

### 3. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

#### 3. 2. 1. 仙台・石巻平野における地質調査

##### (1) 業務の内容

###### (a) 業務題目

仙台・石巻平野における地質調査に基づく過去の活動履歴

###### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター 海溝型地震履歴研究チーム	チームリーダー	岡村行信	okamura-y@aist.go.jp
	副センター長	佐竹健治	
	研究員	藤原治	
	研究員	宍倉正展	
	特別研究員	藤野滋弘	
	特別研究員	行谷佑一	

###### (c) 業務の目的

仙台平野および石巻平野において、過去約 6000 年間に平野内に浸入した津波の履歴と浸水範囲を、津波堆積物の調査から明らかにするとともに、沿岸域の地殻変動を明らかにして、地震と地殻変動との関係解明を試みる。それらの成果を基に、津波の波源モデルを構築し、平野への浸水範囲を説明出来る津波のシミュレーションを行う。

###### (d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

###### 1) 平成 17 年度：

仙台・石巻平野における過去の巨大津波の浸水域と地震に関連した地殻変動の履歴を地質学的証拠から明らかにするため、仙台平野中南部の地形判読を行い、それにより認定した堤間湿地内の測線沿いにピートサンプラー及びジオスライサーを用いて試料採取を行った。この調査により、西暦 869 年に発生した貞観津波の遡上距離と津波襲来当時の海岸線の位置を復元し、貞観の津波は当時の海岸線から少なくとも 3km は遡上していることを明らかにした。また、貞観津波を示す津波堆積物より古い地層中に、少なくとも 2 層の津波堆積物が広域に観察されることから、貞観津波以前にも巨大な津波が本地域に襲来していたと推定した。最も古い津波堆積物の直下から得られた炭素片の放射性炭素年代測定値は、3980—3820 年前（暦年補正年代, cal yr BP）を示した。仙台平野と同様に浜堤列が発達する石巻平野では、貞観の津波に相当する津波堆積物は観察されなかったが、過去の海水準を示す前浜堆積物の高度分布から、過去 100 年間に観測されている沈降現象は、数千年の時間スケールでは継続していないと推定した。

2) 平成18年度：

仙台平野北部（仙台市，名取市）と石巻平野の地形判読を行い，それにより選定された測線沿いにボーリングを行った．この調査により，仙台平野北部および石巻平野における貞観津波の遡上距離と津波襲来時の海岸線の位置を復元した．また，昨年度の仙台平野中南部における成果とあわせて，仙台平野から石巻平野全域における津波遡上範囲を復元した．また，貞観津波を示す津波堆積物より古い地層から，少なくとも2層の津波堆積物が広域に観察された．亘理町北部の鳥の海では，珪藻化石群集の解析から過去環境変化および地殻変動を復元することを試みたが，過去500年間において顕著な環境変動を検出することができなかった．石巻平野での地形測量と海浜堆積物の高度分布の調査では，過去3000年間で急速な地震隆起の証拠は見つからなかった．一方，平野の西部が東部に対して2m程度高く，平野地下の伏在断層の活動の影響が推定される．

3) 平成19年度：

前年度までに行った津波堆積物調査の補完調査を実施し，津波堆積物の広域的な対比を行った．また，石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布域といくつかの断層モデルに基づいた津波シミュレーションによる浸水域とを比較した．シミュレーションでは，スラブ内正断層，津波地震，仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできないことがわかった．プレート間地震の場合では幅が100km、すべりが7m以上の場合には，浸水域が大きくなり，津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた．津波堆積物調査では，仙台平野南部で，貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で，測線沿いに掘削調査を行い，前浜堆積物の高度分布に基づいて過去約1100年間における相対的海面変動を復元を試みた．その結果，貞観津波以降1.2～1.3mの比較的急速な海面低下が生じ，その後500～600年の間に同程度（1.1～1.2m）の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された．

4) 平成20年度：

仙台平野の完新世地殻変動の履歴を解明するための追加調査を実施し，それらの結果を考慮して津波波源モデルを改善する．

5) 平成21年度：

東北地方沿岸域の貞観津波を再現する津波波源モデルを構築するとともに，平野内への津波浸水シミュレーションを実施する．

(e) 平成19年度業務目的

過去2年間で仙台平野及び石巻平野において明らかになった西暦869年貞観津波の津波堆積物の分布を説明する津波をシミュレーションで再現する．さらに，平成18年度に引き続いて，地質調査試料とその分析結果に基づいて，完新世（最近の約10,000年間）の地殻変動を解明するとともに，仙台平野周辺に特徴的な浜堤列の発達史の解明を実施する．

特に，今までの調査で解決していない，最近100年間の沈降運動と数千年間でほとんど

地殻変動がないことの矛盾を説明するため、海岸付近の砂丘で小型ジオスライサーによる堆積物採取を行い、最近 2-300 年間の地殻変動の検出を試みる。

## (2) 平成 19 年度の成果

### (a) 業務の要約

貞観津波をシミュレーションで再現するため、石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布域といくつかの断層モデルに基づいた津波シミュレーションによる浸水域とを比較した。スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできない。プレート間地震で幅が 100 km、すべりが 7 m 以上の場合には、浸水域が大きくなり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。また、貞観津波後の地殻変動を明らかにするため、仙台平野南部で、貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で、測線沿いに掘削調査を行い、前浜堆積物の高度分布に基づいて過去約 1100 年間における相対的海面変動を復元を試みた。その結果、貞観津波以降 1.2~1.3 m の比較的急速な海面低下が生じ、その後 500~600 年の間に同程度 (1.1~1.2 m) の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された。

### (b) 業務の実施方法

津波シミュレーションに関しては、宮城県沖のプレート境界地震或いは海溝外側斜面の正断層型地震について、いくつかの異なる波源域やすべり量を与え、仙台平野及び石巻平野における浸水域を計算した。シミュレーションによる浸水域と両平野の津波堆積物の分布域を比較し、よく一致する波源域のパラメーターを貞観津波の波源域とした。

仙台平野の地殻変動は、空中写真の地形判読によって平野の浜堤列および堤間湿地を識別し、調査に適した地域を選定した。ハンディジオスライサーを用いて、堤間湿地において地表下 1.5 m 程度までの堆積物を採取し、その層相観察から、かつての潮間帯を示す前浜堆積物を認定した。特に西暦 869 年貞観津波が襲来した当時の海岸線の位置と現在の海岸線との間に集中して調査を行った。また、トータルステーションや GPS を用いた地形測量から、海浜堆積物の高度分布を明らかにし、過去約 1100 年間における相対的海面変化を推定した。

### (c) 業務の成果

#### 1) 貞観津波の数値シミュレーション

##### a) はじめに

貞観十一年五月廿六日 (ユリウス暦 869 年 7 月 9 日) の貞観津波については、『日本三代実録』に、以下のように記されている。

陸奥國地大震動、流光如晝隱映、頃之、人民叫呼、伏不能起、或屋仆壓死、或地裂埋殮、馬牛駭奔、或相昇踏、城 = (土へんに郭) 倉庫、門櫓牆壁、頽落顛覆、不知其

數、海口哮吼、聲似雷霆、驚濤涌潮、沝 = (さんずいに回) 漲長、忽至城下、去海數十百里、浩々不弁其涯 = (さんずいに矣)、原野道路、惣為滄溟、乘船不遑、登山難及、溺死者千許、資産苗稼、殆無子遺焉、…

(大日本地震史料第2巻、「古代・中世」地震・噴火史料データベース(石橋・他、2008)1)による、なお、上記の記述は Imamura(1934)2)によって英訳されている (Sawai et al., 2008) 3)。

陸奥国で大震動があり、建物の倒壊や地割れによって人間や牛馬などに多くの被害がでた。また、雷のような音とともに津波が発生し、城下に至り、数千里が海のようになり、溺死者千人が出たという。ここでの城とは、一般には仙台市北方の多賀城と考えられているが、仙台市南方の岩沼とする説もある(渡邊, 1998) 4)。また、渡邊(2000, 2001)5)、6)は、宮城県気仙沼市、多賀城市、仙台市、名取市、岩沼市、福島県新地町、相馬市、いわき市、茨城県北茨城市、高萩市、東海村、ひたちなか市、大洗町、大洋村において、貞観地震・津波に関連するとされる伝承を収集して検討している。

三陸沿岸に大きな被害をもたらした明治三陸地震(犠牲者約22,000名)や昭和三陸地震(犠牲者約3,000名)による津波は、仙台平野では高さ数m以下であった(たとえば渡邊, 1998) 7)ことから、貞観津波は、これらの三陸津波よりも仙台平野に大きな影響を与えた。貞観津波の波源は仙台湾内(羽鳥, 1998) 8)、海溝から陸側斜面(菅原・他、2001, Minoura et al., 2001) 9)、10)、茨城沖から宮城沖の海溝付近(渡邊, 2000) 5)などに想定されてきた。

この津波による堆積物は阿部・他(1990) 11)やMinoura and Nakaya(1991) 12)によって発見されていたが、最近産総研によって実施された調査(澤井・他, 2006; 2007、宍倉・他, 2007; Sawai et al., 2008) 3)、13)、14)、15)により、石巻平野及び仙台平野における津波堆積物分布域と、堤間湿地が発達する両平野における貞観津波当時の海岸線は、仙台平野では現在よりも1km内陸に、石巻平野では1~1.5km内陸にあったことが明らかにされている。貞観津波による堆積物は、両平野に分布する十和田火山灰(915年)の直下に認定され、浸水距離は仙台平野では当時の海岸線から1~3km、石巻平野では3km以上であった。また、貞観津波の下部にも数枚の津波堆積物が発見され、その繰り返し間隔は約1000年程度と推定されている。

本研究では、貞観津波を起こした地震の規模やメカニズムを推定するため、日本海溝沿いにおける様々なタイプの断層モデルからの津波浸水シミュレーションを実施し、仙台平野と石巻平野における津波堆積物の分布と比較した。

## b) 断層モデル

貞観津波を発生させた地震の断層モデルとして、昭和三陸地震と同様な海溝外側のスラブ内正断層、明治三陸地震と同様な津波地震、プレート間地震、さらに仙台湾内

の断層による地震を検討した。

正断層地震については、走向は日本海溝に平行の  $202^\circ$  とし、傾斜角  $45^\circ$  で西に傾く断層面を仮定した。断層の長さ 200 km、幅 50 km、上端が日本海溝のやや東側の海底（深さ 0 km）に位置し、すべり量は 5 m である。

