

3. 4 地質調査・津波シミュレーションにもとづく地震発生履歴に関する研究

(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の把握

(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・地震研究センター	センター長	岡村行信	okamura-y@aist.go.jp
	上席研究員	佐竹健治*	
	チーム長	宍倉正展	
	主任研究員	藤原 治	
	研究員	澤井祐紀	
	特別研究員	小松原純子**	
	特別研究員	藤野滋弘	
	特別研究員	行谷佑一	
	特別研究員	藤井雄士郎***	
	テクニカルスタッフ	Than Tin Aung****	

* 現在の所属・職：東京大学地震研究所・教授

** 現在の所属・職：独立行政法人産業技術総合研究所
地質情報研究部門・研究員

*** 現在の所属・職：独立行政法人建築研究所・研究員

**** 現在の所属・職：シュルンベルジェ株式会社・
サポートジオサイエンティスト

(c) 業務の目的

仙台平野及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、地震に伴った環境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でき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

1) 平成 17 年度：

仙台平野の完新世堆積物を広域的に調査し、その層序と津波堆積物の分布を明らかにした。また、貞観の津波で形成された津波堆積物の分布範囲と当時の海岸線位置を明らかにした。さらに、地殻変動を推定するため堆積環境の変化を記録する地層が分布しているかどうか検討を行った。石巻平野についても、堤間湿地の完新世堆積物を広域的に精査し、津波堆積物の分布や、地殻変動の記録が残されているかどうかを検討した。

2) 平成 18 年度：

平成 17 年度に調査に着手した仙台平野南部、仙台平野中部、石巻平野において、埋没地形や津波堆積物の詳細な調査を引き続き行った。手堀り式ピートサンプラー及び小型ジオスライサーを用い、仙台平野北部から石巻平野を中心に、西暦 869 年に発生した

貞観津波をはじめとする完新世津波堆積物の分布域と津波来襲時の海岸線位置を明らかにした。また、沿岸域の完新世地殻変動を堆積物の微化石或いは海岸の発達過程から解明を試みた。

3) 平成19年度：

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ことを試みた。平成19年度は、津波シミュレーションに必要な海底地形データの整備と、予察的な津波シミュレーションを実施した。また、今までの調査で解決していない、最近1000年間の地殻変動を解明するため、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、地殻変動の検出を試みた。

4) 平成20年度

仙台平野南部における過去約1000年間の地殻変動と、福島県の常磐海岸における地殻変動の復元に適した地域の選定を行った。仙台平野南部では、地中レーダーと小型ジオスライサーを用いた掘削調査を組み合わせ、前浜堆積物の高度分布から過去の地殻変動を検討した。常磐海岸では、相馬市、南相馬市、富岡町で掘削調査を行い、過去の地殻変動を記録している可能性のある場所を選定した。

5) 平成21年度

平成17年度以来、宮城県南部から福島県常磐海岸地域に至る地域で行ってきた津波堆積物調査の結果を総合して、貞観津波の到達域の分布を明らかにした。さらに、福島県常磐海岸における過去約2000年間の地殻変動を堆積物中の化石試料から検討した。得られた成果から、貞観津波を含む巨大津波の痕跡である津波堆積物の存在を時空分布としてまとめ、これらの発生間隔について検討した。さらに、貞観津波については、今までに取得した地質データを基に津波の波源域を津波シミュレーションにより推定した。

(2) 5カ年の成果

(a) 業務の要約

仙台・石巻平野と福島県常磐海岸（図1）を対象として、過去の巨大津波について、浸水履歴の復元、地殻変動の復元、波源域の復元を目的として調査を行った。

巨大津波の浸水履歴の復元に関しては、津波堆積物の調査を実施した。まず対象地域の地形判読を行い、それにより選定された測線沿いでボーリング及びジオスライサー掘削を行った。この調査により、対象地域における地層の分布を明らかにし、仙台・石巻平野全域における貞観津波（西暦869年）の遡上距離と津波襲来当時の海岸線の位置を復元することができた。その結果、仙台・石巻平野における貞観の津波は当時の海岸線から少なくとも2～4kmは遡上していることが分かった。常磐海岸（相馬市、南相馬市、富岡町）でも同様の調査を行ったところ、南相馬市小高区では、津波襲来当時の海岸線の位置が現在とほぼ同じであると仮定した場合、貞観津波の遡上距離は少なくとも1.5kmと考えられた。相馬市、南相馬市鹿島区及び富岡町では、明瞭な津波堆積物は確認されなかったため、浸水範囲を復元することはできなかった。貞観津波を含む過去の巨大津波の再来間隔を精度良く知るために、宮城県仙台市若林区と亘理郡山元町において大型ジオスライサー試料の

採取を行った。得られた試料中から津波堆積物を認定し、その津波堆積物の上下の層準から得られた大型植物化石と炭素片の放射性炭素年代測定を行った。その結果、仙台市における津波堆積物の年代は 500AD-920AD（貞観津波）、280AD-560AD、700BC-460BC、1200BC-940BC、1430BC-1090BC、1680BC-1350BC、1810BC-1560BC と推定された。また、山元町における津波堆積物の年代は、630BC-140BC と推定された。石巻平野から南相馬市小高区にかけて見られる津波堆積物の広域対比を行うと、西暦 1500 年頃、貞観津波（西暦 869 年）、西暦 430 年頃、紀元前 390 年頃に共通して津波イベントが見られることが分かった。これらの津波の再来間隔は、おおよそ 450 年～800 年程度の幅を持っていると推定された。

地殻変動の復元は、仙台平野南部と南相馬市小高区で行われた。仙台平野南部では、貞観津波が襲来した当時の海岸線と現在の海岸線との間において掘削調査を行い、前浜堆積物の高度分布に基づいて過去 1100 年間における相対的海水準変動の復元を試みた。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 程度）の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された。またさらに、過去約 1000 年の地殻変動を検出するため、地中レーダー（GPR）探査を行い地下構造のイメージ断面を取得した。GPR によるイメージ取得と同時に、ハンディジオスライサー掘削を行い、堆積構造の観察と年代試料の採取を行った。その結果、AD1450-1650 以前に 50cm 程度の海面低下が生じていること、その後現在まで緩やかに海面が上昇していることが推定された。これは地震性の隆起と地震間の沈降を示している可能性がある。常磐海岸では、南相馬市小高区において、約 2500 年～400 年前の堆積物試料を対象に珪藻化石による古環境変遷の復元を行った。その結果、貞観津波とそのひとつ前の巨大津波に伴い、海岸が沈水していることが推定された。亘理町北部の鳥の海においても、南相馬市小高区と同様に珪藻化石群集の解析から過去環境変化及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。

貞観津波をシミュレーションで再現するため、石巻平野、仙台平野、福島県南相馬市小高区及び同浪江町請戸における津波堆積物の分布域と 14 種類の断層モデル（福島県沿岸については 6 種類の断層モデルのみ）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。海溝外側のプレート内正断層地震、海溝内側の津波地震、仙台湾内の断層による地震のモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することができなかった。プレート間地震によるモデルでは、断層の長さが 200km、幅が 100km、及びすべり量が 7 m 以上の場合に浸水域が大きくなり、全ての地域において津波堆積物の分布域を再現することができた。一方、断層の長さが 100km、幅が 100km、及びすべり量が 10m の断層モデルでは計算浸水域が津波堆積物の位置まで到達しない地域もあった。

(b) 業務の実施方法

津波堆積物の調査は、まず空中写真を用いた地形判読により地質調査に適した地域を選定した。得られた地形判読結果を参考に、手掘り式ピートサンプラー（長さ 2 m、直径 2 cm 程度のパイプ状の柱状堆積物採取装置で、地表下 1-2 m の未固結堆積物を連続して採取できる。）及び小型ジオスライサーを用いて、地表下 3 m 程度までの堆積物の分布を広域に明らかにした。また、炭素年代測定用試料を十分に確保するため、仙台市及び山元町に

において大型ジオスライサーを用いた連続堆積物試料の掘削を地表下3～4 m程度まで行った。明らかにされた地層の分布状態から、特に過去の津波によって運ばれた堆積物（以下、「津波堆積物」と呼ぶ）を認定し、過去に発生した巨大津波の浸水履歴を明らかにした。また同時に、過去の津波が襲来した当時の海岸線を推定した。津波堆積物の年代は、歴史時代の降下火山灰（十和田 a 火山灰）の分布と放射性炭素年代測定法を用いて決定した。

巨大津波が襲来した当時やその前後の地殻変動を復元するため、津波堆積物の上下の地層に含まれる珪藻化石を調べた。珪藻化石は、各層準で200個体以上の同定・計数を行った。下位から上位にかけての化石群集の変化から当時の海水準変動を復元し、そこから地殻変動を推定した。

地中レーダー（GPR）は、空中写真の地形判読によって仙台平野の浜堤列及び堤間湿地を識別し、過去の汀線及び現海岸に直行する方向に長さ1 km 強の測線で探査（周波数100MHz、発信間隔25cm）を行い、平野を構成する海浜堆積物について深度5～6 mまでの地下構造についてイメージングした。また、同じ測線上においてハンディジオスライサー掘削を行い、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。これらのデータを元に前浜堆積物の高度分布と年代を検討して過去の地殻変動を考察した。

貞観地震津波の浸水シミュレーションについては、まず地震当時の地形をできるだけ再現するために、現在の地形データから防波堤や埋立地などの人工物を取り除いた地形データを作成した。石巻平野や仙台平野では、地質調査の結果を基に、貞観津波以降に形成された浜堤列を取り除き、海岸線の位置を現在よりも内陸側に設定した。つぎに、貞観津波を発生させた地震の断層モデルとして、海溝外側のプレート内正断層地震（1種類）、海溝内側の津波地震（1種類）、仙台湾内の断層（1種類）、及びプレート間地震（11種類）を検討した。それぞれのモデルから計算される海底鉛直変位分布を水位の初期条件とし、陸上への遡上を含めた津波の伝播の様子を、移流項や海底摩擦項を含む運動方程式（非線形長波式）と連続の式により差分法を用いて解いた。そして、計算された石巻平野、仙台平野、及び福島県沿岸部（一部のモデルは計算せず）における浸水範囲と津波堆積物の分布とを比較した。

(c) 業務の成果

1) 過去に発生した巨大津波の痕跡（津波堆積物）

仙台平野から石巻平野にかけて空中写真と地形図を判読した結果、最大で20列程度の浜堤列と堤間湿地（砂丘列の間の低地）を確認することができた（図2、3、4）。これらの浜堤列と堤間湿地を横断あるいは縦断するような測線を設け（図5、6、7、8、9、10、11）、測線沿いにおける十和田 a 火山灰層、砂層、泥炭層の詳細な分布を明らかにした。採取した堆積物中に見られた砂層は、その平面的な分布が数百メートル以上連続していること、鉱物組成が石英質であり海岸砂と非常によく似ていること、海生微細藻類を多く含むこと（図12、13、14）から過去の津波によって形成された津波堆積物と推定した。特に、十和田 a 火山灰直下の津波堆積物は、火山灰の降下年代から貞観津波によって形成されたものと考えた。

過去の津波の浸水域を推定するためには、当時の海岸線の位置を特定する必要がある。過去の海岸線は、浜堤列の発達史から推定することができる。砂浜海岸の断面を考えた場合、寄せ波が遡上したり引き返したりするところが平均低潮位～高潮位にあたり、「前浜」呼ばれる環境を形成している。そして、平均高潮位より上部には、砂礫が打ち上げられた堤状の地形（浜堤）ができる。さらにこの浜堤の背面には、若干の低まりがあることが普通である。仮に、この砂浜海岸が離水すると、直ちに新しい浜堤が海側に形成され、過去の浜堤との間に堤間湿地ができる。このような地形発達が巨大津波の前後で起きていたとすると、堤間湿地に記録されたある津波堆積物を詳細に追うことでその津波時におけるおおよその海岸線の位置を推定することができる。本研究では、貞観津波に対比される砂層と十和田 a 火山灰を追うことによって当時の海岸線を推定した。

それぞれの地域で得られた津波堆積物の分布と、当時の海岸線の位置を考慮した貞観津波の浸水域は以下のとおりである。

[石巻平野] (図 15、16、17、18、19)

石巻平野では、海岸線に直交方向に 4 測線 (WA、A、O、Y 測線)、平行方向に 1 測線 (SR 測線) を設け、おもにハンディジオスライサーを用いて合計 51 地点で掘削調査を行った (図 2)。WA 測線は旧北上川より東にある石巻平野主部とは独立した小規模な平野に設定しており、最も海側の WA-1 地点から最も内陸側の WA-8 地点まで、十和田 a 火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物が観察された (図 15)。貞観津波襲来時の汀線は特定できなかったが、この測線では少なくとも約 1 km 内陸まで浸水したことが明らかである。また、WA-1 地点では十和田 a 火山灰より上位に砂層が確認でき、貞観津波より後の津波を示す。石巻平野東部の O 測線では貞観津波の堆積物は検出できなかったが、十和田 a 火山灰より上位に砂層があり、現在の海岸線からおおよそ 1.5 km 内陸まで確認できる (図 16)。A 測線は石巻平野東部内陸側に設定し、現海岸線から約 3 km 内陸の A-4 地点まで貞観津波の堆積物が分布していることは確実である (図 17)。また貞観津波より前の津波を示す堆積物が、少なくとも 2 層確認でき、少なくとも現海岸線から約 5 km 内陸まで分布する。石巻平野西部の Y 測線では、人工的な擾乱の影響が大きいですが、十和田 a 火山灰との層位関係から、貞観津波とその上下で 2 層ずつ、合計 5 層の津波堆積物を検出した (図 18)。貞観津波襲来時の汀線は Y-1.5 地点と Y-2 地点との間付近に推定され、そこから約 3 km 内陸の Y-10 地点周辺まで貞観津波の堆積物が確認される。SR 測線は他の測線と異なり、現海岸線から約 4 km 内陸で浜堤列沿いに東西方向に設定しており、貞観津波の堆積物及びそれより下位の 2 層の津波堆積物の分布を確認した (図 19)。貞観津波襲来時の汀線は、Y 測線における推定位置を浜堤沿いに石巻平野全域に追跡すると、現海岸線からおおよそ 1 km 内陸に推定できる (図 2)。すなわち貞観津波の浸水域は、石巻平野全体で当時の汀線から少なくとも約 3 km 内陸まで及んだと考えられる。

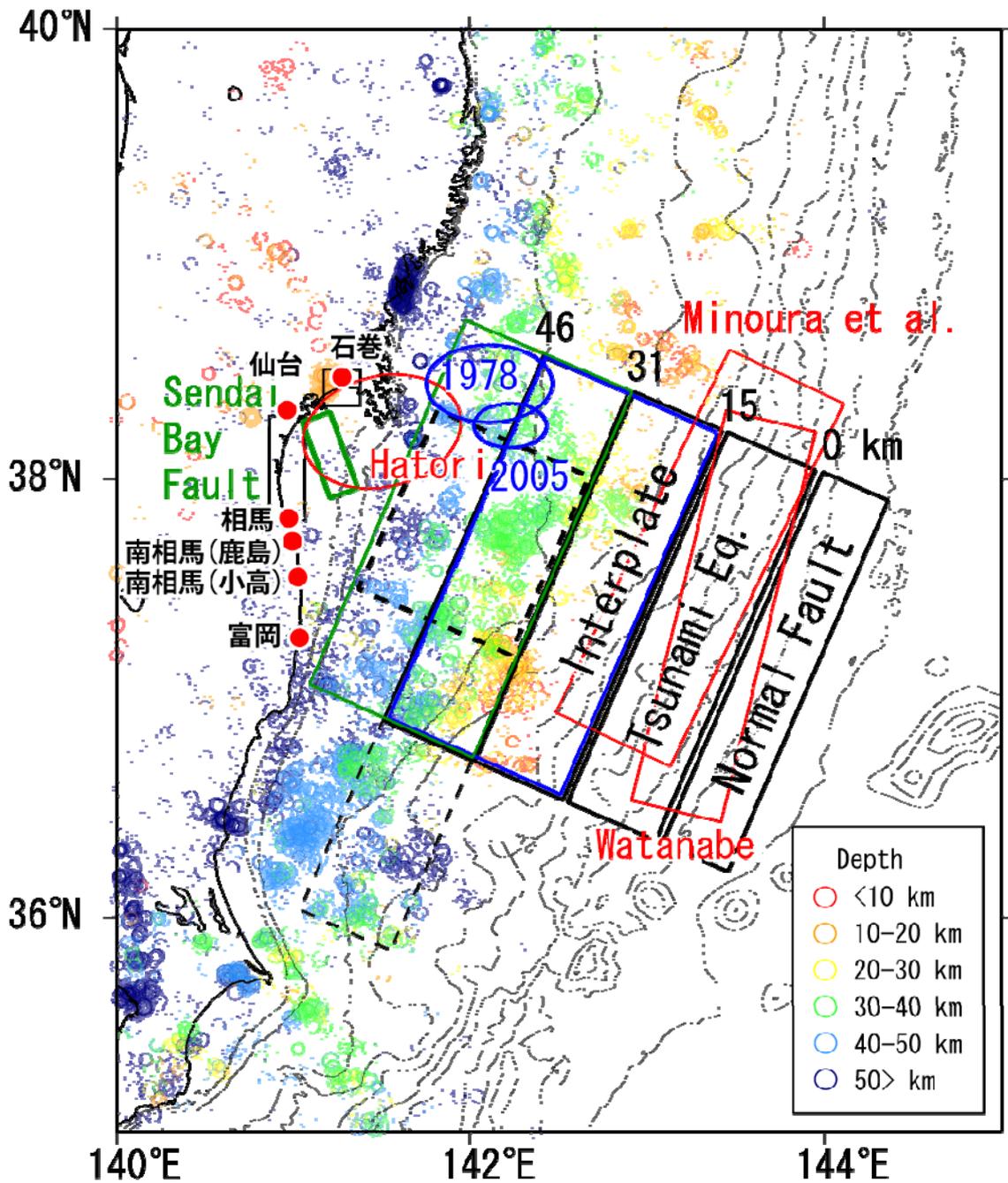


図1 調査地域および本研究で検討を行った貞観津波の断層モデルの一部。羽鳥（1998）¹¹⁾、Minoura et al.（2001）¹²⁾、渡邊（2000）¹³⁾による推定波源域も示す。カラーの丸印はこの地域の地震活動（1997年10月～2007年3月；気象庁一元化震源による）を示す。各断層の上に書かれた数字（0 km、15、31、および46）は断層上端の深さを示す。

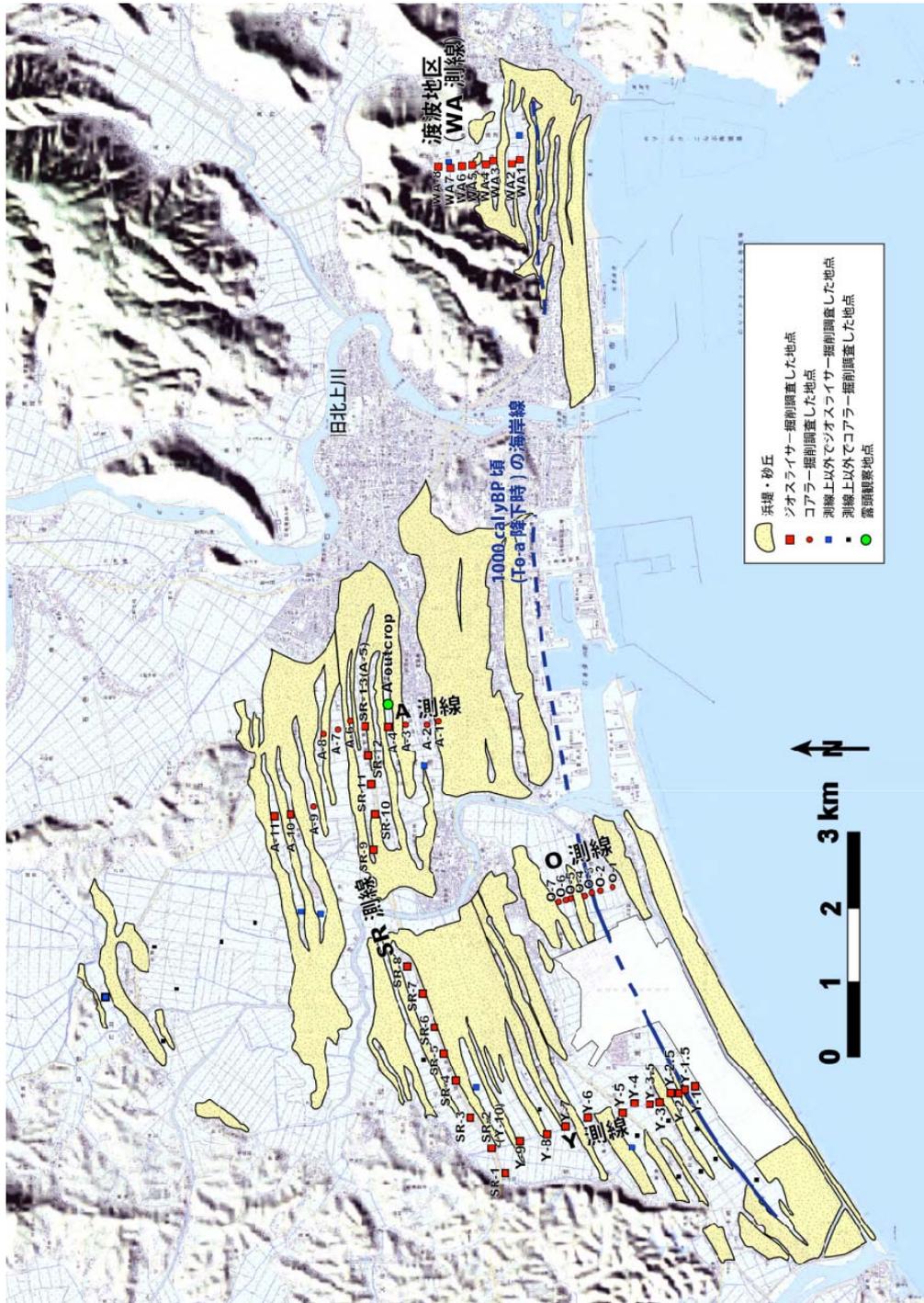


図2 石巻平野の地形と調査地点の位置。国土地理院発行 1/25000 地形図「石巻」「渡波」「広瀬」「小野」を改変して使用。

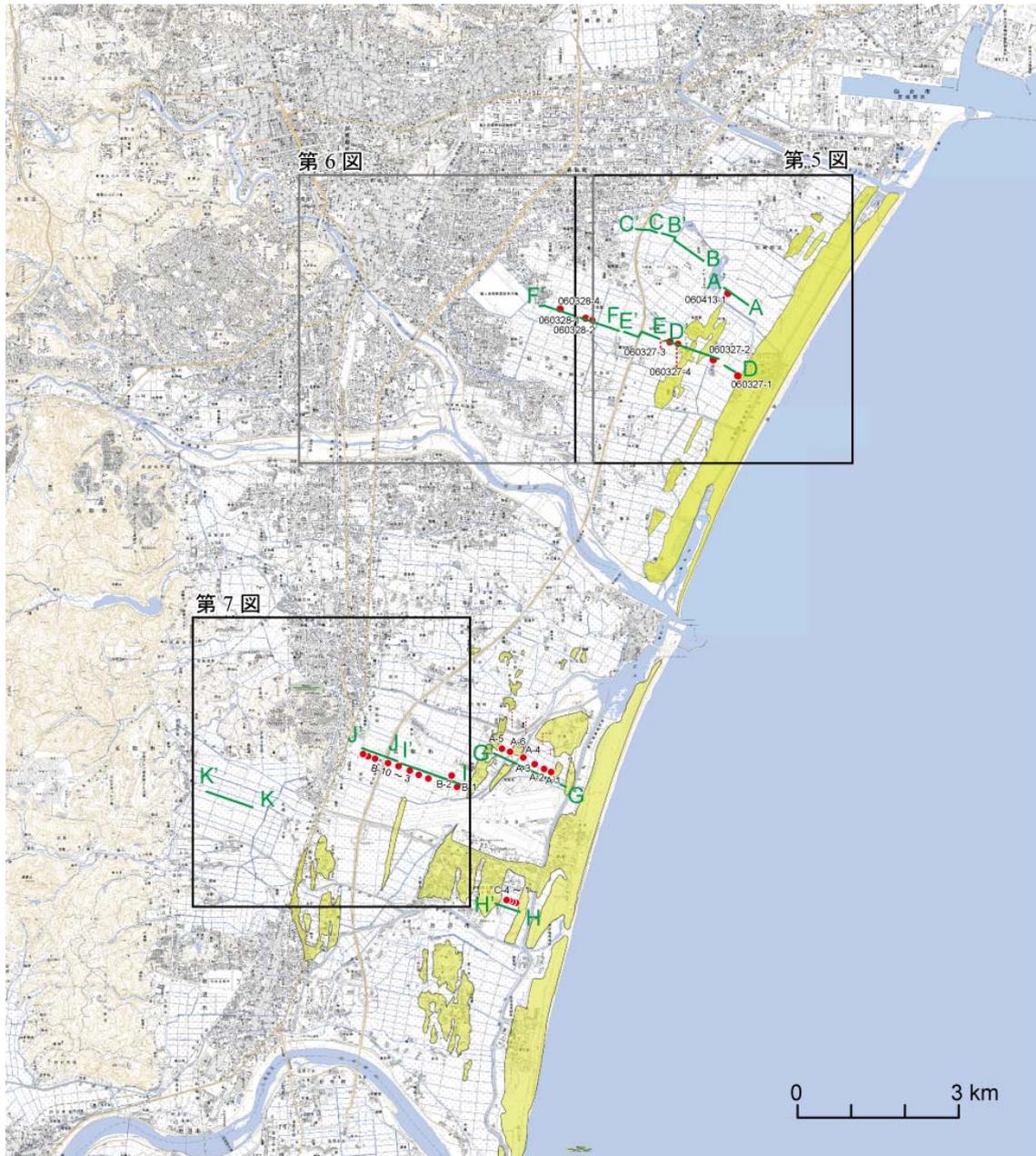


図3 調査地点図(1)。赤丸は、ハンディジオスライサーで掘削調査を行った地点。国土地理院発行 1/25000 地形図「塩竈」「仙台東北部」「仙台西北部」「仙台西南部」「仙台東南部」「岩沼」「仙台空港」を改変して使用。

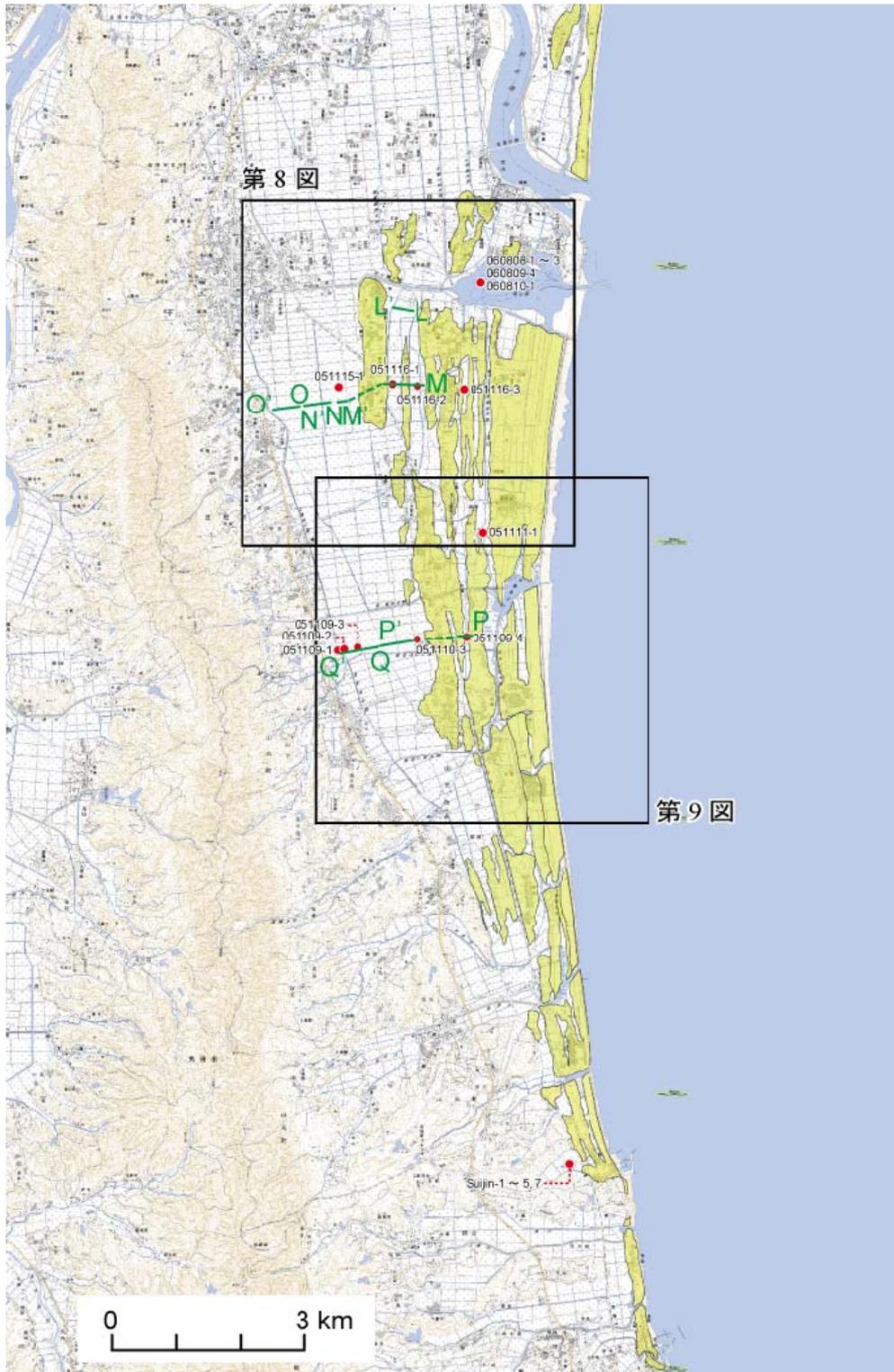


図4 調査地点図(2)。赤丸は、ハンディジオスライサーで掘削調査を行った地点。国土地理院発行 1/25000 地形図「亙理」「角田」「丸森」「荒浜」「山下」「新地」を改変して使用。

