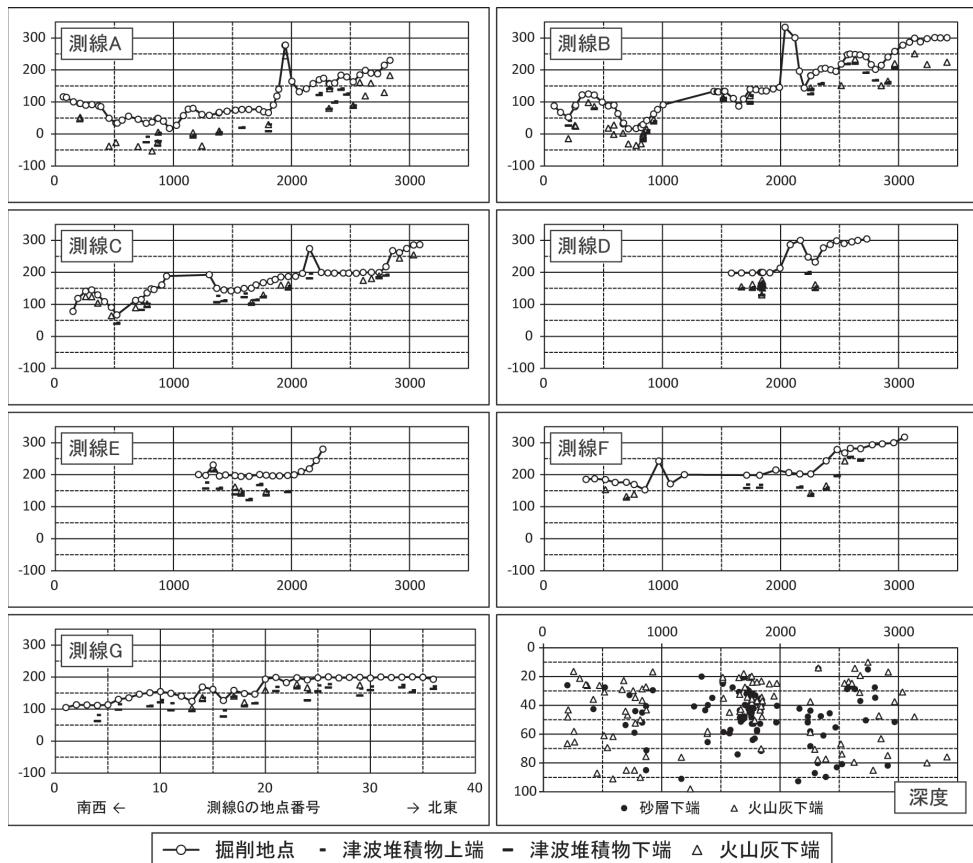


図 2-7：貞觀津波堆積物および To-a 火山灰の標高と深度の分布。横軸は貞觀当時の海岸線からの距離 (単位 m; 但し測線 G を除く)。測線 A ~ G の縦軸は標高 (cm)。深度の縦軸は地表からの掘削深度 (cm)。

物の最大標高 (T.P. 上) は、測線 A で 141.5 cm, 測線 B で 219.6 cm, 測線 C で 190.0 cm, 測線 D で 195.9 cm, 測線 E で 210.7 cm, 測線 F で 255.4 cm, 測線 G で 168.0 cm であった。阿部ほか (1990) による津波堆積物分布限界の標高は 2.5 m であり、本研究でもほぼ同様の結果を得ている。堤間湿地では、埋没量は 15 ~ 100 cm となっており、測線・地点によって値に大きな変化が認められる。浜堤列上では、津波堆積物・火山灰の識別が少なく、深度の値はほとんど得られなかった。貞觀以降の堆積量が極めて小さいか、土地利用によって削剥を受けていると考えられる。調査地域全体では、津波堆積物の基底深度の平均値は 47.2 cm (標準偏差 17.8), 火山灰層は

44.6 cm (標準偏差 22.3) である。

## 2-5. 流れの水理特性の推定について

津波による地表面の侵食は、その場で発生した掃流力に関係すると考えられる (表 1-2)。調査地点で津波堆積物と津波前の地表の境界面に明らかな侵食を示す構造が認められたならば、そこに生じた掃流力は表土の限界掃流力を上回り、砂の堆積に先立って地表面から泥質堆積物が巻き上げられたことを示すと考えられる。さらに、境界面が変形して砂層に下位層準由来の偽礫が混入している場合には、地表面堆積層の面的な破壊 (mass erosion) が生じたことを示すと考えられる。不明瞭な境界を持つ津波堆積物は、砂の堆積

に先立つ泥質堆積物の巻き上げがほとんど起らざる、地表面が乱されなかつことを示すと考えられる。

本研究では、津波堆積物と下位の泥質堆積物の境界の状態を、明瞭、不明瞭、判別不能の3つに分類した。境界に砂と泥が混在せず、幅のほとんど無い線となっていた場合を「明瞭」として識別した（例；写真2-2、写真2-3）。一方、境界付近に砂と泥が混在し、幅をもつた境界として識別される場合や、砂がパッチ状に検出された場合を「不明瞭」として識別した（例；写真2-4）。

明瞭な境界を示す砂層は、海岸線から第I浜堤列前面（または堤間湿地I-II）にかけて分布しており、それよりも内陸側の後背湿地では、不明瞭な境界を示す砂層が多く分布している（図2-8）。また測線G沿いでは、境界が明瞭な砂層が連続的に確認された。

粘着性を有する泥質堆積物の限界掃流力は、有効応力（降伏応力）の関数として表される。仙台平野の表層堆積物の粘着力（圧力0時の降伏応力）は、 $0.13 \sim 0.24 \text{ kg/m}^2 = 1.27 \sim 2.35 \text{ N/m}^2$ である（国土地理院、1984；文献中のA1-Um層（砂・粘性土）の値）。Otsubo and Muraoka（1988）は、日本各地の湖沼底質について限界掃流力を測定し、有効応

力との関係式を示している。これによれば、有効応力を $\tau_{y1}$ とすると、粒子移動限界（粒子離脱量が $3.5 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上）の掃流力 $\tau_{cl}$ について、

$$\tau_{cl} = 0.27\tau_{y1}^{0.6} \quad (1)$$

更に、底面堆積層の破壊開始点の掃流力 $\tau_{c2}$ については、

$$\tau_{c2} = 0.79\tau_{y1}^{0.94} \quad (2)$$

で表される。（2）式から、仙台平野表層堆積物に対して、 $\tau_{cl} = 0.31 \sim 0.44 \text{ N/m}^2$ 、 $\tau_{c2} = 0.99 \sim 1.77 \text{ N/m}^2$ が推定される。底面掃流力が $0.31 \text{ N/m}^2$ 以下であれば表土から堆積物粒子の巻き上げはほとんど起らざる、 $0.99 \text{ N/m}^2$ 以下であれば地表のmass erosionは起こらないと考えられる。掃流力が $1.77 \text{ N/m}^2$ を上回れば、地表のmass erosionが確実に起こると考えられる。

以上より、津波遇上時の掃流力の値として、明瞭な境界を示す砂層が確認された地点（主に第I浜堤列よりも海側）で $1.77 \text{ N/m}^2$ 以上（少なくとも $0.99 \text{ N/m}^2$ 以上）、不明瞭な境界を示す砂層が確認された地点（主に第I浜堤列