津波地震については、走向はやはり  $202^\circ$  で、沈み込む太平洋プレートに沿って、傾斜角  $18^\circ$  の逆断層で、断層の長さは 200 km、幅は 50 km（深さは海底から 15 km まで）、すべり量は 5 m とした。

プレート間地震については、走向と傾斜角は津波地震と同じだが、断層上端の深さ  $d$  を 15 km、31 km の二通り、幅  $W$  を 50 km、100 km の二通りとした（モデル 3-6）。これらについては、断層の長さは 200 km、すべり量は 5 m とした。この他、断層の長さを 300 km としたもの（モデル 7）、100 km としたもの（モデル 8）、さらに、断層の長さ 200 km、幅 100 km、深さ 15 km ですべり量を 7m と変化させた（モデル 10）も試した。これらの断層モデルのモーメントマグニチュードは  $M_w=8.1\sim 8.4$  程度である。

仙台湾内の断層については、嵯峨溪逆断層群に沿って長さ 40 km、幅 20 km、傾斜角  $45^\circ$ 、すべり量 5 m の逆断層を仮定した。これらの断層の位置を図 1 に、パラメータを表 1 に、海底地殻変動の断面図を図 2 に示す。

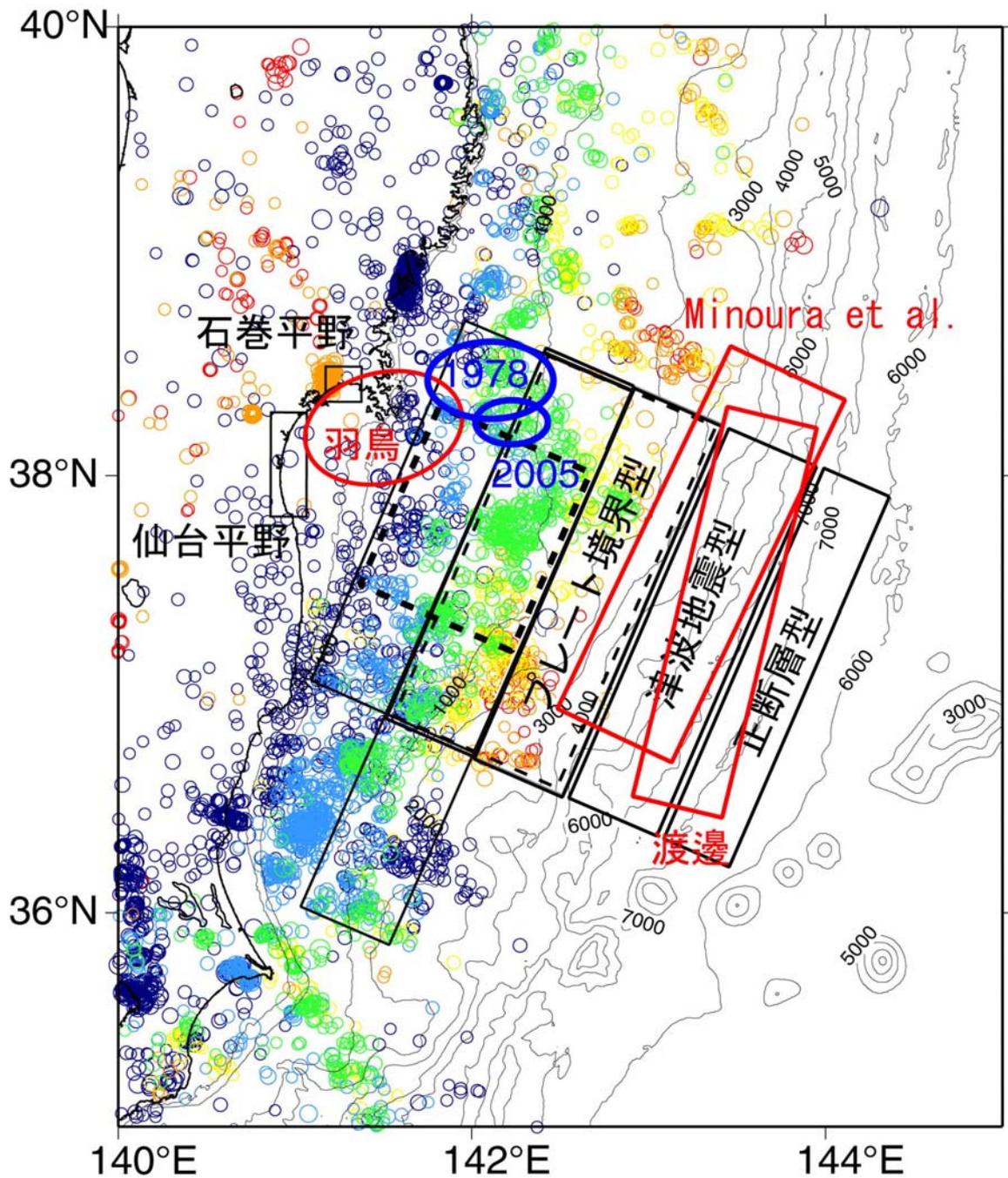


図1 貞観津波の断層モデル。本研究で検討したモデルのほか、羽鳥 (1998) 8)、Minoura et al. (2001) 10)、渡邊 (2000) 5) による推定波源域、1978年、2005年の宮城県沖地震の震源域も示す。カラーの小丸はこの地域の地震活動 (気象庁一元化震源) を示す。

表1 本研究で検討した貞観津波の断層モデル

ケース名	深さ km	長さ km	幅 km	すべり 量 m	地震モーメント、 Nm	Mw
1 正断層型 Normal Fault	0	200	50	5	$2 \times 10^{21}$	8.1
2 津波地震型 Tsunami Eq.	0	200	50	5	$2 \times 10^{21}$	8.1
3 プレート間地震 D15W50	15	200	50	5	$2 \times 10^{21}$	8.1
4 プレート間地震 D31W50	31	200	50	5	$2 \times 10^{21}$	8.1
5 プレート間地震 D15W100	15	200	100	5	$4 \times 10^{21}$	8.3
6 プレート間地震 D31W100	31	200	100	5	$4 \times 10^{21}$	8.3
7 プレート間地震 D31L300	31	300	50	5	$3 \times 10^{21}$	8.3
8 プレート間地震 D31L100	31	100	100	10	$4 \times 10^{21}$	8.3
9 仙台湾内の断層 Sendai Bay Fault	1	40	20	5	$1.2 \times 10^{20}$	7.3
10 プレート間地震 D15W100u7	15	200	100	7	$5.6 \times 10^{21}$	8.4

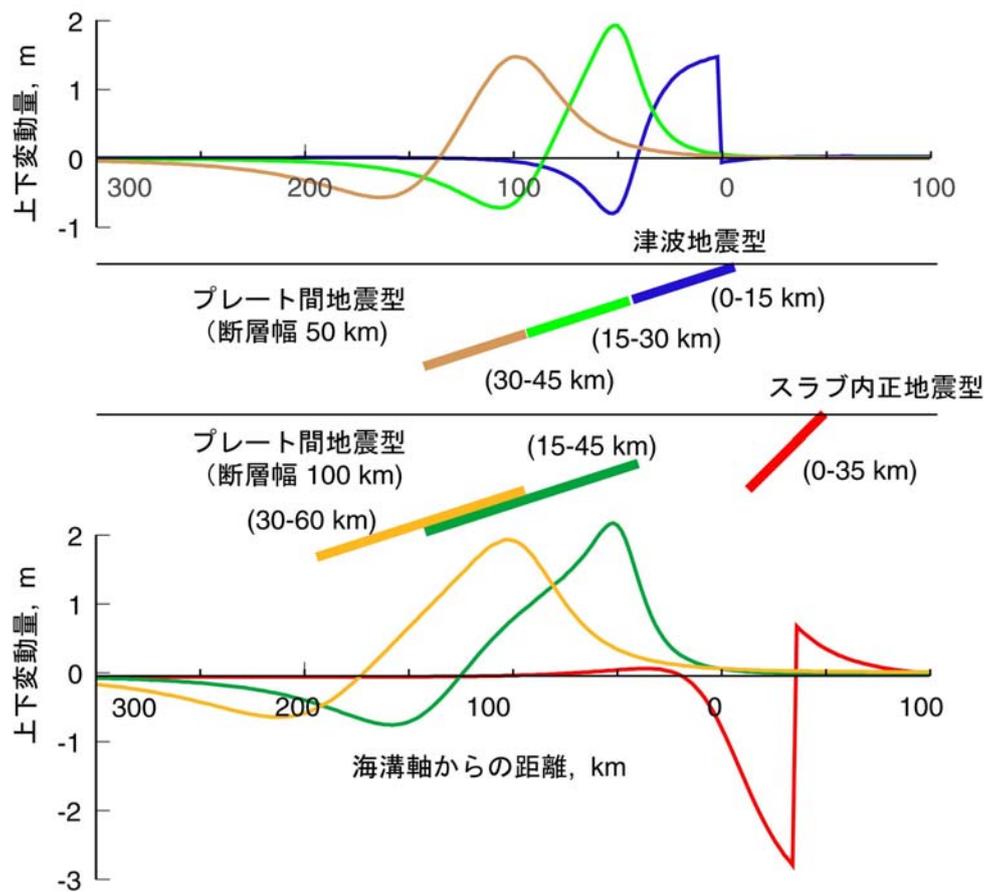


図2 スラブ内正断層、津波地震、プレート間地震モデルによる断層と海底の上下変動の断面。

### c) 津波シミュレーション

断層モデルによる海底・海岸の地殻上下変動を、Mansinha and Smylie (1971)16)の式で計算して、津波発生の初期条件とした。津波の伝播は、基本的には非線形長波（浅水理論）で、移流項・海底摩擦項を含む運動方程式と連続の式を有限差分法で解いた。ただし、外海においては、線形長波の式を解いた。

差分の格子間隔は外海では約 2000 m（この範囲のみ線形計算）で、海岸に近づくにつれ、675 m、225 m、75 m、25 m と次第に細かくした。仙台・石巻両平野への遡上計算には、最小の 25 m 格子を用いた。