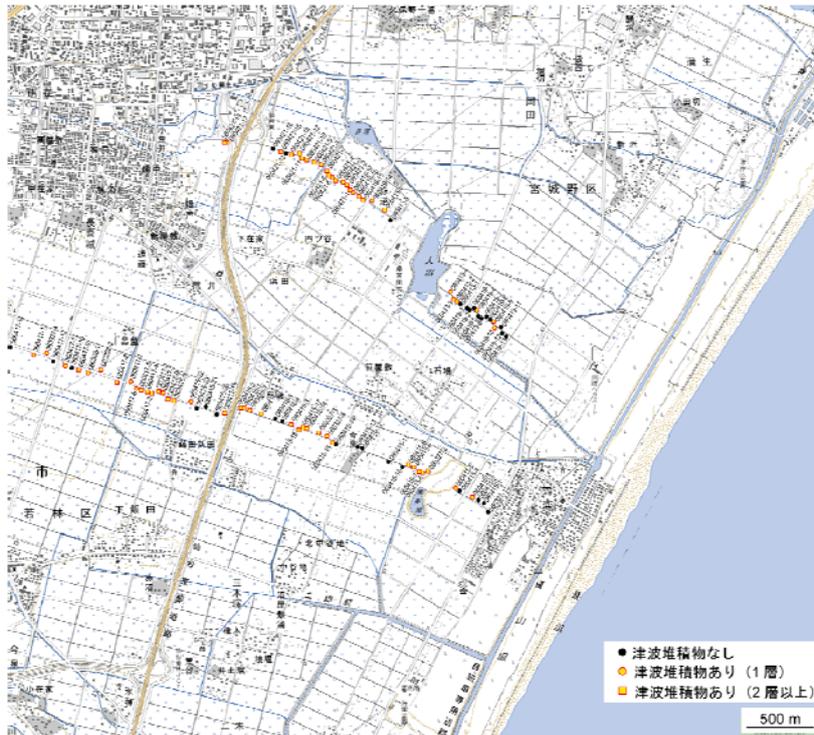


図5 仙台市における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「仙台東南部」を使用。



図6 仙台市における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「仙台東南部」を使用。

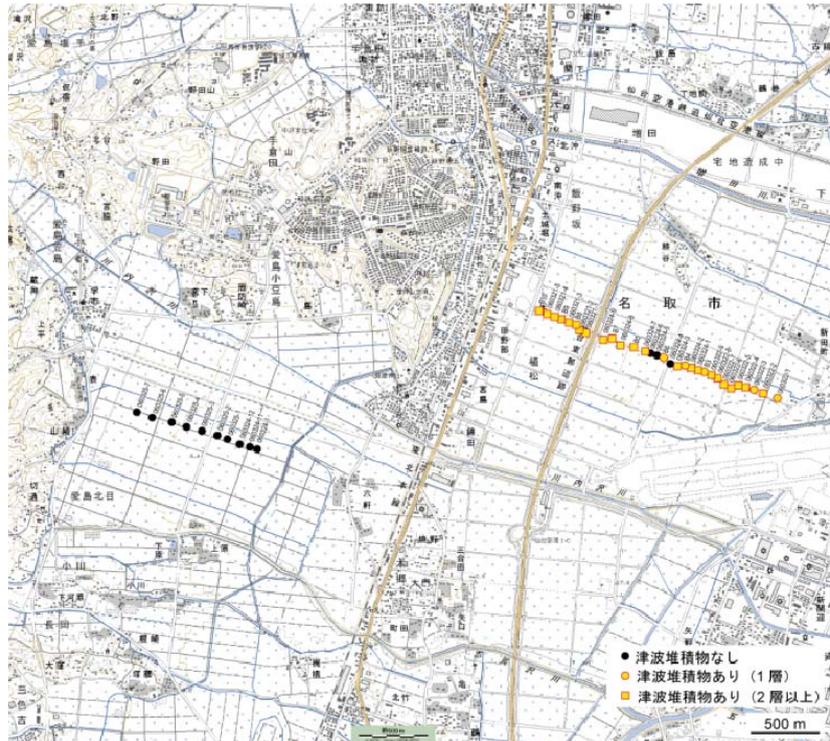


図7 名取市における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「仙台空港」「岩沼」を使用。

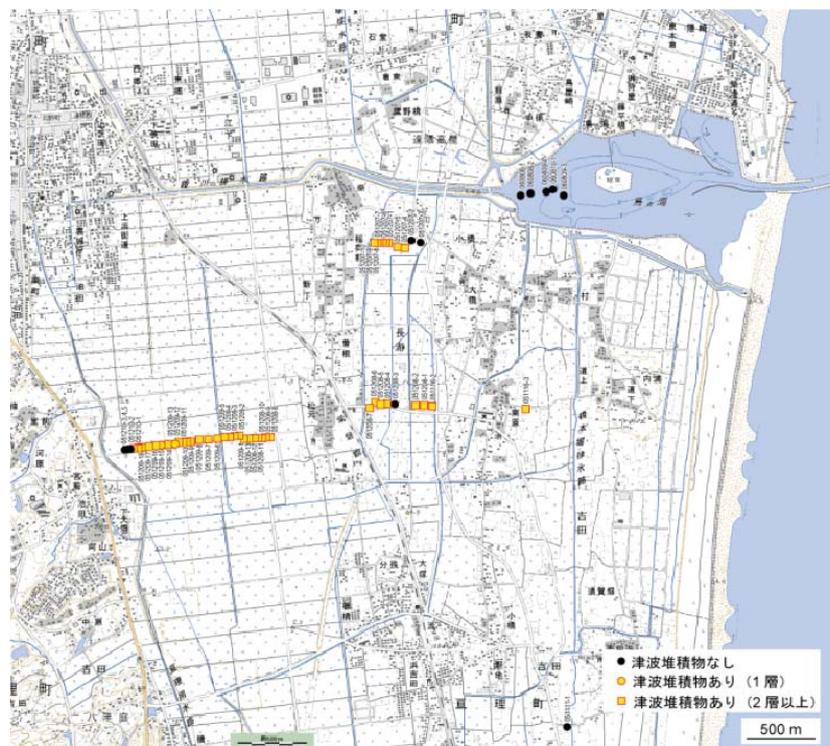


図8 亘理町における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「亘理」「荒浜」を使用。

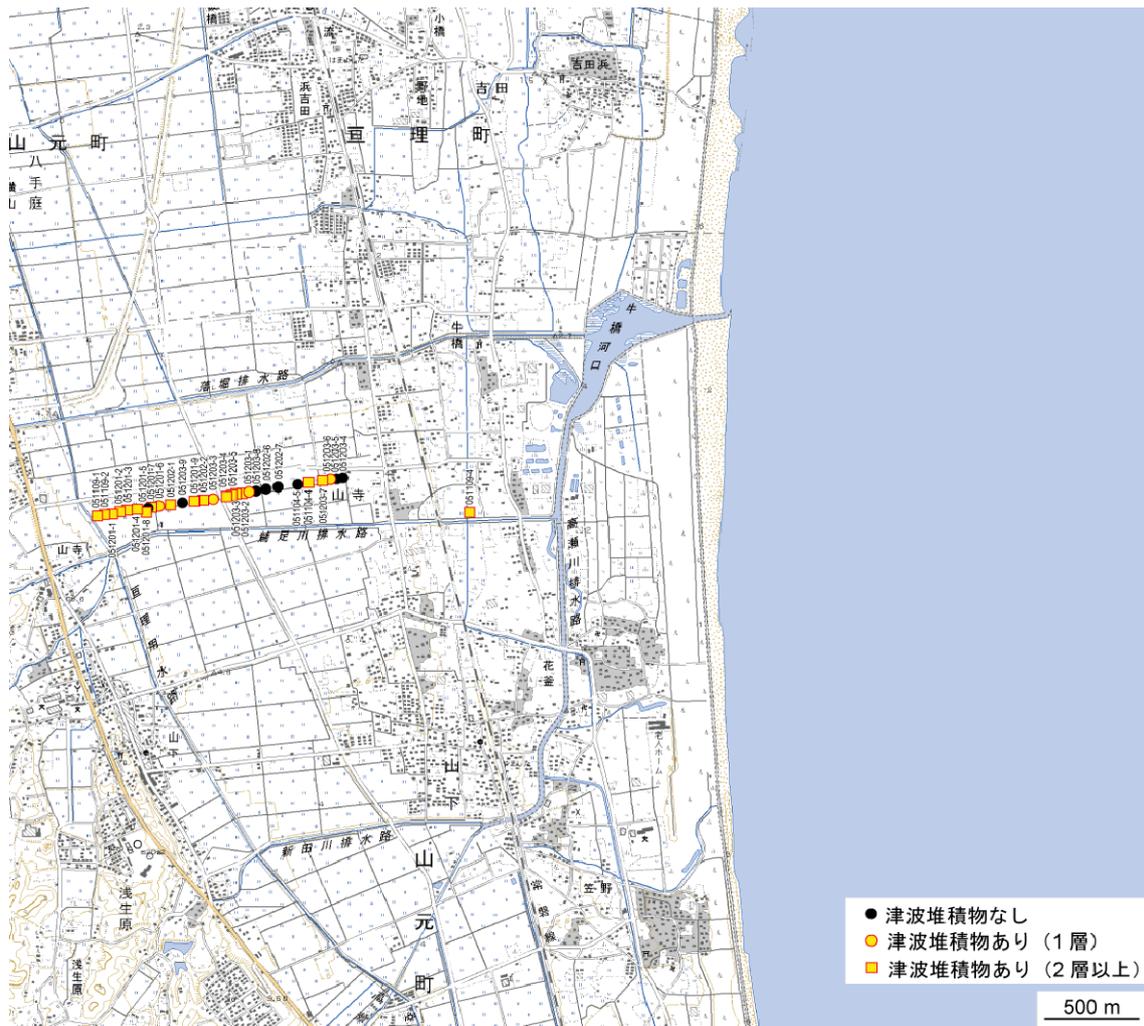


図9 亘理町における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「山下」を使用。

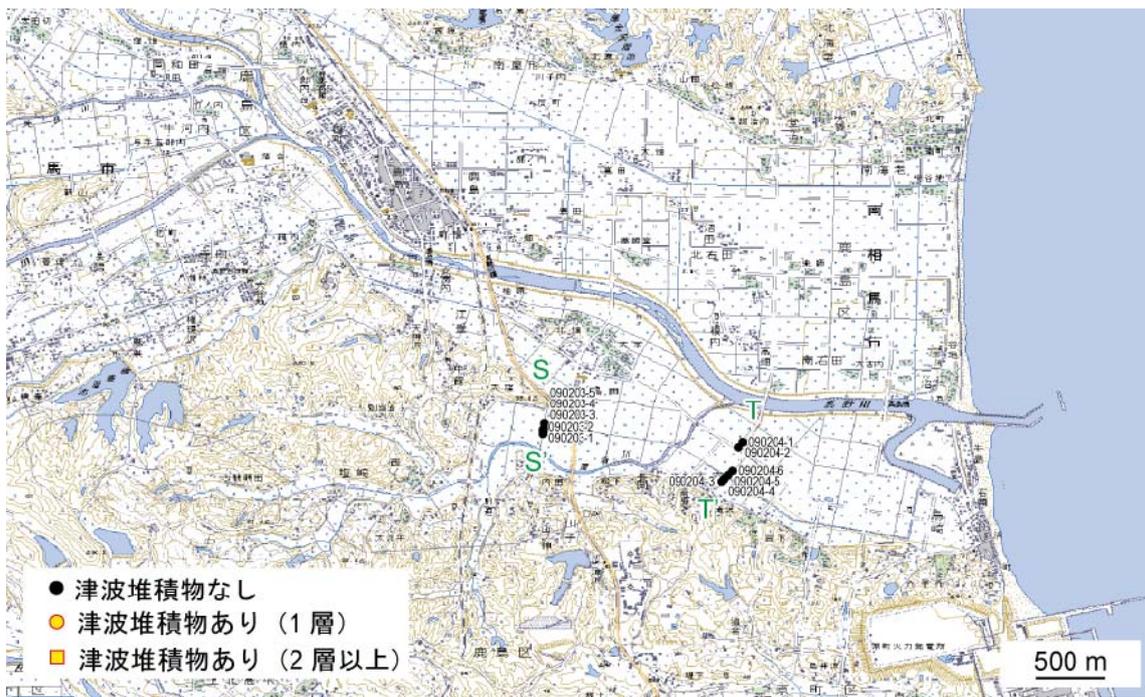
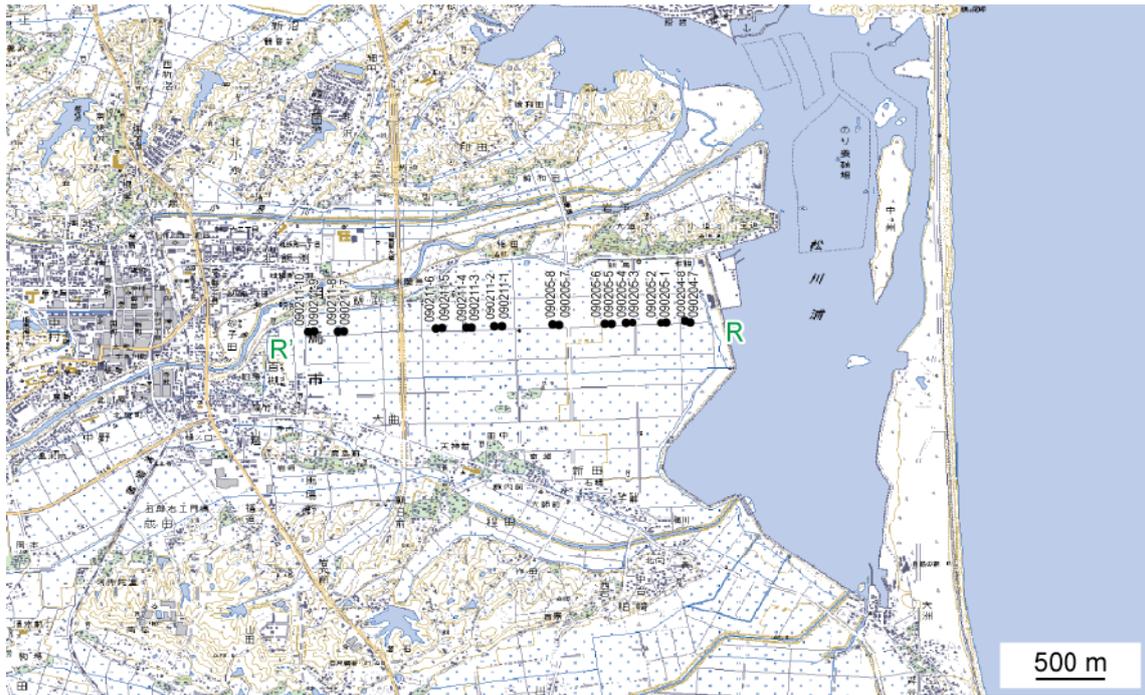
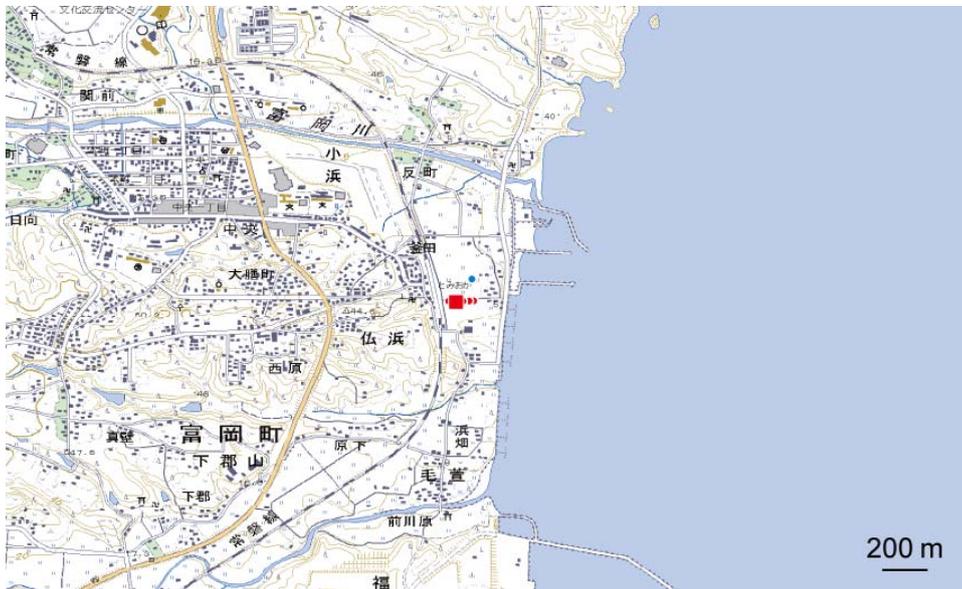


図 10 相馬市松川浦（上）および南相馬市鹿島区（下）における調査地点。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「相馬中村」「磐城鹿島」「南海老」を使用。

南相馬市小高区



富岡町



- 平成 21 年度の掘削地点 (ハンディジオスライサー, ハンドコアラー)
- 藤原他 (2010) による掘削地点
- 平成 20 年度の掘削地点

図 11 南相馬市小高区 (上) および富岡町 (下) における調査地点。国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「小高」「塚原」「磐城富岡」「井出」を使用。

仙台市 (南長沼東一霞目)
060415-17

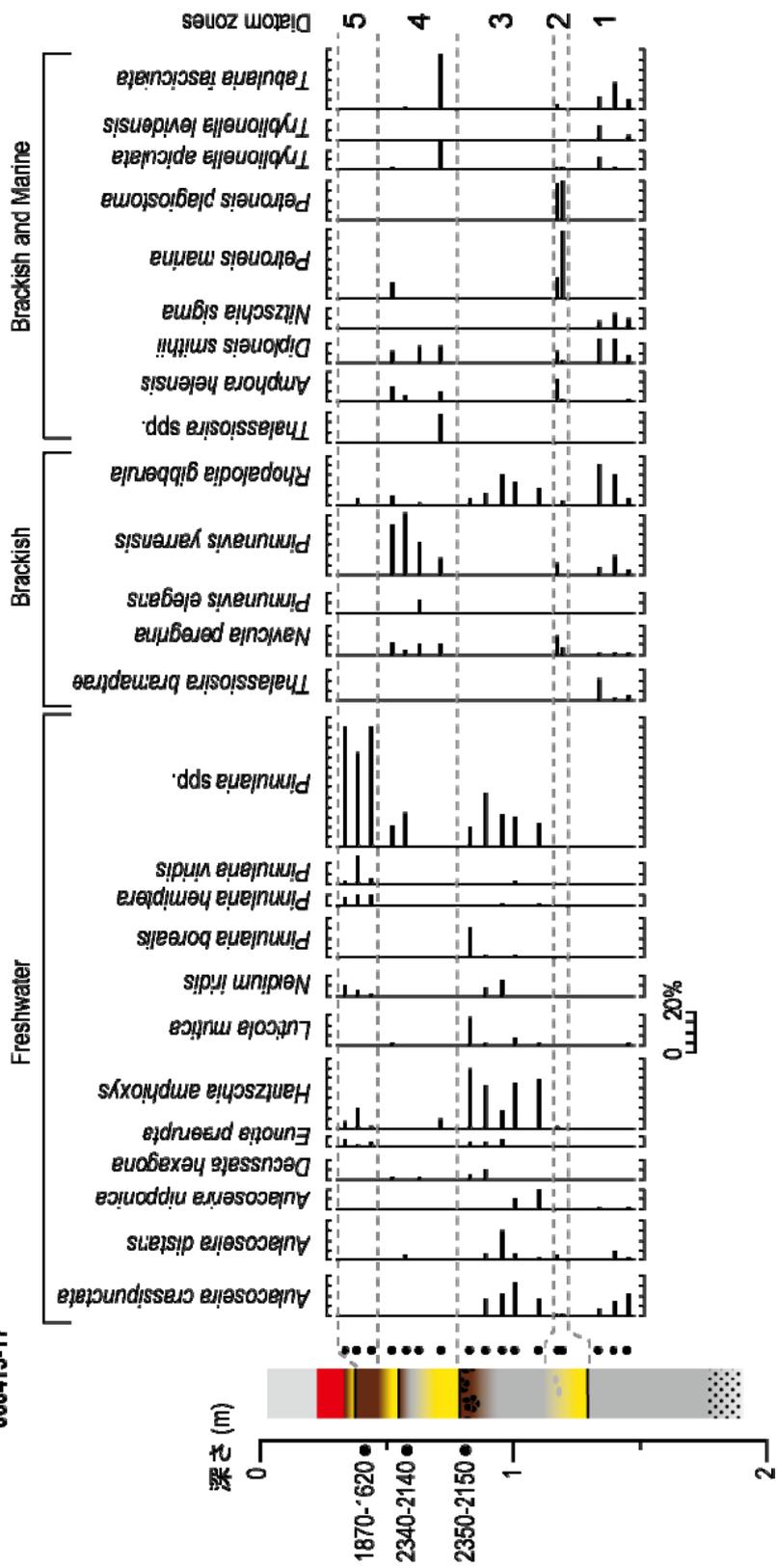


図 12 仙台市における珪藻化石群集の変化。

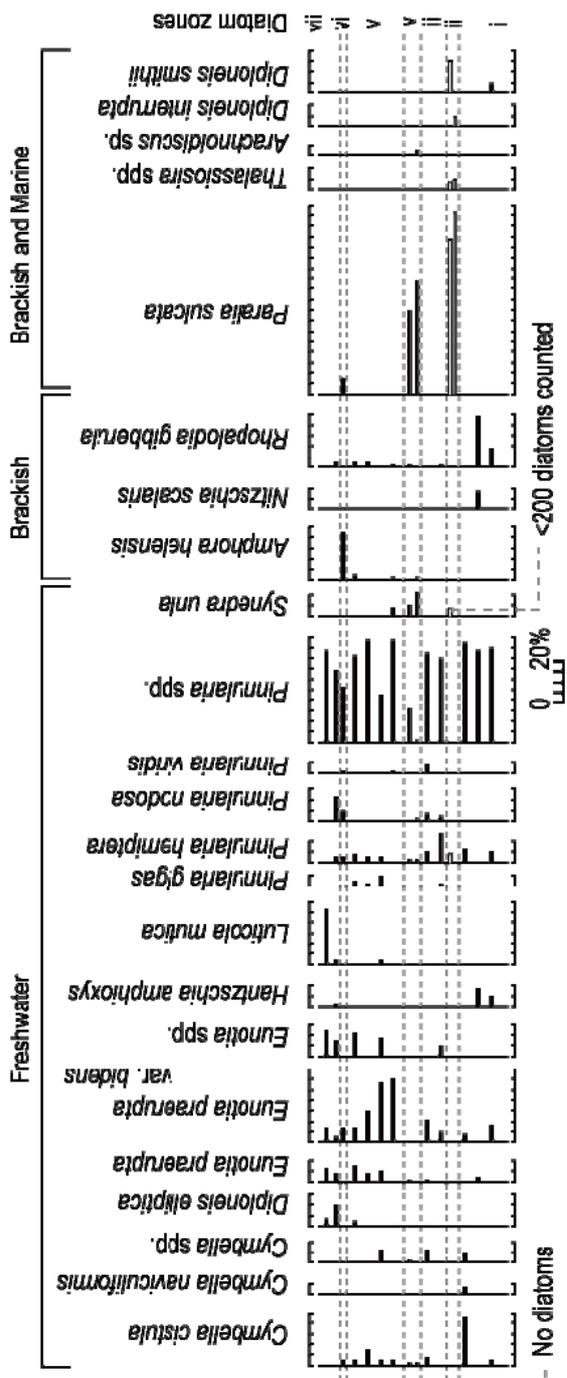
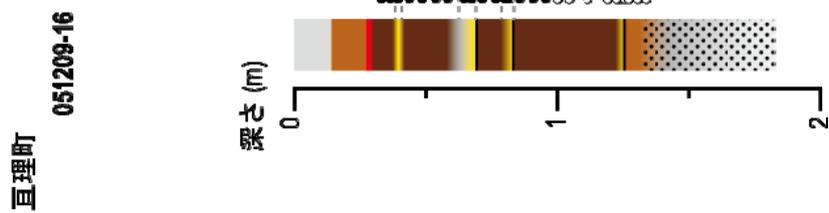


図 13 互理町における珪藻化石群集の変化。

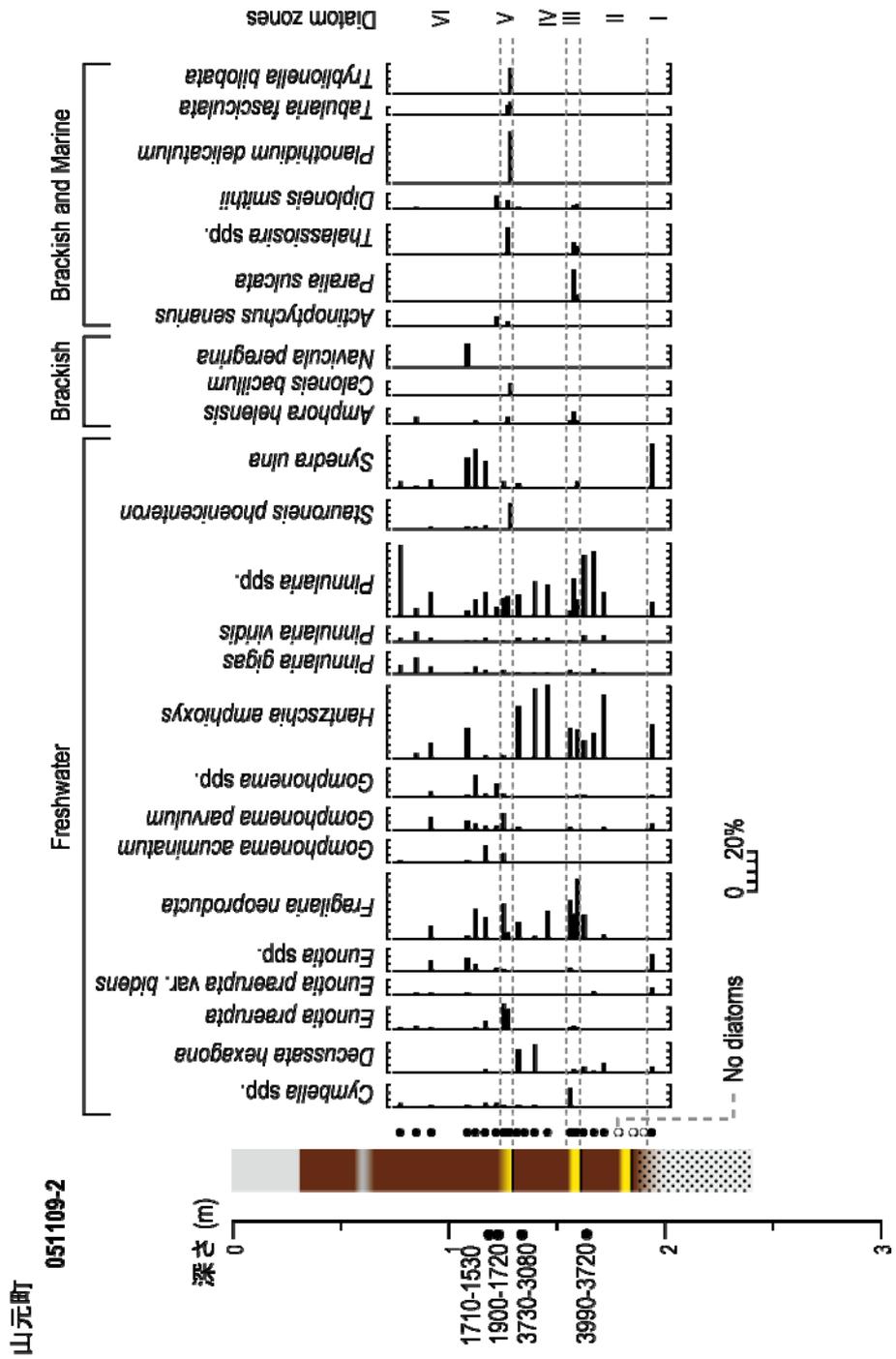


図 14 山元町における珪藻化石群集の変化。

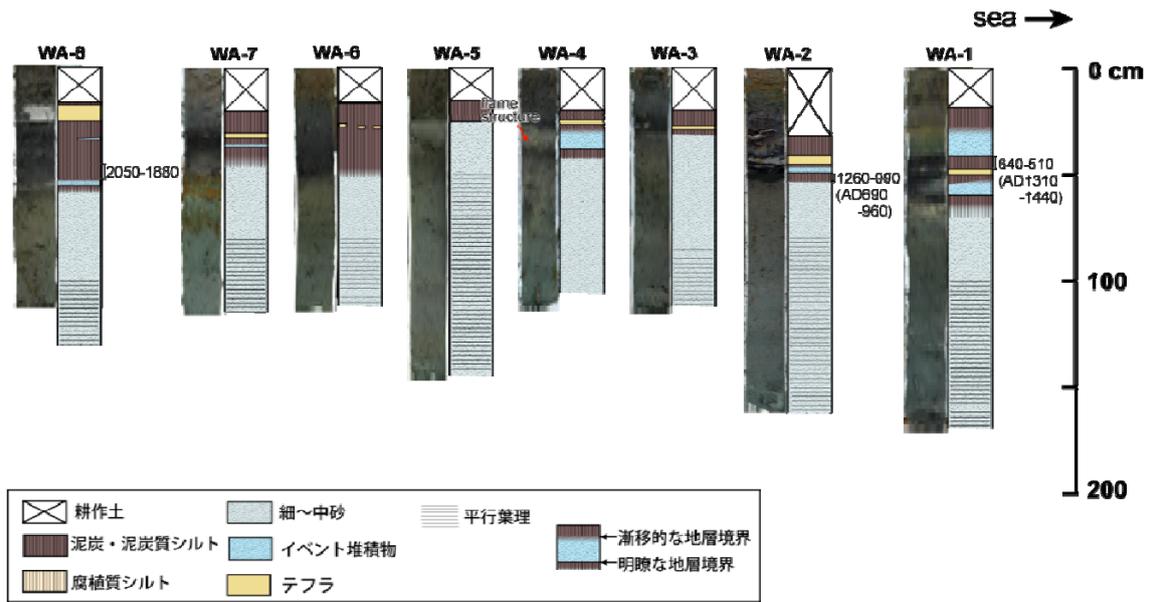


図 15. 石巻平野 WA 測線における地質柱状図

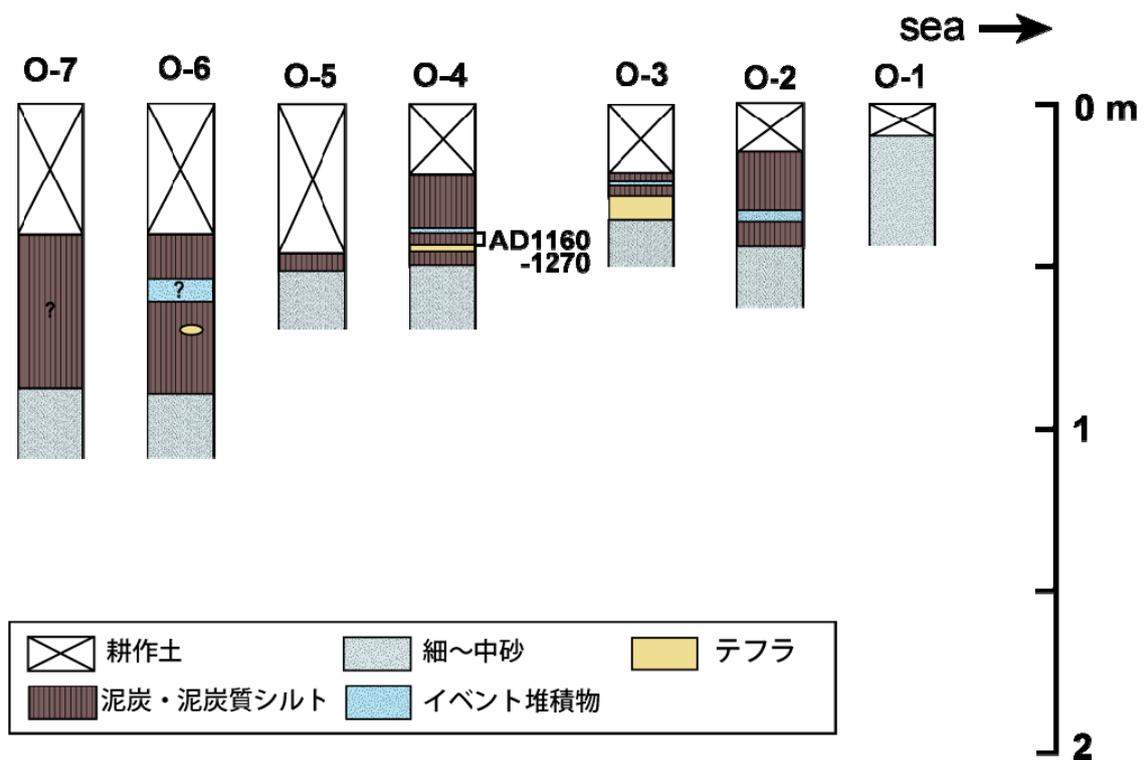


図 16 石巻平野 O 測線における地質柱状図。

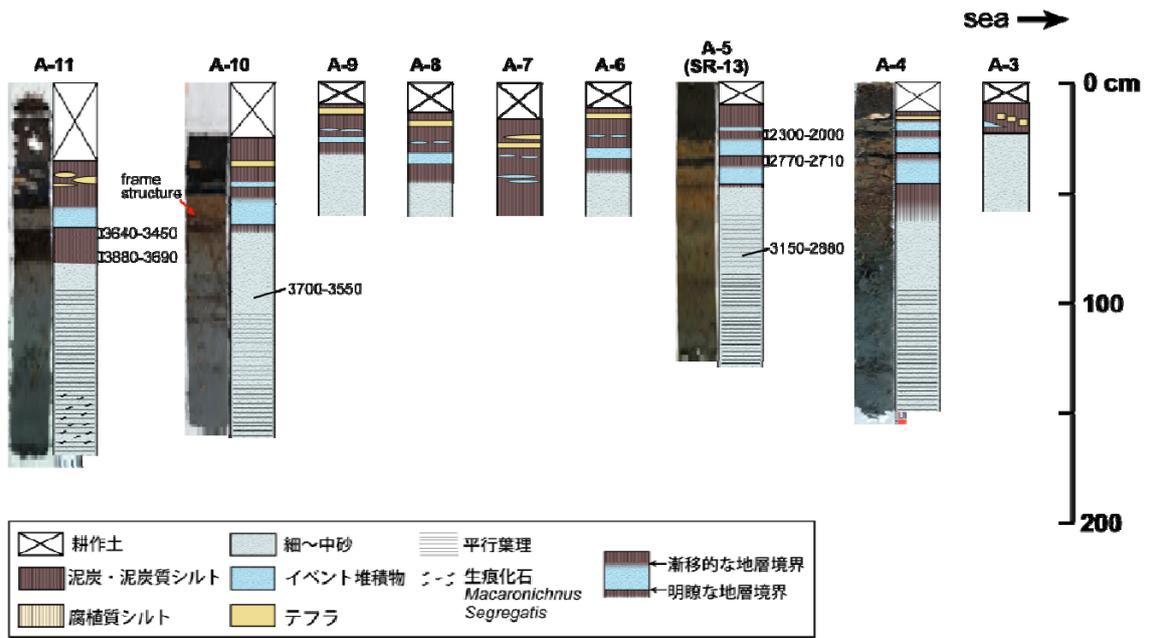


図 17 石巻平野 A 測線における地質柱状図。

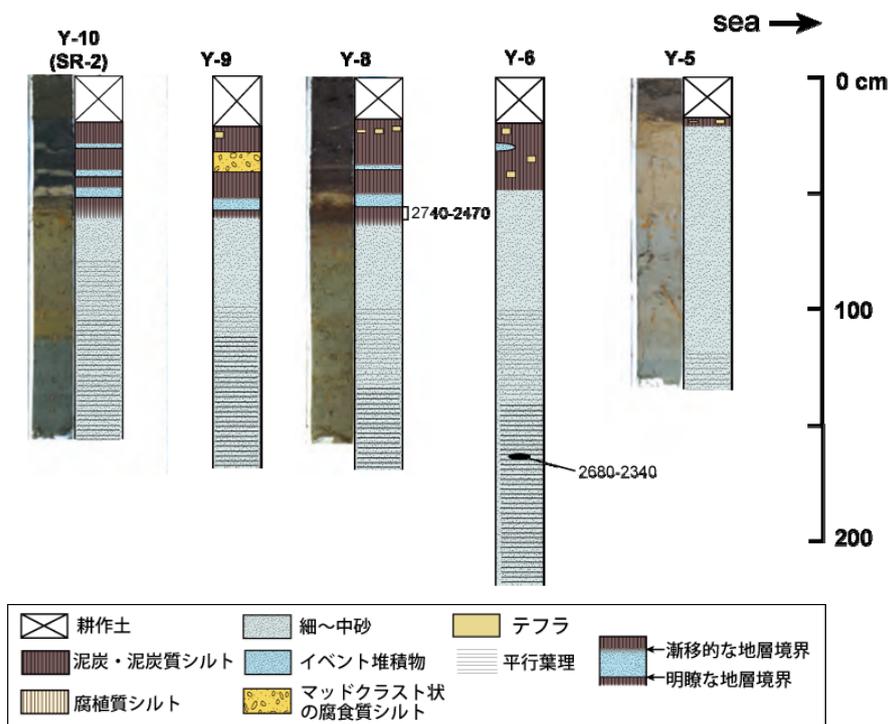
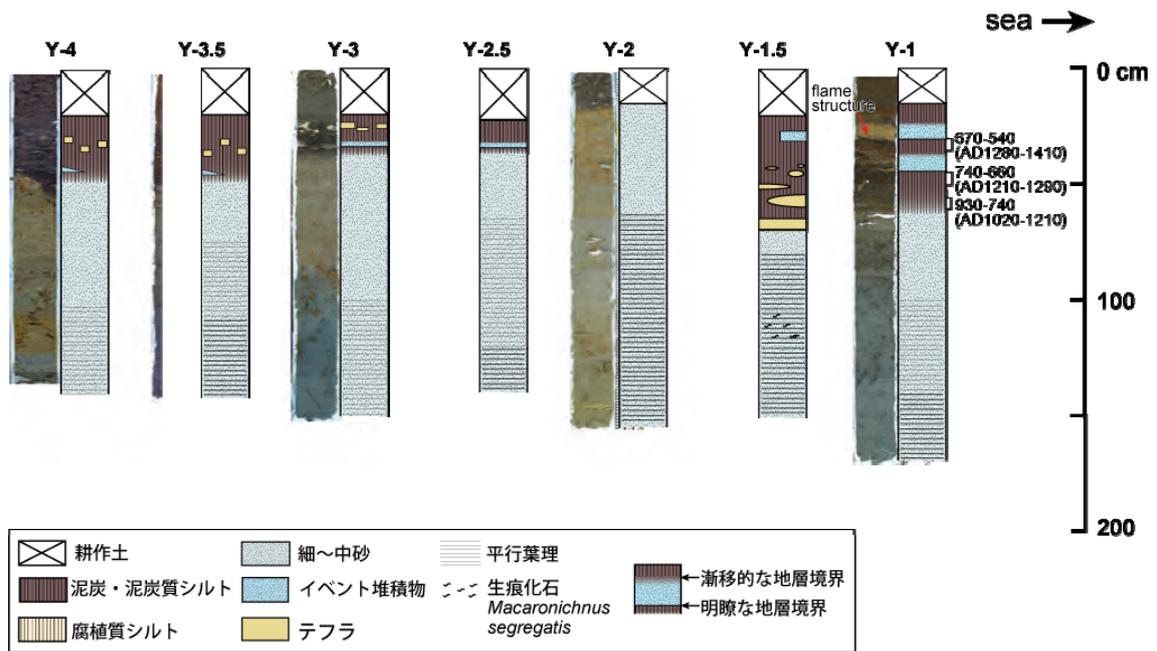