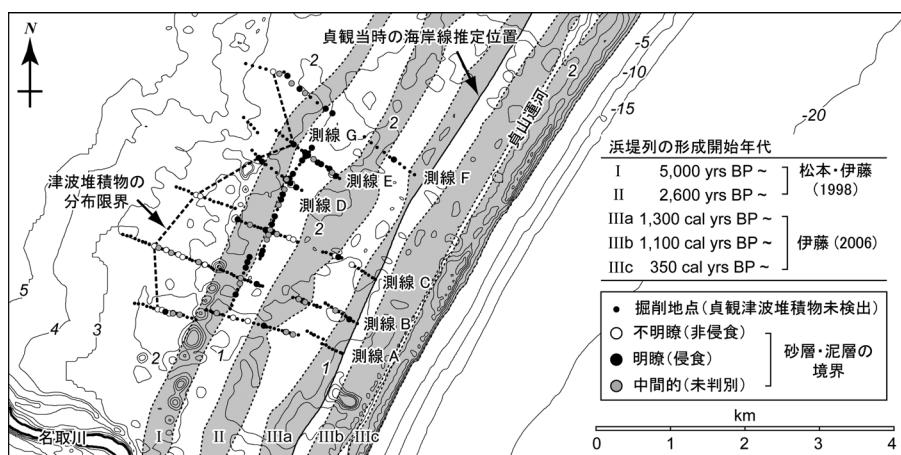


図2-8：下位層準との境界で分類した津波堆積物の分布。レーザープロファイラによる50m メッシュ地形データ（国土地理院・東北地方整備局・仙台河川国道事務所）を使用。

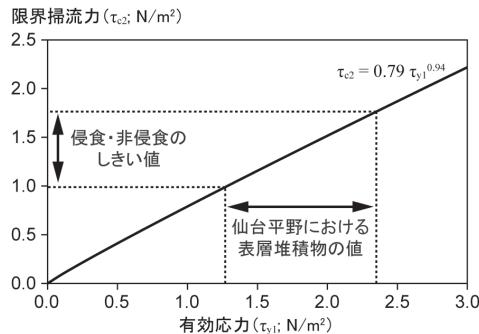


図 2-9 : Otsubo & Muraoka (1988) による泥質堆積物の有効応力と限界掃流力の関係。仙台平野での値は国土地理院 (1984) に基づく。

よりも内陸側) で 0.99 N/m<sup>2</sup> 以下 (大きくとも 1.77 N/m<sup>2</sup> 以下) が推定される (図 2-9)。

### 3. 津波像の復元に影響するその他の要因の検討

#### 3-1. 検討の目的

海岸線の位置と海域・陸域の地形は、津波

の遡上と陸上での挙動に大きく影響するが、約 1,100 年前の貞觀津波当時の地形は、現在と大きく異なっていた可能性がある。津波当時の植生と潮位も、津波の高さと挙動に影響する。これらの津波像の復元に影響する要因を、観測データ・歴史記録・堆積物に基づいて個別に評価、推定した。

#### 3-2. 古地形

##### 3-2-1. 仙台平野の地形

仙台平野には、浜堤列・後背湿地・自然堤防・旧河道が明瞭に発達している。浜堤列は、完新世後期の海水準微変動 (海水準上昇期) によって、過去の海岸線に沿って形成された細粒～中粒砂からなる砂堆状の地形であり、平野の内陸部では地盤が相対的に高い微高地として識別される。仙台平野では、現在の海岸線に沿った幅 3 ～ 5 km の地帯に、陸側から順に I (I')・II・III の 3 (4) 列が識別される (図 3-1)。なお、第 I' 浜堤列は調査地域内では識別されない。浜堤列の間や自然堤防の背後は、主に腐植質のシルト・粘土で

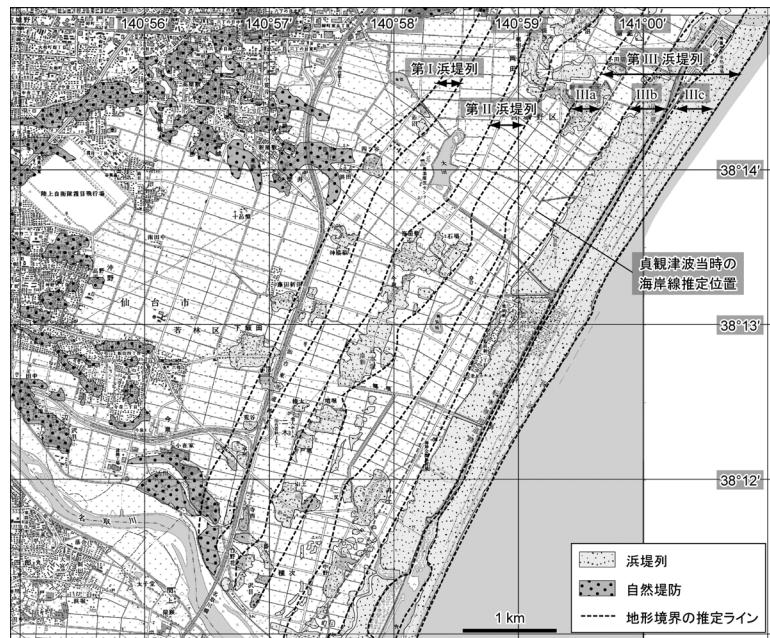


図 3-1 : 空中写真の判読に基づく、調査地域の地形分類。数値地図 25000 (地図画像) 「仙台」(国土地理院, 2005) を使用。

構成される堤間湿地（後背湿地）となっている。湿地は主に水田として、自然堤防や浜堤列は宅地や道路として利用されている。各浜堤列の形成時期（14C 年代）は、第 I 浜堤列が 5,000 ~ 4,500 yrs BP（第 I' 浜堤列は 3,300 ~ 3,000 yrs BP）、第 II 浜堤列が 2,600 ~ 1,700 yrs BP、第 III 浜堤列が 800 yrs BP 以降である（松本・伊藤、1998）。最も海側の第 III 浜堤列は、連続性や堤間湿地の分布から、陸側から順に IIIa・IIIb・IIIc の 3 つに細分される（伊藤、2006）。

本研究では、空中写真判読により調査地域内で第 I ~ 第 III 浜堤列の地形分類を行った。第 IIIa 浜堤列よりも内陸の浜堤は、形成後の埋没や侵食により所々途切れているが、現在の分布からおおまかな境界線の形状を推定した（図 3-1）。なお、本論では堤間湿地について以下のように表記する。

- 第 I 浜堤列よりも陸側：後背湿地
- 第 I・第 II 浜堤列間：堤間湿地 I-II
- 第 II・第 III 浜堤列間：堤間湿地 II-III

### 3-2-2. 地形復元の既往研究

大スケールの領域を対象とした地形復元の研究としては、氷期後のアイソスタティック・リバウンド以前の地形復元（Leverington et al., 2002）の例がある。小スケールの領域について、埋没地形の復元を行った研究としては、ベルギーにおけるレスで被覆された古地形の復元（Saey et al., 2008）、ニューメキシコにおける第四紀の火山灰層で被覆された古地形の復元（Coleman et al., 2009）などの例がある。

一般に、ある堆積層の位置や厚さを推定するための掘削データは十分でない場合が多いので、データ点の間はスプライン関数などの方法で数学的に補間される。古地形の復元を行う場合には、流水による地形の凹凸を表現するために、フラクタルベースの補間法が用いられることがあるが、自然の水系網は再現されない。地形形成過程自体をシミュレーションして、地形を再現する方法も提案され

ている（Coleman et al., 2009）。これは、スプライン補間で 1 次の近似的な復元を行い、微地形をシミュレーションにより 2 次的に生成する方法である。