計算時間間隔は差分法の安定条件を満たすよう 0.5 秒として、地震発生から 3 時間の津波伝播を計算した。

海底地形データは、日本水路協会から公開されているデジタル水深データ（日本近海 1000 m メッシュ海底地形データ、沿岸の海の基本図）から、直交座標に変換して利用した。陸上の地形データは、国土地理院から公開されている 50 m メッシュから作成した。仙台・石巻平野については、沿岸海域土地条件図の 1 m 等高線を用いて現況の標高データを作成した。次に明治時代の迅速図と米軍の空中写真を基に、仙台空港（仙台平野）や自衛隊基地（石巻平野）建設前の浜堤を再現し、さらに、貞観当時の海岸線沿いに標高 2.5 m の浜堤を設定して、貞観当時の地形を再現した。なお、堤間湿地は標高 1 m とした。遡上計算に用いた石巻平野の地形データを図 3 に、仙台平野の地形データを図 4 に示す。

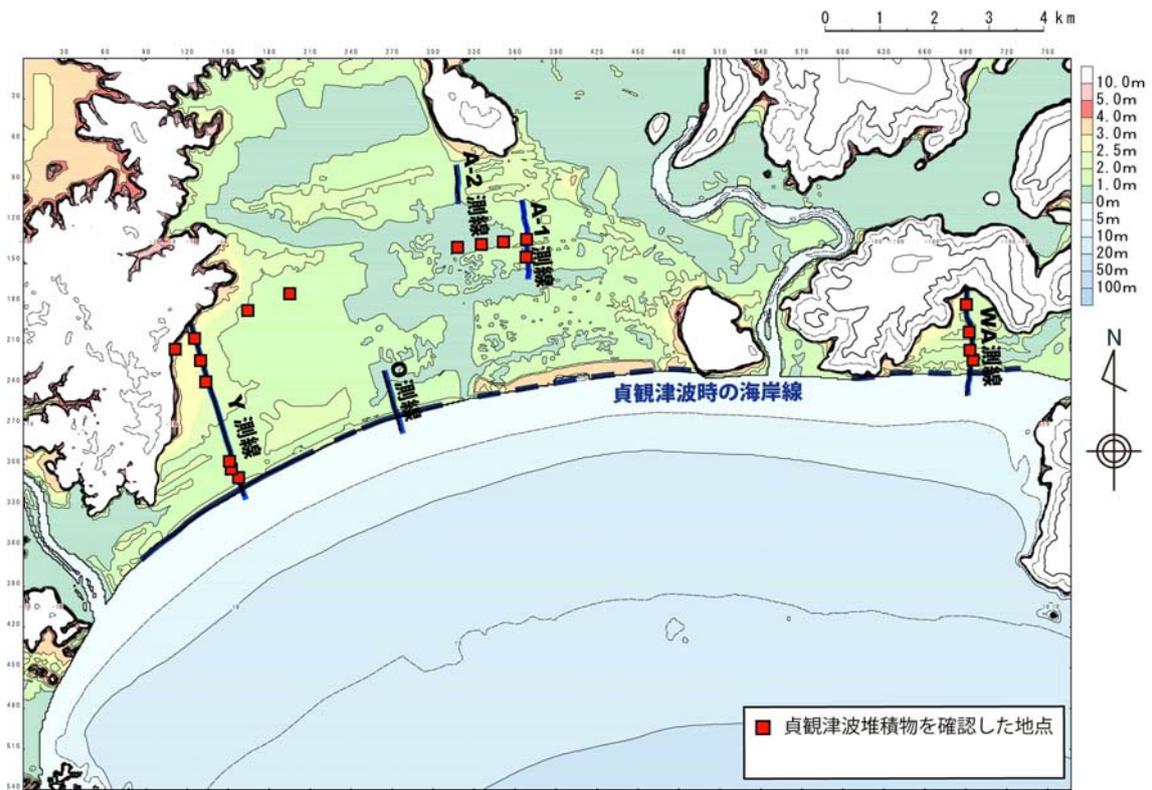


図3 石巻平野の貞観当時の推定地形（格子間隔 25 m）

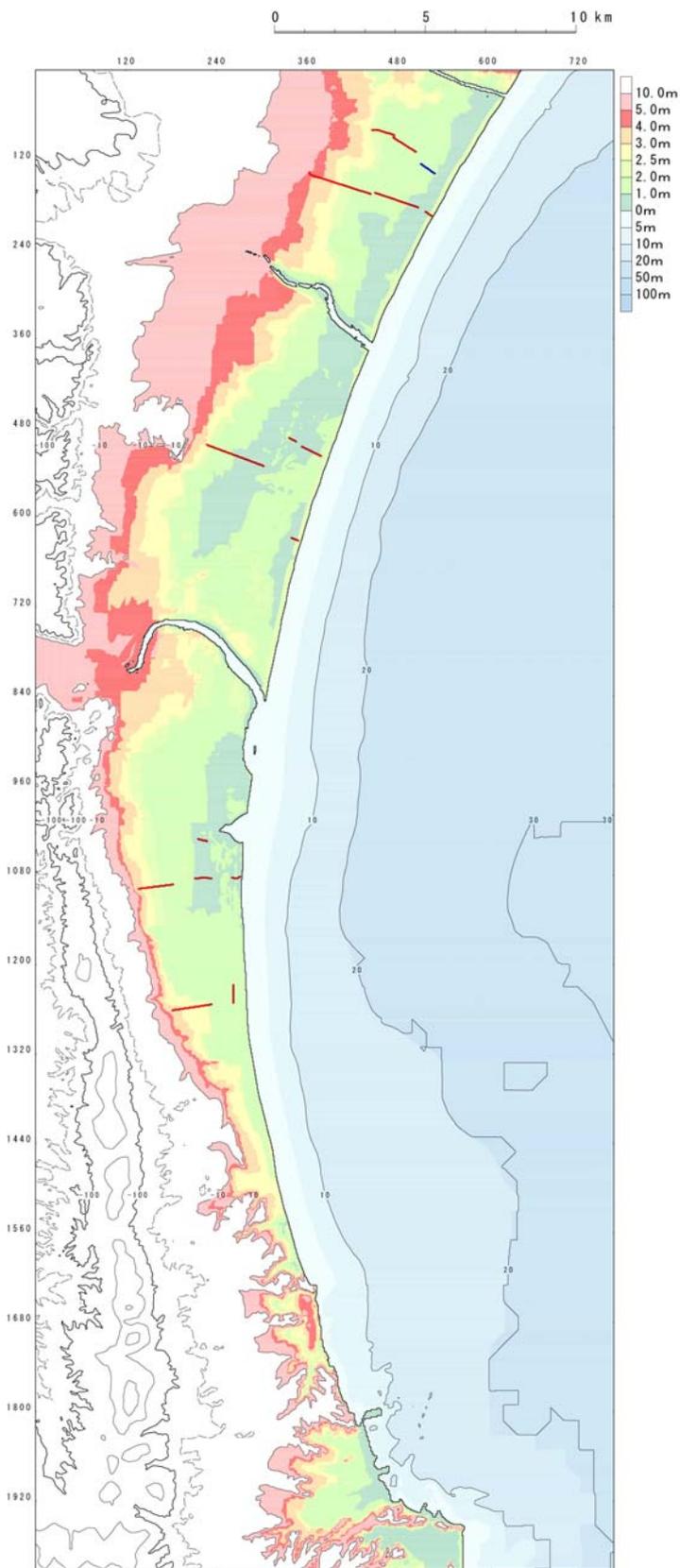


図4 仙台平野の貞観当時の推定地形（格子間隔 25 m）

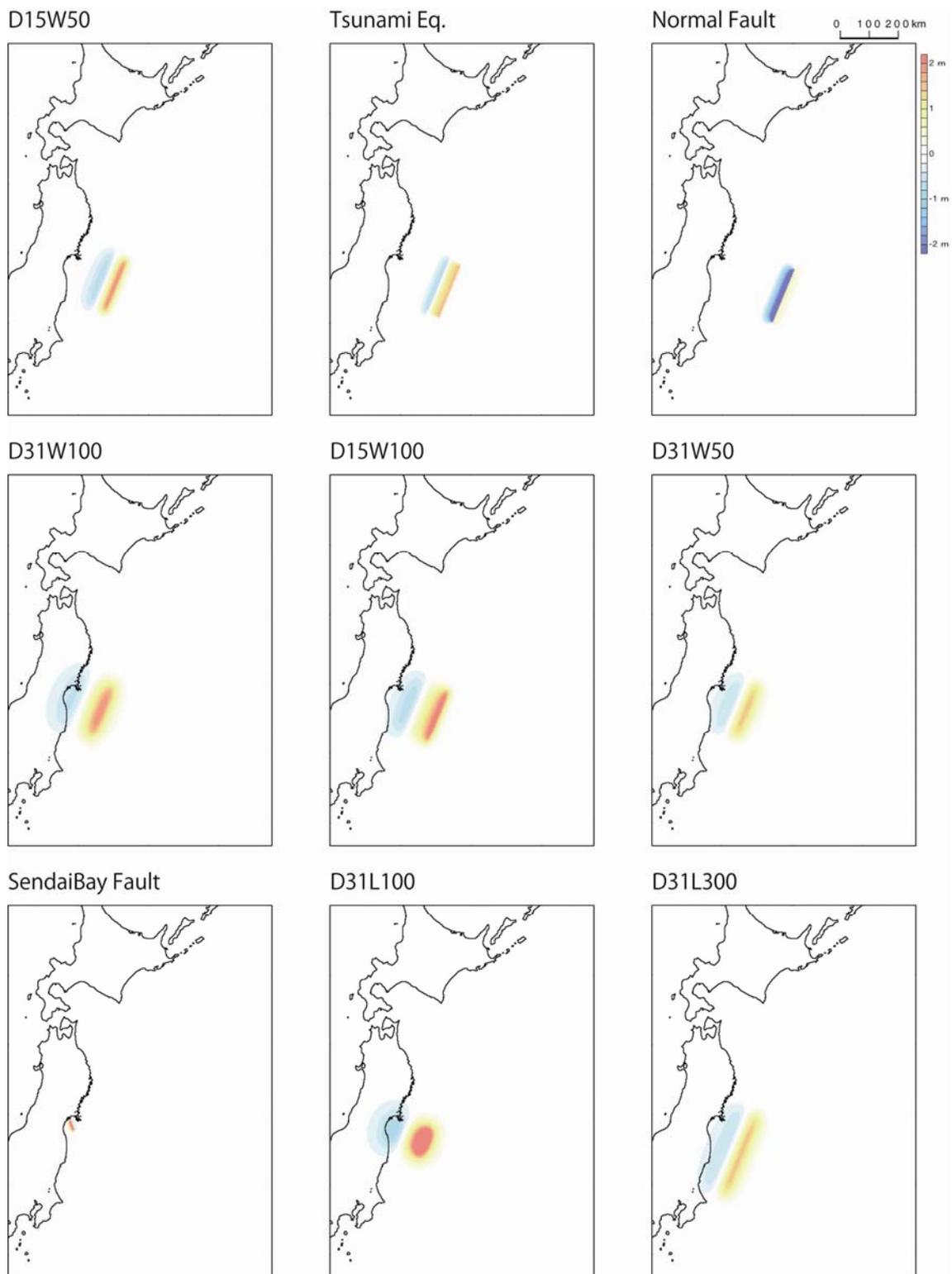


図5 モデル1-9による初期水位分布。モデル10はD15W100を7/5倍したもののなので省略した。

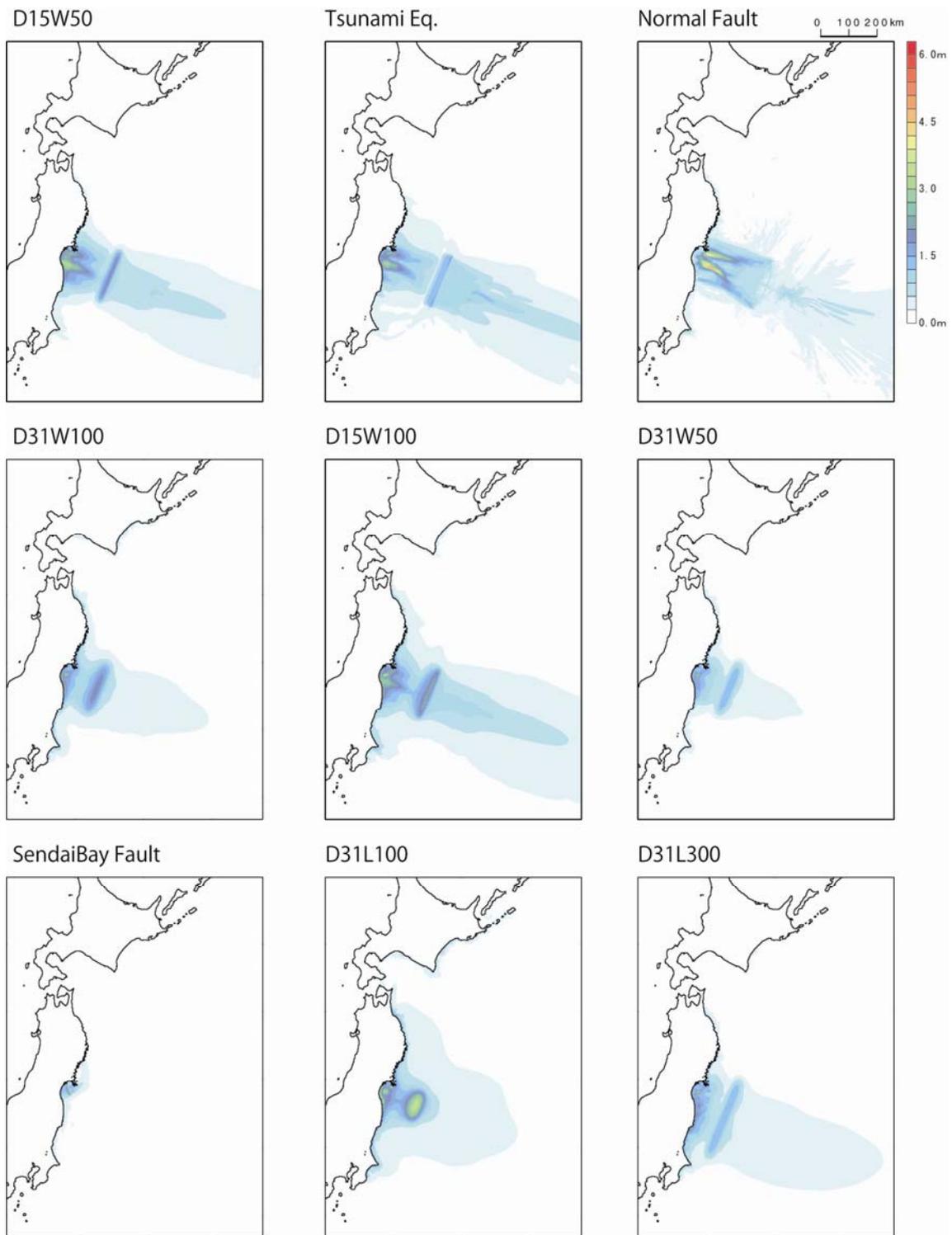


図6 モデル1-9による最大水位分布。モデル10はD15W100を7/5倍したもののなので省略した。

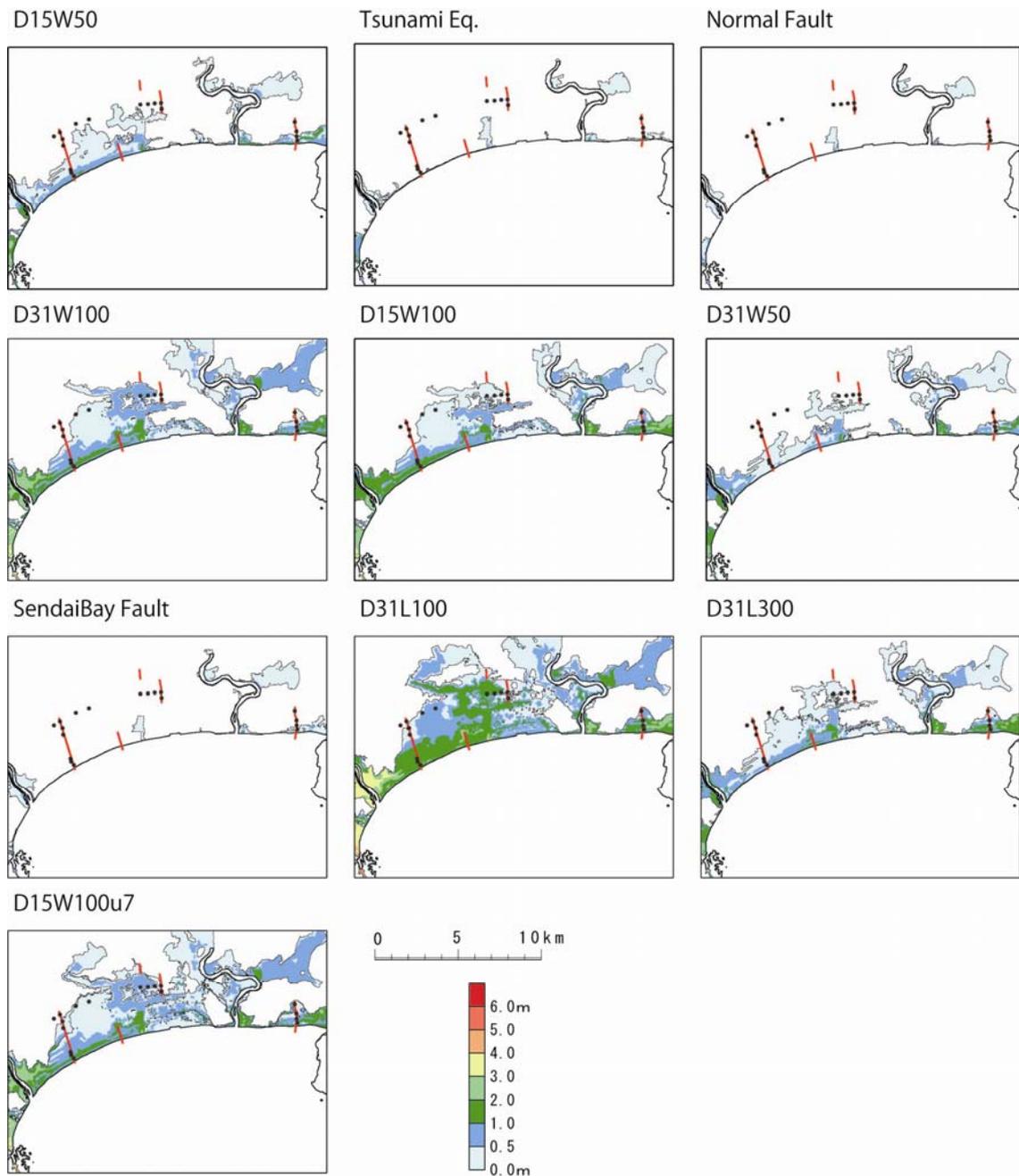


図7 モデル1-10による石巻平野の最大浸水深と津波堆積物の分布（黒丸）

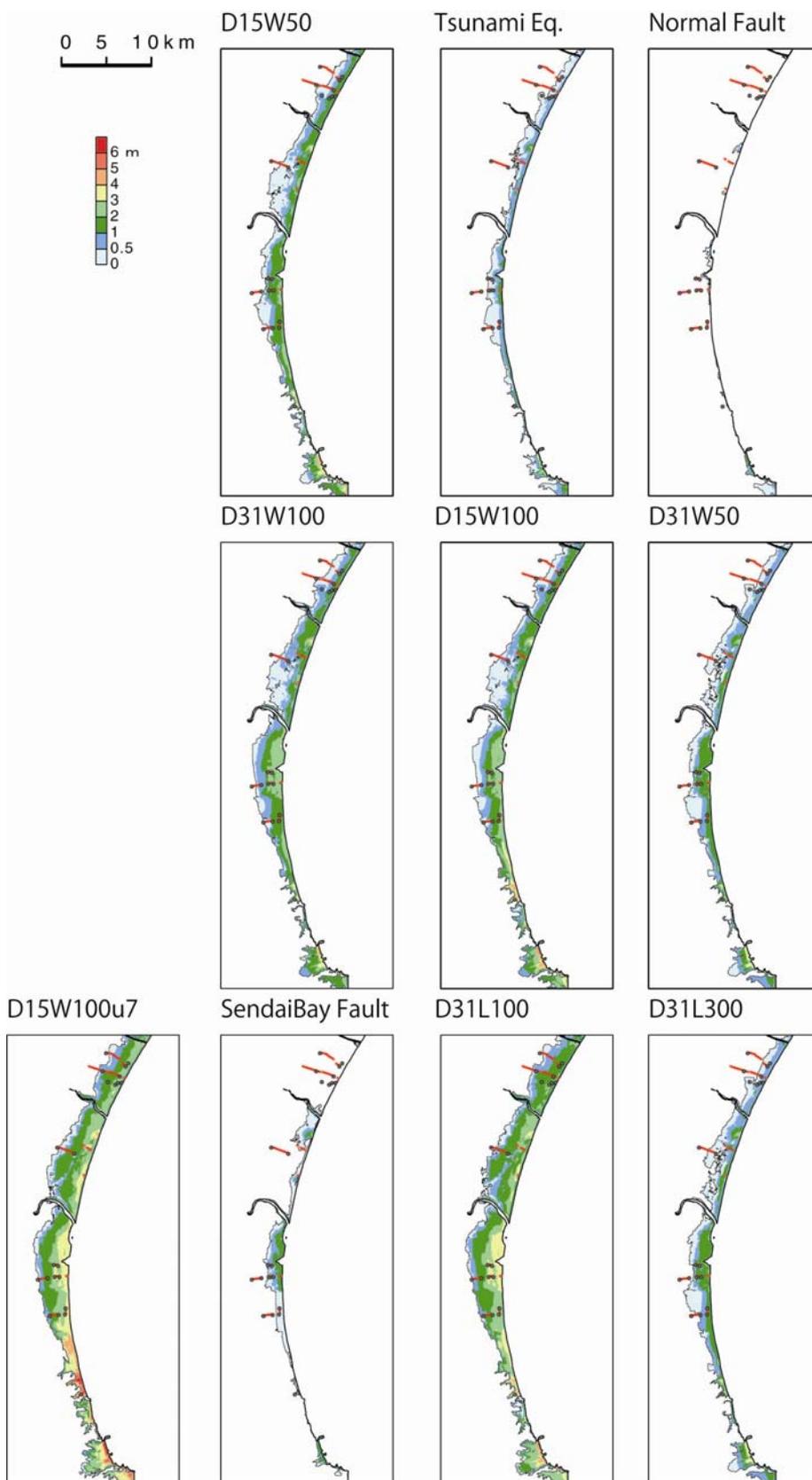


図8 モデル1-10による仙台平野の最大浸水深と津波堆積物の分布（黒丸）