図 18 石巻平野 Y 測線における地質柱状図。

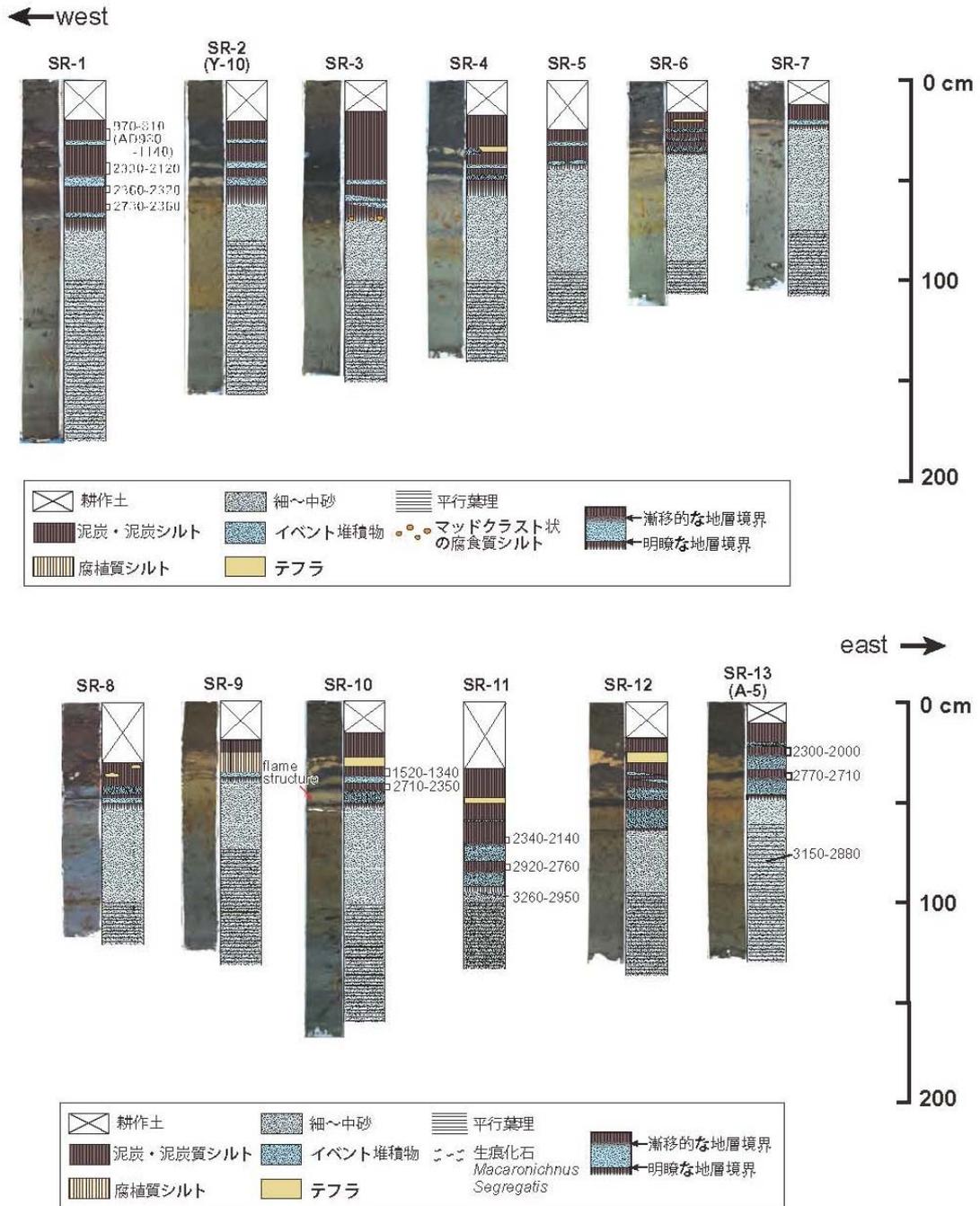


図 19 石巻平野 SR 測線における地質柱状図。

[仙台市] (図 20、21、22、23、24、25)

仙台市では、浜堤列を横断するような2測線（大沼東-仙台東 IC 測線、南長沼東-霞目測線）を設け、手掘り式ピートサンプラー及びジオスライサーを用いて合計 104 地点で掘削調査を行った（図 5、6）。大沼東-仙台東 IC 測線では、合計 42 地点で掘削を行った結果、泥炭層あるいは有機質泥層に挟まれた津波堆積物が最大で 7 層確認された。これらの津波堆積物うち、十和田 a 火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物は現在の海岸線より約 3.5 km の地点まで観察することができた。南長沼東-霞目測線では、合計 62 地点で掘削を行った結果、泥炭層あるいは有機質泥層に挟まれた津波堆積物が 7 層確認された。これらの津波堆積物うち、十和田 a 火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物は現在の海岸線より約 3 km の地点まで観察することができた。貞観津波襲来当時の海岸線の位置は、現在の海岸線より 0.5-1 km 程度内陸に存在していたと推定されることから、貞観津波の遡上距離は少なくとも 2 km と考えられた。

貞観以前に襲来した巨大津波の再来間隔を知るため、大沼東-仙台東 IC 測線において大型ジオスライサーを用いた掘削調査を行った。大型ジオスライサーを用いた掘削の結果、合計 7 層の砂層が確認でき、砂層の堆積年代を推定するため砂層の上下の地層から大型植物化石（種子、果実など）を拾い出して放射性炭素年代測定を行った。放射性炭素年代測定結果と火山灰層 (To-a) の降下年代を用い、コンピュータプログラム OxCal version 3.10 を用いてベイズ理論に基づく堆積年代の推定を行ったところ、上位からそれぞれ 500AD-920AD（貞観津波相当層）、280AD-560AD、700BC-460BC、1200BC-940BC、1430BC-1090BC、1680BC-1350BC、1810BC-1560BC という結果を得た。このうち、上位三層について再来間隔を計算したところ、貞観相当層とその一つ前の砂層の間隔は 40-540 年、貞観の一つ前と二つ前の間隔は 830-1190 年と推定された。

[名取市及び岩沼市] (図 26、27、28、29)

名取市及び岩沼市では、浜堤列を横断するような2測線（名取市測線、岩沼市測線）を設け、手掘り式ピートサンプラー及びジオスライサーを用いて合計 45 地点で掘削調査を行った（図 7）。名取市測線では、合計 41 地点で掘削を行った結果、泥炭層あるいは泥層に挟まれた津波堆積物が最大で 3 層確認された。これらの津波堆積物うち、十和田 a 火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物は現在の海岸線より約 5.0km の地点まで観察することができた。貞観津波襲来当時の海岸線の位置は、現在の海岸線より 1 km 程度内陸に存在していたと推定されることから、貞観津波の遡上距離は少なくとも 4 km と考えられた。

貞観以前に襲来した巨大津波の再来間隔を知るため、名取市測線で採取された試料の放射性炭素年代測定を試みた。津波堆積物の上下の地層から炭素片を拾い出し、それらの放射線炭素年代測定を行った結果、得られた年代値はすべて 800BC-200BC の範囲内であった。これらの年代は、地層の上下関係との矛盾はないが、十和田 a 火山灰が示す堆積年代と大きな隔たりがあるため、津波の再来間隔を推定するためには使用しなかった。

[亶理町] (図 30、31、32、33)

亶理町では、浜堤列を横断するような2測線（長瀬測線、稻荷前測線）を設け、手掘り式ピートサンプラー及びジオスライサーを用いて合計 48 地点で掘削を行った（図 8）。また、貞観津波が襲来した当時の海岸線の位置を復元する目的で、亶理町吉田周辺の 1

地点においてジオスライサーを用いた掘削を行った。さらに、鳥の海の内部の5地点でジオスライサーを用いた掘削を行った。長瀬測線では、38地点で掘削を行った結果、泥炭層あるいは有機質泥層に挟まれた津波堆積物が最大で4層確認された。稲荷前測線では、10地点で掘削を行った結果、泥炭層に挟まれた津波堆積物が最大4層確認される場所があった。このうち、貞観津波に相当する津波堆積物が見られたのは2地点であった。これらの津波堆積物うち、十和田a火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物は現在の海岸線より約4kmの地点まで観察することができた。貞観津波襲来当時の海岸線の位置は、現在の海岸線より1.5-2km程度内陸に存在していたと推定されることから、貞観津波の遡上距離は少なくとも2kmと考えられた。鳥の海では、砂質泥に挟まれた石英質の砂層が多く観察されたが、その連続性が悪く、津波堆積物とは認定しなかった。

亙理町で掘削した試料から大型植物化石や炭素片を拾い出し、放射性炭素年代の測定を行った。これらの年代測定は、調査地点間における砂層の対比を行うものであったため、同一地点において多くの年代測定を行っていない。このため、亙理町における津波堆積物の再来間隔は計算しなかった。

[山元町] (図 34、35)

山元町では、浜堤を横断するような1測線を設け、手掘り式ピートサンプラー及びジオスライサーを用いて合計30地点で掘削を行った(図9)。また、水神沼の内部の6地点で、ジオスライサーを用いた掘削を行った(図9)。測線上の地点では、泥炭層あるいは有機質泥層に挟まれた津波堆積物が最大で8層確認された。これらの津波堆積物うち、十和田a火山灰直下に分布する貞観津波の津波堆積物は現在の海岸線より約3kmの地点まで観察することができた。貞観津波襲来当時の海岸線の位置は、現在の海岸線より0.5-1km程度内陸に存在していたと推定されることから、貞観津波の遡上距離は少なくとも2kmと考えられた。水神沼では泥炭層あるいは有機質泥に挟まれた砂層を3層確認することができた。このうち、最上位の砂層は十和田a火山灰層より上位に分布し、貞観以降の巨大津波を表している可能性がある。また、十和田a火山灰の直下には、測線上の地点と同様に貞観津波に相当すると考えられる津波堆積物が確認できた。

貞観以前に襲来した巨大津波の再来間隔を知るため、測線上の内陸側に位置する地点において大型ジオスライサーを用いた掘削調査を行った。大型ジオスライサーを用いた掘削の結果、合計3層の砂層が確認できた。砂層の堆積年代を推定するため、砂層の上下の地層から大型植物化石(種子、果実など)を拾い出し、放射性炭素年代測定を行った。放射性炭素年代測定結果を用いて、OxCal version 3.10を用いて堆積年代の推定を行ったところ、最上位の砂層の堆積年代が630BC-140BCと推定された。下位にある2つの砂層の堆積年代は、年代測定に適した試料が見つけられなかったため、堆積年代の推定は行わなかった。

[相馬市] (図 36)

相馬市では、松川浦の湖岸近くから陸側にかけての測線を設け、手掘り式ピートサンプラーを用いて合計20地点で掘削調査を行った(図10)。この結果、11地点において明瞭な火山灰が確認された。この火山灰層は、菅原・他(2001)¹⁾で指摘されている火山灰と層準が一致し、十和田a火山灰に対比される。この火山灰層の直下に薄い砂層が分布するが、その連続性が悪く貞観津波による津波堆積物とは認定しなかった。