被覆によって元の地形が著しく平滑化されている場合、現地形から古地形を推定することは困難である（Saey et al., 2008）。仙台平野では、現在も浜堤列・堤間湿地など、平野の拡大過程に由来する地形的特徴が認められ、現地形と古地形の相関は高いと考えられる。仙台平野は標高 2 ~ 3 m の平坦な地形であるので、河川の開析・下刻による地形変化は小さく、Coleman et al. (2009) のような 2 次的な復元を考慮する必要は無いと考えられる。調査地域での自然堤防の分布は名取川周辺に限られ、河川の蛇行による影響も小さいと考えられる。

### 3-2-3. 本研究での復元方法

本研究では、掘削（深度）データから被覆量を推定し、貞觀当時の地形を復元する。深度データが存在するのは 7 つの測線上のみであり、数値解析の対象領域全体をカバーしていないため、地形学的検討に基づいて領域全体の地形復元を行う。

#### 海岸線の位置

貞觀津波以降の 1,100 年間において、河川からの土砂供給や沿岸漂砂により平野の拡大が進行したために、現在の海岸線の位置は貞觀当時と異なっていると考えられる。本研究では、海岸線の位置の推定に関する以下の 3 つの方法を比較・検討した。

(1) 海岸線前進速度：仙台平野における過去 2,000 年間の海岸線の前進速度は、約 1.0 m/yr、過去 5,000 年間では約 0.6 m/yr である（松本、2001）。この結果に基づくと、貞觀津波当時（約 1,100 年前）には、海岸線は現在よりも約 700 ~ 1,100 m 内陸に位置していたと推定される。

(2) 堤間湿地堆積物基底の年代：第 III 浜堤列の形成開始年代は、浜堤列背後の堤間湿地堆積物基底の 14C 年代から、IIIa が

1,300 cal yrs BP, IIIb が 1,100 cal yrs BP, IIIc が 350 cal yrs BP と求められている（伊藤, 2006）。よって、貞觀津波当時の海岸線は第 IIIa 浜堤列と第 IIIb 浜堤列の間にあったと考えられる。論文中の図から読み取ると、これは現在よりも約 750 m 内陸となる。同論文では、仙台平野北部（七北田川～名取川；本調査地域に該当）・中部（名取川～阿武隈川）・南部（阿武隈川以南）において海岸線前進速度の地域差も検討しており、(1) と調和的な結果を得ている。

(3) 海浜堆積物出現位置：砂浜海岸においては、往復流れにより斜交層理など特有の堆積構造を持つ砂層が形成される。海岸域の掘削で海浜堆積物が見出された位置を、過去の海岸線の位置と考えることができる。澤井ほか(2007)では、現在の海岸線よりも約 1,000 m 内陸（論文中の掘削地点 060327-1）に海浜堆積物を見出している。これは、第 IIIa 浜堤列背後に相当する地点であり、(2) の推定よりも内陸側となる。降下火山灰が浜堤砂に挟在する場合、その浜堤は火山灰降下前後の時点で形成途中にあり、海岸線の近くに位置していたと推定される。

海浜堆積物で過去の海岸線位置を特定するためには、これを連続的に追跡する必要があるが、本検討の対象地域においては、これまでに得られている少數の掘削結果に依存することとなる。浜堤列の形成年代に基づく方法は、調査地域全体に対する適用性が高い。本研究では、第 IIIa 浜堤列の海側境界線を貞觀当時の海岸線として推定した（図 3-1）。

### 海域の地形

仙台平野海域の地形的特徴として、水深 18 m 付近を境に海底勾配が急変する点が挙げられる。海浜の拡大・縮小は沿岸漂砂の供給量と土砂侵食量の収支によって決まり、海浜地形の断面形状もこれに影響を受けると考えられる。仙台湾岸の沿岸流は、南から北へ向かう方向である。調査地域では、名取川・阿武隈川による土砂供給が支配的と考えられる。これらの河川の上流域でのダム建設や、

河口域における導流堤の設置によって、土砂供給量に人为的影響が及んだのはごく最近である。仙台湾における沿岸流と土砂供給量がこの 1,100 年間で大きく変化しなかったと仮定すれば、現在の海浜の地形勾配は、貞觀当時と同様であったと考えられる。

### 陸域の地形

貞觀津波以降の 1,100 年間で、仙台平野の海岸線は当時形成が始まった第 IIIb 浜堤列から、現在最も海側の浜堤である第 IIIc 浜堤列まで前進している。第 IIIc 浜堤列においては、近世に植林された防砂林の効果により、頂部の地盤高は自然状態よりも高くなっていると考えられている（伊藤, 2006）。一方、第 IIIa 浜堤列の地盤高は、貞觀以降の侵食・堆積作用および土地利用によって変化していると考えられる。堆積（被覆量）については掘削によって把握できるが、侵食（削剥量）を推定することは一般に困難である。本研究では、伊藤（2006）を参考に、貞觀当時の第 IIIa 浜堤列の頂部の地盤高は、現在の第 IIIc 浜堤列よりも低かったと仮定する。第 IIIa 浜堤列よりも内陸の被覆量は、掘削データに基づいて推定する。

陸上地形の復元（標高値の推定）に関しては、地殻変動など地盤高に影響を与える他の要因が考えられる。ここでは、それらの項目を列举し、評価・補正方法について検討する（表 3-1）。

#### A. 地震性・非地震性の地殻変動

仙台平野を含む東北地方太平洋沿岸においては、地震時の断層運動による隆起や、海洋プレートの沈み込みによる陸域の長期的な沈降が生じている可能性がある。この影響は、砂丘・湿地などの陸上の地形的特徴に関わり無く、仙台平野の広い範囲、調査地域内ではその全域で一様に生じると考えられる。地震時により海岸段丘などの隆起地形が形成されることがあるが、調査地域の海岸にはそのような地形的特徴は認められない。日本被害地震総覧（宇佐美, 1996）によれば、貞觀地震

表 3-1：陸域の地形に影響を与える要因とその評価方法。

| 要因              | 被影響地形 | 原因              | 影響のスケール   |     | 評価方法             | 関連文献等                                      | 本研究の評価結果(貞観津波)              |
|-----------------|-------|-----------------|-----------|-----|------------------|--|-----------------------------|
|                 |       |                 | 時間的       | 空間的 |                  |  |                             |
| A 地震性・非地震性の地殻変動 | 砂丘湿地  | 断層運動            | 津波当時～現在   | 大   | 歴史記録             | 日本三代実録                                     | 変動無し                        |
|                 |       |                 |           |     | 隆起・沈降地形          |  |                             |
|                 |       |                 |           |     | 遺跡の発掘            |  |                             |
|                 |       |                 |           |     | 験潮・GPSによる地殻変動の観測 | 海岸昇降検知センター                                 |                             |
|                 |       |                 |           |     | 相対的海水準変動の検出      | 宮城県沖地震における重点的調査観測成果報告書(2008)               |                             |
| B 人為的な地盤沈下      | 砂丘湿地  | 揚水開墾・土地改良構造物の築造 | 数 100 年程度 | 中   | 地盤沈下の観測          | 仙台市環境管理課資料<br>宮城県環境対策課資料<br>全国地盤環境情報ディレクトリ | ～ -0.12m<br>(昭和 49 年以降の累積値) |
|                 |       |                 |           |     | 遺跡の発掘            | 阿部ほか(1990)                                 |                             |
| C 地盤の圧密         | 主に湿地  | 新たに堆積した土砂の荷重    | 津波当時～現在   | 中   | 遺跡の発掘            | 阿部ほか(1990)                                 | 評価しない                       |
|                 |       |                 |           |     | 圧密試験・圧密理論など      |  |                             |
| D 津波後の砂層の埋没     | 主に湿地  | 堆積作用            | 津波当時～現在   | 小～大 | 津波堆積物基底の掘削深度     | 本研究  | 剥ぎ取り関数(図 3-7, 3-8 を参照)      |
| E 津波来襲時の地盤低下    | 津波週上域 | 津波来襲時の土砂移動      | 津波時       | 小～中 | 無し               |  | 評価しない                       |