#### d) 結果

各モデルによる初期水位分布を図 5 に、最大水位分布を図 6 に示す。初期水位の分布は、スラブ内の正断層と仙台湾内の断層を除いて、沖（東）側で隆起、陸（西）側で沈降というパターンを示す。最大水位分布については、断層長さが 300 km の場合を除いていずれも仙台湾付近で水位が最大となる。断層長さが 300 km の場合は、福島県まで水位が高くなる。

モデル 1-10 により得られた最大浸水深（地盤上の津波高）と津波堆積物分布を比較したものを、石巻平野については図 7 に、仙台平野について図 8 に示す。石巻平野と仙台平野における浸水域はモデルによって大きく異なる。スラブ内正断層の場合は、石巻・仙台平野ともにほとんど浸水しない。津波地震の場合は、石巻平野ではほとんど浸水せず、仙台平野で 1~2 km 浸水するが津波堆積物の分布を再現する程ではない。また、仙台湾内の断層についても、両平野ともほとんど浸水しない。

プレート間地震について、石巻・仙台平野とも、断層幅が 100 km の方が、断層幅 50 km よりも浸水域は大きい。断層の幅が同じであれば、断層の深さ（15 km と 31 km）による違いはほとんどない。断層を 300 km にすると（幅 50 km）、石巻平野での浸水域はやや広がるが、仙台平野ではほとんど変わらない。石巻平野では、Y 測線の内陸部の標高が 3m 程度とやや高く、ここまで浸水するのは、断層のすべり量を 10 m（深さ 31 km、長さ、幅 100 km）あるいは 7 m（深さ 15 km、幅 100 km）の場合のみである。これらの場合は、仙台平野での浸水域も広く、津波堆積物の分布をほぼ再現できる。以上から、石巻・仙台平野での津波堆積物分布を説明するには、プレート間モデルで断層幅は 100 km、すべり量は 7 m 以上の場合がよいと結論される。