仙台市（大沼東—仙台東 IC）

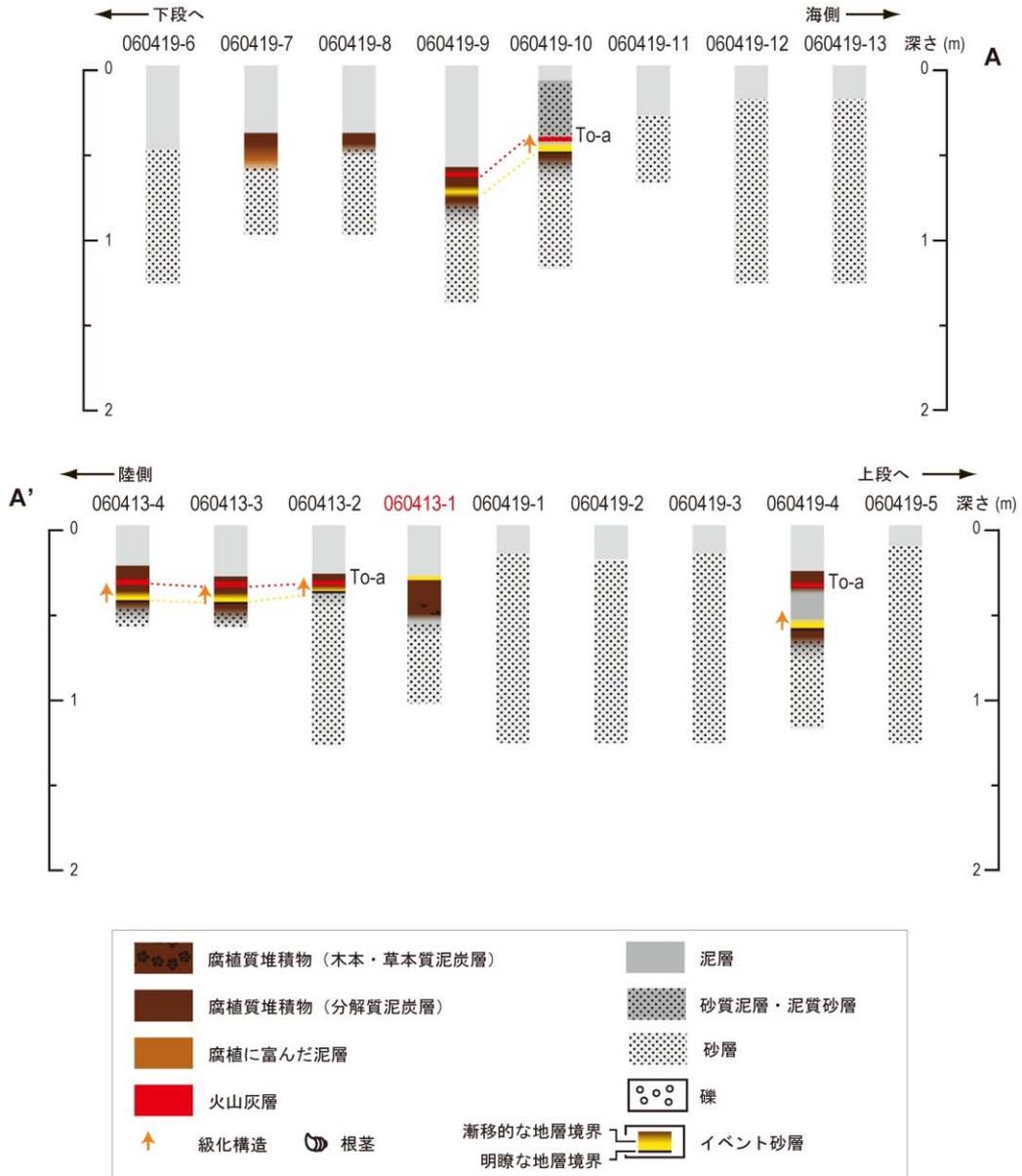


図 20 仙台市の測線（大沼東—仙台東 IC）における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

仙台市（大沼東—仙台東 IC）

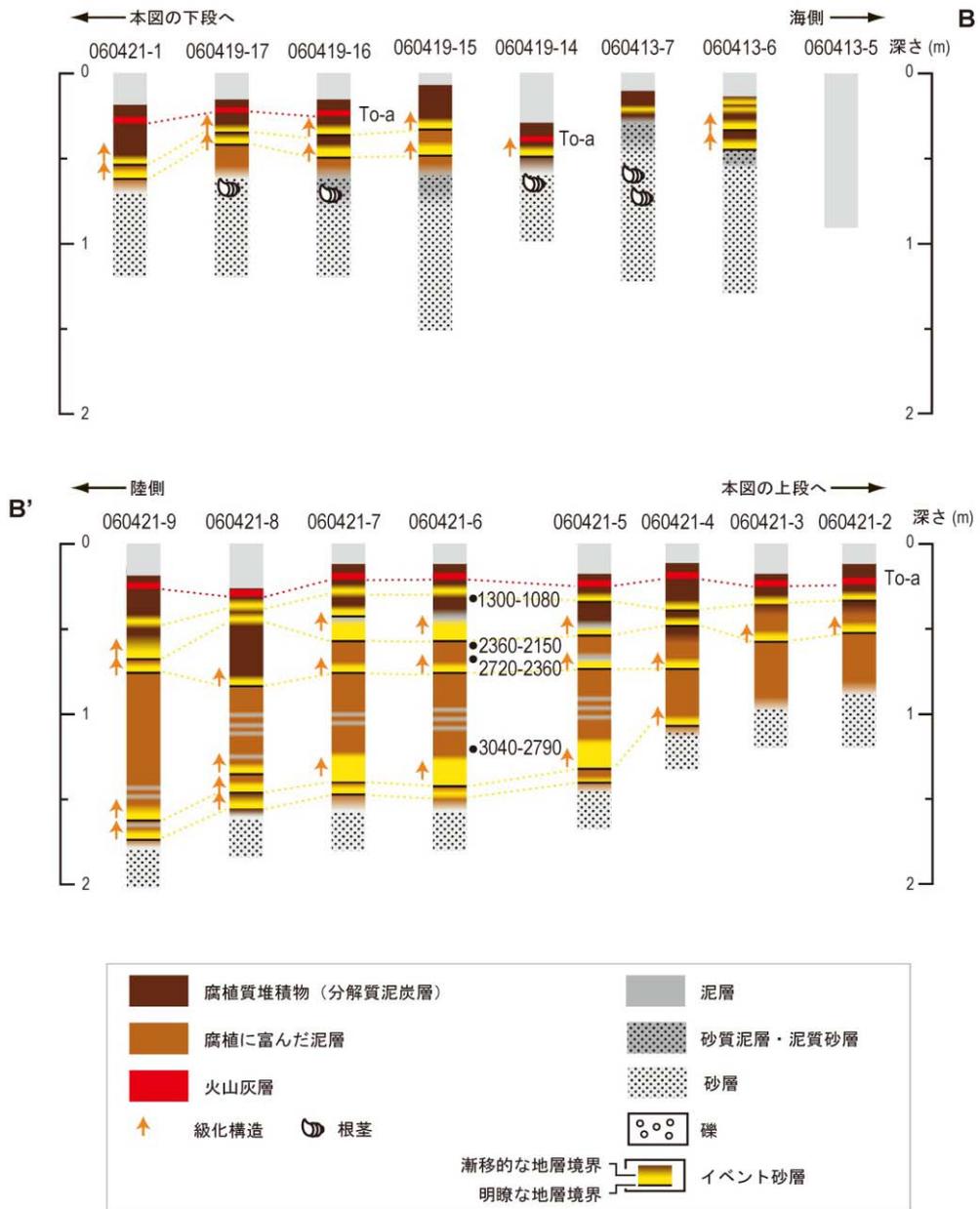


図 21 仙台市の測線（大沼東—仙台東 IC）における地質柱状図。

仙台市（大沼東—仙台東 IC）

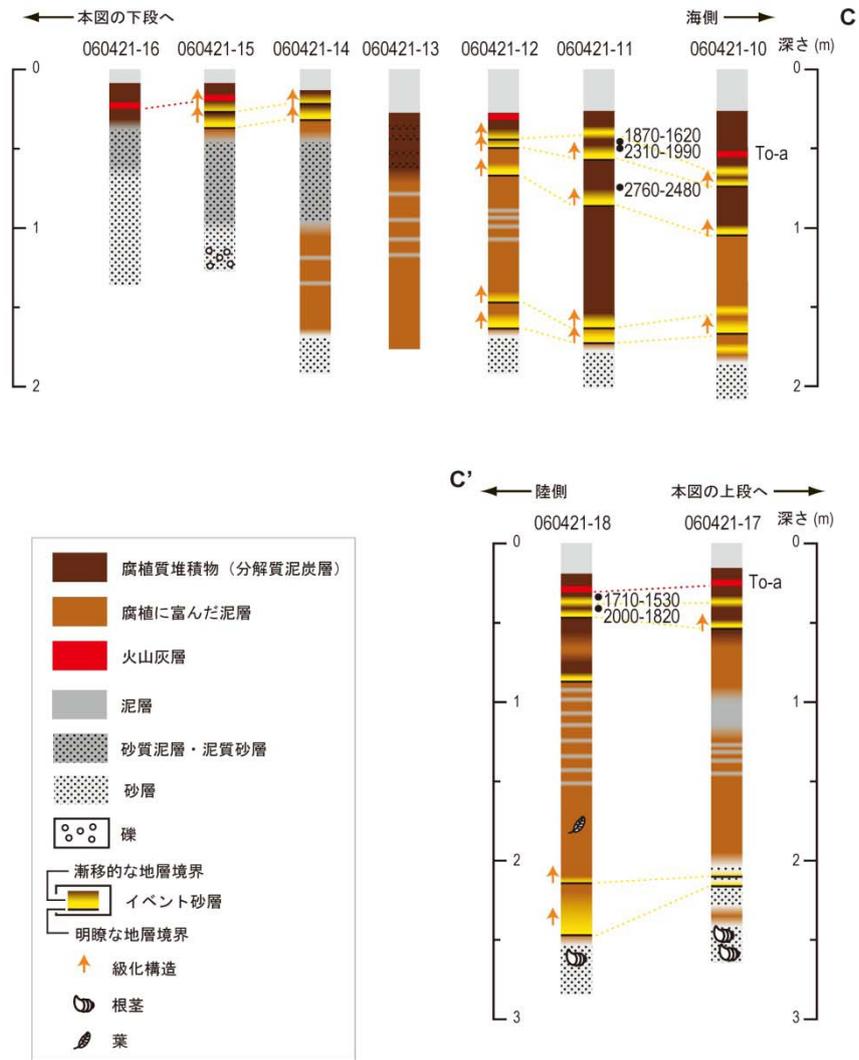


図 22 仙台市の測線（大沼東—仙台東 IC）における地質柱状図。

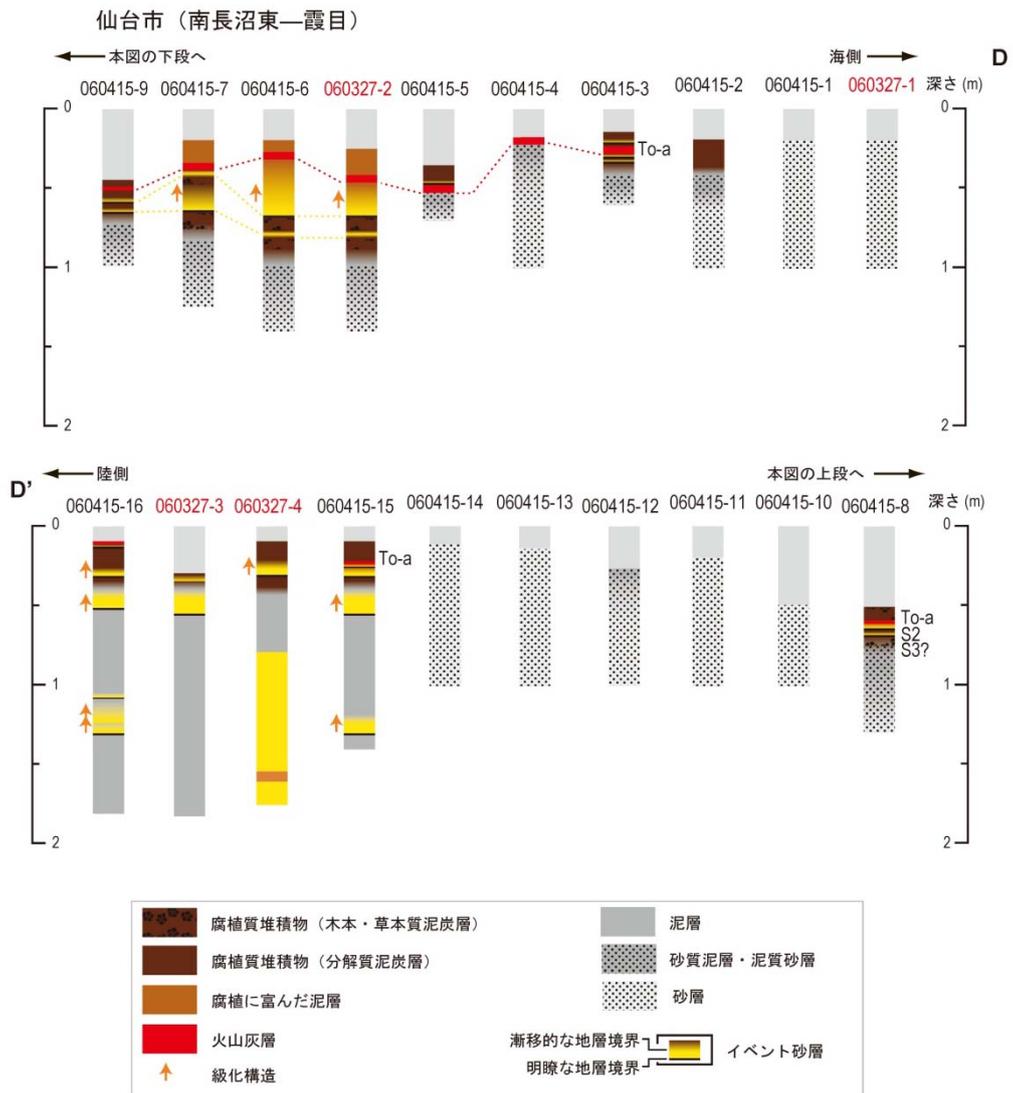


図 23 仙台市（南長沼東—霞目）の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

仙台市（南長沼東—霞目）

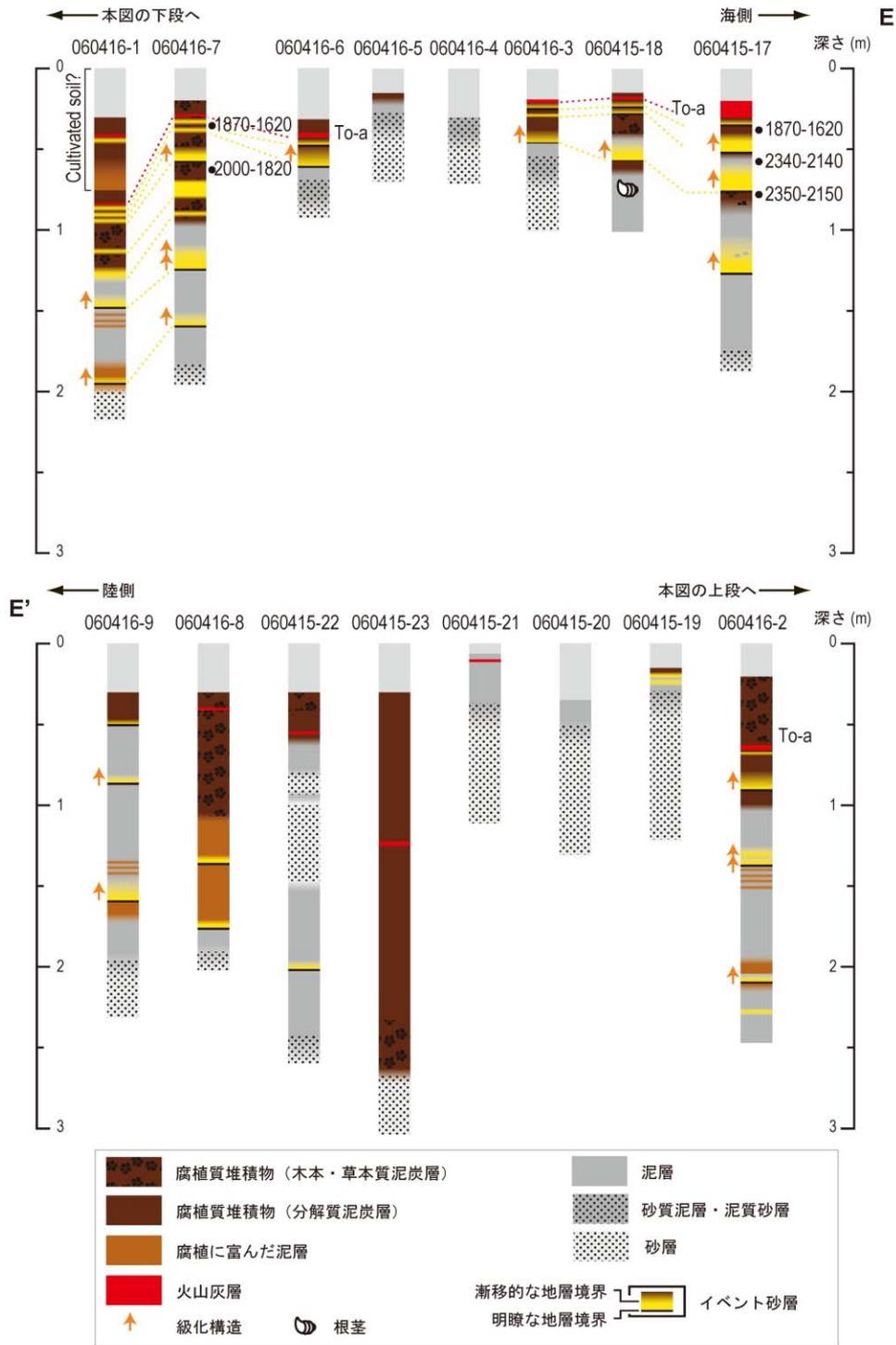


図 24 仙台市（南長沼東—霞目）の測線における地質柱状図。

仙台市（南長沼東一霞目）

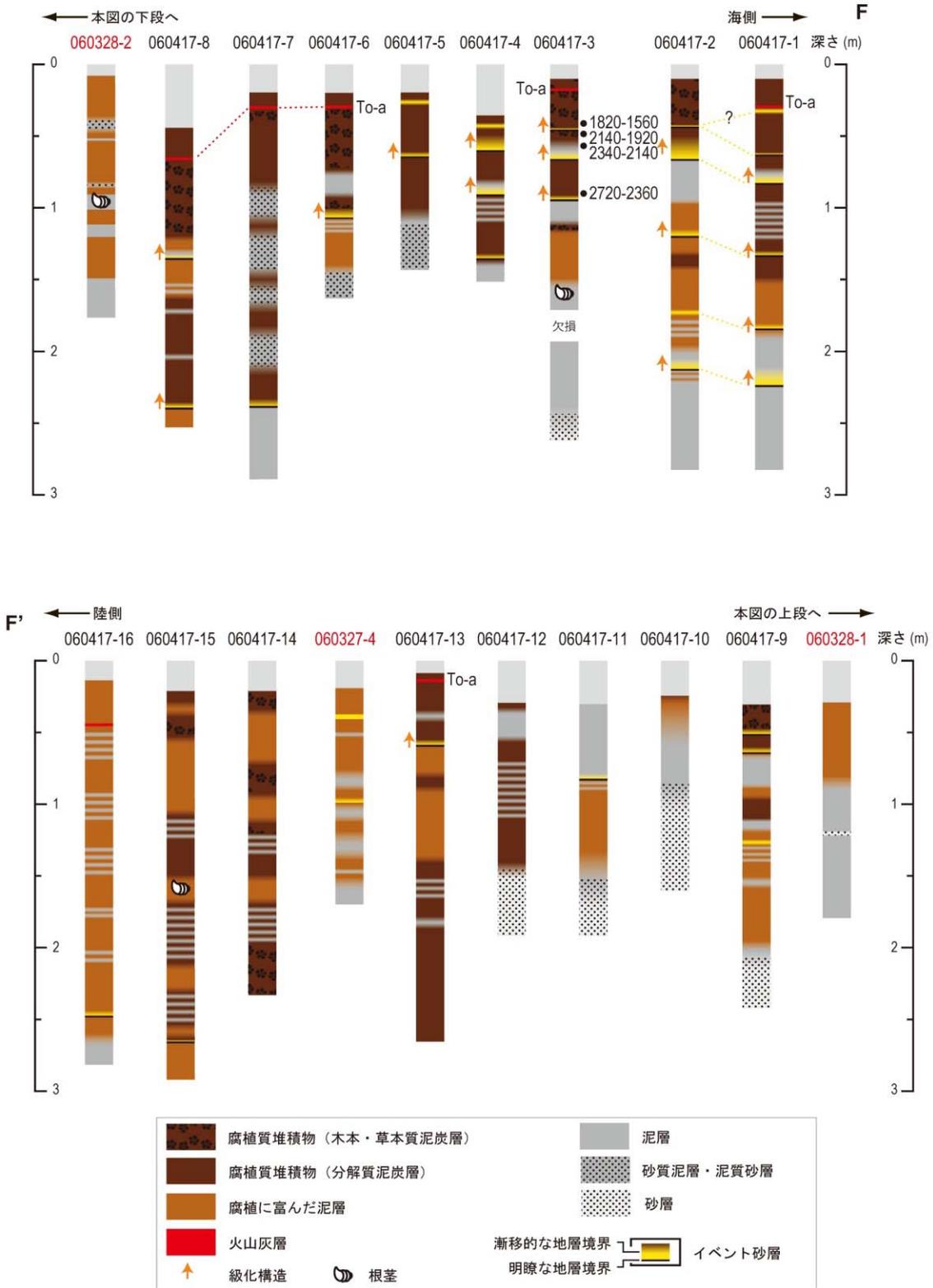


図 25 仙台市（南長沼東一霞目）の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

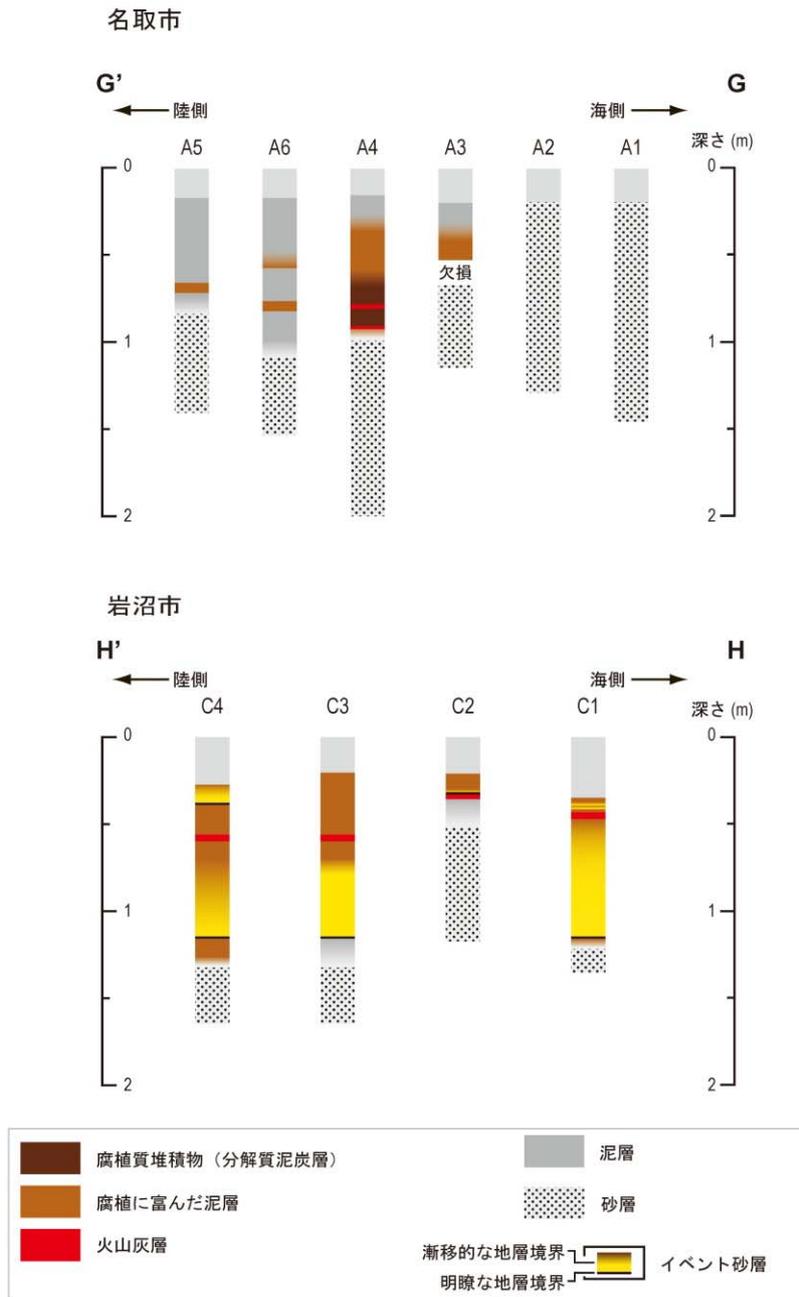


図 26 名取市と岩沼市の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

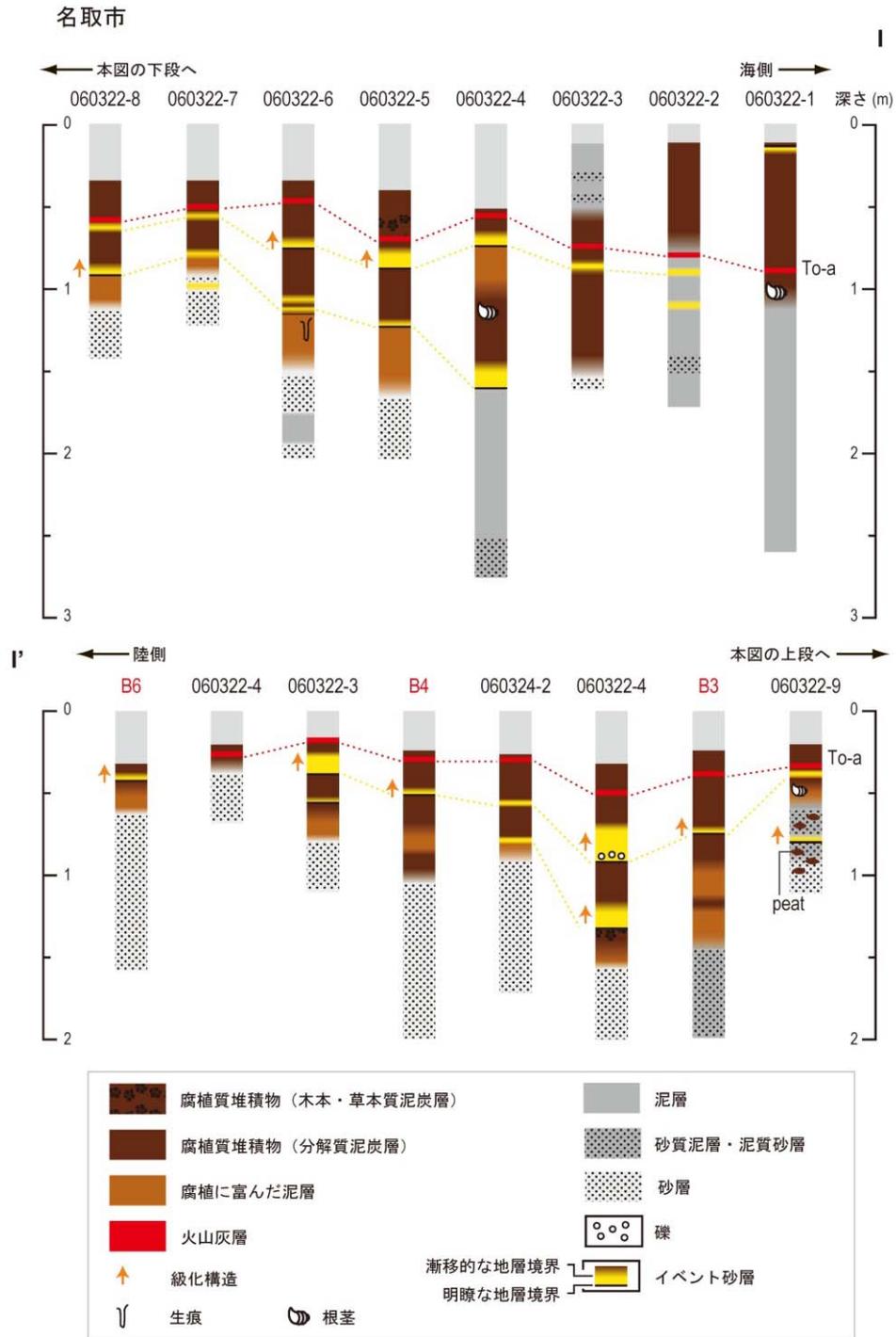


図 27 名取市の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

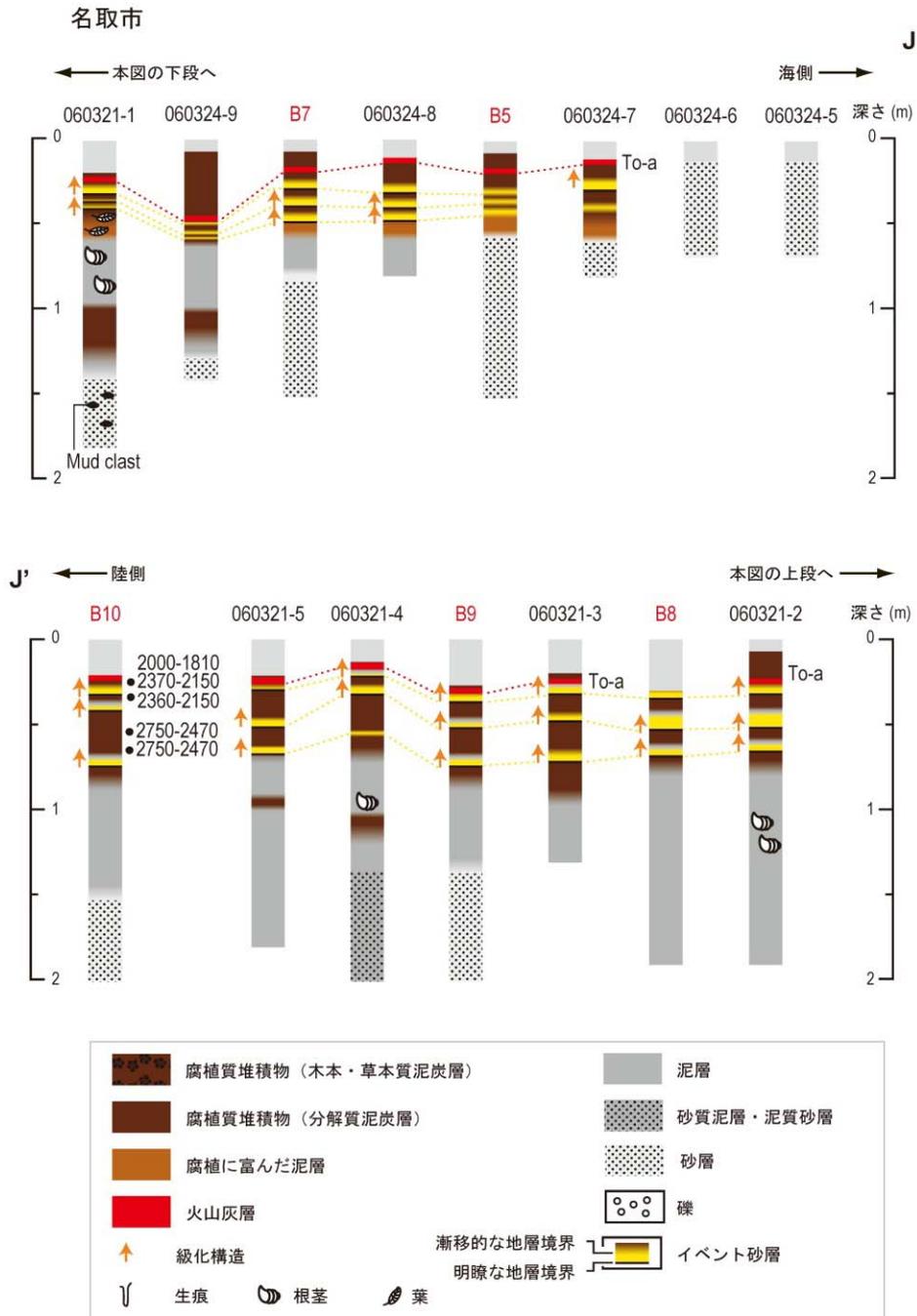


図 28 名取市の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

名取市（愛島周辺）

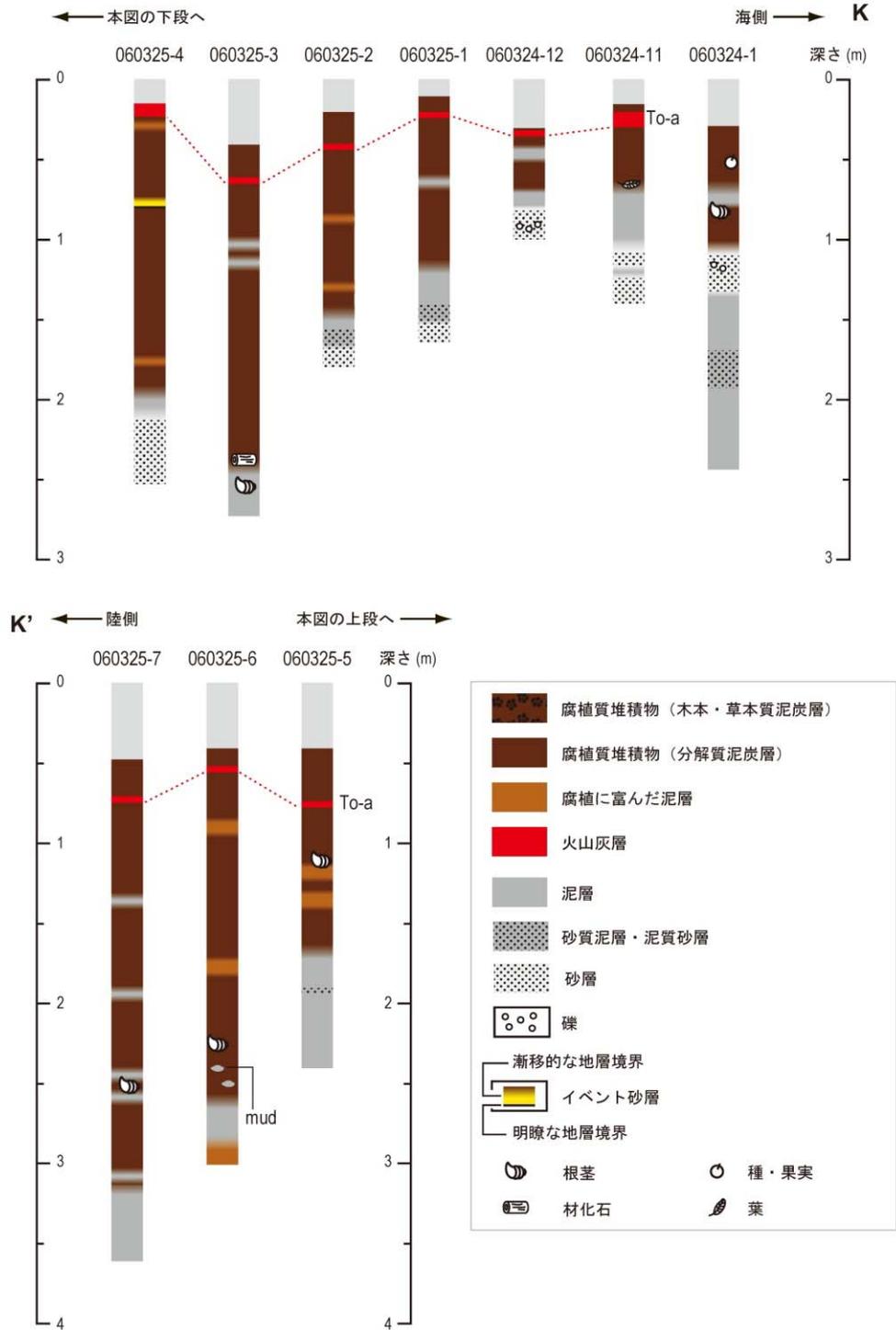


図 29 名取市の測線（愛島周辺）における地質柱状図。

亶理町

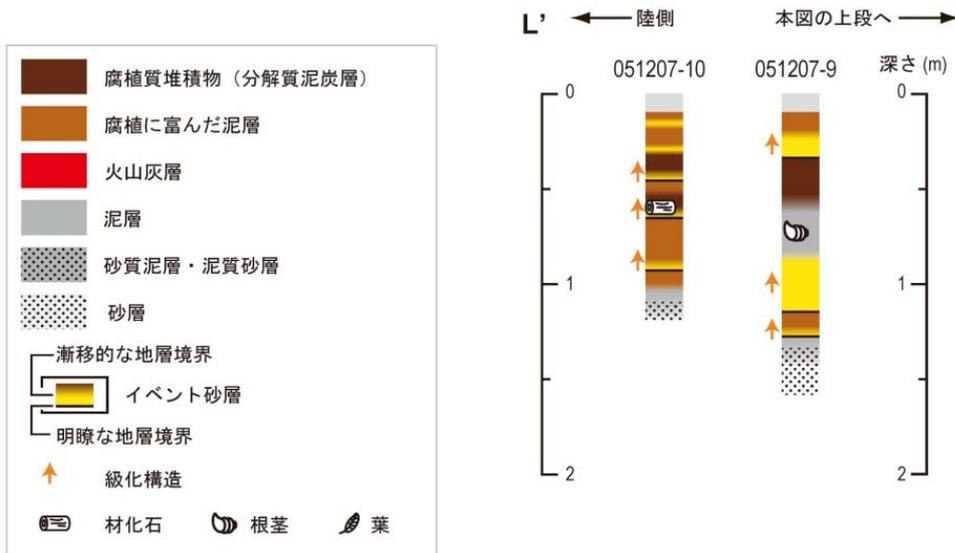
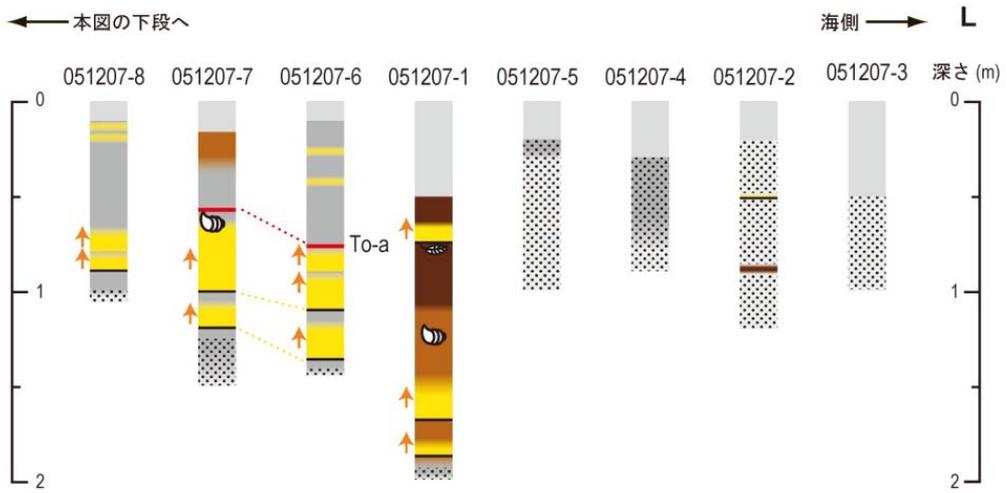