以降、本地域で地震に伴う地盤の隆起・沈降が生じた例の記録は無い。1978 年宮城県沖地震においても、軟弱地盤の地域では液状化により被害を生じたものの、地盤の上下を伴う顕著な地殻変動は観測されていない。一方、宮城県沖型地震における重点的調査観測成果報告書(2008)では、海浜堆積物の高度と年代から、短期間に起こった相対的海水準の変化を検討している。これによると、南部仙台平野(亘理町)において、約 500 年前に 0.5 m 程度の隆起が起こったと結論している。また、最近数 10 年間の験潮記録によれば、宮城県石巻市鮎川で 5 mm/yr 程度の僅かな沈降が観測されているが(国土地理院海岸昇降

検知センター)，この傾向が貞観以降の 1,100 年間継続するものであったかどうかは不明である。

仙台平野の地形的特徴、歴史地震の記述、宮城県沖地震の観測結果からは、地殻変動の影響は小さいと考えられる。本研究では、貞観地震以降、仙台平野において隆起・沈降を生じる地震性・非地震性の地殻変動は生じていないと仮定する。

#### B. 人為的影響による地盤沈下

仙台平野の低地表層は第四紀層からなり、未固結の沖積層(泥炭・泥・砂・礫)と、その下の半固結の洪積層(泥・砂・礫)で構成

される。第四紀層は泥岩・凝灰岩で構成される安定した深層基礎地盤である新第三紀層を基盤とする。調査地域の水田・低湿地は N 値 5 以下の軟弱地盤であり、後背湿地の堆積物である福田町層の泥炭・泥が分布する。仙台平野の地表下 10 ~ 20 m には N 値 25 ~ 35 の礫層が分布し、深層地下水の包蔵帶となっている（経済企画庁、1967）。

仙台平野では、近代から現代にかけて行われた構造物の設置、揚水、開墾・土地改良（水路の開削など）の影響により地盤沈下が生じている。調査地域では、1974 年（昭和 49 年）から 2006 年（平成 18 年）までの 32 年間の水準測量データがあり、南長沼周辺（本研究の測線 C 付近）で最大で 12 cm 程度の地盤の不等沈下が観測されている（宮城県環境生活部環境対策課、2009）。沈下等量線図に基づいて標高値を嵩上げして、地盤沈下による影響を補正することが可能である。

### C. 地盤の圧密

貞觀津波で堆積した砂層と、これを被覆する泥質堆積物の荷重を原因として、砂層下の堆積物に圧密が生じ、当時の地表面の標高が変化している可能性がある。調査地域には、泥炭が広く分布する。泥炭が未分解の腐植質に富む場合は間隙が多く、荷重により容易に圧縮される。圧密前の標高は不明であるので、堆積物の荷重による圧密量を直接推定することは困難である。

阿部ほか（1990）では、遺跡の発掘深さから、仙台平野における地盤の圧密沈下量を 50 cm 程度に見積もっている。また、遺跡発掘現場において見出される墳墓の基底面と地下水位の関係から、その場所で地盤の圧密・沈下が生じたか否かを知ることが出来る場合がある。墳墓の基底面は通常、地下水位よりも上までしか掘り下げないと考えられる。地下水位は長期的・短期的に変動するが、遺構築造時点の地下水位が現在で同じであるとの仮定の下、発掘された墳墓の基底面が現在の地下水位よりも低い位置にあれば、墳墓穴の掘削後に地盤沈下が生じたことを示すことができる。

### D. 津波後の砂層の埋没

貞觀当時の地表面は、現在では沖積平野の堆積作用によって、津波堆積物とともに地下に埋没している。Minoura and Nakaya (1991) によって求められた堆積速度 (0.07 cm/yr) からは、約 77 cm の埋没が推定できるが、これは場所ごとに異なる値となっていると考えられる。本研究では、津波堆積物および To-a 火山灰層基底の深度で、貞觀当時の地表面の深さを近似する。埋没深度の平均的な分布を求め、現在の標高値から差し引くことで、当時の地表面の標高を推定できる。

### E. 津波来襲時の地盤低下

最近の津波現地調査により、土砂移動（侵食・運搬）に伴って地形が大きく変化する場合があることが明らかにされている。侵食量（地盤低下量）は地形、堆積物の物性、流況によって局所的に大きく変動する。津波週上の際には、海浜・浜堤列を構成する砂が巻き上げられて陸側に運搬されるので、地盤高の大幅な低下が起りうる。また、引き波が集中する場所でも、顕著な侵食が生じることが知られている。最近の津波であれば、津波前後の標高から地盤低下量を推定出来るが、歴史津波に関しては、津波前後での地形変化の有無やその具体的な量を知ることは一般に困難である。

### 本論で考慮する項目

地殻変動については地盤高に対する影響はないと考える。地盤沈下については、昭和 49 年以降の観測データによる沈下量を考慮する。他の項目については、地盤高に対して数 10 cm のオーダーで影響を与える可能性があるが、貞觀津波を対象とした場合、調査データや史料に基づく議論は難しい。

#### 3-2-4. 復元地形データの作成手順

本研究では、次の仮定に基づいて地形の復元を行った。

1. 貞觀当時の海岸線は第 IIIa 浜堤列である。

2. 当時の海浜地形の断面形状は現在とほぼ同じである。
3. 当時の地表面の被覆量は、津波堆積物と火山灰の深度を用いて近似できる。
4. 沖積平野の形成過程において、浜堤列と堤間湿地は岸沖方向に成長する。よって、地形を横断する方向で同じ位置にある場所では、貞觀以降の被覆量が等しい。

現在の地形は、レーザープロファイラで計測された仙台平野の 50 m メッシュ標高データを使用した（図 3-2）。標高値は T.P. からの地盤高さで表され、精度は 0.01 m、植生・構造物の高さは差し引かれている。標高値は世界測地系による緯度・経度で与えられているので、中央防災会議の公開メッシュデータと同様、中央経線 143 度の UTM 投影によって直交座標のメッシュデータに変換した。更に、約 17 m ( $\approx 50 / 3$  m) で補間して解析用地形データとした。領域の範囲は、東西 12,000 m (x: 318000 ~ 330000)，南北 6,000 m (y: 4228750 ~ 4234750；x, y とも上記の UTM 座標) である。

#### 地形に対するメッシュの割り当て

地形分類図の浜堤列境界線を UTM 座標による点列で表し、すべての標高メッシュ点をいずれかの地形分類に対して割り当てる。隣り合う 2 つの地形境界線から中線を求め、その法線の方向を地形幅の方向とする。法線と地形境界線との交点から地形幅  $w$  を計算する。各メッシュ点では、地形幅方向に測った地形境界線からの距離  $d$  を求める。この  $d$  をその点に対応する地形幅  $w$  で除した値  $x_r$  を、「地形幅で規格化した岸沖方向の位置」と定義し、各標高メッシュ点に割り当てる。海側の地形境界線上で  $x_r = 0$ 、陸側の地形境界線上で  $x_r = 1$  とする（図 3-3）。

#### 海岸線の変更に伴う海域の地形の修正

現在の海岸線と 17.5 m 等深線の間の領域の水深値から、 $x_r$  による平均的な地形断面を求めた（図 3-4）。この地形断面を基に、貞觀当時の海岸線である BR3a と現在の 17.5 m 等深線の間の水深値を与えた。なお、水深 17.5 m 以深の地形は現在と同じとした。