#### 2) 仙台平野の地殻変動調査

仙台平野南部において、前年度までの調査で推定された 869 年貞観津波襲来時の海岸線周辺から現在の海岸線にかけて、空中写真判読で確認された浜堤列と堤間湿地（砂丘列の間の低地）を横断するように測線を設けた（図 9）。調査サイトは 3 カ所で、北から亘理地区（WT）、牛橋地区（UB）、笠野地区（KS）である。各サイトにおいて粗粒～極細粒砂層、泥炭層の詳細な分布を明らかにした。特に潮間帯で堆積した前浜堆積物に注目し、その検出を行った。前浜堆積物はおもに淘汰の良い細～中砂で構成され、平行ラミナが特徴的に発達し、生痕化石（*Macaronichnus segregatis*）を伴うことが多い。このためハンディジオスライサーによる幅 6~10 cm のコアからも容易に識別できる。前浜堆積物の上限は通常の波の遡上限界に対応し、高潮位 +  $\alpha$  のレベルである。この前浜堆積物の上限高度と地形断面の計測を行い、現在の高潮位の高度との関係を調べた。各サイトにおける調査結果の詳細は以下のとおりである。

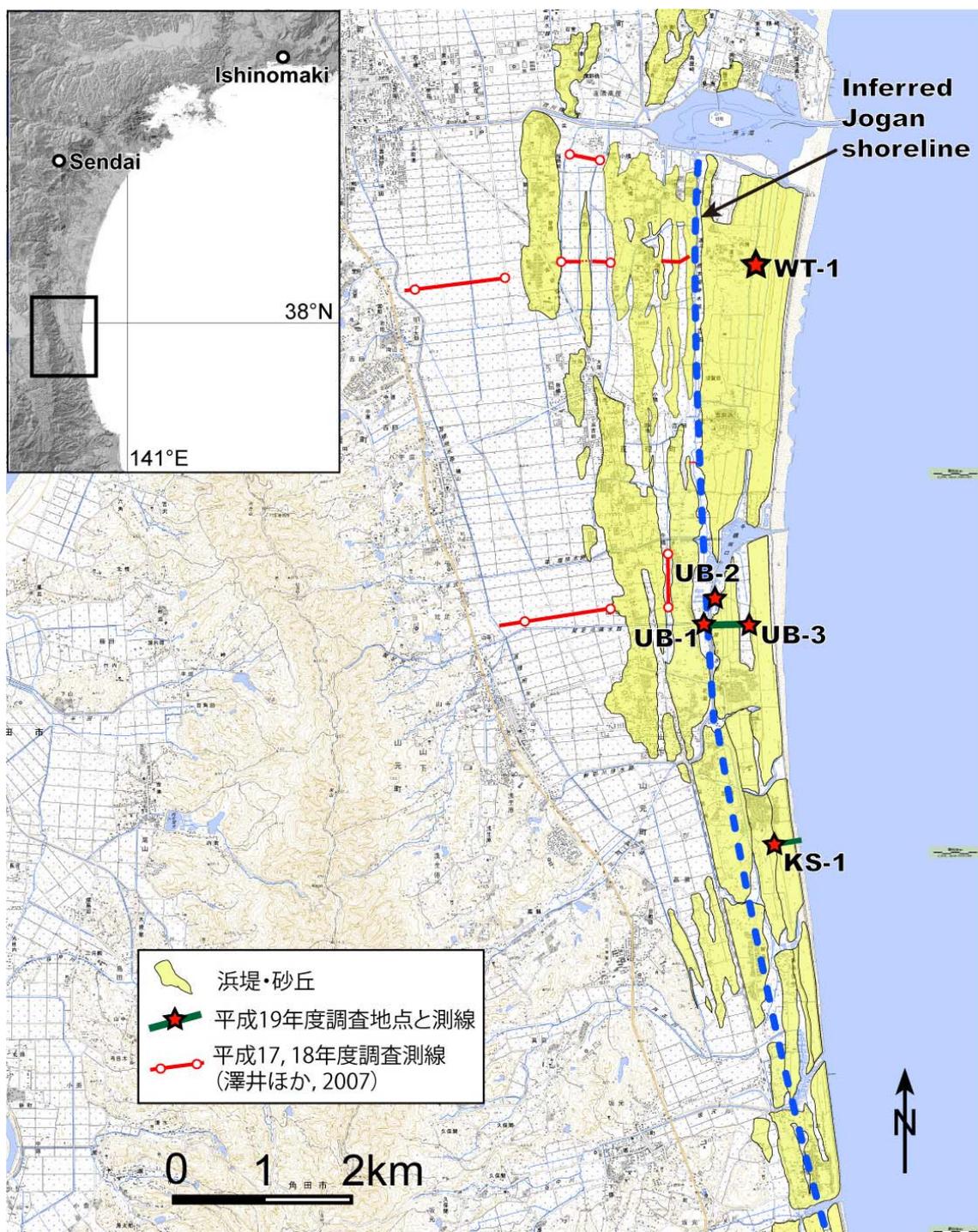


図9 仙台平野南部の浜堤分布及び調査側線  
 国土地理院発行 1/2.5万地形図「荒浜」「山下」を使用

a) 亘理地区 (WT)

亘理地区では鳥の海の南の 1 地点 (WT-1) で掘削を行った。この地点は 869 年貞観津波襲来時の海岸線から約 700m 海側で、現在の海岸線から約 600m 内陸に位置する。掘削深度は 0.6 m であり、表層 0.2 m が耕作土、深度 0.2 m より下位は淘汰の良い細砂が分布する (図 10)。深度 0.35 m 付近より明瞭な平行ラミナが観察され、前浜堆積物と判断される。平行ラミナの出現する高度を最寄りの三角点を基準に計測した結果、標高-0.25 m であることが明らかになった。すなわち WT-1 地点に海岸線があった時の高潮位が、現在標高-0.25 m にあることを意味する。現在の高潮位は標高 0.8 m 付近まで達することから、その差は 1.0~1.1 m である。この地点の離水年代は不明であるが、貞観津波以降であることから、過去 1100 年以内にネットで 1.0~1.1 m の相対的海面上昇があったことになる。