図 30 亶理町の測線における地質柱状図。

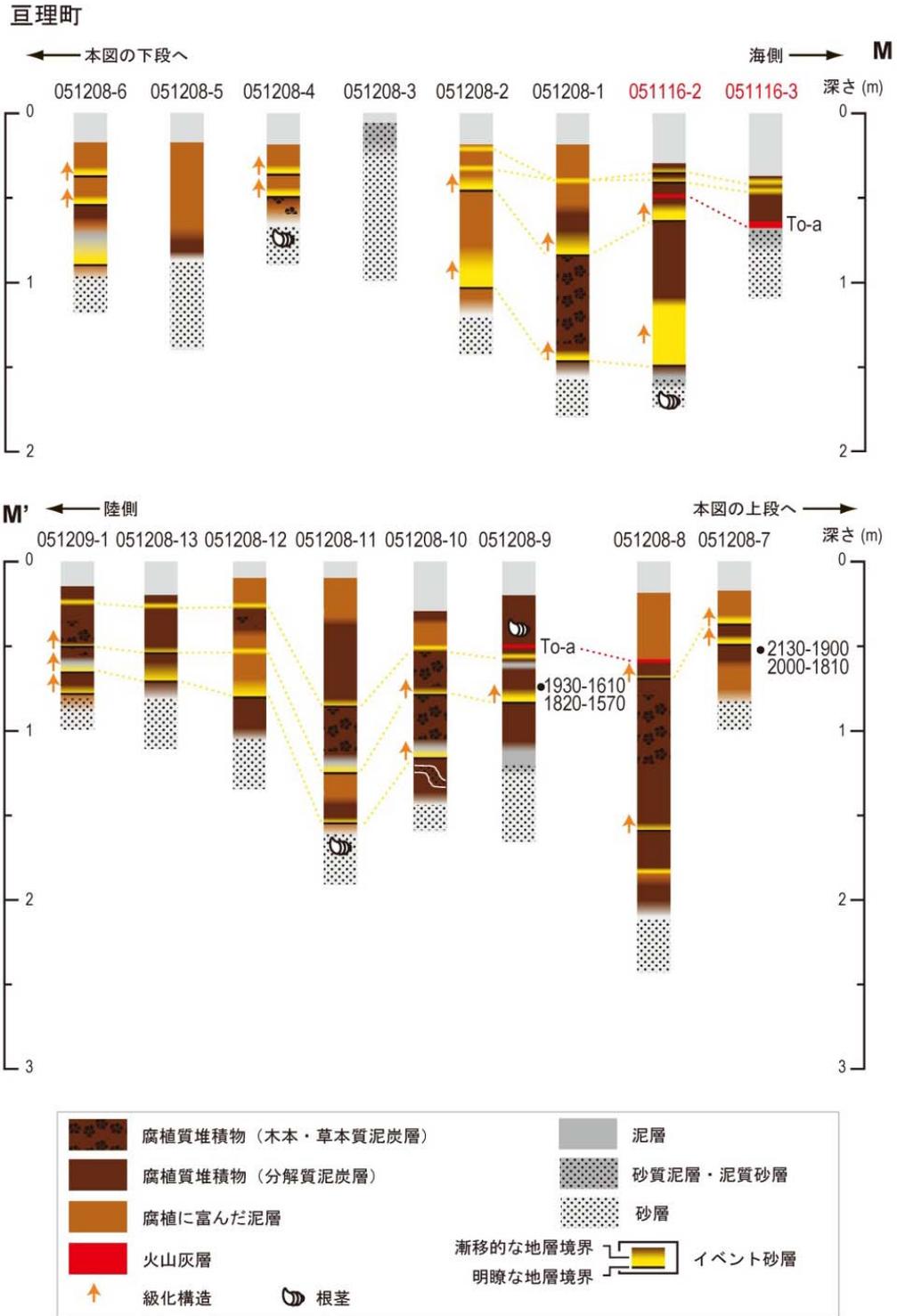


図 31 巨理町の測線における地質柱状図。

巨理町

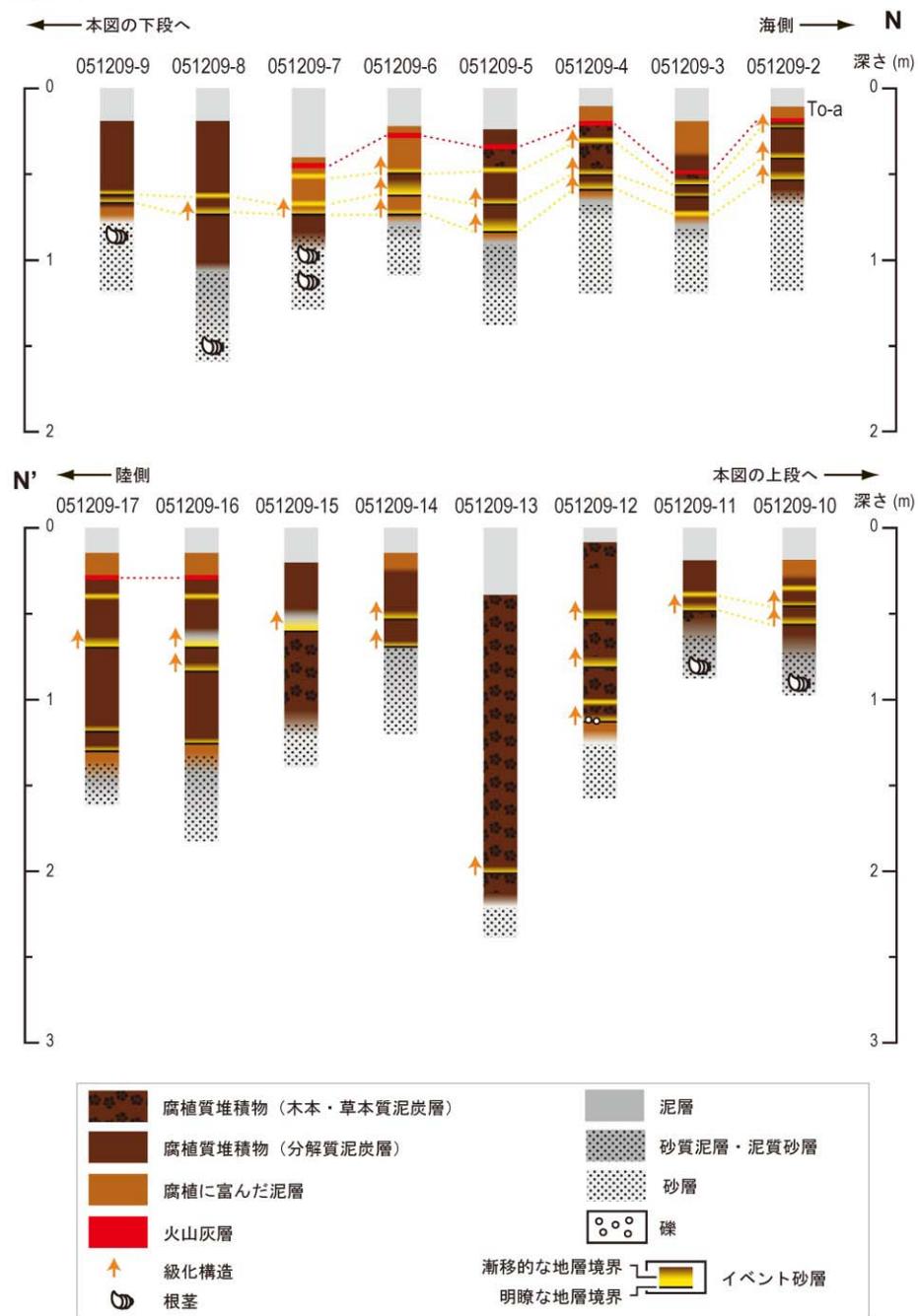


図 32 巨理町の測線における地質柱状図。

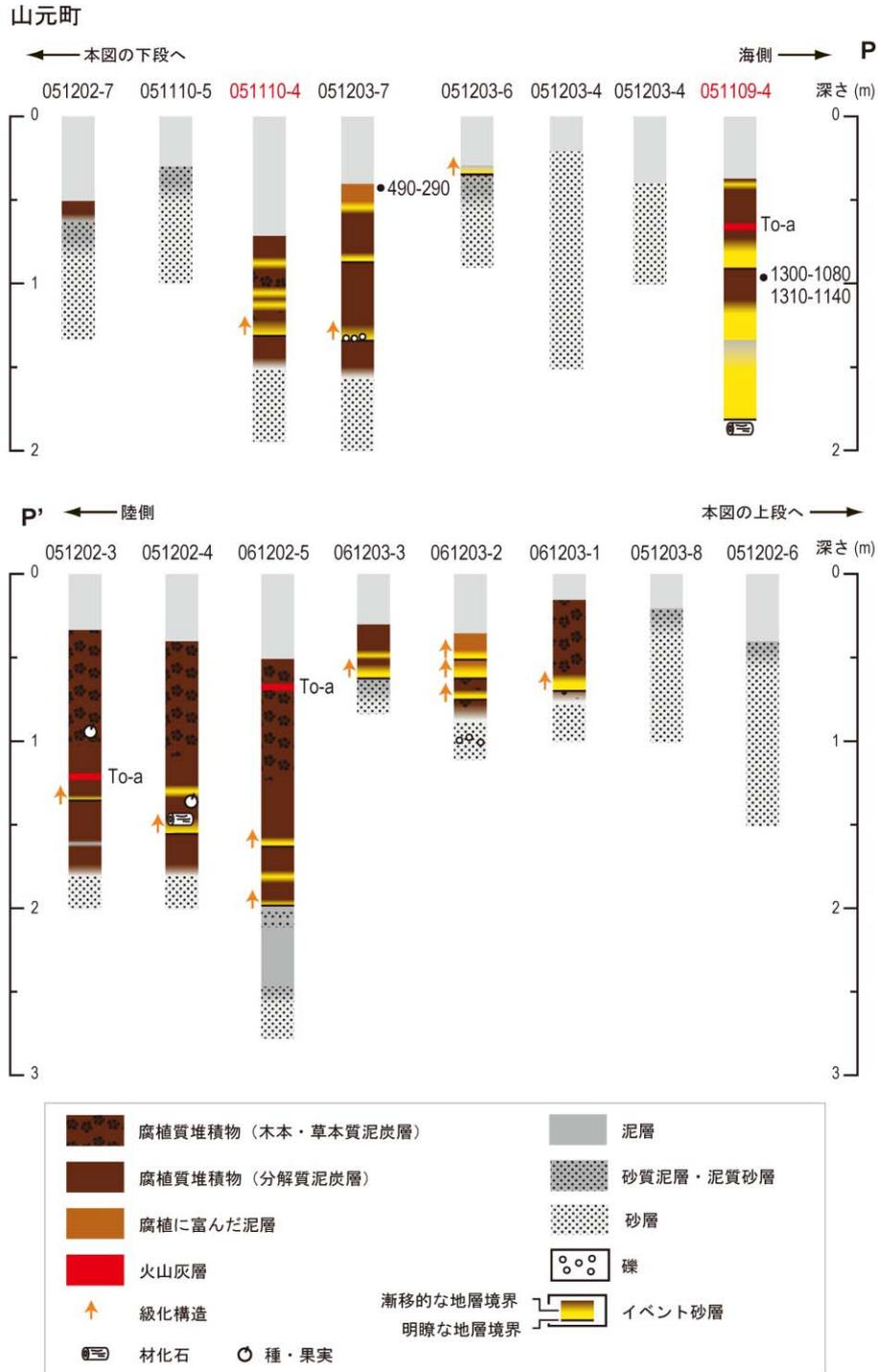


図 34 山元町の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

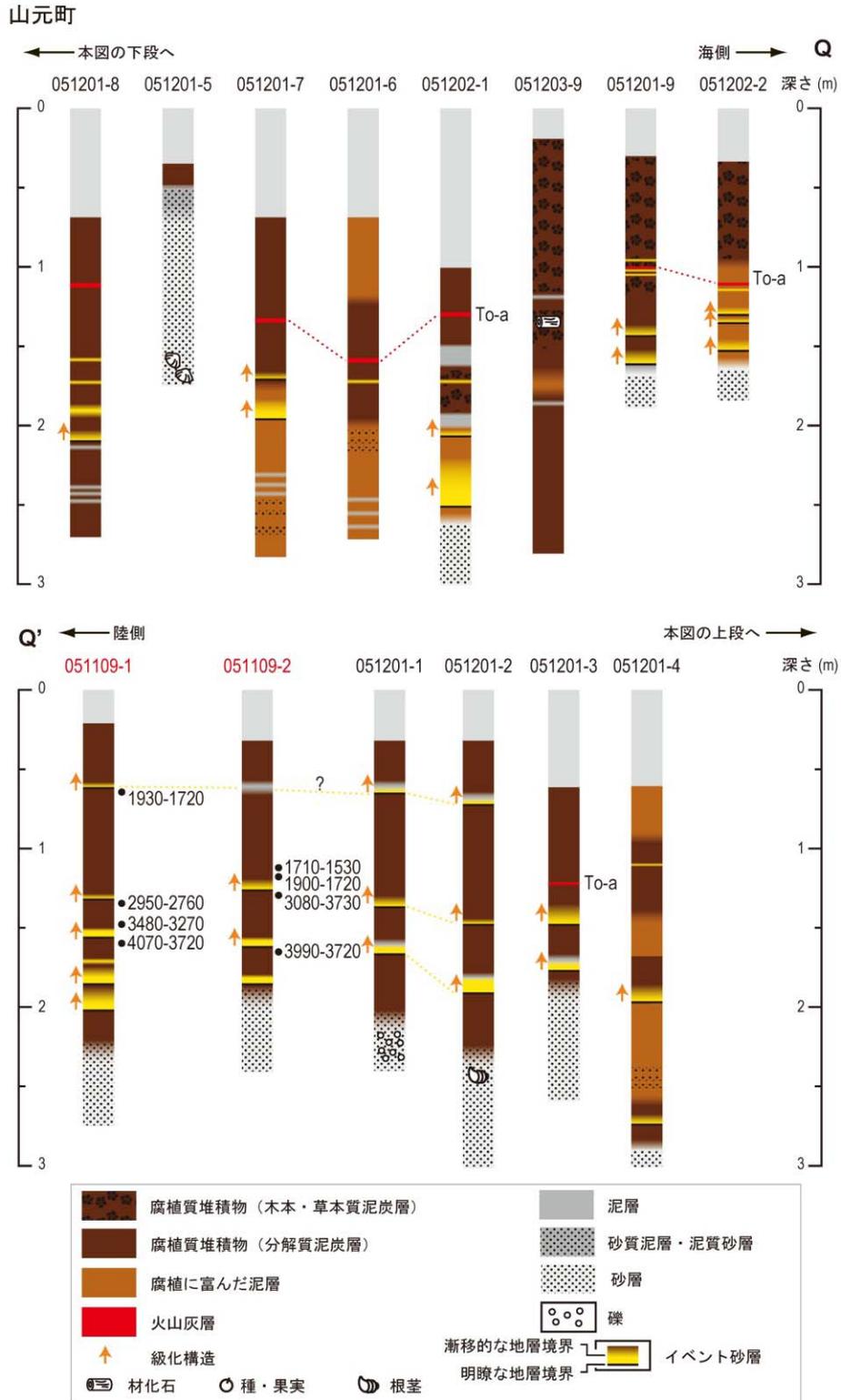


図 35 山元町の測線における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

相馬市・松川浦

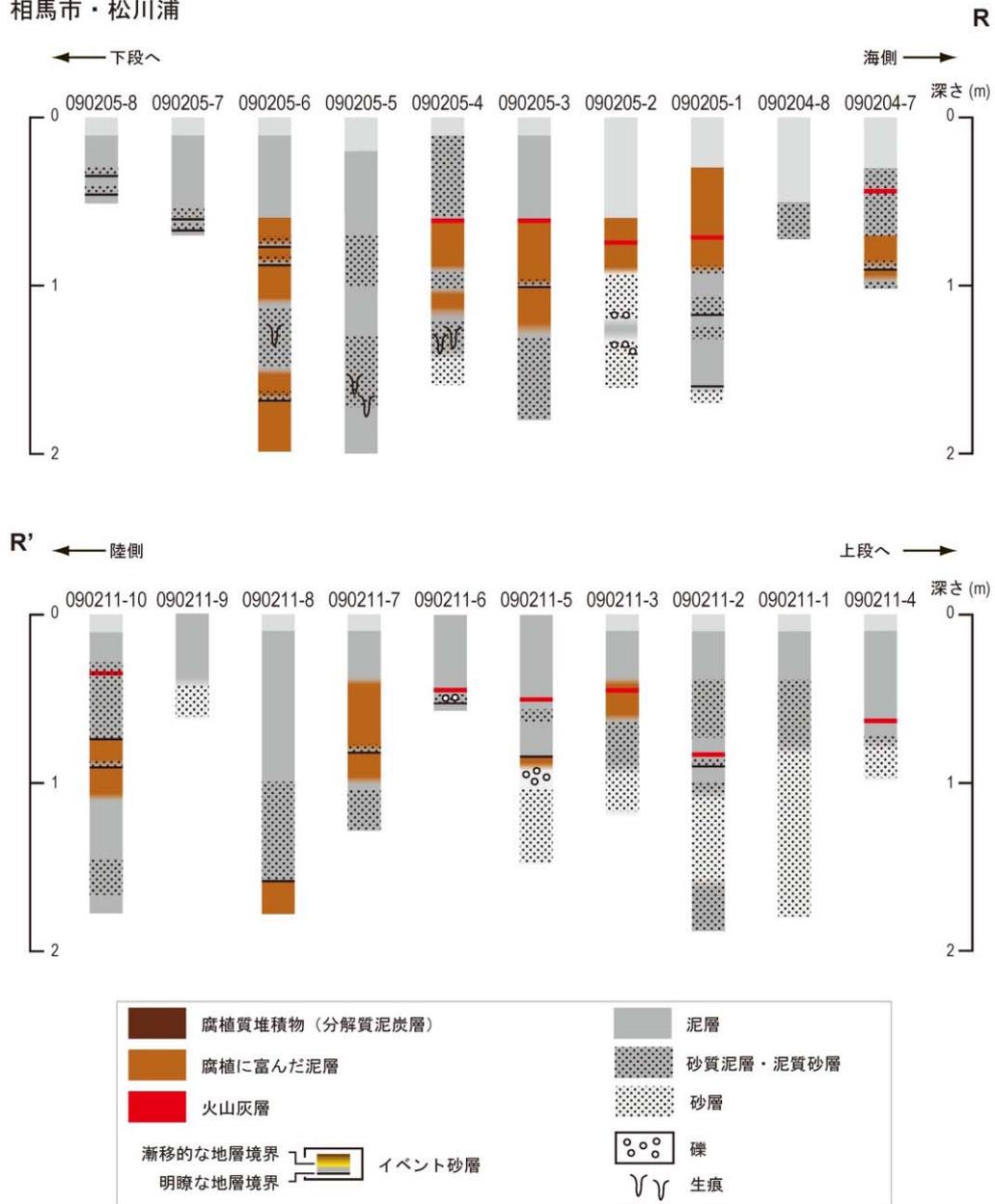


図 36 相馬市松川浦における地質柱状図。

[南相馬市] (図 37、38、39、40)

南相馬市では、手掘り式ピートサンプラー及びジオスライサーを用いて合計 54 地点（鹿島区：11 地点、小高区：43 地点）で掘削調査を行った（図 10、11）。鹿島区では、真野川低地の 2 地点において明瞭な石英質の砂層が観察されたが、これらの平面的な広がりを確認できず、観察された砂層が津波の浸水によって運ばれた津波堆積物であるかどうかは分からなかった。また、潤谷川低地においても 3～6 層砂層が検出されたが、その連続性の低さから津波堆積物であるとの結論には至らなかった。小高区では、字福岡周辺の低地において泥炭層あるいは有機質泥層に挟まれた連続性のある砂層が 3 層確認され、これらを津波堆積物と認定した。本地域と同様の場所で大型ジオスライサーによる掘削調査をした藤原・他（2010）²⁾によれば、字福岡周辺低地の堆積物は 400 年以前のものである。さらに、そこに含まれる津波堆積物の年代は、730AD-970AD、550AD-680AD、700BC-200AD と推定されており、最上位の津波堆積物が貞観津波に相当する。貞観津波襲来当時の海岸線の位置が現在とほぼ同じであると仮定するならば、貞観津波の遡上距離は少なくとも 1.5 km と推定される。

[富岡町] (図 40)

富岡町においては、手掘り式ピートサンプラーを用い、現在の海岸線より 200m 程度内陸の地点で長さ 3.5m の柱状堆積物試料を採取した（図 11）。その結果、沼沢－沼沢湖火山灰（Nm-KN：約 5000 年前）と 5 層の砂層を確認することができた。この調査地点の近くで大型ジオスライサー掘削を行った藤原・他（2010）²⁾によれば、沼沢－沼沢湖火山灰と 4 層の砂層が見られ、手掘り式ピートサンプラーの調査結果と調和的である。しかしながら、これらの砂層の堆積年代は詳細に検討されていないために地点間の対比ができず、津波堆積物の認定には至らなかった。

2) 巨大津波の再来間隔

仙台平野及び常磐海岸を襲った巨大津波の再来間隔を高い信頼性で復元するため、テフラ層序と放射性炭素年代測定を組み合わせ、さらに広域対比を行うことで巨大津波イベントの発生年代を決定した。

まず、放射性炭素年代測定値が多く得られている地域において津波堆積物の堆積年代を推定した。津波堆積物の年代は、津波が襲来する直前までに堆積していた堆積物の年代（limiting maximum age）と津波襲来後に堆積した堆積物の年代（limiting minimum age）を組み合わせることによって決めることができる。個々の放射性炭素年代測定値は、その起源が明確である大型植物化石（種子、果実、葉、小枝）を用いるようにした。炭素片は、その由来が分からないことが多く、経験的に古い年代値を示すことがあることが指摘されており、本研究ではなるべく採用しないようにした。OxCal version 3.10 を用いて堆積年代の推定を行ったところ、石巻平野において得られた津波堆積物の年代は、1320AD-1670AD、350AD-950AD（貞観津波相当層）、50BC-400AD（炭素片による年代）、800BC-0（炭素片による年代）という値を示した。仙台平野において採取された大型ジオスライサー試料に含まれる津波堆積物の年代は、500AD-920AD（貞観津波相当層）、280AD-560AD、700BC-460BC、1200BC-940BC、1430BC-1090BC、1680BC-1350BC、1810BC-1560BC という値を示した（図 41）。山元町では、大型ジオスライサーで採取し

た試料中に含まれる最上位の砂層の堆積年代が 630BC-140BC と推定された。山元町で採取されたジオスライサー試料は、1500 年前以降の堆積物が耕作によって失われていた（図 41）。さらに、下位にある 2 つの砂層については、年代測定に適した試料が見つけられなかったために堆積年代の推定は行わなかった。山元町における過去 1500 年間の津波襲来履歴は、水神沼で発見された津波堆積物の年代測定結果によって補完することにした。南相馬市小高区では、730AD-970AD（貞観津波相当層）、200AD-650AD、700BC-200AD と推定された。

以上の結果を踏まえ、石巻平野から南相馬市小高区にかけて見られる津波堆積物の広域対比を行うと、西暦 1500 年頃のイベント（石巻の結果をもとに算出）（図 42 のイベント A）、貞観津波（西暦 869 年）（図 42 のイベント B）、西暦 430 年頃のイベント（南相馬市小高区の結果をもとに算出）（図 42 のイベント C）、紀元前 390 年頃のイベント（山元町の結果をもとに算出）（図 42 のイベント D）が共通してみられる津波イベントである。これらの津波の再来間隔は、およそ 450 年～800 年程度の幅を持っている（図 42）。

貞観津波とそれ以前に発生した巨大津波の地質学的証拠を議論した Minoura and Nakaya (1991)³⁾によれば、津波堆積物を残すような津波の再来間隔はおよそ 800 年であるが、本研究のデータはそれより若干短い再来間隔を示している。巨大津波の再来間隔にばらつきがあることは千島海溝南部でも指摘されており（Sawai et al., 2009）⁴⁾、日本海溝における巨大津波についてもそうしたばらつきを考慮すべきである。

3) 過去に発生した地殻変動の復元

【仙台平野における地殻変動の復元】（図 43、44、45、46、47）

貞観津波時及びそれ以降の地殻変動を解明するため、潮間帯で堆積した前浜堆積物に着目し、GPR（地中レーダー）探査及びハンディジオスライサーを用いた掘削調査を行った。前浜堆積物はおもに淘汰の良い細～中砂で構成され、平行葉理が特徴的に発達し、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。また堆積構造は海側へ緩く傾斜しており、GPR 探査においてもその傾斜した反射面が特徴的にイメージされる。GPR 探査測線は仙台平野南部の山元町において 1 km 前後の長さの測線を 2 本（N 測線と S 測線）設定した（図 43）。この探査は周波数 100MHz、発信間隔 25cm で行い、解析手順は図 44 に示すとおりである。このうち N 測線は表層の盛土の影響で良好なイメージング断面は得られなかった。一方、S 測線は陸側の Sa 測線と海側の Sb 測線に細分され、特に Sb 測線で前浜堆積物を示す海側へ傾斜した反射面が連続して重なっている様子が明瞭にイメージングできた（図 45）。その反射面の上限に注目すると、Sb 測線の 120 m 付近で高度が急激に 50cm 程度海側へ低下し、そこから現海岸線に向かって徐々に高度を上げていく様子を読み取れる（図 46）。そこで測線沿いの 6 地点（A～F 地点）でハンディジオスライサーによってコア試料を採取し、堆積構造の観察を行った。その結果、GPR で得られた地下構造と調和的に、明瞭な平行葉理を伴う前浜堆積物が観察され、上限高度も一致した（図 47）。C 地点で前浜堆積物を覆う腐植質シルト層中に含まれる

種子及びF地点で前浜堆積物中に含まれる炭化材についてそれぞれ放射性炭素同位体の年代測定を行った結果、前者が AD1450-1650、後者が AD1530-1950 となった。

南相馬市・鹿島区

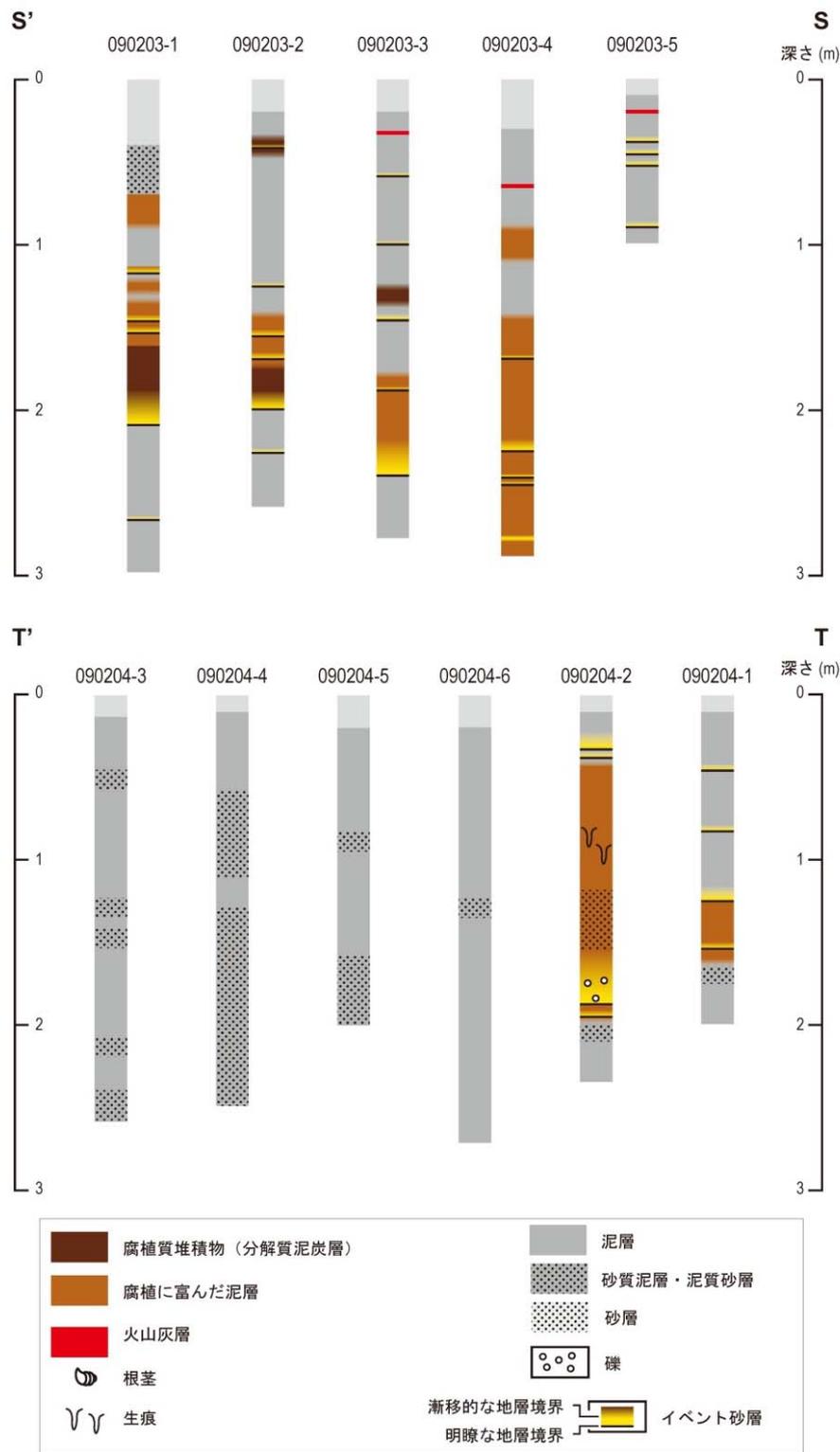


図 37 南相馬市鹿島区における地質柱状図。図中で「イベント堆積物」としている砂層は、その鉱物組成などから判断して津波堆積物である可能性はあるが、連続性の低さから津波堆積物であるとの結論には至らなかった。

南相馬市・小高区（駅周辺）

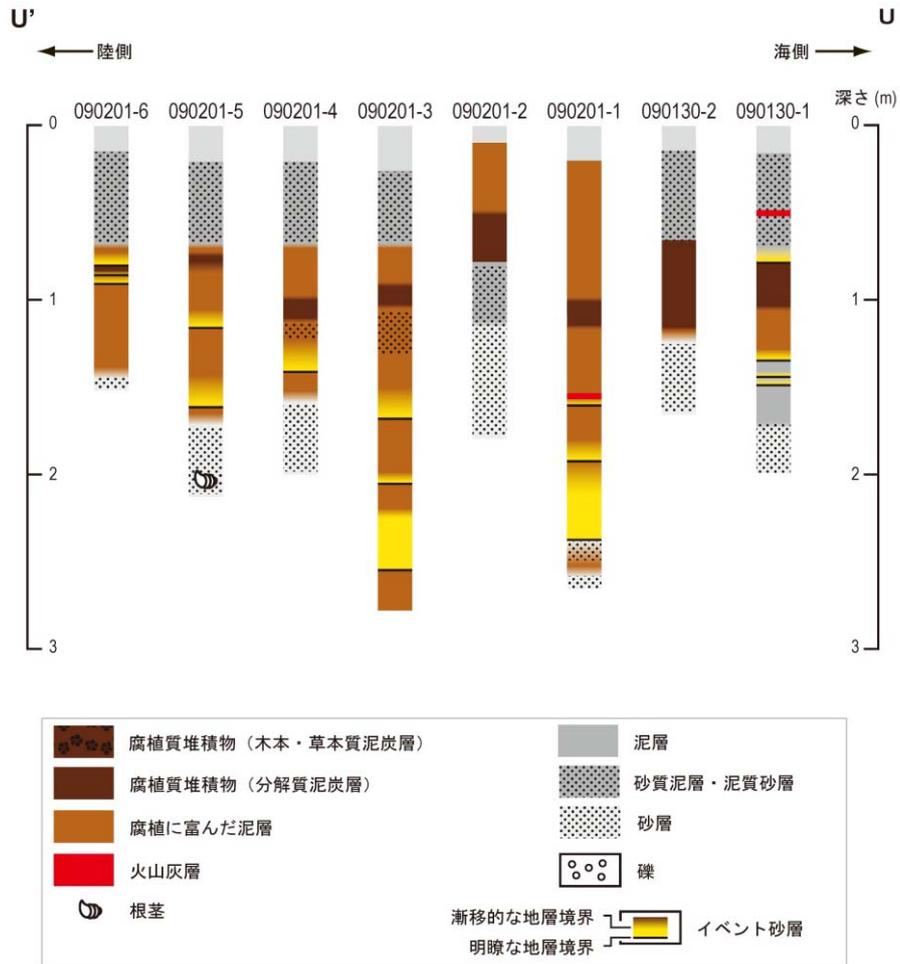


図 38 南相馬市小高区における地質柱状図。

南相馬市・小高区

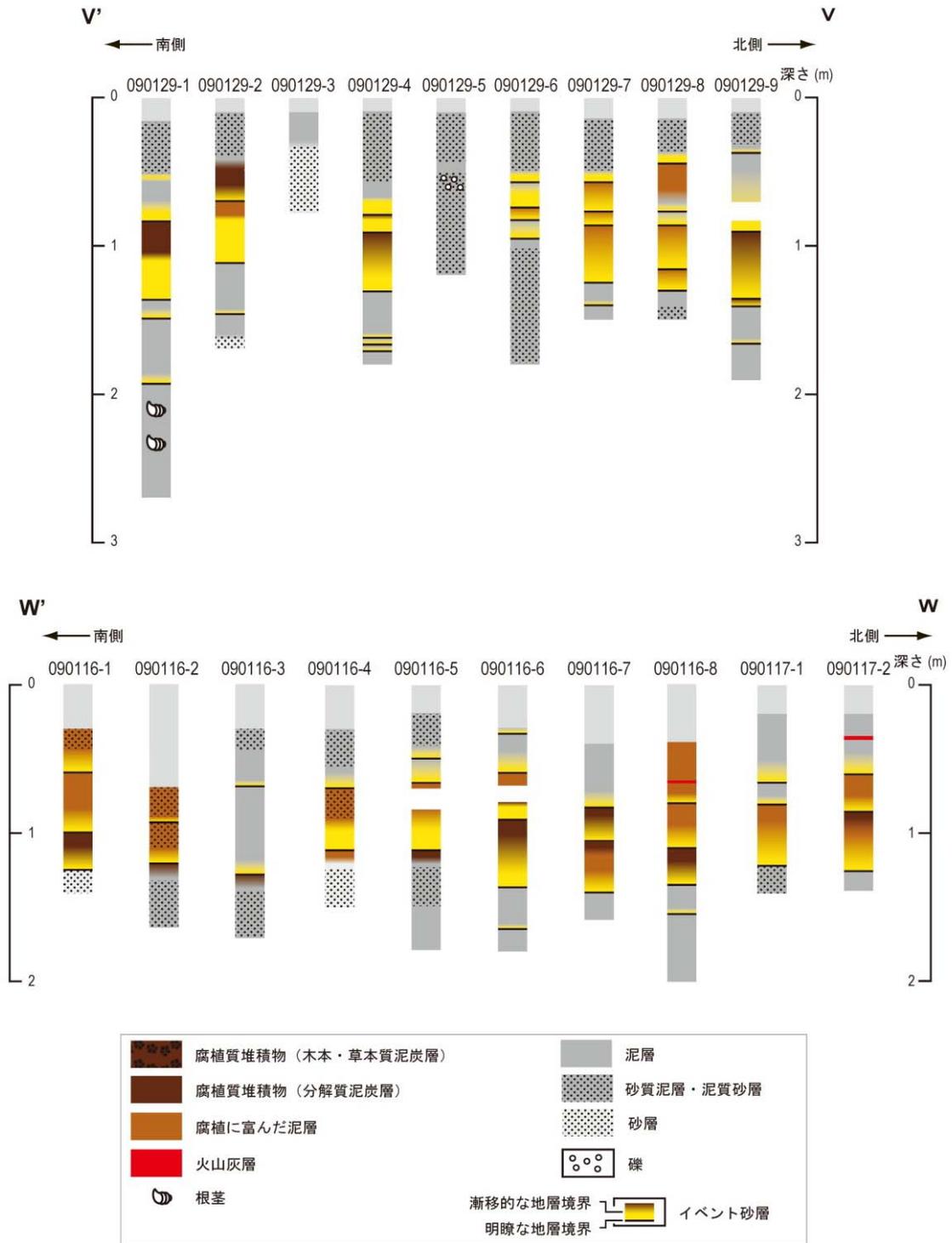


図 39 南相馬市小高区における地質柱状図。

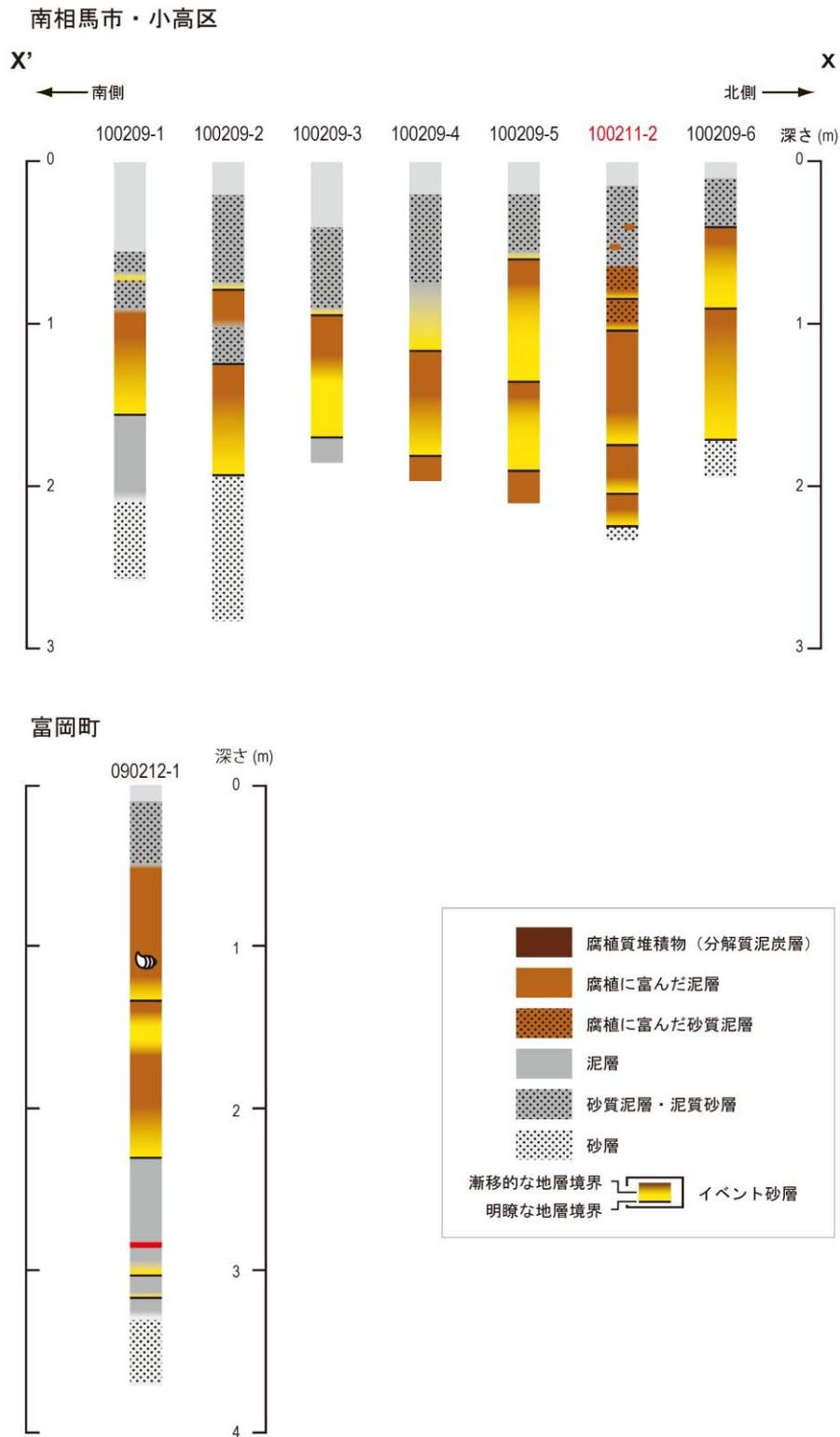


図 40 南相馬市小高区および富岡町における地質柱状図。赤字で記した地点はハンディジオスライサーで掘削調査を行った場所。

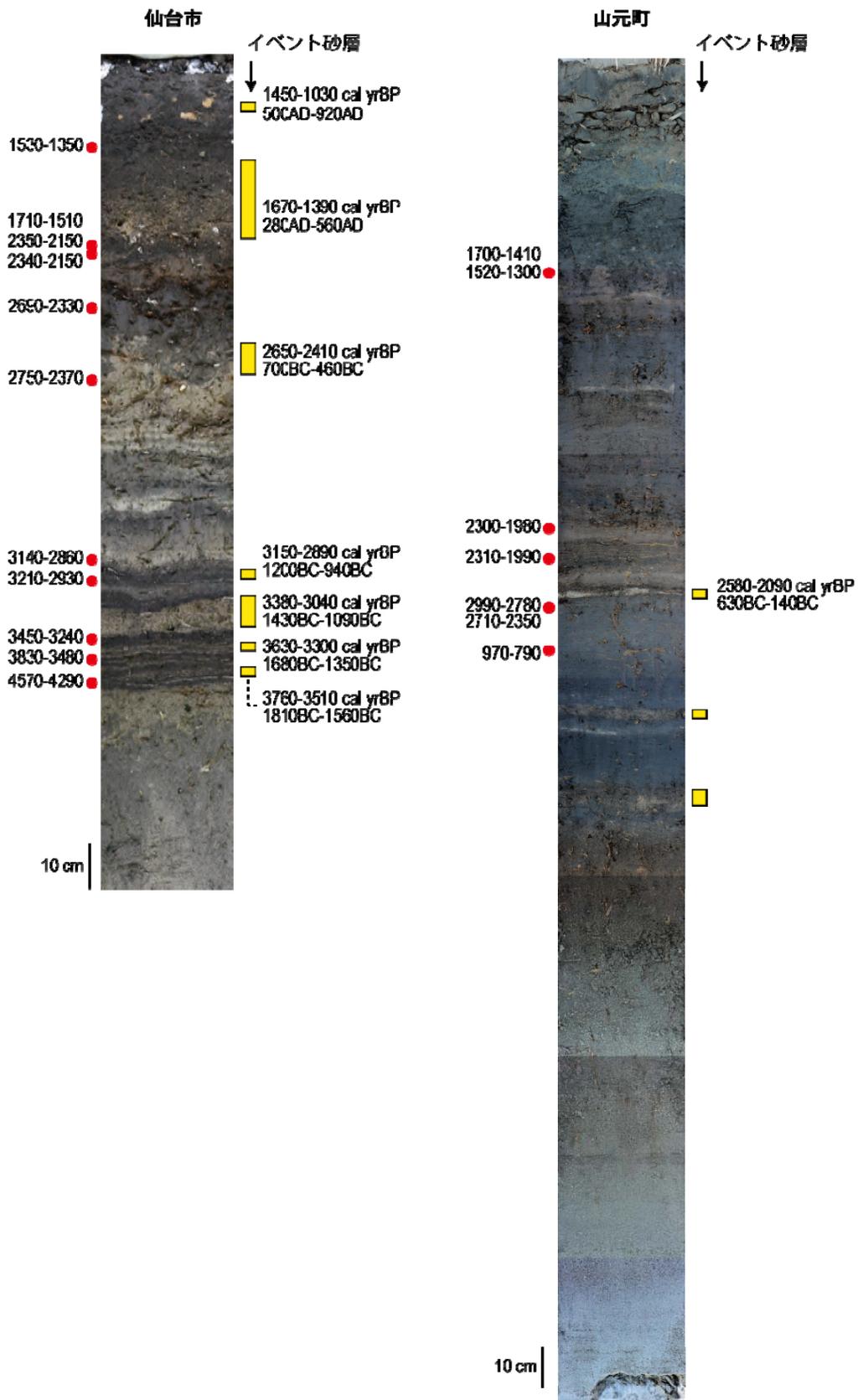


図 41 仙台市および山元町で採取された大型ジオスライサー試料とその放射性炭素年代。

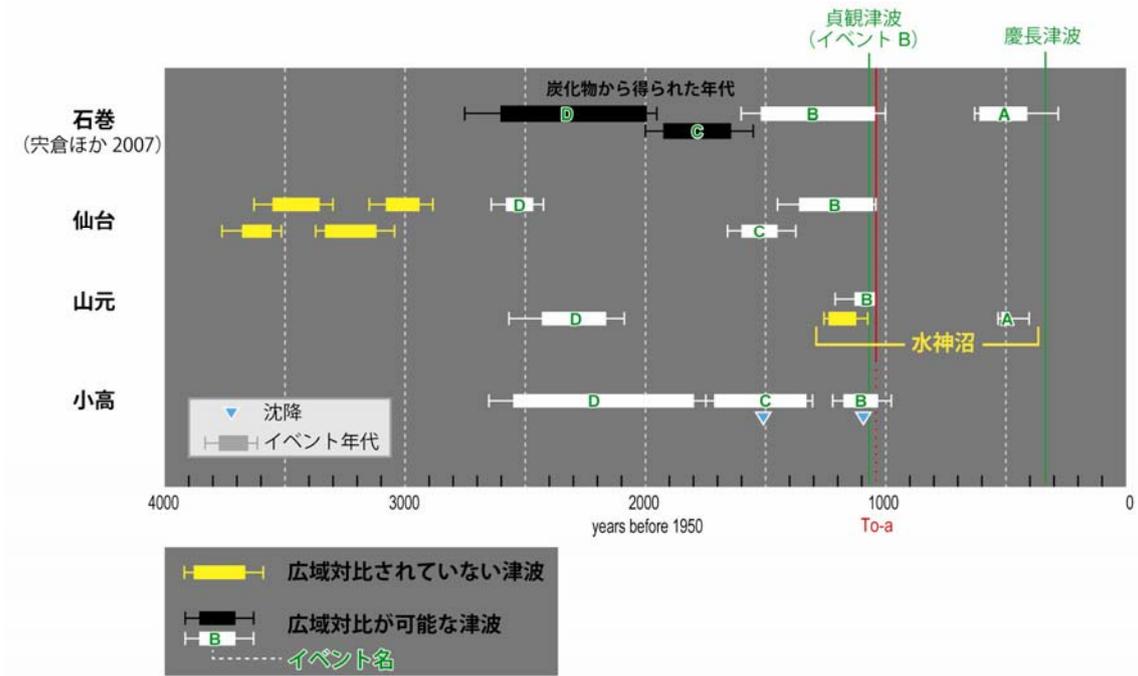


図 42 石巻市、仙台市、山元町、南相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比。西暦 1500 年頃のイベント (A)、貞観津波 (西暦 869 年) (B)、西暦 430 年頃のイベント (C)、紀元前 390 年頃のイベント (D) が全地域で共通してみられる巨大津波イベント。