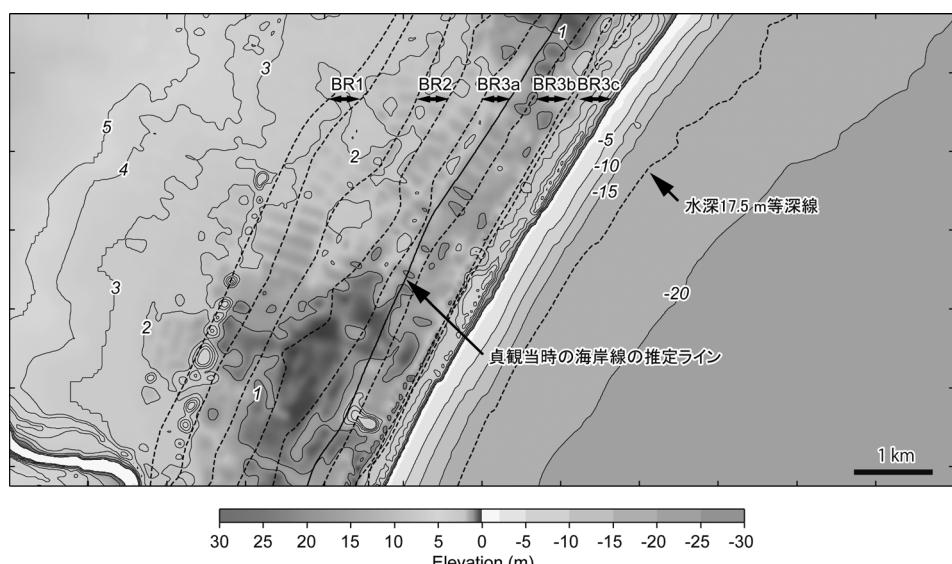


図 3-2：現在の地形。BR1：第 I 浜堤列、BR2：第 II 浜堤列、BR3a：第 IIIa 浜堤列、BR3b：第 IIIb 浜堤列、BR3c：第 IIIc 浜堤列。浜堤列境界線の位置と形状は空中写真判読による地形分類（図 3-2）に基づく。

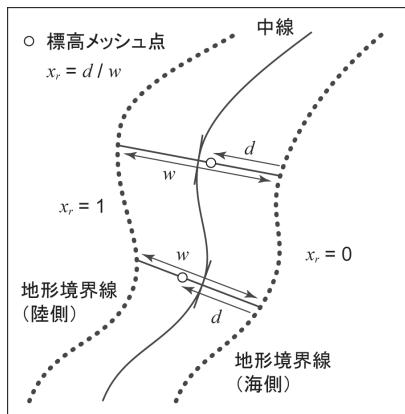


図 3-3：地形幅で規格化した位置の割り当て方法。

### 海岸線の変更に伴う陸域の地形の修正

海域の水深を変更した結果、貞觀当時の海岸線を境に地形が不連続となる。そこで、現在の第 IIIc 浜堤列の標高値から  $x_r$  による平均的な地形断面を求め(図 3-5)，これを基に第 IIIa 浜堤列の標高値の修正を行った。貞觀当時の海岸線上では標高 0 m，背後の堤間湿地との境界線上ではそれよりも陸側の標高値と一致するように、データを修正した(図 3-6)。修正後の第 IIIa 浜堤列頂部の標高は 2.5 ~ 3.0 m で、現在の第 IIIc 浜堤列の平均(約 3.5 m) よりも低い値となっている。

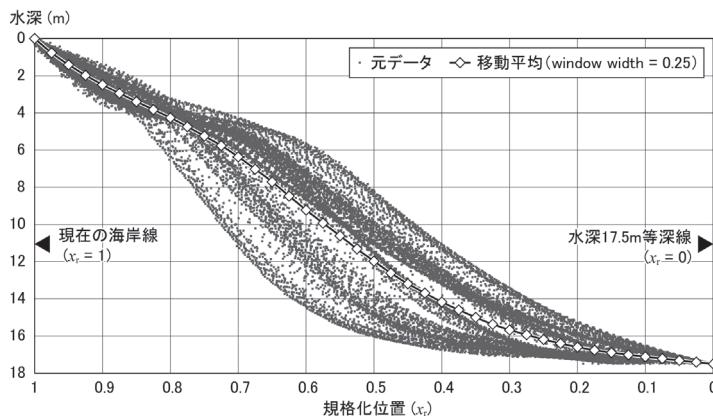


図 3-4：現在の浅海域の平均的な地形断面。

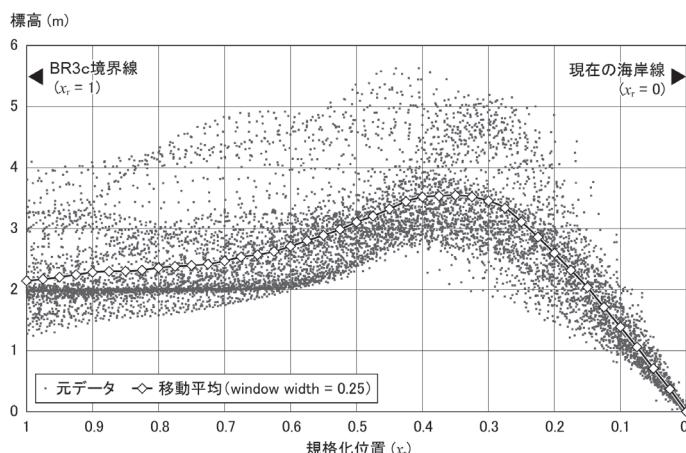


図 3-5：第 IIIc 浜堤列(現在の海浜)の標高値と平均的な地形断面。

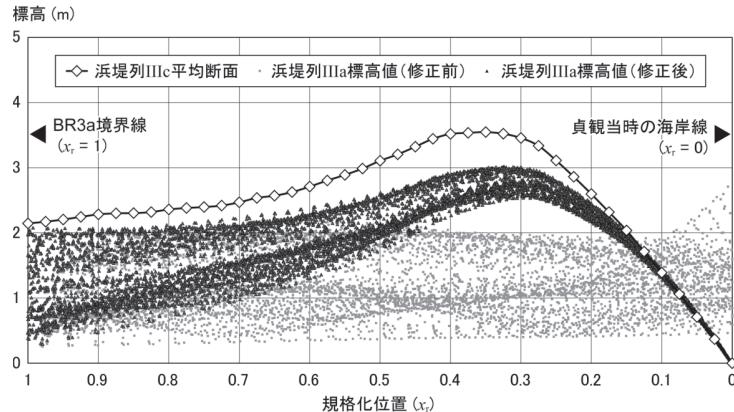


図 3-6：海岸線の位置変更に伴う、第 IIIa 浜堤列の標高値の修正。

### 浜堤列と堤間湿地の地形の修正

図 2-7 に示した通り、同一測線上の隣接する掘削地点間でも、深度データのはらつきは大きい。浜堤上では少数のデータしか得られていない。また、掘削時の測定精度は 10 cm である。従って、復元地形を測定値すべてに一致するように推定することには難点があると考えられる。本研究では、貞觀当時の仙台平野の地形を平均像として復元する。具体的には以下の方法が考えられる。

- 1 次の近似：堆積物の深度の平均値で一様に地盤を下げる
- 2 次の近似：岸沖方向の深度分布に対して線形回帰で復元する
- 3 次の近似：埋没深度が地形によって異なると仮定し、深度の分布を与える