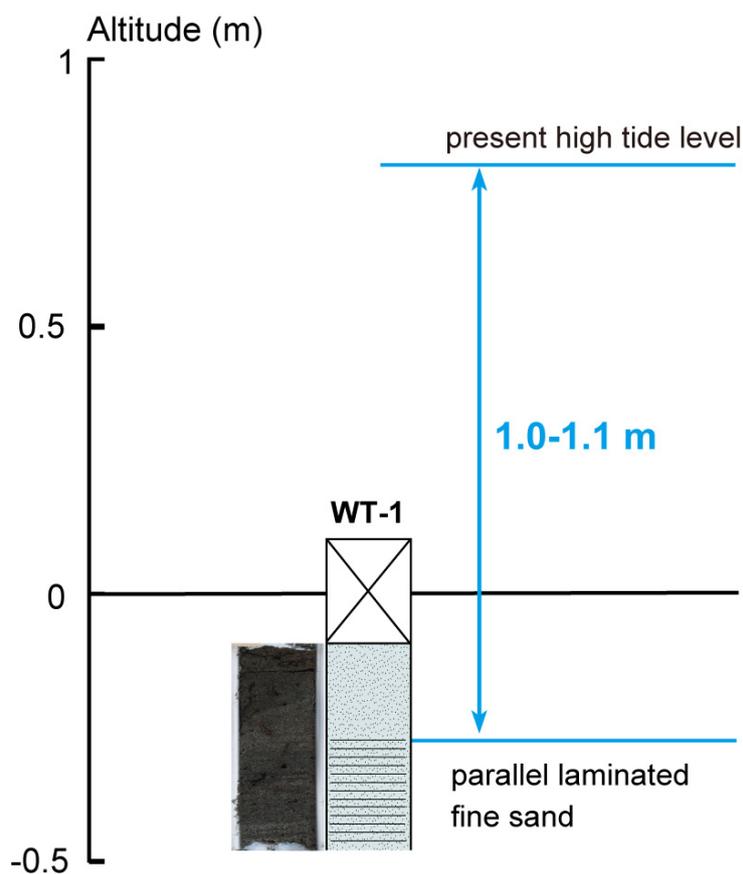


図 10 亘理地区 (WT) におけるコア写真と柱状図およびその高度

b) 牛橋地区 (UB)

牛橋地区では UB-1 と UB-3 の 2 地点でハンディジオスライサー掘削、UB-2 の 1 地点で露頭観察を行い、地形断面測量を行った。

UB-1 地点は貞観津波襲来時の海岸線の推定位置にほぼ一致し、現在の海岸線から約 1000 m 内陸に位置する。この地点で深度 1.05 m までのコアを採取した (図 11)。表層 0.13 m は表層耕作土で、深度 0.13~0.25 m が腐植質のシルト質砂、0.25~0.4 m が腐植質の砂質シルト、深度 0.4 m 以下は淘汰の良い細~中砂がそれぞれ分布する。砂層中には深度 0.55 m より明瞭な平行ラミナが観察され、この中には潮間帯の指標である白斑状の生痕化石 (*Macaronichnus segregatis*) も伴っていることから、前浜堆積物と判断される。

UB-2 地点は、UB-1 地点から 370 m 北北東で、貞観津波襲来時の海岸線から約 100 m 海側、現在の海岸線から約 850 m 内陸に位置する。この地点ではちょうど水道施設工事のため地表面から地下へ約 2.6 m 掘り下げており、露頭を観察することができた (図 12)。表層 0.7 m は埋積土で、深度 0.7~0.9 m は腐植質のシルト質砂が分布する。深度 0.9~1.3 m は無層理塊状の細砂が分布し、層相からみて風成砂の可能性が高い。この砂層の下位には層厚 0.25 m (深度 1.3~1.55 m) で腐植質の砂質シルトからなる埋没土壌が観察された。深度 1.55~2.3 m には淘汰の良い細砂が分布し、このうち深度 1.65 m 付近より下位には平行ラミナを伴い、前浜堆積物と考えられる。深度 2.3 m 以下には貝殻混じりの中~粗砂が分布し、斜交ラミナが観察される。この砂層は層相からみて上部外浜堆積物と判断される。

UB-3 地点は貞観津波襲来時の海岸線から約 550 m 海側、現在の海岸線から約 450 m 内陸に位置する。この地点では深度 1 m までのコアを採取した (図 11)。表層 0.08 m は埋積土で、深度 0.08~0.15 m が泥炭、深度 0.15~0.28 m が腐植質のシルト質砂、0.28~0.34 m が腐植質の砂質シルト、深度 0.34 m 以下は淘汰の良い中砂がそれぞれ分布する。砂層中には深度 0.55 m より明瞭な平行ラミナが観察され、この中には潮間帯の指標である白斑状の生痕化石 (*Macaronichnus segregatis*) も伴っていることから、前浜堆積物と判断される。

UB-1 と UB-3 を結ぶほぼ東西方向の測線において地形断面測量を行い、各観察地点における前浜堆積物の上限高度を計測した (図 13)。その結果、貞観津波の頃の海岸線に位置する UB-1 地点における前浜堆積物の上限高度は、標高 0.6 m に分布する。UB-2 地点は測線から外れるものの、高度測定した結果を地形断面に投影した。この地点で観察された埋没土壌は、上面が標高-0.25 m にあり、現在の海面より低い。前浜堆積物の上限高度は-0.65 m で、UB-1 地点の前浜堆積物上限との高度差は 1.2~1.3 m である。UB-3 地点では浜堆積物の上限高度は標高 0.5 m に分布し、UB-1 地点とほぼ同じレベルで、UB-2 地点の前浜堆積物上限に対して 1.1~1.2 m 高い。また、現在の高潮位に対しては 0.3~0.4 m 低い。

以上より、UB-1 と UB-2 の位置関係と前浜堆積物の高度の変化から、貞観津波からまもなくして相対的海面が 1.2~1.3 m 低下したと考えられ、隆起が生じた可能性がある。その後、UB-3 の地点に海岸線があった頃には相対的海面は上昇し、貞観津波の頃とは

ぼ同じレベルに回復している。さらにその後、0.3～0.4 m の相対的海面上昇があり、現在のレベルになったと考えられる。最近の験潮記録によれば、本地域周辺では年間 5～6 mm の速度で沈降しており、UB-3 の離水以降大きな変動がなかったとすれば、0.3～0.4 m の相対的海面上昇は過去 100 年以内の沈降で説明できてしまう。