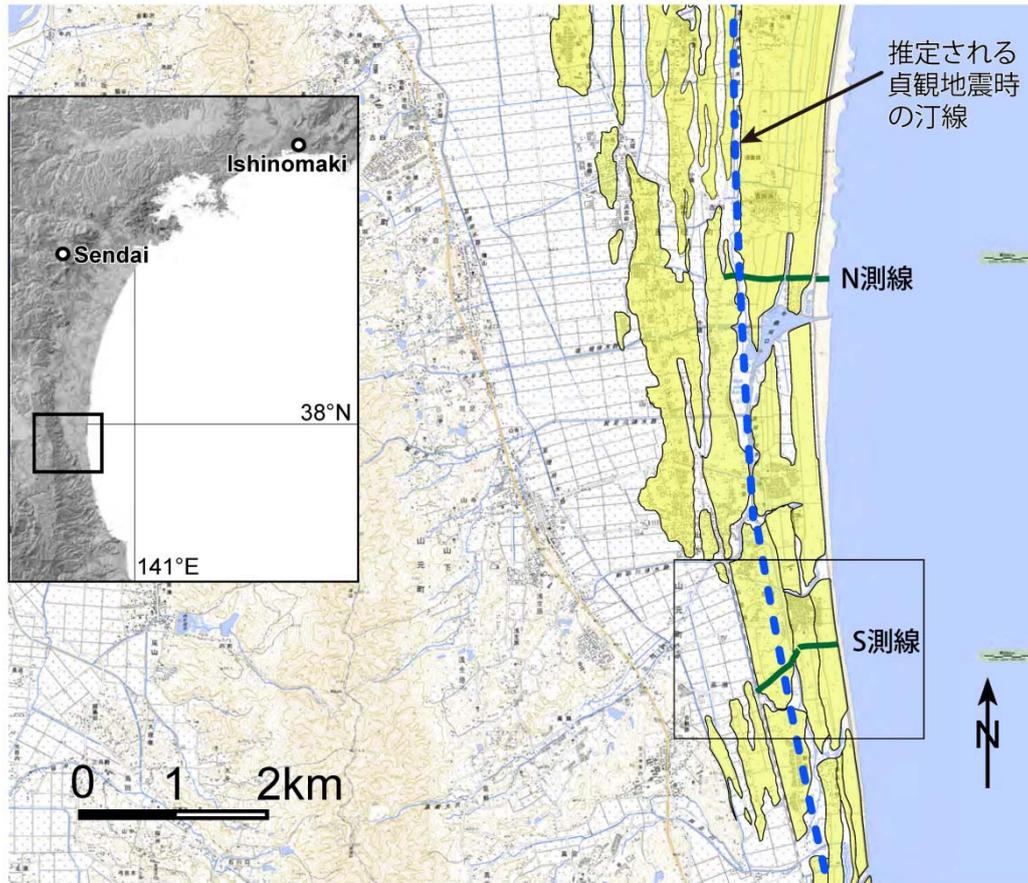


図 43 GPR 探査を行った測線の位置. 国土地理院発行 1/25000 地形図「荒浜」「山下」を改変して使用。

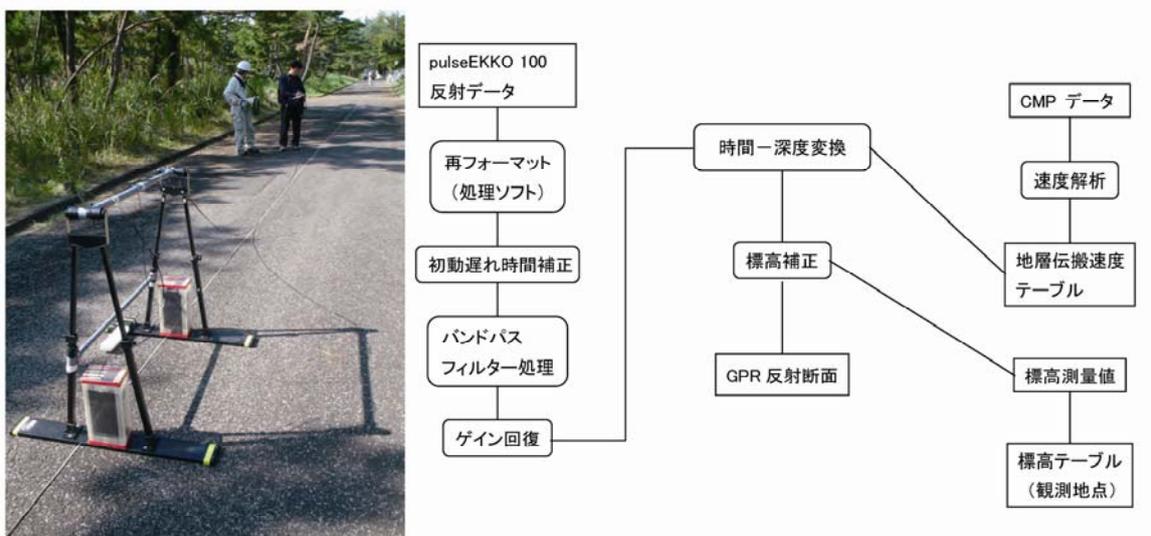


図 44 GPR 探査の作業写真と解析フロー。

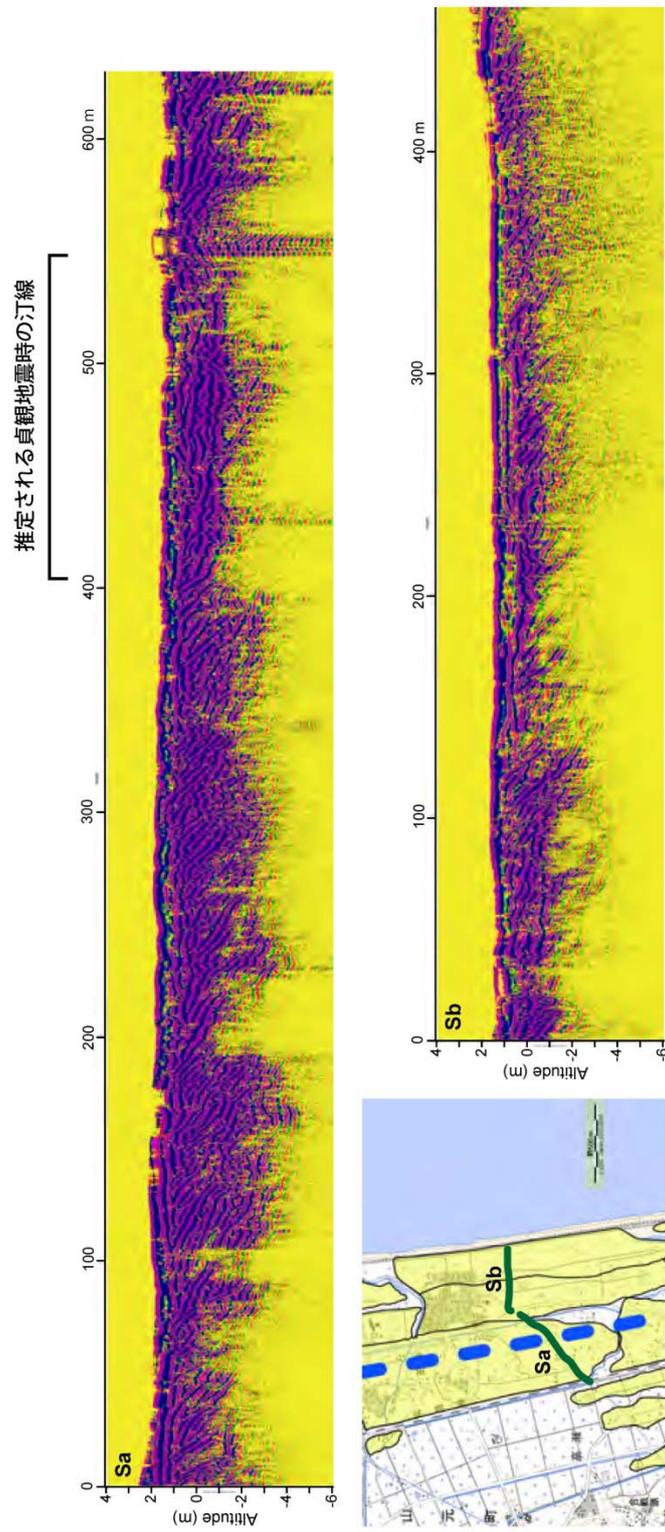


図 45 S 測線における地下構造イメージ断面。

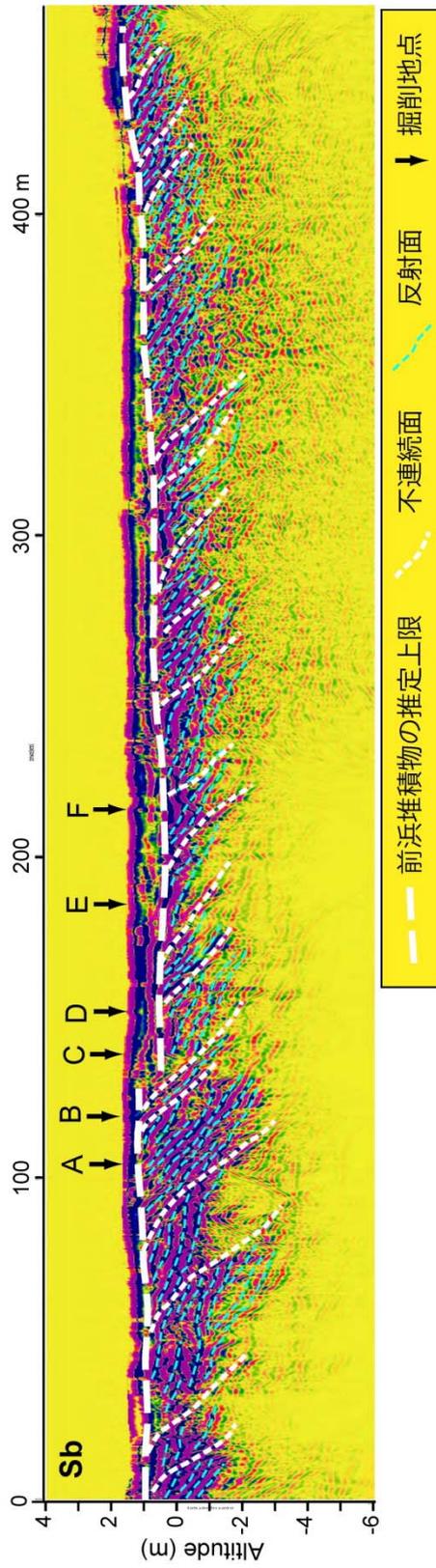


図 46 Sb 測線における地下構造イメージの解釈断面。

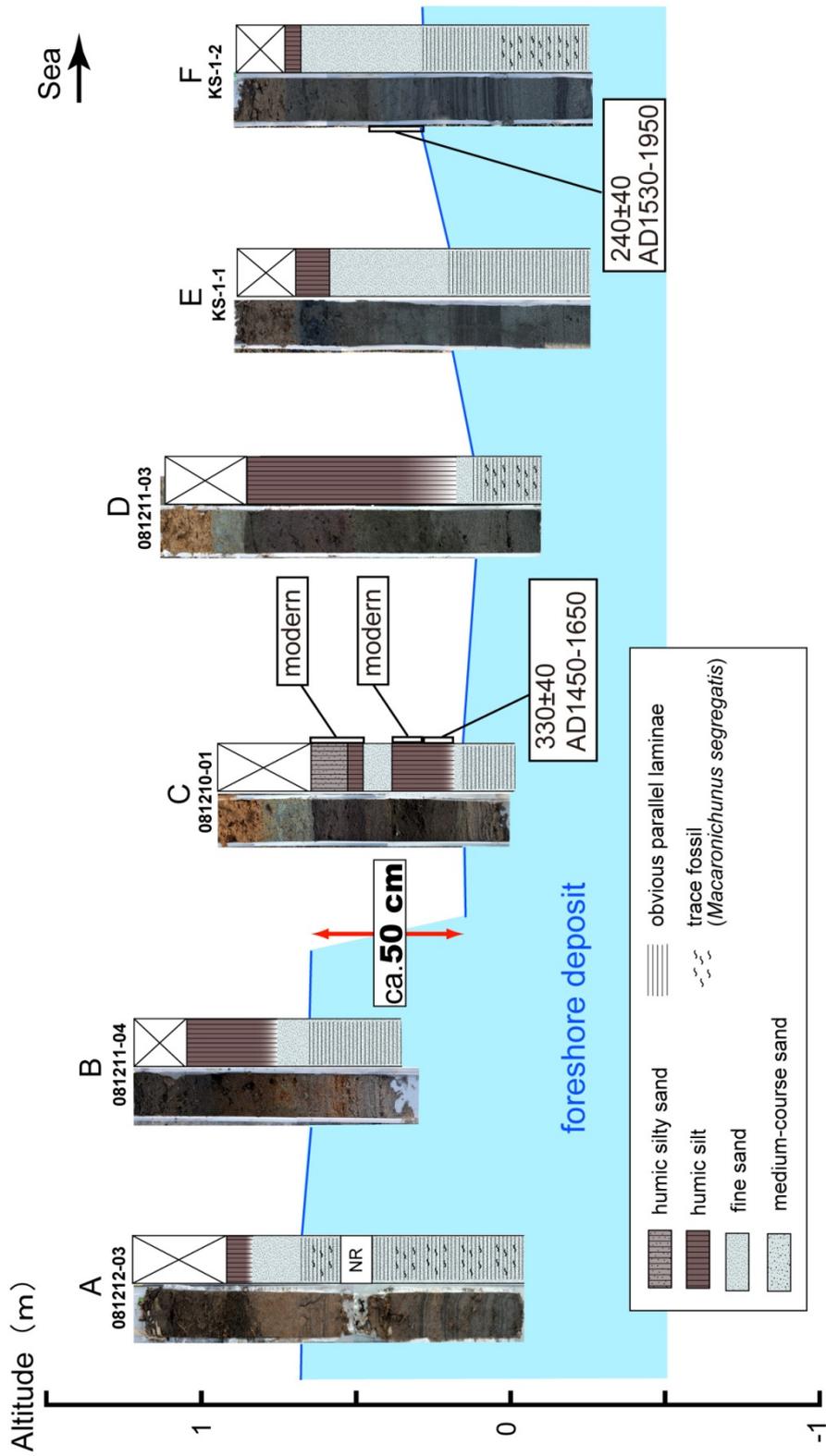


図 47 Sb 測線における地質柱状図と地形，地質断面。

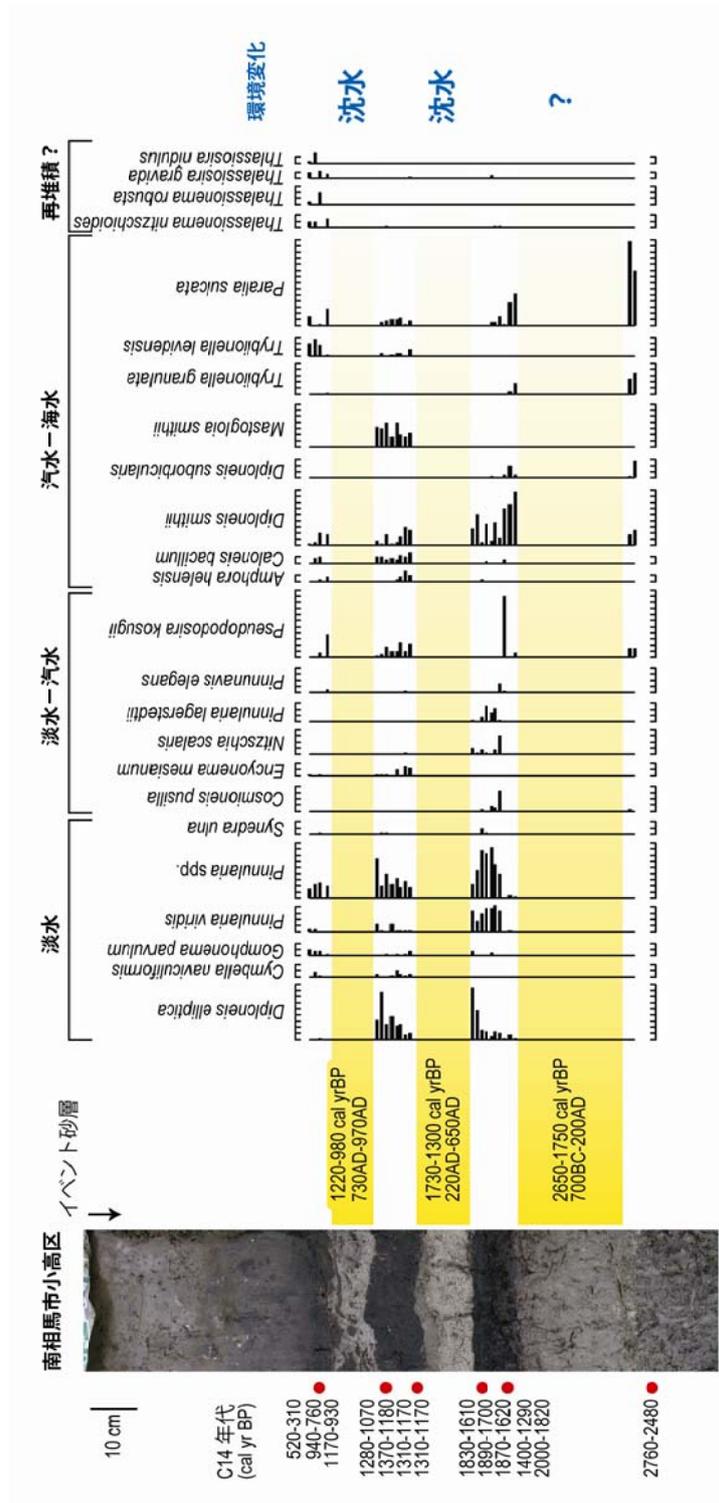


図 48 南相馬市小高区における珪藻化石群集の変化とそこから推定される過去の環境変動。

以上の結果から、AD1450-1650 より少し前の時期に 50cm 程度の急激な相対的海面低下が生じ、その後現在まで徐々に相対的に海面が上昇していったと考えられる。この急激な海面低下は地震性の隆起、その後の海面上昇が地震間のゆっくりした沈降をそれぞれ示している可能性がある。これは貞観津波とは時期が一致しておらず、石巻平野で検出された貞観津波の 1 回後のイベントに対応する可能性がある。なお、貞観津波時の推定汀線付近では、GPR の地下構造からは今のところ明瞭な海面低下を示す構造は検出できていない。

【常磐海岸における地殻変動の復元】

2009 年度に南相馬市小高区において大型ジオスライサー試料を採取した（藤原・他、2010²⁾）。その試料に含まれる大型植物化石の放射性炭素年代測定結果によれば、400 年前以前の堆積物が連続的に記録されていると考えられる。さらに、そこに含まれる津波堆積物の年代を OxCal version 3.10 により推定したところ、最上位の砂層は貞観津波相当層と推定されている。これらの津波の襲来に伴って当時の環境がどのように変化したのかを知るため、砂層の上下の地層から沿岸の指標生物である珪藻化石を抽出して観察した（図 48）。

最下層の無機質泥層では、沿岸に広く分布する *Paralia sulcata* や干潟に特徴的に生育する *Tryblionella granulata* や *Diploneis smithii* が優占する。このことから、当時は干潟に近い環境であったと考えられる。最下位の砂層の上の層準では、珪藻群集が大きく変化し、淡水環境に生育する *Diploneis elliptica* や *Pinnularia* 属の数種が多産するようになる。このような変化は、当時の環境が海退とともに陸化していく過程を表している可能性がある。中位の砂層の上の層準では、淡水生の珪藻種が減少し、汽水～海水生種である *Diploneis smithii* が多産するようになる。このような変化は、砂層の堆積と同時に、海水の影響が大きくなったことを示している。珪藻化石群集は、上位の層準になるに従って再び *Diploneis elliptica* などの淡水生種が優占するようになる。貞観津波に相当する砂層の堆積後、*Diploneis elliptica* が見られなくなり、汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* や汽水～海水生種である *Diploneis smithii* が若干増加する。貞観津波相当層の上下におけるこのような変化は、砂層の堆積と同時に、海水の影響が大きくなったことを示唆している。以上のように、珪藻化石群集は、最上位の砂層（貞観津波）と中位の砂層の堆積に伴って、海水の影響が大きくなったことを示している。海水の影響が強くなる原因は、ユースタティックな海面上昇の可能性も否定できないが、砂層の堆積と同時に群集が変化していることを考えると、地震による地殻変動によって沈水したと考えるほうが妥当である。

4) 貞観地震津波の津波浸水シミュレーション

a) 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プレート内正断層地震（Model 1）、明治三陸地震と同様な海溝内側斜面に沿った津波地震（Model 2）、仙台湾内の断層による地震（Model 9）、及びプレート間地震（Model 3-8、及び Model 10-14）の計 14 種類を検討した（表 1 及び図 49）。

プレート内正断層地震については、走向は日本海溝に平行な 202° とし、傾斜角 45° で西に傾く断層面を仮定した。断層の長さ 200km、幅 50km、上端が日本海溝のやや東側の海底（深さ 0 km、以下深さはすべて海底からの値）に位置し、すべり量は 5 m である (Model 1)。

津波地震については、プレート境界浅部における普段の地震活動の低いところがあることによって発生すると仮定し、走向は 202° で、沈み込む太平洋プレートに沿って傾斜角 18° の逆断層とし、断層の長さは 200km、幅は 50km（深さは海底から 15km まで）、すべり量は 5 m とした (Model 2)。

プレート間地震については、プレート境界の深さ 15~50km 程度の地震発生帯における断層運動と考えられていることから、走向を 202° とし、地震活動 (図 1) に対応するように傾斜角を 18° 、断層上端の深さを 15km、31km の二通り、断層の幅を 50km、100km の二通りとした (Model 3-6)。これらのモデルについては、断層の長さは 200km、すべり量は 5 m とした。この他、断層の長さを 300km としたもの (Model 7)、断層の長さ及び幅を 100km としすべり量を 10m としたもの (Model 8)、断層の長さ 200km、幅 100km、深さ 15km ですべり量を 7 m と変化させた Model 10 も試した。さらには、Model 8 を南側に移動させたもの (Model 12)、Model 8 を浅部（深さ 15km）に移動させたもの (Model 13)、Model 13 を南側に移動させたもの (Model 14)、及び Model 10 を深部（深さ 31km）に移動させたもの (Model 11) を検討した。それぞれのモデルの諸元や位置などについては、表 1 及び図 49 を参照されたい。

なお、Model 9 以外のモデルについては、断層付近の剛性率を $4 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と仮定すると、地震モーメントは $2 \sim 6 \times 10^{21} \text{Nm}$ 、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 (Model 9) については、嵯峨溪逆断層群に沿って長さ 40km、幅 20km、傾斜角 45° 、すべり量 5 m の逆断層を仮定した。剛性率を $3 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とすると、地震モーメントは $1 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、モーメントマグニチュードは 7.3 となる。

b) 津波浸水計算手法

断層モデルによる海底・海岸の地殻上下変動を、Mansinha and Smylie (1971)⁵⁾ の式で計算して、津波発生初期条件とした (図 50)。津波の伝播は基本的には移流項と海底摩擦項を含む運動方程式 (非線形長波式) を差分法で解いた。底面摩擦はマニングの粗度係数を $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ として表現した。陸上遡上の境界条件は、岩崎・真野 (1979)⁶⁾ の方法を用いた。シミュレーションの詳細は佐竹・他 (2003)⁷⁾ による手法に準じた。

差分の格子間隔については、外海で 2025m (A 領域、この範囲のみ線形計算) で、海岸に近づくにつれ 675m (B 領域)、225m (C 領域)、75m (D 領域)、及び 25m (E 領域) と、段階的に 1/3 倍ずつ細かくした (図 51 及び 52)。遡上計算は最も細かな 25 m 間隔の領域でのみ行った。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 3-6 時間の津波伝播を計算した。

c) 地形データ

計算に用いた海底地形データは、石巻平野及び仙台平野の浸水計算については、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 1000m メッシュ海底地形デ

ータ、沿岸の海の基本図)を用い、福島県沿岸の浸水計算については、同協会発行のデジタル水深データ(海底地形デジタルデータ、日本近海30秒グリッド水深データ、日本全域海岸線データ)を用いて直交座標系に変換した。陸上の地形データについては、石巻平野及び仙台平野の浸水計算では国土地理院から公開されている「数値地図50mメッシュ(標高)」に加えて、沿岸海域土地条件図の1m等高線を用いて現況の標高データを作成した。福島県沿岸に関しては、同じく「数値地図50mメッシュ(標高)」に加えて、国土地理院が所有する「海岸における3D電子地図」及び福島県が所有する陸上地形データを用いて現況の標高データをコンパイルした。

つぎに、明治時代の迅速図と米軍の空中写真を基に、防波堤や埋立地などの人工物を取り除いて、自衛隊基地(石巻平野)や仙台空港(仙台平野)建設前の浜堤を再現した。さらに貞観当時の海岸線沿いに浜堤を設定して、貞観当時の地形を再現した。なお、現在の地形を参考にして、浜堤の標高は2.5m、提間湿地は標高1mとした。海岸線は、石巻平野で現在の海岸線より1-1.5km内陸に、仙台平野では現在の海岸線より1km内陸に設定した(図53及び54)。福島県沿岸については、貞観地震当時の海岸線は現在と同じであると考えて、明治時代の迅速図や米軍の空中写真を参考に、現在の地形から人工物を取り除いたデータ(藤原・他、2010²⁾)を用いた(図55)。

表 1 本研究で検討した貞観津波の断層モデル。

モデル	モデル別称*	断層タイプ	断層位置		深さ km	長さ km	幅 km	走向 deg	傾斜角 deg	すべり角 deg	すべり量 m	地震モーメント Nm	Mw
			deg, N	Deg, E									
1		正断層型	37.91	144.36	0	200	50	202	45	-90	5	2×10^{21}	8.1
2		津波地震型	38.06	143.91	0	200	50	202	18	90	5	2×10^{21}	8.1
3		d15_L200_W50_u5	38.24	143.41	15	200	50	202	18	90	5	2×10^{21}	8.1
4		d31_L200_W50_u5	38.41	142.91	31	200	50	202	18	90	5	2×10^{21}	8.1
5		d15_L200_W100_u5	38.24	143.41	15	200	100	202	18	90	5	4×10^{21}	8.3
6		d31_L200_W100_u5	38.41	142.91	31	200	100	202	18	90	5	4×10^{21}	8.3
7		d31_L300_W50_u5	38.41	142.91	31	300	50	202	18	90	5	3×10^{21}	8.3
8	Model 8	d31_L100_W100_u10	38.00	142.68	31	100	100	202	18	90	10	4×10^{21}	8.3
9		仙台湾内の活断層	38.30	141.20	1	40	20	160	45	90	5	1.2×10^{20}	7.3
10	Model 10	d15_L200_W100_u7	38.24	143.41	15	200	100	202	18	90	7	5.6×10^{21}	8.4
11	Model 10A	d31_L200_W100_u7	38.41	142.91	31	200	100	202	18	90	7	5.6×10^{21}	8.4
12	Model 8A	d31_L100_W100_u10S	37.59	142.45	31	100	100	202	18	90	10	4×10^{21}	8.3
13	Model 8B	d15_L100_W100_u10	37.83	143.18	15	100	100	202	18	90	10	4×10^{21}	8.3
14	Model 8C	d15_L100_W100_u10S	37.42	142.95	15	100	100	202	18	90	10	4×10^{21}	8.3

* モデル別称とは、平成 21 年度本報告書におけるモデルの呼称を意味する。断層位置は断層面上端の北東端の緯度・経度・深さを表す。地震モーメントの計算には Model 9 以外は剛性率 4×10^{10} N/m²、Model 9 については 3×10^{10} N/m² を仮定した。