調査地域全体では、津波堆積物の基底深度の平均値は 47.2 cm (標準偏差 17.8)、火山灰層は 44.6 cm (標準偏差 22.3) である。よって、1 次的な近似として、平均 46 cm の被覆量を推定できる。これに基づく復元を行った場合、埋没量が小さいと考えられる浜堤列上でも一様に標高が小さくなり、平野の地形発達過程が考慮されない。また、深度分布には岸沖方向の単純な変化傾向が認められないため（図 2-7）、線形の近似は成立しないと考えられる。本研究では、掘削により得た貞觀津波堆積物

基底面の深度分布から、取り除くべき堆積物の厚さ（被覆量）を地形ごとに  $x_r$  の関数として表す（剥ぎ取り関数）。海岸線位置を変更した地形データに対して剥ぎ取り関数を適用し、貞觀当時の陸上地形を復元した（図 3-10）。剥ぎ取り関数の決定方法およびメッシュ点の標高値補正方法は以下の通りである。各掘削地点を該当する地形で分類し、津波堆積物および火山灰の深度分布を  $x_r$  によって表す。移動平均によって被覆量の分布形を求め、地形分類ごとの剥ぎ取り関数を決定した（図 3-7）。地形データの各メッシュ点で、 $x_r$  から剥ぎ取り関数の値を求め、標高値を補正した。第 II 浜堤列においては津波堆積物と火山灰の検出が少なく、データ得られた場合にも深度の値はかなり深い値を示している。第 II 浜堤列の形成年代は第 I 浜堤列よりも新しく、埋没は進行していないと考えられるため、浜堤列中央付近で被覆量 0 cm を仮定して関数の形状を与えた。また、貞觀当時の海岸線でも、被覆量を 0 cm と仮定している。

### 後背湿地の地形の修正

第 I 浜堤列よりも内陸側では、津波堆積物および火山灰の深度分布を地形幅で規格化できない。本研究では、浜堤列からの岸沖方向の距離に対して剥ぎ取り関数を定義した。第 I 浜堤列から 1,500 m よりも内陸側には深度データが得られていない。数値解析で再現さ

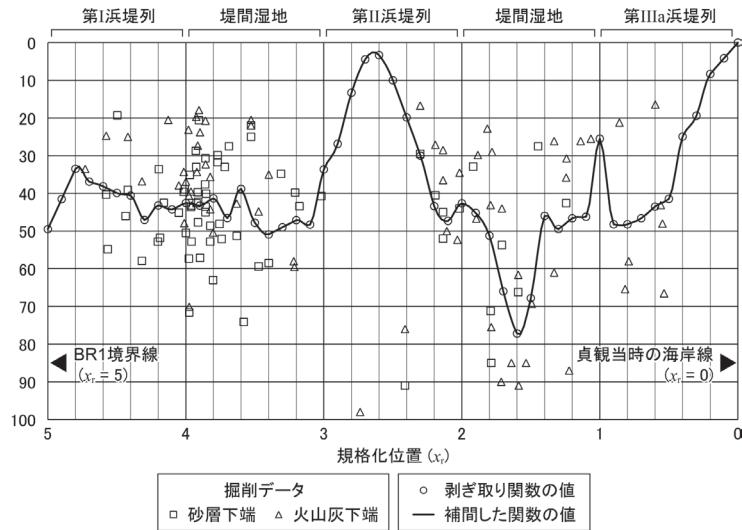


図 3-7：浜堤列・堤間湿地における地形の被覆量の推定結果（剥ぎ取り関数）。BR1 境界線は図 3-2 の BR1（第 I 浜堤列）の陸側の境界線に対応する。

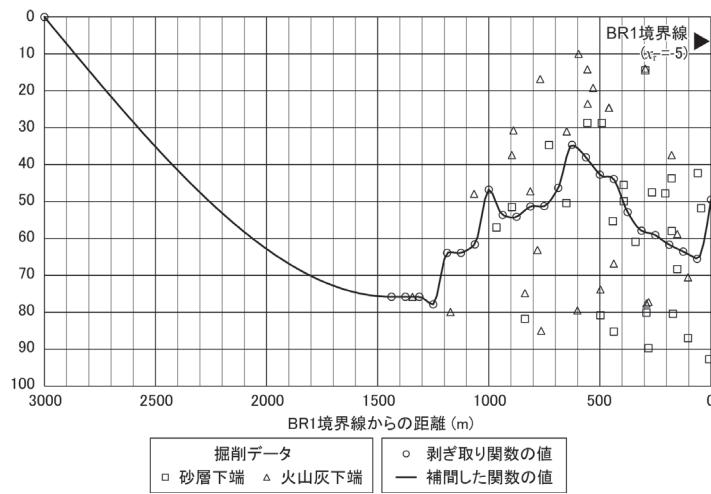


図 3-8：後背湿地における地形の被覆量の推定結果（剥ぎ取り関数）。BR1 境界線は図 3-2 の BR1（第 I 浜堤列）の陸側の境界線に対応する。

れる津波浸水範囲を考慮し、第 I 浜堤列からの距離が 3,000 m の位置で被覆量 0 cm となるよう閾数の形状を与えた（図 3-8）。

#### 人工地形の修正

現在の地形データには、新田開発時の宅地や自動車専用道路基部の盛り土など、貞觀当時には存在しなかった人工的な地盤の高まり

が存在する。特に、藤田新田、下飯田、仙台東部道路沿い、大沼（図 3-1）では周囲に対して 2 ~ 3 m 程度の比高があり、数値的に再現される津波挙動への影響が大きいと考えられる。本研究では、これらの盛り土状の人工地形を取り除くため、周囲との比高を 1/10 になるように地形データを修正した。

### 3-2-5. 地形復元の結果

以上の方法によって復元した貞觀津波当時の調査地形を図3-9に示した。領域の南側、堤間湿地II-IIIは水域として復元されている。

### 3-3. 粗度

津波遇上計算では、水域の有無・植生被覆などによる流れへの抵抗は、粗度係数によって評価される。粗度係数の値は経験的に与えられ、地域・土地の利用状態に基づいて与える方法（相田, 1977；小谷ほか, 1998）、水理実験によって推定する方法がある（後藤・首藤, 1983；福岡ほか, 1994）。

小谷ほか（1998）では、果樹園・防潮林を含む森林域に対して0.030、防潮林を含まない海域・河川域に0.025、荒地を含む田畠域に0.020としている。現在の仙台平野では、樹木・防潮林は主に浜堤上に分布し、耕作地として利用されている堤間湿地・後背湿地にはほとんど見られない。本研究では、植生の分布が巨視的には浜堤・湿地などの地形・土地条件によって決まると考え、復元地形の浜堤列に対して上記の森林域の値を、湿地に対しては田畠域の値を対応させる。復元地形の水域（標高0 m以下のメッシュ）は、上記の海域・河川域の値を対応させる。

### 3-4. 津波時の潮位

#### 3-4-1. 海水準変動

仙台平野における後氷期～完新世後期の海水準変動については、松本・伊藤（1998）、松本・野中（2006）により以下のようにまとめられている。

- 約14,000年前～約6,000年前：最終氷期の低海水準期以降、海面が急激に上昇
- 8,700年前：海水準は-20 m、仙台平野のほぼ全域にわたり内湾が侵入
- 8,200年前：海水準は-10 m、内湾が最も内陸に到達し、七北田川下流部においても、岩切・小鶴・山王を越えて内湾が広がっていた
- 6,800年前：海水準上昇速度が低下、河川流送土砂の堆積で地形変化が顕在化
- 6,000年前：海面は現在とほぼ同水準に達する

論文中では、泥炭質堆積物、潮間帯泥質堆積物、貝殻および貝殻片、貝塚の貝殻による炭素年代から得られた完新世後期の海水準変動曲線が示されている。これによると、6,000年前以降、振幅1 m程度の海水準微変動が見られるものの、平均的な海水準は現在と同じ