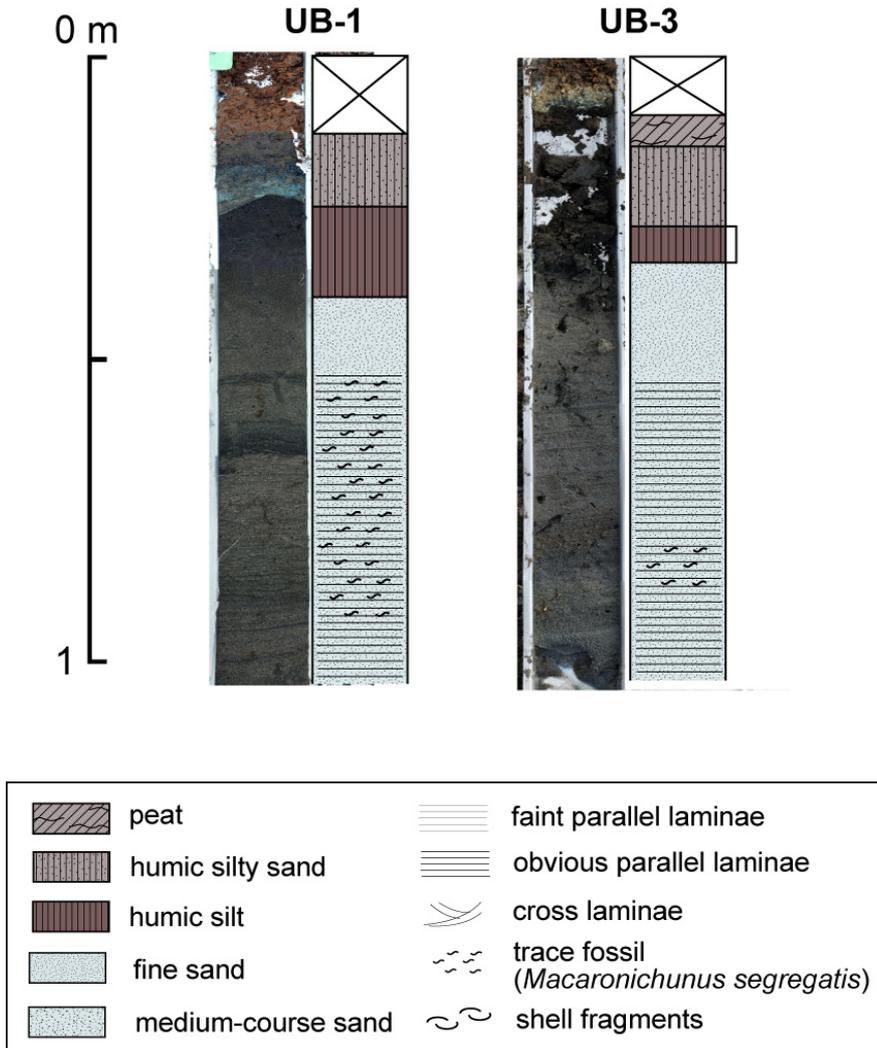


図 11 牛橋地区 (UB) における UB-1、UB-3 のコア写真と柱状図

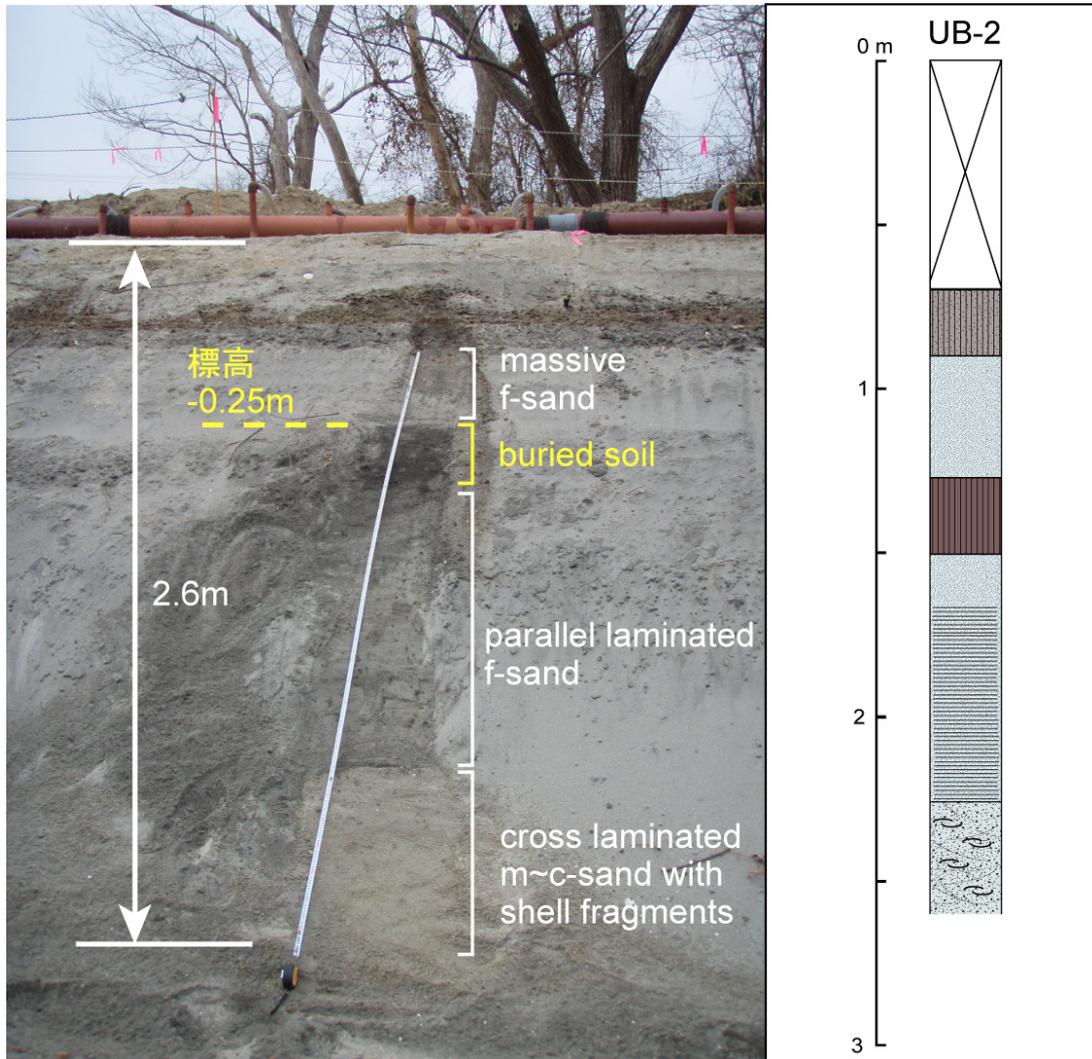


図 12 牛橋地区 UB-2 の露頭における写真と柱状図  
 柱状図の凡例は第 3 図に準ずる。露頭壁面は 30° 傾斜しているため、写真では露頭下部（手前側）が大きく、露頭上部（奥側）が小さく見えている。

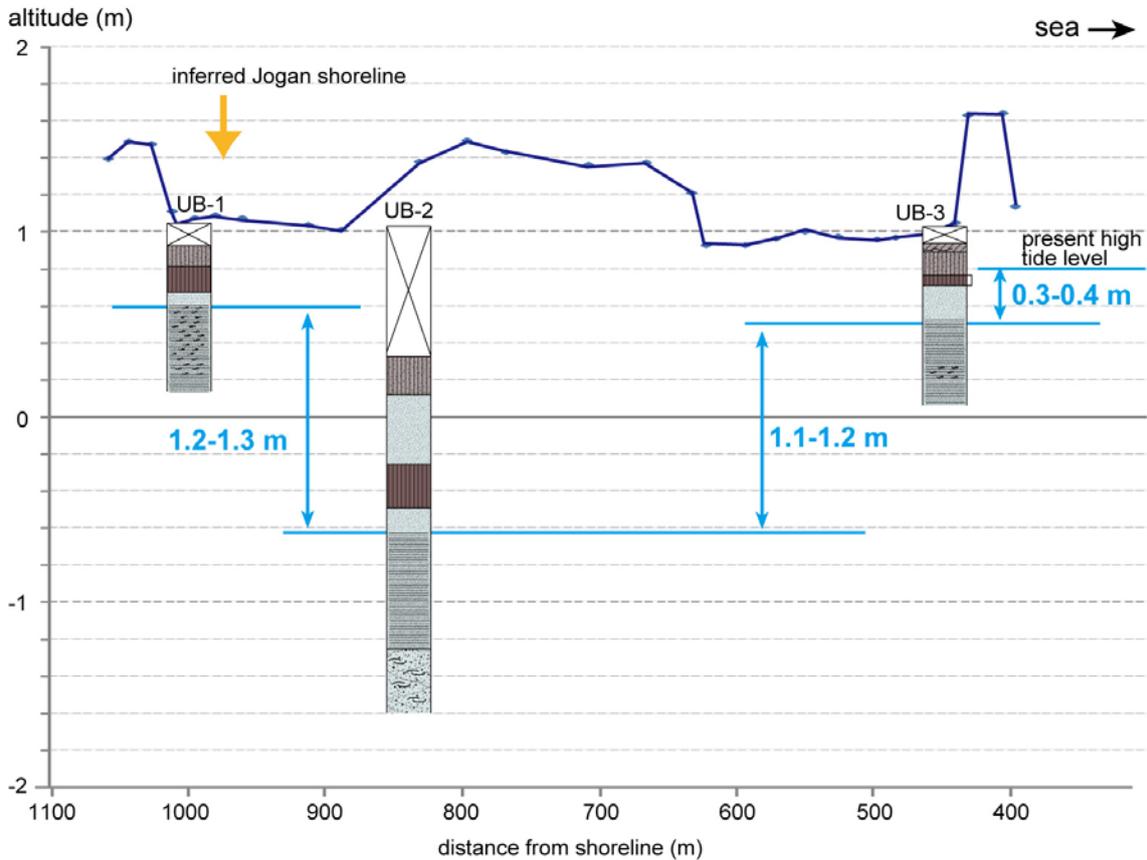


図 13 牛橋地区における地形断面と前浜堆積物の高度

c) 笠野地区 (KS)

笠野地区ではKS-1の地点内においてKS-1-1とKS-1-2の2カ所でコアを採取した。

KS-1-1地点は貞観津波襲来時の海岸線から約400m海側、現在の海岸線から約370m内陸に位置する。この地点で深度1.15mまでのコアを採取した(図14)。表層0.2mは耕作土で、深度0.2~0.3mが腐植質のシルト質砂が分布する。深度0.3m以下は淘汰の良い細砂が分布し、この砂層中には深度0.4m付近より薄く平行ラミナが観察される。ラミナは深度0.6m以下で非常に明瞭になり、潮間帯の指標である白斑状の生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)も伴っている。層相からみて深度0.4~0.6mは後浜堆積物の可能性が高く、深度0.6m以下が前浜堆積物と判断される。

KS-1-2地点はKS-1-1地点から約60m海側に位置し、現在の海岸線から約310m内陸の地点である。この地点では深度1.15mまでのコアを採取した。表層0.16mは耕作土で、深度0.16~0.2mが腐植質のシルト質砂が分布する。深度0.2m以下は淘汰の良い細砂が分布し、この砂層中には深度0.4m付近より薄く平行ラミナが観察される。ラミナは深度0.6m以下で非常に明瞭になり、潮間帯の指標である白斑状の生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)も伴っている。層相からみて、KS-1-1地点のコア

と同様に深度 0.6 m 以下が前浜堆積物と判断される。

KS-1 地点周辺から現在の海岸線までの東西の測線において地形断面測量を行い、各コアの前浜堆積物の高度を計測した (図 15)。その結果、KS-1-1、KS-1-2 とも前浜堆積物の上限高度は標高 0.25 m 付近にあり、現在の高潮位の高度から 0.5~0.6 m 低い位置に分布する。この地点の離水年代は不明であるが、貞観津波の頃の海岸線と現在の海岸線との位置関係から、おおよそ 500~600 年前である可能性が高い。すなわち過去 500~600 年のネットで 0.5~0.6 m の相対的海面上昇があったと考えられる。牛橋地区と同様に、KS 地点の離水以降、大きな変動がなかったとすれば、0.5~0.6 m の相対的海面上昇は最近 100 年程度の沈降運動で説明できる。