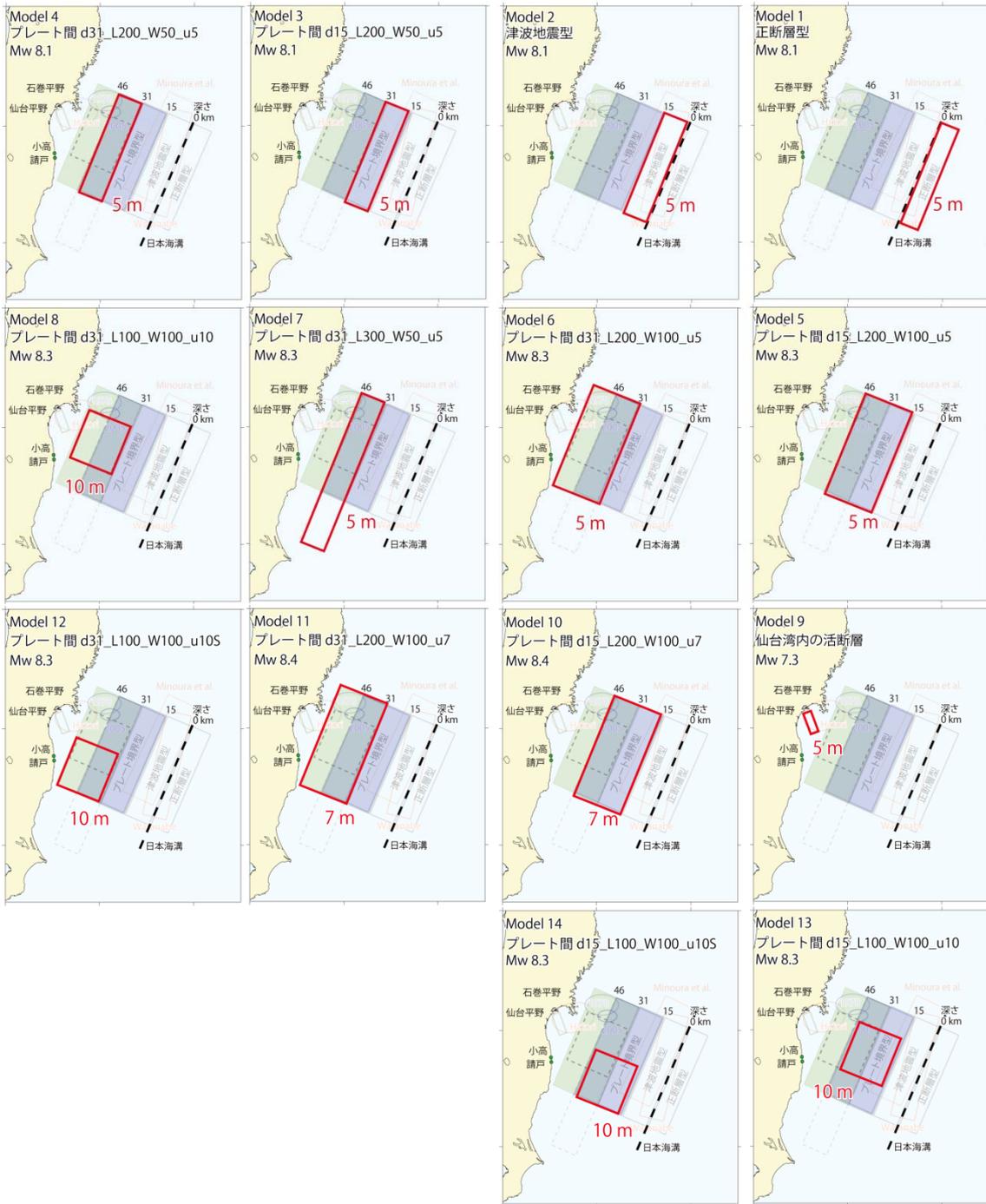


図 49 本研究で検討を行った貞観地震の断層モデル（赤色矩形）。

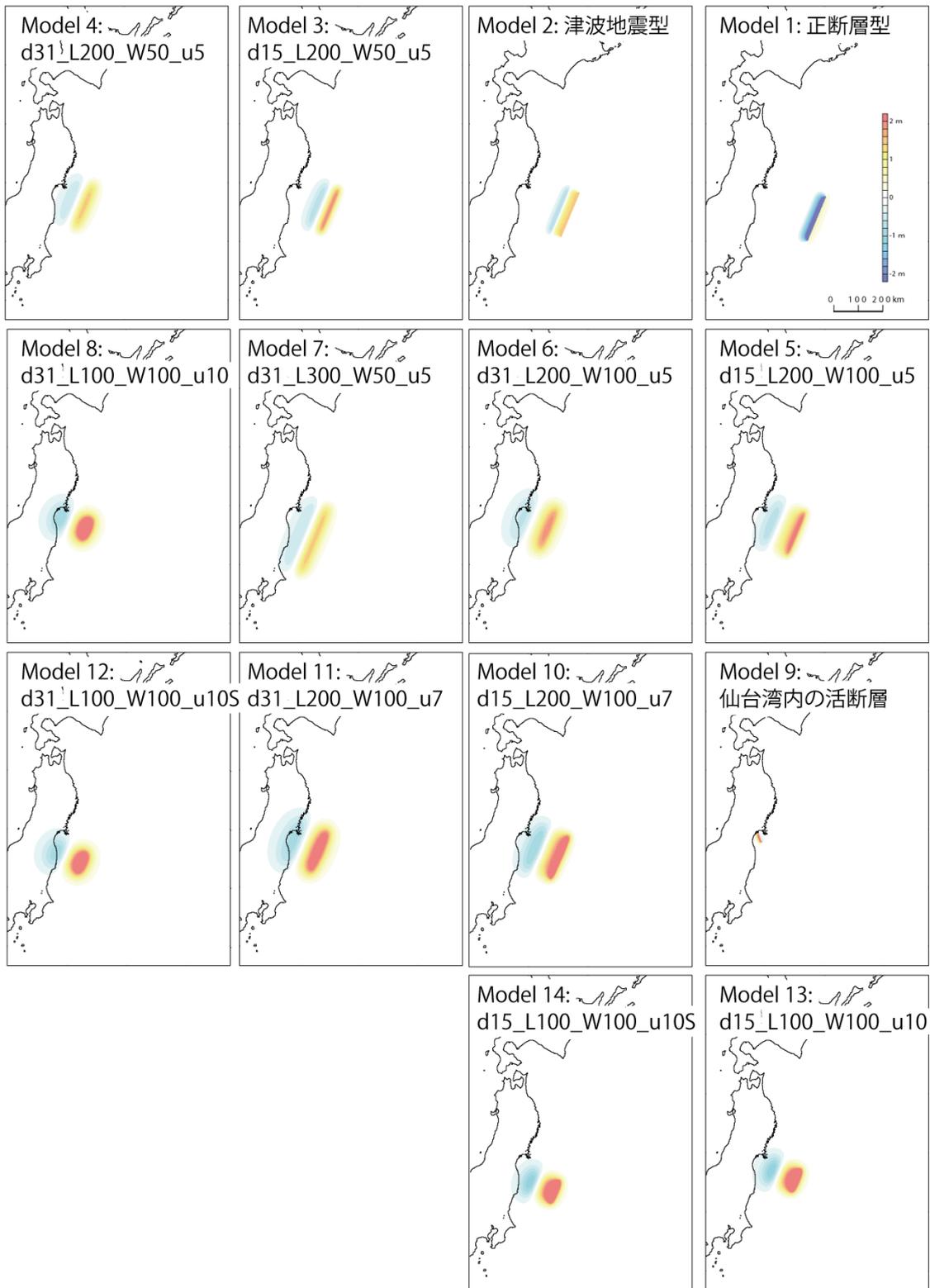


図 50 Model 1 -14 による初期水位分布。

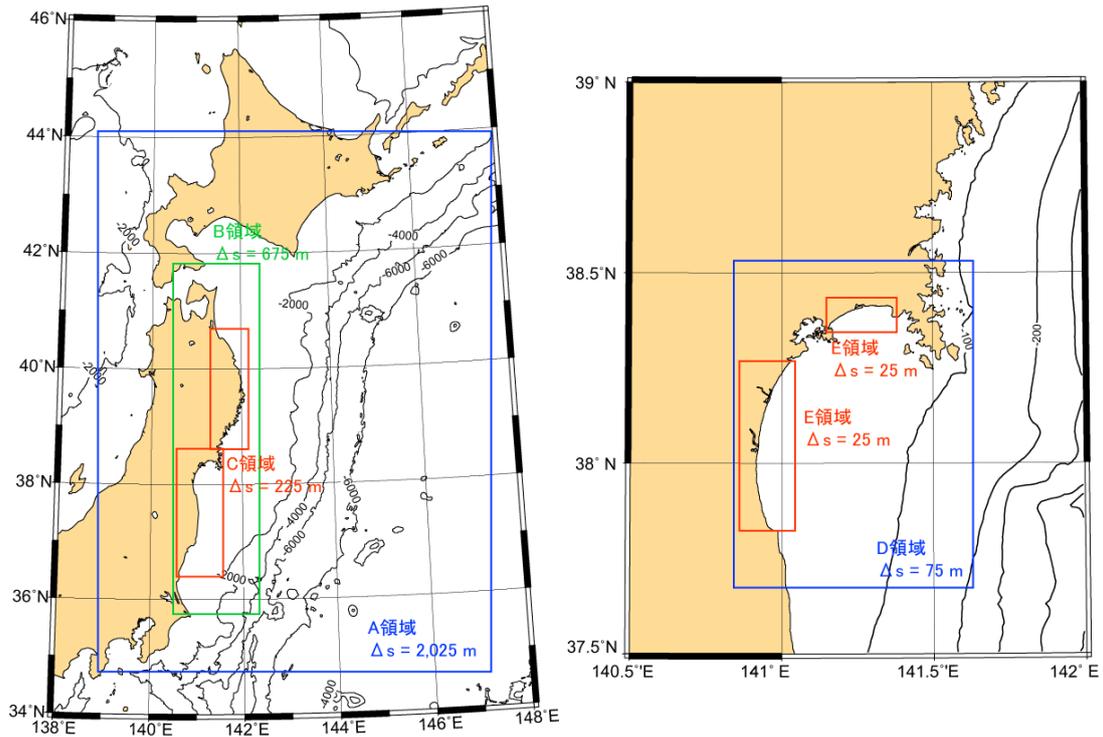


図 51. 石巻平野および仙台平野における津波遡上計算を行う際の計算範囲

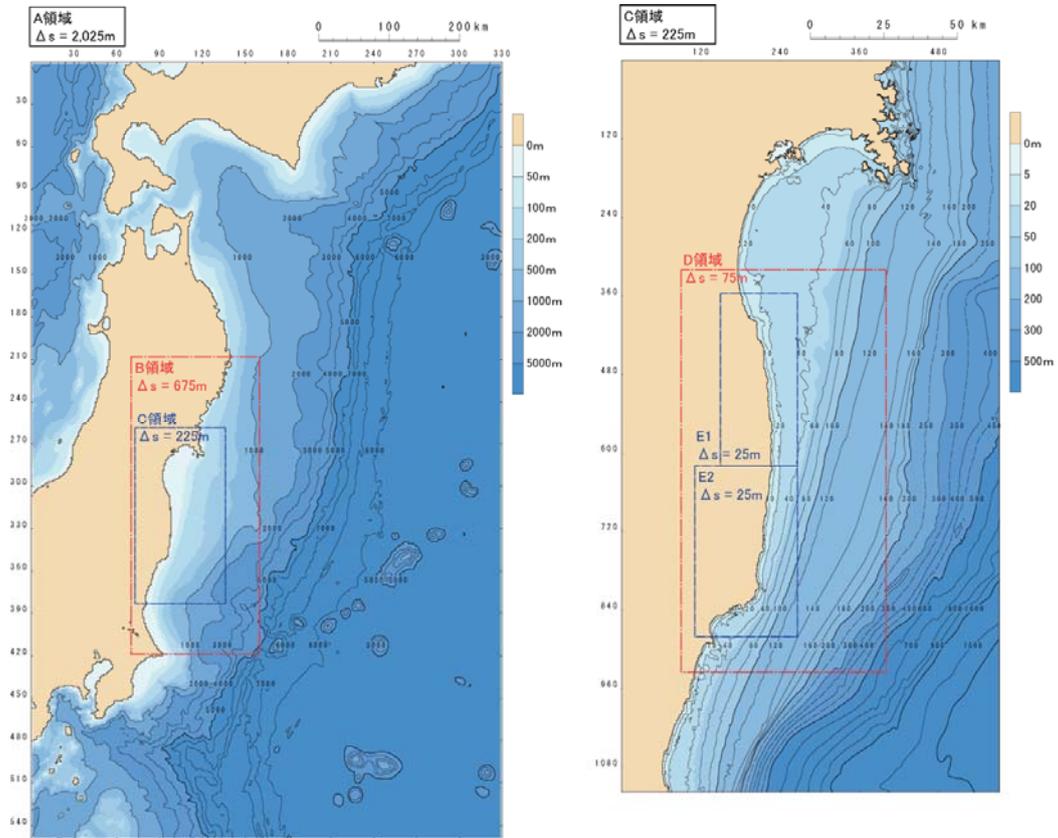


図 52 福島県沿岸における津波遡上計算を行う際の計算範囲。

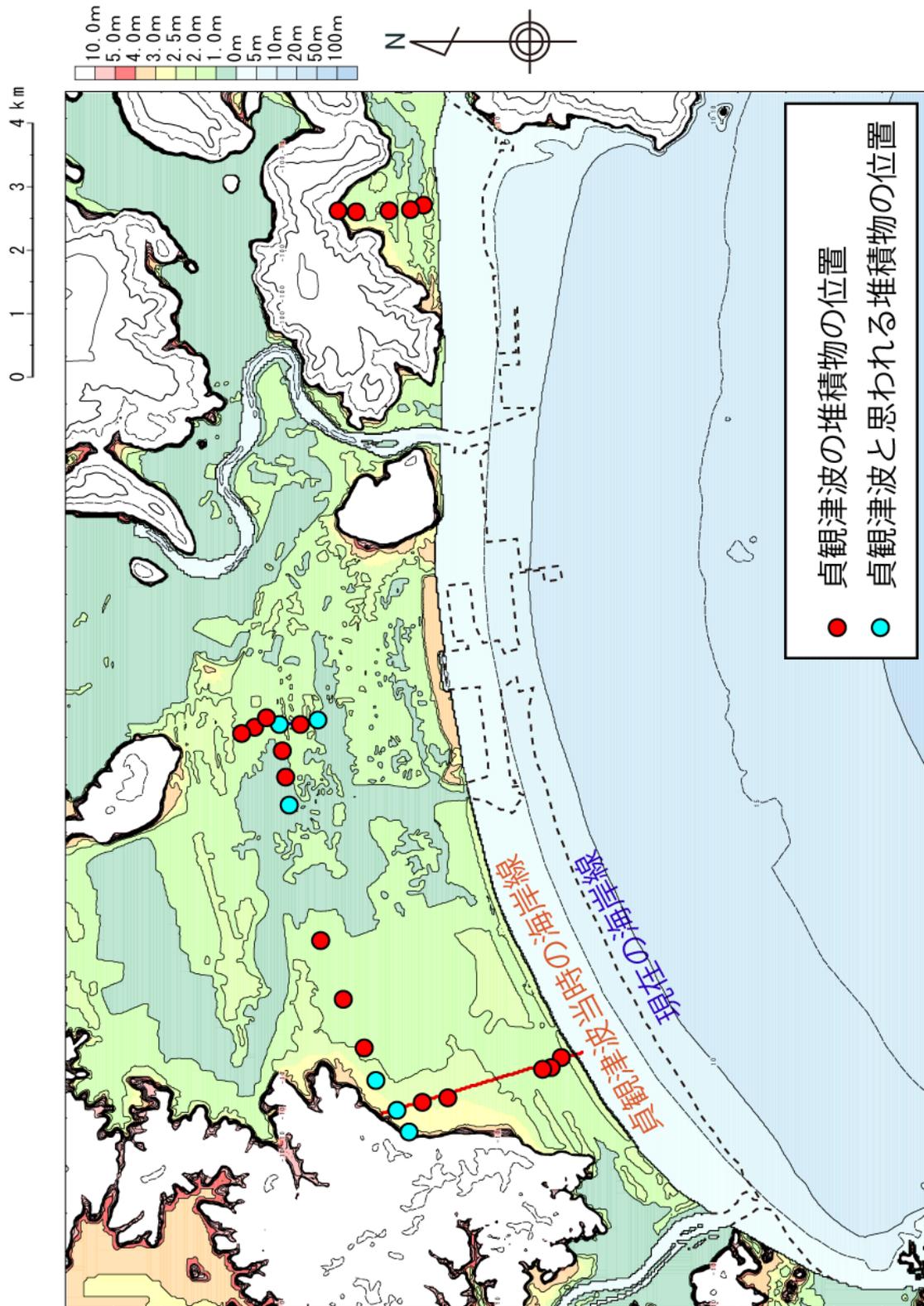


図 53 石巻平野の貞観当時の推定地形。

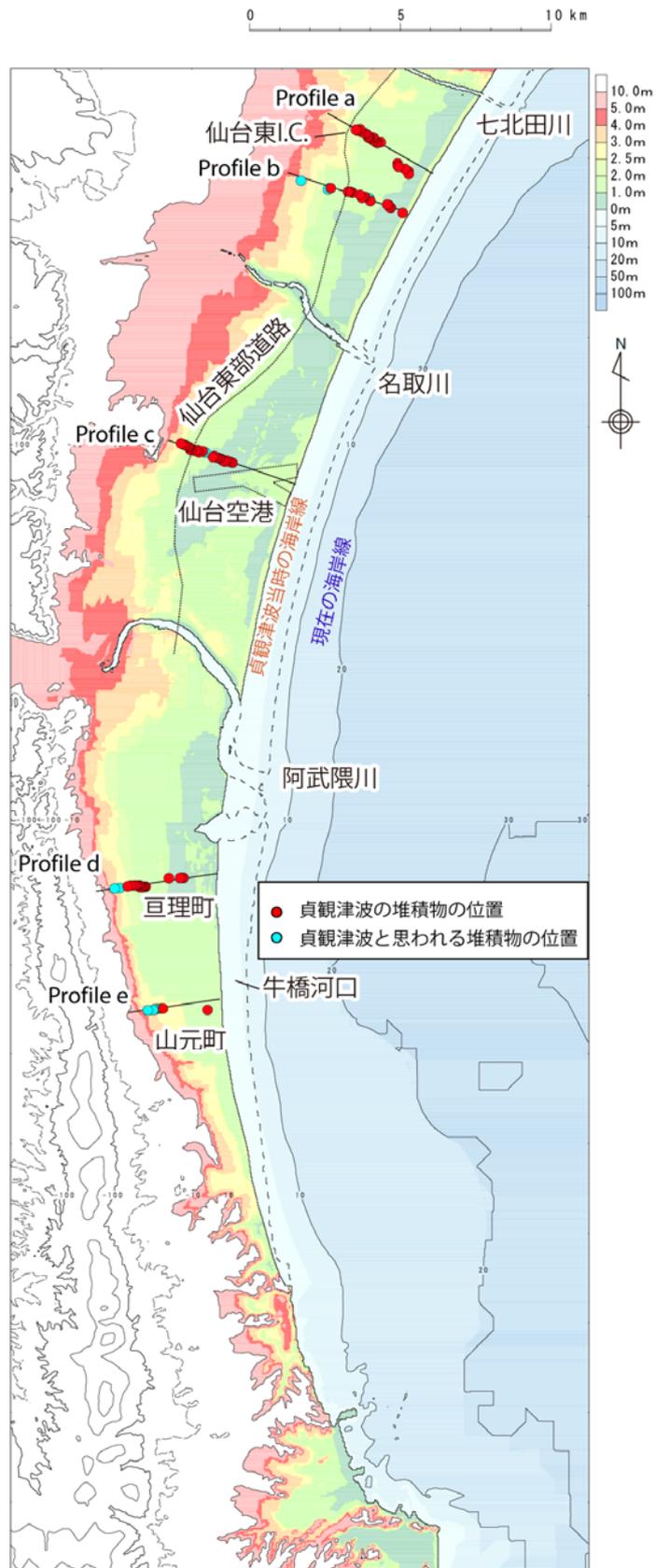


図 54 仙台平野の貞観当時の推定地形。

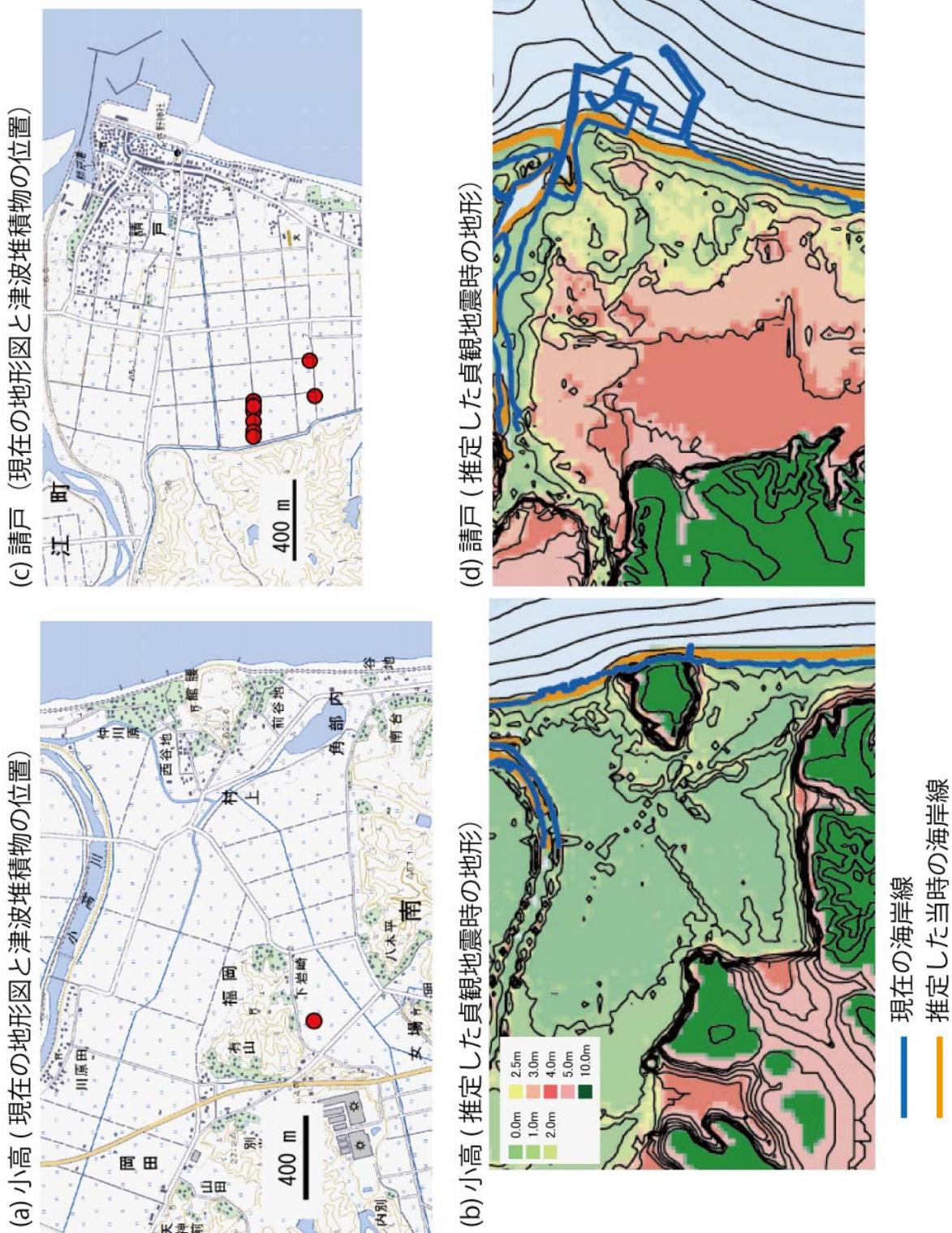


図 55 福島県南相馬市小高地区と浪江町請戸地区の貞観当時の推定地形。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「塚原」、「磐城双葉」を使用。小高地区における浸水計算に用いた津波堆積物周辺の標高データについてはその精度について今後検討を要する（本文参照）。

d) 計算浸水域と津波堆積物の分布との比較

各 14 種類の断層モデルから計算された初期水位分布 (図 50) を見ると、正断層型地震 (Model 1) では沖合に沈降域が卓越する。仙台湾内の活断層 (Model 9) では、断層周辺の狭い範囲が隆起・沈降する。津波地震 (Model 2) やプレート間地震 (Model 3-8 及び 10-14) による初期水位は沖 (東) 側で大きく隆起し、陸 (西) 側で小さく沈降するパターンを示す。これらの初期水位から計算された津波の最大水位分布を図 56 に示す。断層の走向と直交する方向で水位が大きくなる指向性が顕著に表れる。

次に、各モデルにより計算された津波浸水域と津波堆積物の分布とを比較する (図 57-67)。なお、津波堆積物の分布については、石巻平野については宍倉・他 (2007)⁸⁾、仙台平野については澤井・他 (2007⁹⁾ ; 2008¹⁰⁾、福島県南相馬市小高区については藤原・他 (2010)²⁾、同県浪江町請戸については平成 19 年度本業務報告書 (東北大学担当分) を引用した。まず、石巻平野における各モデルによる計算津波浸水域と津波堆積物の分布とを比較すると (図 57-59)、正断層型地震 (Model 1) や津波地震 (Model 2) 及び仙台湾内の断層による地震 (Model 9) により生じた津波は陸地にほとんど浸水しない。プレート間地震に注目すると、すべり量が 5 m の地震 (Model 3、4、5、6、及び 7) による津波は陸上に遡上するものの、最奥の津波堆積物の位置に対して計算浸水域が到達しない結果となる。一方で、断層の長さ 100km、幅 100km、すべり量 10 m の Model 8 や、断層の長さ 200km、幅 100km、すべり量 7m の Model 10 による計算浸水域は、津波堆積物の分布を良く説明する。なお、Model 10 の上端深さを 15km から 31km に深くした Model 11 も津波堆積物の分布を良く説明する。しかしながら、Model 8 の南側に移動させた Model 12 や、Model 8 の上端深さを 31km から 15km に浅くした Model 13、及びそれを南側に移動させた Model 14 による計算浸水域は、最奥の津波堆積物の位置まで若干到達しない結果となった。

仙台平野について (図 60-63)、石巻平野の津波堆積物の分布を良く説明する Model 8、Model 10 及び Model 11 に着目すると、いずれのモデルによる計算浸水域も津波堆積物の分布を良く説明することがわかる。

福島県南相馬市小高区に着目すると (図 64)、断層の長さ 200km、すべり量 7 m の Model 10 や Model 11 は津波堆積物の位置までおおむね浸水するが、断層の長さ 100km、すべり量 10m の Model 8 による浸水域は津波堆積物の位置までわずかに達しない。一方、Model 8 の位置をずらした Model 12、13 及び 14 による浸水域は、Model 8 による浸水域よりも津波堆積物の位置の近くまで浸水するようになる。ただし、浸水計算に用いた小高区の津波堆積物採取地点周辺の標高データは、国土地理院の「海岸における 3D 電子地図」及び福島県の陸上地形データのいずれにも標高値が存在せず、国土地理院発行の「数値地図 50m メッシュ (標高)」のみを用いたため、国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図の標高より明らかに高いように見える。今後この地域における標高は再検討する必要がある。

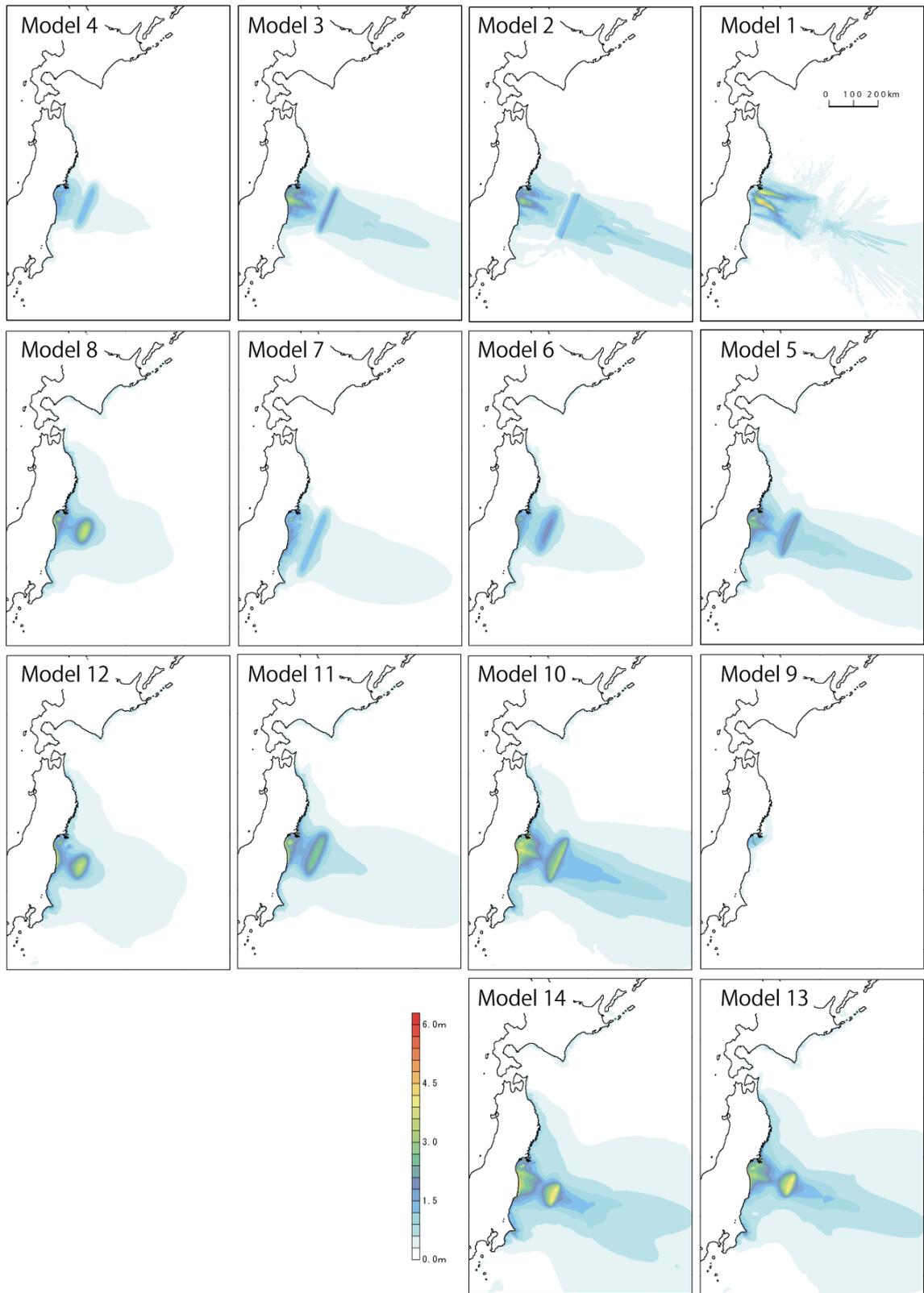


図 56 Model 1 -14 による最大水位分布。

石巻平野

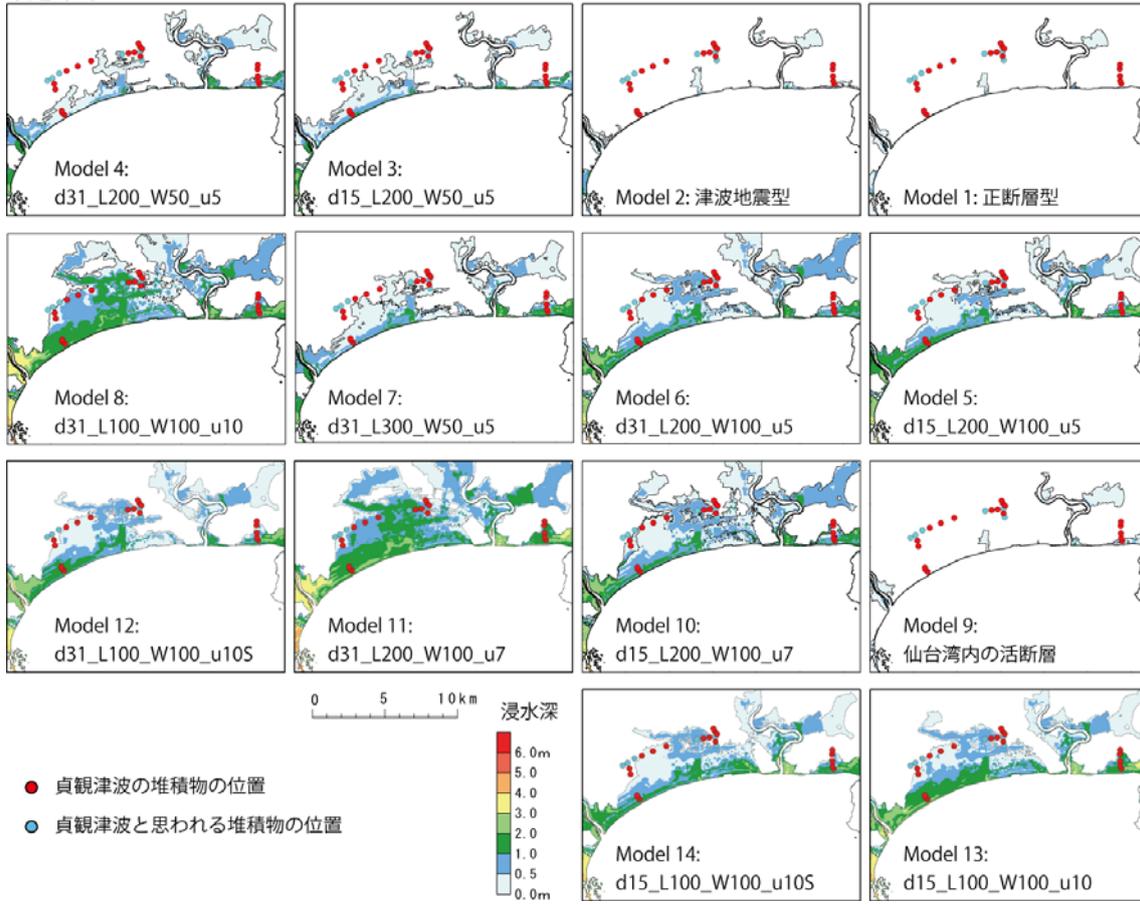


図 57 Model 1 - 14 による石巻平野の最大浸水深と津波堆積物の分布。

石巻平野

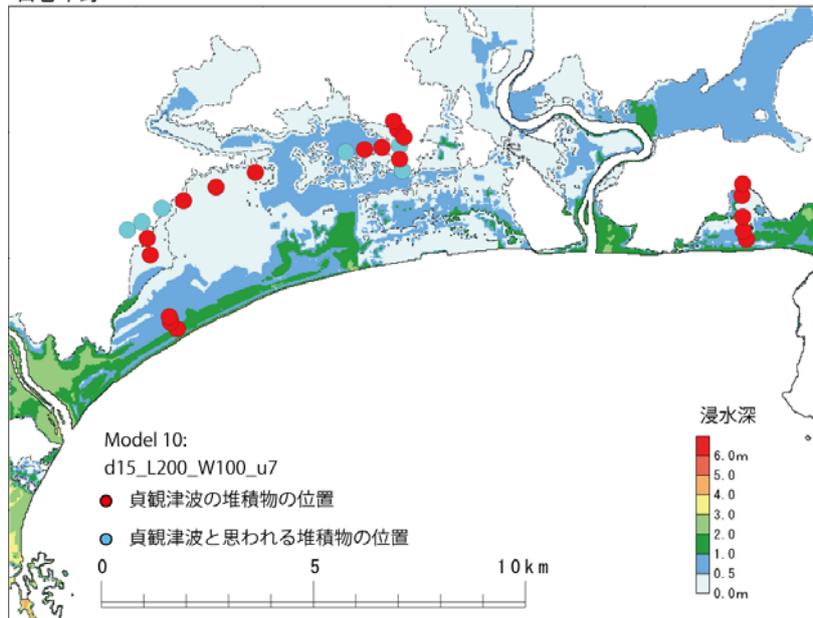


図 58 Model 10 による石巻平野の最大浸水深と津波堆積物の分布。

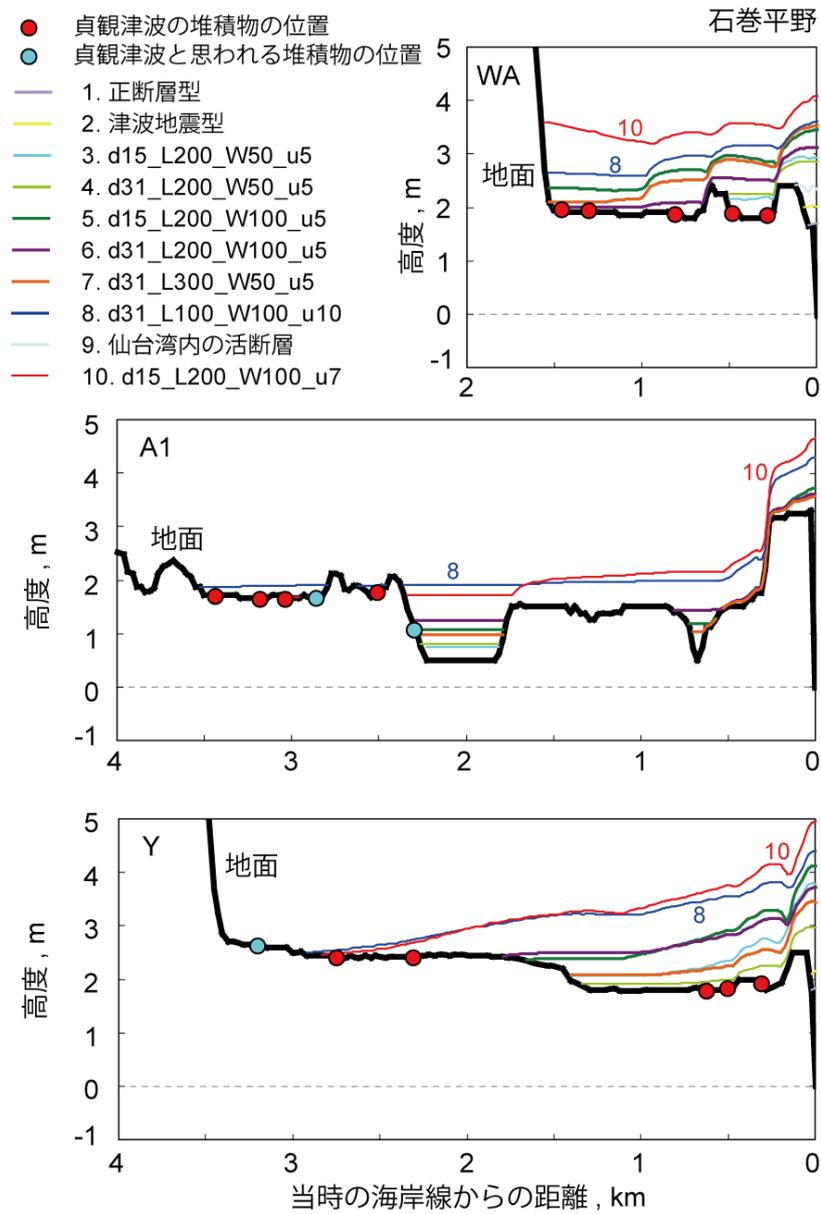


図 59 Model 1-10 による石巻平野の 3 測線沿いの地形・津波水位断面図。津波堆積物の分布も表す。測線の位置は図 53 を参照されたい。ただし貞観津波と思われる堆積物の位置については最奥のもののみ記した。