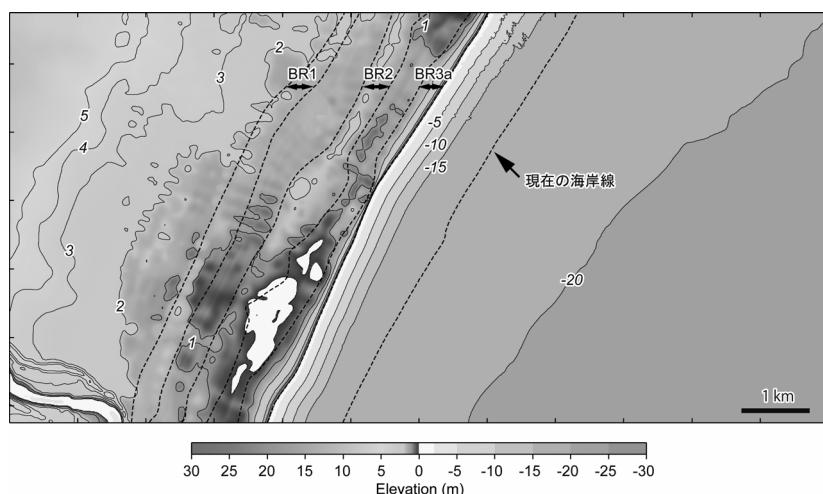


図3-9：貞觀津波当時を復元した地形。

である。貞観津波の年代に相当する 1,100 年前頃の推定も、海水準は現在とほぼ同じ値となっている。以上より、本研究では貞観当時の平均海面は現在と同じであったと考える。

### 3-4-2. 潮位変動の幅

日本海洋データセンターによる仙台港（世界測地系：38°16'N, 141°01'E）での潮汐観測（毎時潮高）データを用いて、潮位変動の幅を検討する。気象庁による潮位の定義は次の通りである。

- 年平均潮位：1 年間の各月の平均潮位の平均
- 最高潮位：当年中に観測した最高潮位の日・時刻と潮位
- 最低潮位：当年中に観測した最低潮位の日・時刻と潮位
- 朔望潮位・朔：朔（新月）の日から前 2 日～後 4 日以内に観測された最高潮位の平均及び最低潮位の平均
- 朔望潮位・望：望（満月）の日から前 2

日～後 4 日以内に観測された最高潮位の平均及び最低潮位の平均

仙台港の 2001 年～2007 年の潮位データを基に、年平均潮位と朔望の最低・最高潮位を求めた（表 3-2）。朔望の潮位については、海上保安庁海洋情報部による月の朔望表 ([http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOHO/reki/monthage\\_idx.htm](http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOHO/reki/monthage_idx.htm)) から朔望の日時を特定し、定義に従って朔望時刻の 48 時間前～96 時間後の最低・最高潮位について平均を求めた。各年の最低・最高潮位は、潮位偏差の大きい時の値であり、過小または過大であると考えられる。

### 3-4-3. 津波発生日の潮位

貞観年間においては、太陰太陽暦の 1 つである宣明暦が利用されていた。太陰暦では、月の初めの 1 日は朔、15 日は望に対応し、このとき干満の差が大きい大潮となる。また、8 日（上弦）・23 日（下弦）は干満の差が小さい小潮である。貞観津波が起った旧暦 26 日は下弦と朔の間の期間にあり、小潮

表 3-2：仙台港の潮位観測データ。

| 年              | 年平均 | 最低  | 最高  |
|----------------|-----|-----|-----|
| 2001           | 98  | -21 | 184 |
| 2002           | 95  | -21 | 320 |
| 2003           | 97  | -18 | 184 |
| 2004           | 101 | -19 | 343 |
| 2005           | 101 | -23 | 286 |
| 2006           | 101 | -26 | 216 |
| 2007           | 105 | -59 | 391 |
| 2001-2007 年の平均 | 100 | -27 | 275 |

|                      | 最低    | 最高     |
|----------------------|-------|--------|
| 朔望潮位（2001-2007 年の平均） | 7     | 166    |
| 時間差（秒）               | 88966 | 116545 |

駿潮所コード：0112

駿潮所名：仙台港（SENDAIKO）

位置：38°16'N, 141°01'E（世界測地系）

を過ぎて干満の差が次第に大きくなつてゆく時期であったと考えられる。津波発生は夜間であり、三代実録の他、歴史記録に潮位に関する記述は認められないが、月齢を考慮すると、津波当日に朔望最低あるいは最高に相当する潮位が現れていた可能性は小さい。

#### 4. おわりに

表4-1に貞觀津波の痕跡調査の結果をまとめた。数値解析では、これを用いてモデルの評価を行う。

津波像の復元に影響するその他の要因として、仙台平野の地形学的特徴とその発達過程を考慮し、掘削データで明らかにした津波堆積物および火山灰基底の深度から、貞觀当時の地形を復元した。植生の巨視的な分布は地形分類（浜堤・堤間湿地）により決まる仮定して、粗度データを作成した。津波発生日の日付と暦法の関係からは、津波当日に朔望最低・最高潮位となっていた可能性は小さいと考えられる。

#### 謝辞

本研究は、東北大学グローバルCOEプログラム『変動地球惑星学の統合教育研究拠点』の援助のもと行われた。東北大学大学院理学研究科の酒井孝幸博士、長澤雅俊氏・田村雄大氏には、堆積物の掘削調査に際して多大なご協力を頂いた。国土交通省・東北地方整備局・仙台河川国道事務所からは、仙台平野のレーザープロファイラーで計測された高精度の地形データの提供並びに使用許可を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

#### 参考文献

- 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章, 1990, 仙台平野における貞觀11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定. 地震 第2輯 43, 513-525.
- Bahlburg, H. and Weiss, R., 2006, Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *International Journal of Earth Science*

表4-1：津波堆積物の調査結果のまとめ。

| 津波の特性 | 推定値   | 根拠とした堆積物情報              |
|-------|---|-------------------------|
| 波の数   | 1<br>(強い流れの発生回数)                              | 津波堆積物の産状<br>(塊状の単一砂層)   |
| 影響水深  | 海浜付近<br>(汽水域)                                 | 津波堆積物の含泥率<br>含有する珪藻の生育域 |
| 津波周期  | 不明<br>(長時間の海水滞留)                              | 正級化・泥質堆積物への漸移           |
| 引き波   | 無し  | 津波堆積物の産状<br>(塊状の単一砂層)   |
| 遡上距離  | 2,000～3,000 m 以上<br>(当時の海岸線からの距離)             | 津波堆積物の水平分布の限界           |
| 遡上高   | 1.4～2.5 m 以上<br>(測線により異なる)                    | 分布限界での津波堆積物基底の標高        |
| 水理量   | 底面掃流力 0.99～1.77 N/m <sup>2</sup><br>(第I浜堤列付近) | 津波前の地表の侵食の有無            |