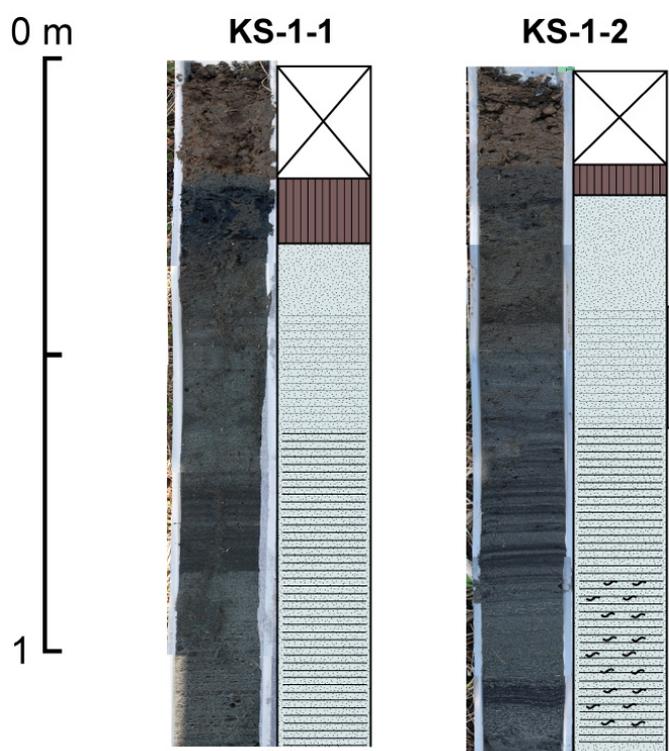


図 14 笠野地区 (KS) におけるコア写真と柱状図  
凡例は第 3 図に準ずる

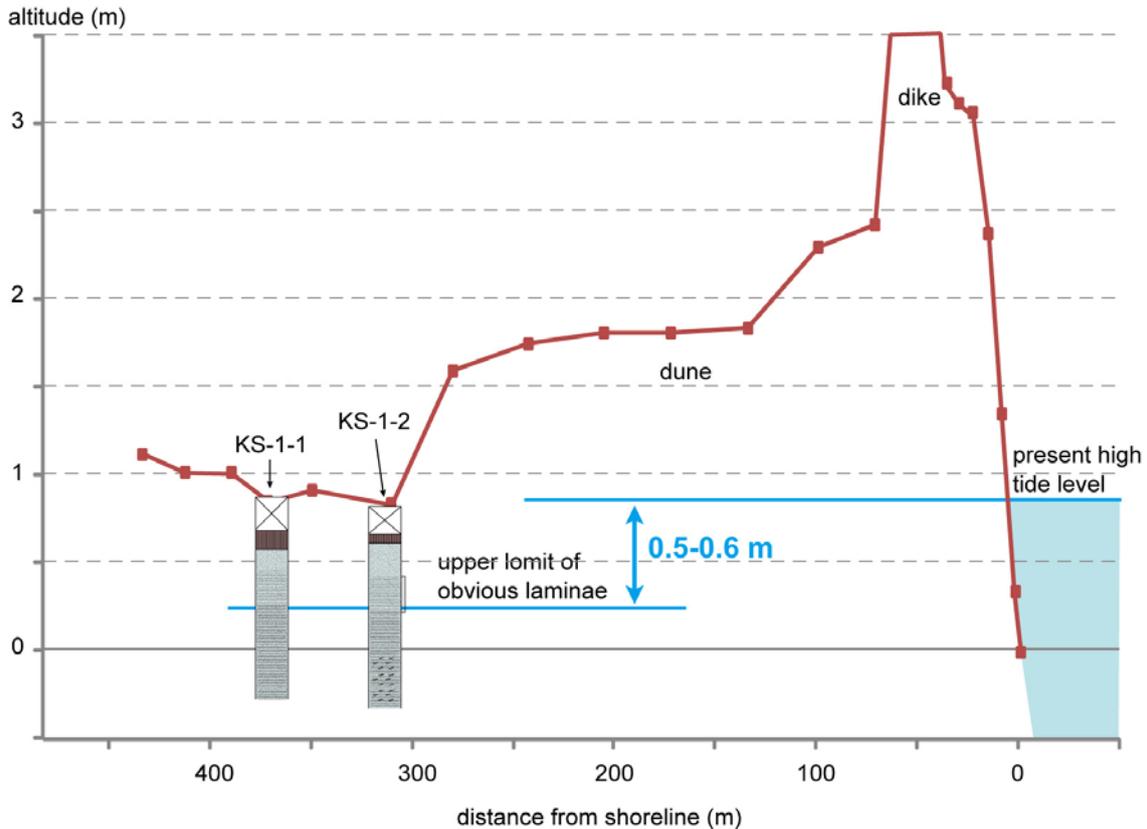


図 15 笠野地区における地形断面と前浜堆積物の高度

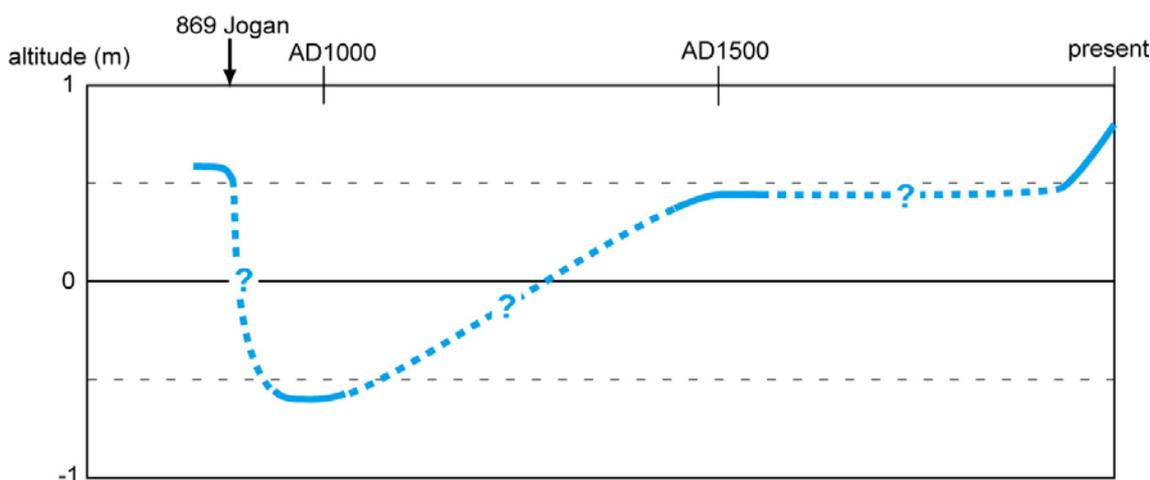
(d) 結論ならびに今後の課題

貞観津波による石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布といくつかの断層モデルからのシミュレーション結果とを比較した。スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできない。プレート間地震で幅が 100 km、すべりが 7 m 以上の場合には、浸水域が大きくなり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。本研究では、断層の長さは 1 例を除いて 200 km と固定したが、断層の南北方向の広がり（長さ）を調べるためには、今後、福島県や茨城県での調査が必要である。

仙台平野南部の地殻変動に関する平成 19 年度の調査では、仙台平野南部において前浜堆積物の検出と高度測定を行い、869 年貞観津波以降の過去約 1100 年間における相対的海面変化を復元した（図 16）。その結果、貞観津波の頃からまもなくして 1.2~1.3 m の比較的急速な相対的海面低下があり、隆起した可能性がある。その後 500~600 年の間に再び元のレベルまで相対的海面が上昇した。以降、大きな変動がなかったとすれば、驗潮記録に基づく最近の沈降傾向は過去 100 年以内の現象である可能性が考えられる。

以上の結果は限られた地点での観察に基づいているため、より正確な相対的海面変化の解

明のためには、貞観津波の頃以降、現在までの浜堤列において密に前浜堆積物の高度の情報を取得し、その離水年代を明らかにしなければならない。しかしながらハンディジオスライサーによって掘削できる場所は非常に限られており、新たな掘削方法や用地の確保が必要である。また、本地域のような沖積平野では、軟弱な沖積層の圧密による不等沈下の影響も考えられるため、今後検討していく必要がある。



第 16 図 前浜堆積物の高度から復元された高潮位レベルの相対的变化

(e) 引用文献

- 1) 石橋克彦・古代・中世地震史料データベース化研究グループ, 2008, 「地震・噴火史料データベース (古代・中世編)」のインターネット公開、日本地球惑星科学連合大会.
- 2) Imamura, A., 1934, Past tsunamis of the Sanriku coast. Japanese J. Astronomy Geophysics, 11, 79-93.
- 3) Sawai, Y., Y. Fujii, O. Fujiwara, T. Kamataki, J. Komatsubara, Y. Okamura, K. Satake and M. Shishikura, 2008, Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Sujin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench, The Holocene, 18, 533-545.
- 4) 渡邊偉夫, 1998, 869 (貞観 11) 年の地震・津波の実態と推定される津波の波源域、歴史地震, 14, 83-99.
- 5) 渡邊偉夫, 2000, 貞観十一年(869年)地震・津波と推定される津波の波源域(総括), 歴史地震, 16, 59-77.
- 6) 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.
- 7) 渡邊偉夫, 1998, 日本被害津波総覧【第2版】, 東京大学出版会.
- 8) 羽鳥徳太郎, 1998, 貞観 11 年(869年)宮城多賀城津波の推定波源域, 月刊海洋号

外, 15, 167-171.

- 9) 菅原大助, 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.
- 10) Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono and T. Iwashita, 2001, The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, J. Natural Disaster Sci., 23, 83-88.
- 11) 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, 43, 513-525.
- 12) Minoura, K. and S. Nakaya, 1991, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, J. Geology, 99, 265-287.
- 13) 澤井祐紀・岡村行信・宍倉正展・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎, 2006. 仙台平野の堆積物に記録された歴史時代の巨大津波—1611 年慶長津波と 869 年貞観津波の浸水域—, 地質ニュース, 624, 36-41.
- 14) 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・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. ハンディー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, 2007.
- 15) 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, 7, 31-46.
- 16) Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971, The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1433-1440.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
澤井祐紀・藤井雄士郎・藤原 治・鎌滝孝信・小松原純子・岡村行信・佐竹健治・宍倉正展	宮城県山元町水神沼に見られる津波堆積物	地球惑星科学連合 2007 年大会	成 19 年 5 月 19 日
宍倉正展・小松原純子・アオン タン テイン・澤井祐紀・岡村行信・石山達也	前浜堆積物の高度分布と離水年代を用いた石巻平野における伏在活断層の活動履歴	地球惑星科学連合 2007 年大会	平成 19 年 5 月 19 日

宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・藤原 治・藤野滋弘	石巻平野に分布する過去約3000年間の津波堆積物	日本第四紀学会2007年大会	平成19年8月31日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・佐竹健治・行谷佑一	仙台・石巻平野に襲来した歴史・先史時代の巨大古津波	日本地震学会2007年大会	平成19年10月25日
佐竹健治・行谷佑一・宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・山木 滋	869年貞観津波の波源モデル—仙台・石巻平野の津波堆積物分布と浸水シミュレーションに基づく—	2007年日本地震学会秋季大会	平成19年10月25日
岡村行信	仙台平野に残された巨大津波の痕跡—西暦869年貞観津波の実像—	日本地震学会秋季大会	平成19年10月27日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・小松原純子・AUNG Than Tin	Tsunami inundation history in Sendai Plain, inferred from tsunami deposits.	Geological Society of America 2007年大会	平成19年10月28日
佐竹健治・澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・行谷佑一・山木 滋	貞観津波の数値シミュレーション	2007年米国地球物理学連合秋季大会	平成19年12月12日
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	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・古地震研究報告第7号、47-80p.	平成19年12月28日

宋倉正展・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	石巻平野における津波堆積物の分布と年代	活断層・古地震研究報告第7号、31-46p.	平成19年12月28日
--	---------------------	------------------------	-------------

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

**(3) 平成20年度業務計画案**

平成19年度に実施した津波シミュレーションにより、本業務で明らかとなった仙台平野・石巻平野における津波堆積物の分布を説明することができるような869年貞観津波の波源モデルを構築した。その結果から、地震時には仙台平野は沈降することが推定されるが、地質調査に基づく地殻変動は、地震後の隆起を示唆している。また、最近100年間では急速に沈降していることが知られている。このように、短期的な測量結果に基づく地殻変動、断層の数値モデルによる地殻変動および数千年間の地質学的時間スケールでの地殻変動は必ずしも一致しない。そこで、2020年度は、上記の異なる時間スケールでの地殻変動が一致しない原因の解明を目的として、以下のような地質調査を実施する。

宮城県下の海岸平野において浜堤列発達史の解明を進めつつ、貞観津波より新しい時期の津波堆積物と地殻変動に関する地質調査を行う。さらに新たに常磐海岸についてもかつての干潟域を中心に地質調査を実施し、完新世（最近の約10,000年間）の地殻変動の調査に着手する。