- 96, 1195–1209.
- Coleman, M.L., Niemann, J.D. and Jacobs, E.P., 2009, Reconstruction of hillslope and valley paleotopography by application of a geomorphic model. *Computers & Geosciences* 35, 1776–1784.
- Dawson, A.G. and Shi, S., 2000, Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics* 157, 875–897.
- Goto, K., Imamura, F., Keerthi, N., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Ruanggrassamee, A., Sugawara, D. and Supharatid, S., 2008, Distribution and significance of the 2004 Indian Ocean Tsunami deposits: Initial results from Thailand and Sri Lanka. In: Shiki, T. et al. (ed.). *Tsunamiites – Features and Implications*, 105–122. Elsevier B.V., Netherlands.
- 後藤和久・藤野滋弘, 2008, 2004 年インド洋大津波後の津波堆積物研究の課題と展望. 地質学雑誌 114, 599–617.
- Hori, K., Kuzumoto, R., Hirouchi, D., Umitsu, M., Janjirawuttikul, N. and Patanakanog, B., 2007, Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: An example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geology* 239, 163–172.
- Huntington, K., Bourgeois, J., Gelfenbaum, G., Lynett, P., Jaffe, B., Yeh, H. and Weiss, R., 2007, Sandy signs of a tsunami's onshore depth and speed. *EOS* 88 (52), 577–578.
- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫, 1997, 最近の津波による土砂移動に関する現地調査. 津波工学研究報告 14, 89–100.
- 今村文彦・後藤和久, 2007, 過去の災害を復元し将来を予測するためのアプローチ—津波研究を事例に—. 第四紀研究 46 (6), 491–498.
- 伊藤晶文, 2006, 仙台平野における歴史時代の海岸線変化. 鹿児島大学教育学部研究紀要 自然科学編 57, 1–8.
- Jaffe, B.E. and Gelfenbaum, G., 2007, A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology* 200, 347–361.
- 海上保安庁海洋情報部, 1997–2010 年の月の朔望表 ([http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOHO/reki/moon/age\\_idx.htm](http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOHO/reki/moon/age_idx.htm)), 2010 年 5 月 12 日閲覧.
- 経済企画庁, 1967, 地形・表層地質・土じょう調査 仙台 (五万分の一), 土地分類基本調査簿 (国土調査) 第 70 ~ 72 号.
- Kench, P.S., Mclean, R.F., Brander, R.W., Nichol, S.L., Smithers, S.G., Ford, M.R., Parnell, K.E. and Aslam, M., 2006, Geological effects of tsunami on mid-ocean atoll islands: The Maldives before and after the Sumatran tsunami. *Geology* 34, 177–180.
- 気象庁, 潮汐・海面変動のデータ 各年各月の潮汐 解説 (<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/tide/gaikyo/explanation.html>), 2010 年 5 月 12 日閲覧.
- 国土地理院, 1984, 沿岸海域基礎調査報告書 (仙台湾地区). 国土地理院技術資料 D・3-No.51.
- 国土地理院海岸昇降検知センター, ホームページ (<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>), 2010 年 5 月 10 日閲覧.
- 河野幸夫・村上 弘・今村文彦・箕浦幸治, 2000, 貞觀津波と海底潜水調査. 東北地域災害科学研究 36, 115–122.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫, 1998, GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法. 海岸工学論文集 45, 356–360.
- Leverington, D.W., Teller, J.T. and Mann, J.D., 2002, A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers & Geosciences* 28, 631–639.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会. 336p.
- 松本秀明, 1994, 地域開発に伴う環境改変の地理学的研究. 東北大学特定研究. 45–53.
- 松本秀明・伊藤晶文, 1998, 宮城県沖積平野における後氷期の海面変動. 日本地理学会発表要旨集 53, 392–393.

- 松本秀明, 2001, 仙台平野の地形発達と $10^2\sim^3$ 年のタイムスケールにおける海岸の環境変化. 土木学会第37回水工学に関する夏季研修会講義集B-1, 1-18.
- 松本秀明・野中奈津子, 2006, 七北田川下流沖積低地における完新世後期の潟湖埋積と自然堤防の形成. 宮城県文化財調査報告書第204集, 2-9.
- Minoura, K. and Nakaya, S., 1991, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan, *Journal of Geology* 99 (2), 265-287.
- Minoura, K., Imamura, F., Takahashi, T. and Shuto, N., 1997, Sequence of sedimentation process caused by the 1992 Flores tsunami: Evidence from Babi Island. *Geology* 25, 6, 523-526.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y. and Iwashita, T., 2001, The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, *Journal of Natural Disaster Science* 23, 83-88.
- 宮城県環境生活部環境対策課, 2009, 平成19年度 宮城県公害資料(地盤沈下編). 62p.
- 文部科学省 研究開発局・国立大学法人東北大大学大学院 理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所, 2008, 宮城県沖地震における重点的調査観測(平成19年度)成果報告書.
- Moore, A.L., McAdoo, B.G. and Ruffman, A., 2007, Landward fining from multiple sources in a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami Newfoundland. *Sedimentary Geology* 200, 336-346.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S. and Ishii, M., 2000, Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-Nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255-264.
- 七山 太・重野聖之, 2004, 週上津波堆積物概論—沿岸低地の津波堆積物に関する研究レビューから得られた堆積学的認定基準—. 地質学論集 58, 19-33.
- Nanayama, F. and Shigeno, K., 2006, Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology* 187, 139-158.
- 日本海洋データセンター, 潮汐観測(毎時潮高)データ ([http://www.jodc.go.jp/data/tide/sea-level\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/data/tide/sea-level_j.html)), 2010年5月12日閲覧.
- Otsubo, K. and Muraoka, K., 1988, Critical shear stress of cohesive bottom sediments. *Journal of Hydraulic Engineering* 114, 1241-1256.
- Saey, T., Simpson, D., Vitharana, U.W.A., Vermeersch, H., Vermang, J. and Meirvenne, M.V., 2008, Reconstructing the paleotopography beneath the loess cover with the aid of an electromagnetic induction sensor. *Catena* 74, 58-64.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋, 2003, 17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル. 活断層・古地震研究報告3, 315-362.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋, 2004, 17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル(その2). 活断層・古地震研究報告4, 17-29.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋, 2008, 石巻・仙台平野における869年貞觀津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告8, 71-89.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝, 2007, 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. 活断層・古地震研究報告7, 47-80.
- 澤井祐紀・宍倉正典・小松原純子, 2008, ハンドコアラ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. 活断層・古地震

- 研究報告 8, 17–70.
- Shi, S., Dawson, A. G. and Smith, D. E., 1995, Coastal Sedimentation Associated with the December 12th, 1992 Tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics* 144, 525–536.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・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 7, 31–46.
- Spiske, M., Weiss, R., Bahlburg, H., Roskosch, J. and Amijaya, H., 2010, The TsuSedMod inversion model applied to the deposits of the 2004 Sumatra and 2006 Java tsunami and implications for estimating flow parameters of paleo-tsunami. *Sedimentary Geology* 224, 29–37.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦, 2001, 西暦 869 年貞觀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.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦・廣田剛志・菅原正宏・大窪滋生, 2004, 津波堆積物の形成に関する水理実験—特に浮遊砂の卓越する条件での水槽実験—. 地質学論集 58, 153–162.
- Sugawara, D., Minoura, K. and Imamura, F., 2008, Tsunamis and tsunami sedimentology. In: Shiki, T. et al. (ed.). *Tsunamiites – Features and Implications*, 4–49. Elsevier B.V., Netherlands.
- 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.
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版], 東京大学出版会. 493p.
- 渡邊偉夫, 1998, 日本被害津波総覧, 第 2 版. 東京大学出版会. 238p.
- 渡邊偉夫, 2000, 869 (貞觀 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—貞觀十一年(869 年)の地震・津波を例として—. 歴史地震 17, 130–146.
- Witter, R.C., Zhang, Y. and Priest, G.R., 2008, Reconstructing Hydrodynamic Flow Parameters of the 1700 Tsunami at Ecola Creek, Cannon Beach, Oregon. AbstractOS53A-1290, American Geophysical Union, Fall Meeting 2008.
- 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について. 日本土壤肥料科学雑誌 52 (2), 155–158.