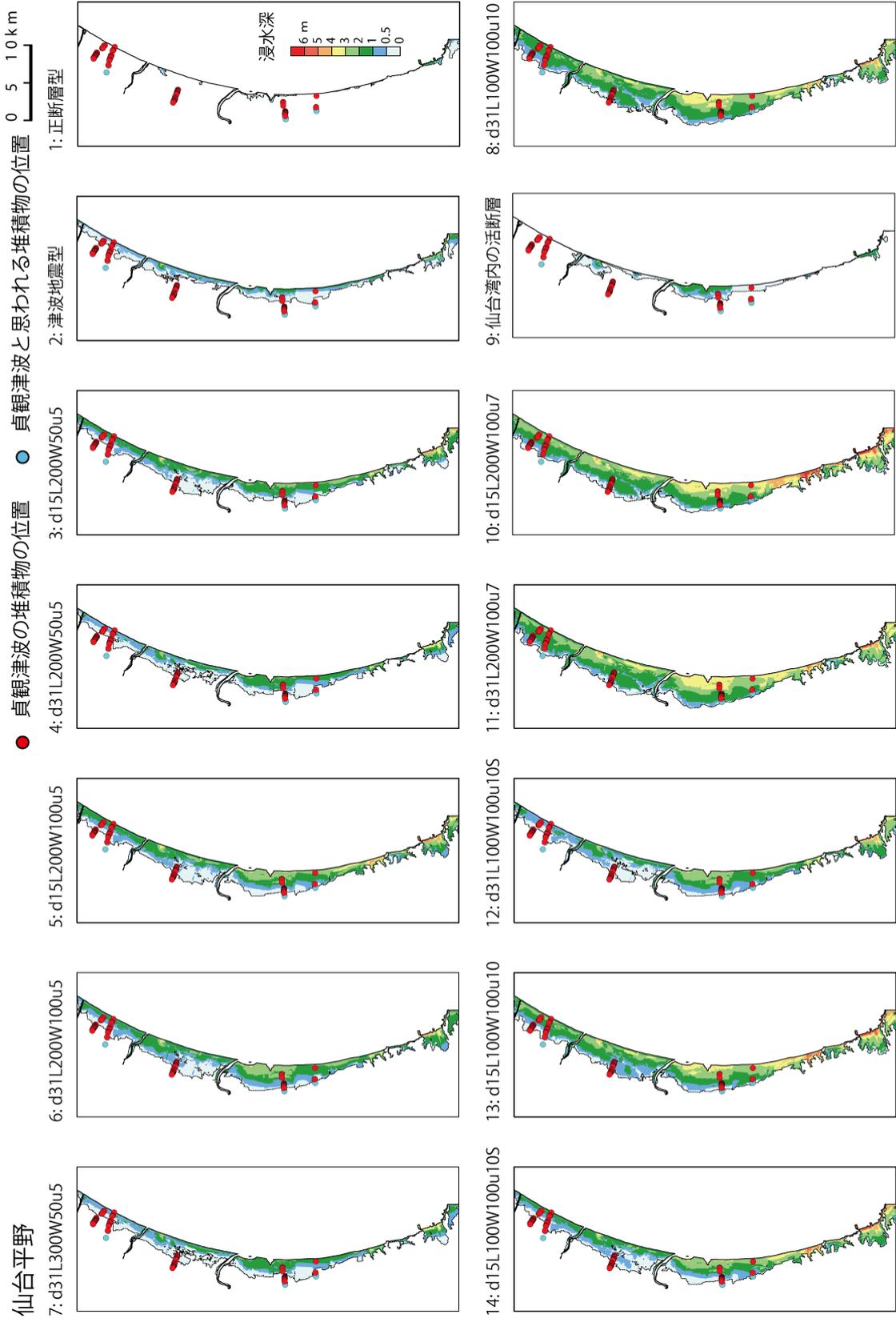


図 60 Model 1 - 14 による仙台平野の最大浸水深と津波堆積物の分布。

仙台平野

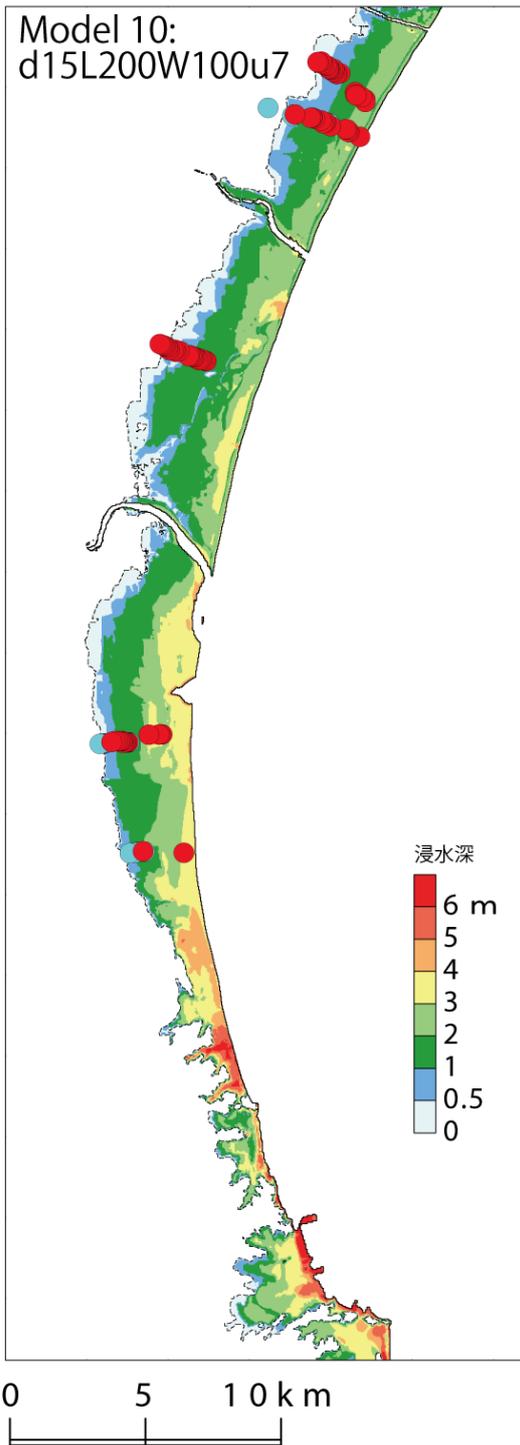


図 61 Model 10 による仙台平野の最大浸水深と津波堆積物の分布。

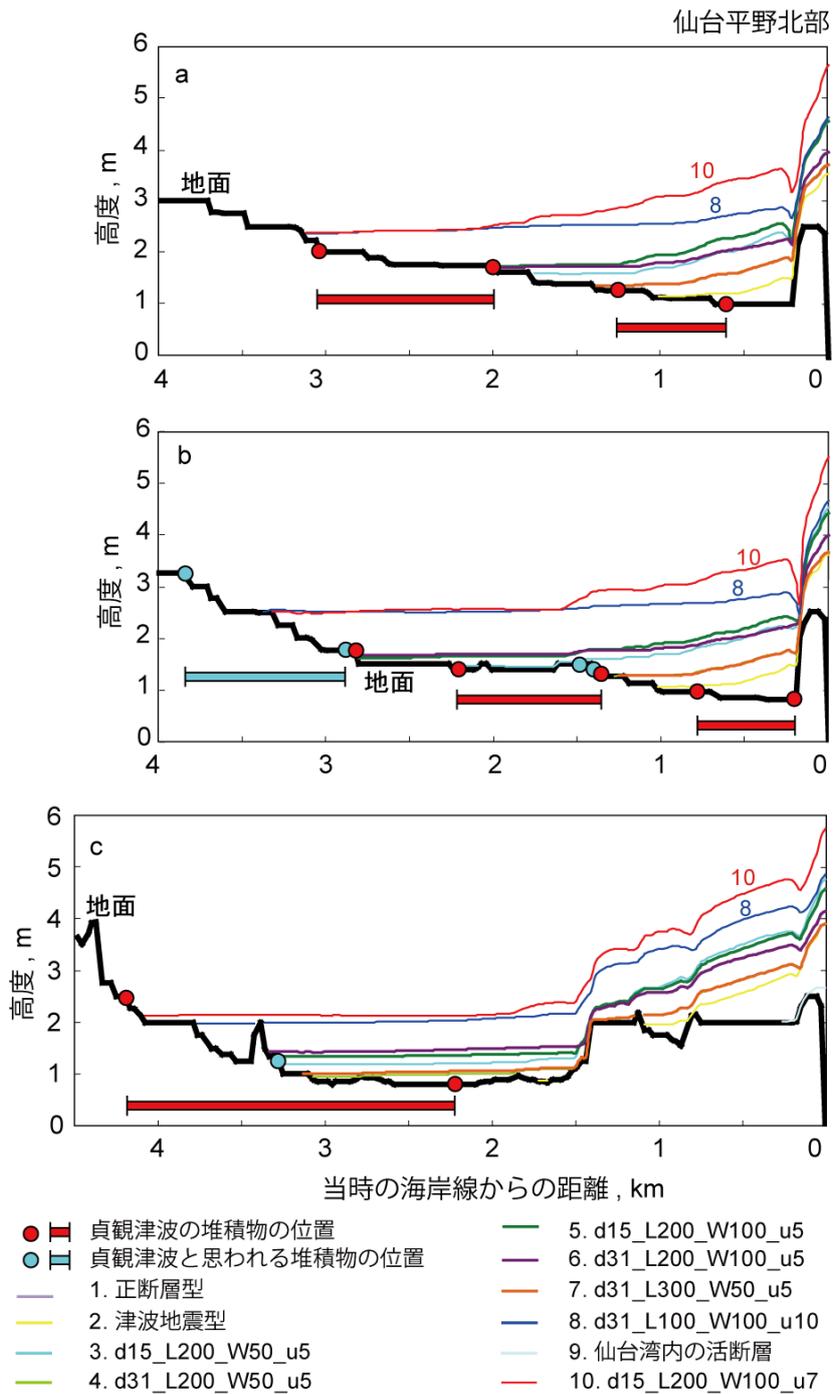


図 62 Model 1 - 10 による仙台平野北部の 3 測線沿いの地形・津波水位断面図。津波堆積物の分布も表す。測線の位置は図 54 を参照されたい。ただし貞観津波と思われる堆積物の位置については最奥のもののみ記した。

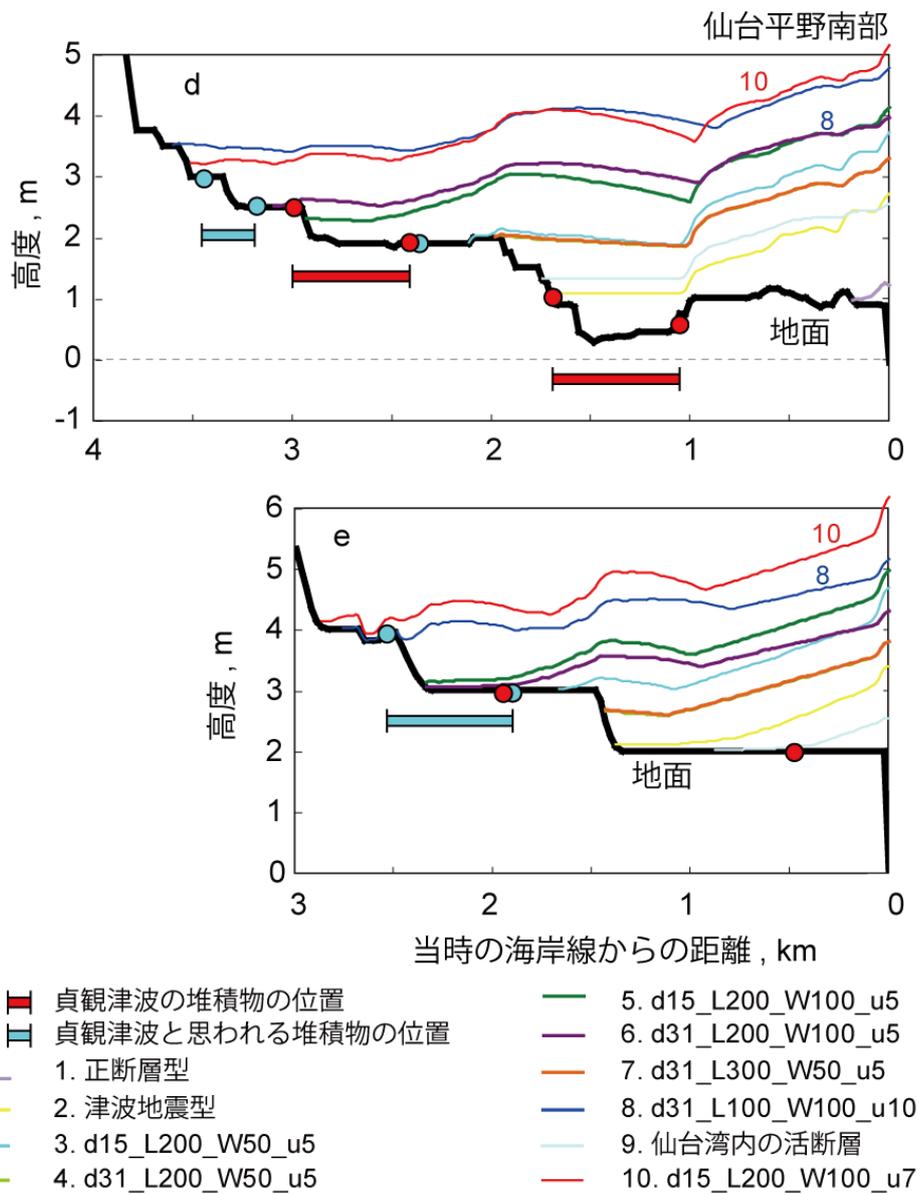


図 63 Model 1 - 10 による仙台平野南部の 2 測線沿いの地形・津波水位断面図。津波堆積物の分布も表す。測線の位置は図 54 を参照されたい。ただし貞観津波と思われる堆積物の位置については最奥のもののみ記した。

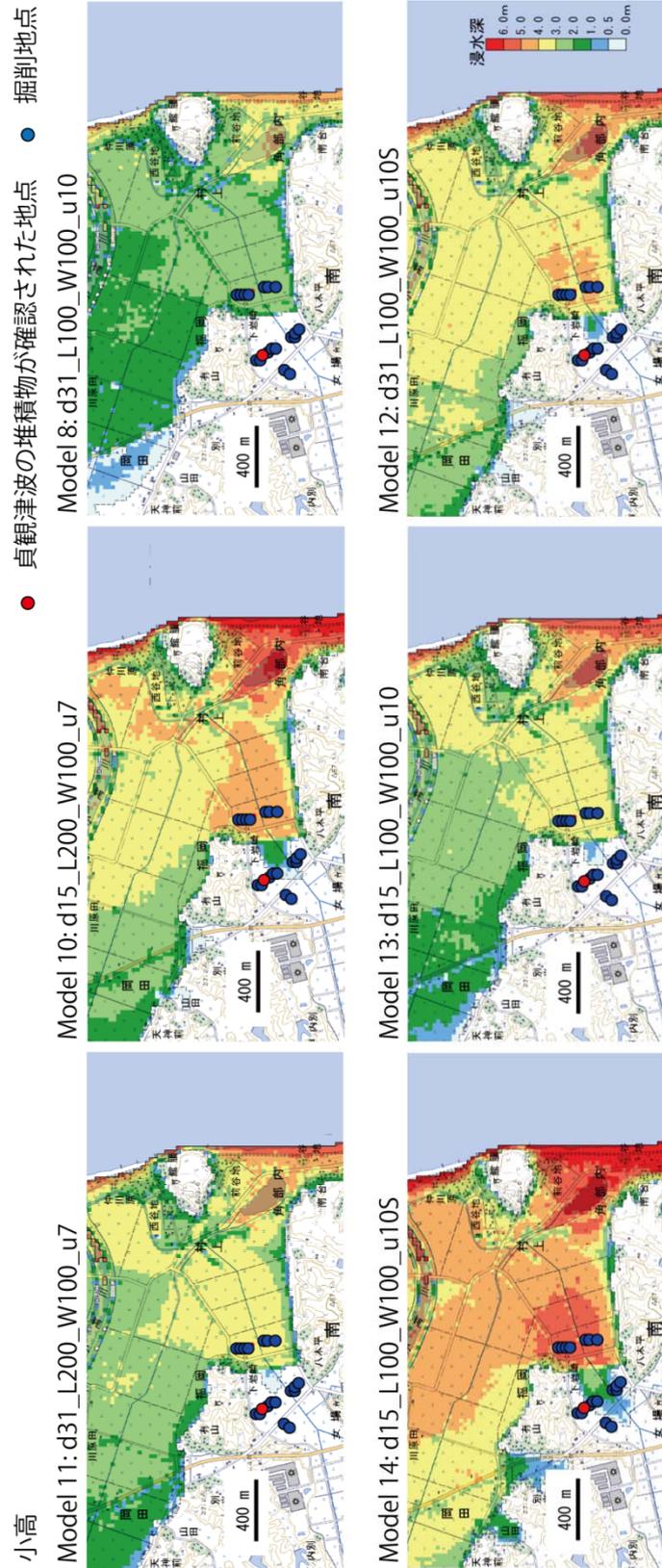


図 64 Model 8、10-14 による福島県南相馬市小高地区における最大浸水深と津波堆積物の分布。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「塚原」を使用。浸水計算に用いた津波堆積物周辺の標高データについてはその精度について今後検討を要する（本文参照）。

最後に、福島県浪江町請戸に着目すると（図 65）、Model 10 や Model 11 による浸水域は津波堆積物の分布を良く説明するのに対し、Model 8 による浸水域は明らかに津波堆積物の位置まで浸水しない。なお、Model 8 の位置をずらした Model 12、13、及び 14 による浸水域は概ね津波堆積物の分布を説明するが、逆に石巻平野や仙台平野では津波堆積物の位置まで浸水しなくなることに注意しなくてはならない。なお、浸水計算に用いた請戸の津波堆積物の位置周辺の標高データは、国土地理院が所有する「海岸における 3D 電子地図」及び福島県が所有する陸上地形データを基にしているため、精度は高いと思われる。

以上のことをまとめると、断層の長さ 200km、幅 100km、及びすべり量 7 m のモデル（Model 10 及び Model 11）により計算された津波浸水域は、石巻平野、仙台平野、福島県南相馬市小高区、及び同県浪江町請戸における津波堆積物の分布をよく説明することがわかった。

なお、上記(c)-3) にあるように、福島県南相馬市小高区では珪藻化石による古環境変遷の復元により、貞観地震による地殻変動で沈水したと考えられる。津波堆積物の分布を良く説明する Model 10 及び Model 11 による鉛直地殻変動量に注目すると（図 68）、小高区ではいずれのモデルでも地盤が沈降する。しかしながら、その量は Model 10 の -0.3 m 程度に対し、Model 11 ではより深い（より陸地に近い）位置でプレート境界面がすべったために沈降量が -0.9m と大きい。今後、珪藻化石による沈水量とその誤差の検討を進めることによって、モデルの妥当性を検証できると考えられる。

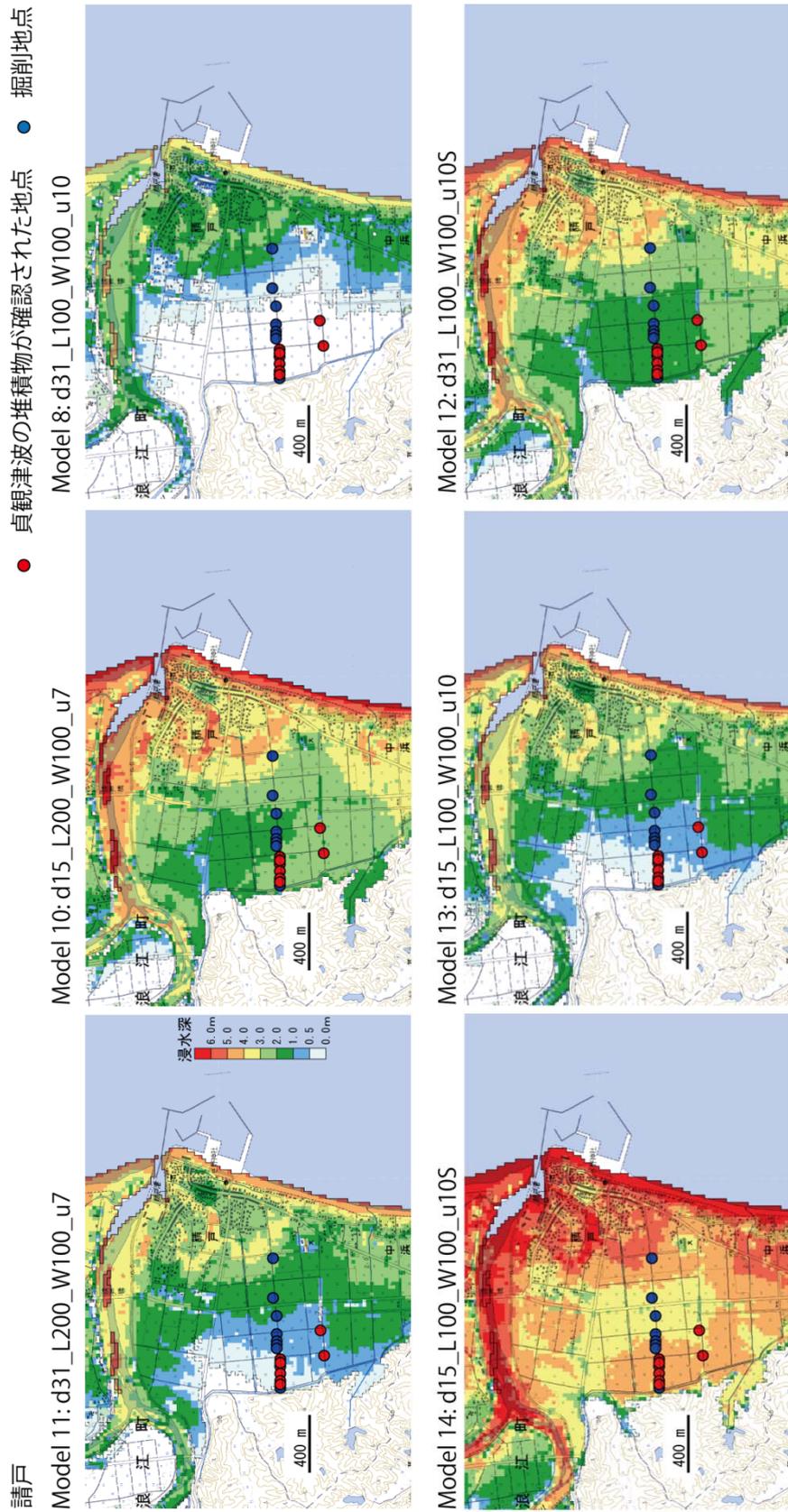
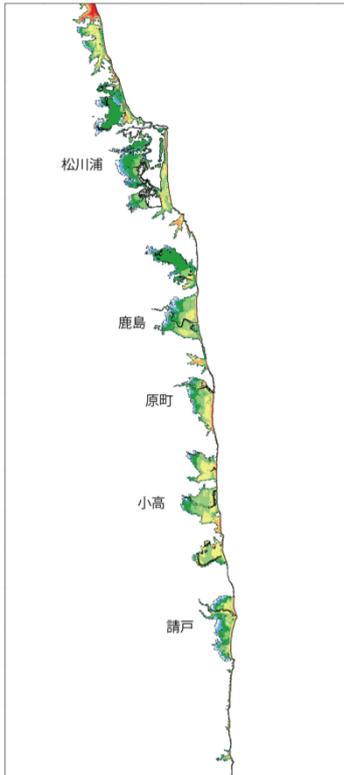


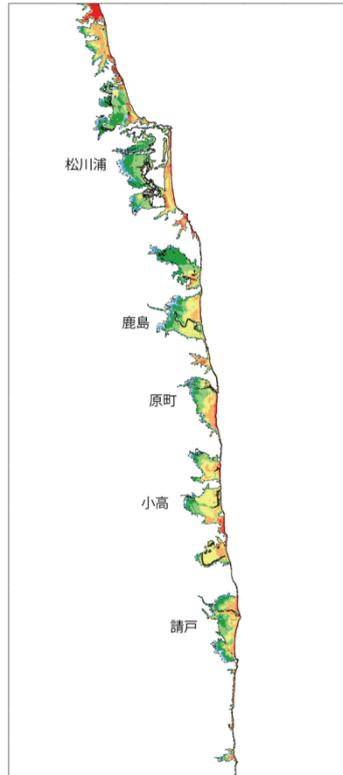
図 65 Model 8、10-14 による福島県浪江町請戸地区における最大浸水深と津波堆積物の分布。国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「磐城双葉」を使用。

福島県沿岸北部

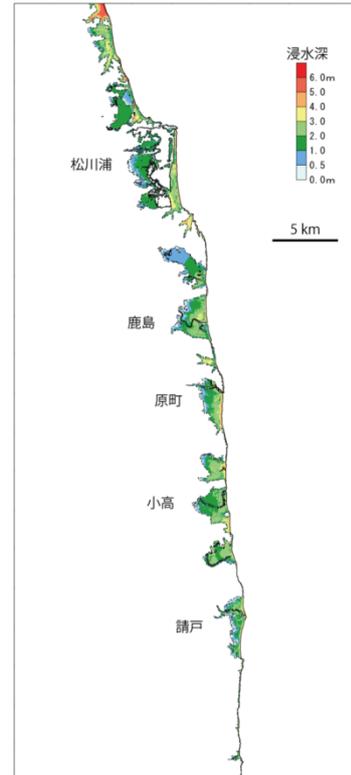
Model 11: d31_L200_W100_u7



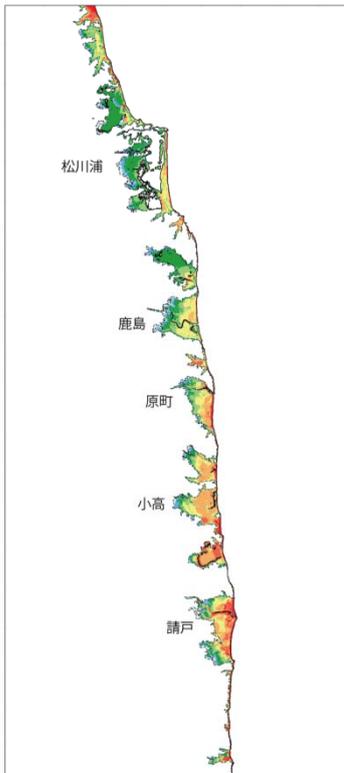
Model 10: d15_L200_W100_u7



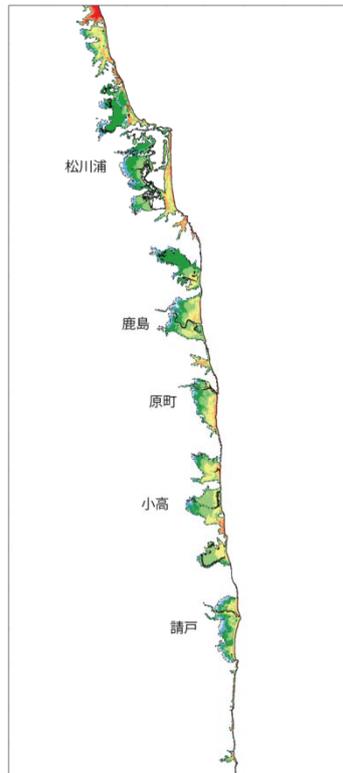
Model 8: d31_L100_W100_u10



Model 14: d15_L100_W100_u10S



Model 13: d15_L100_W100_u10



Model 12: d31_L100_W100_u10S

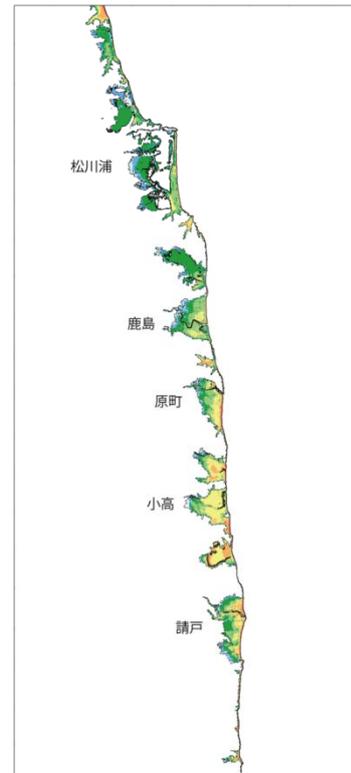
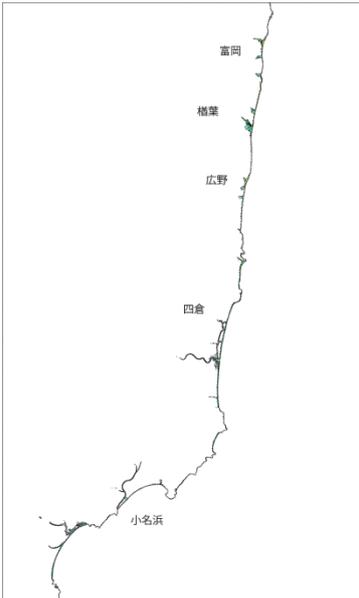


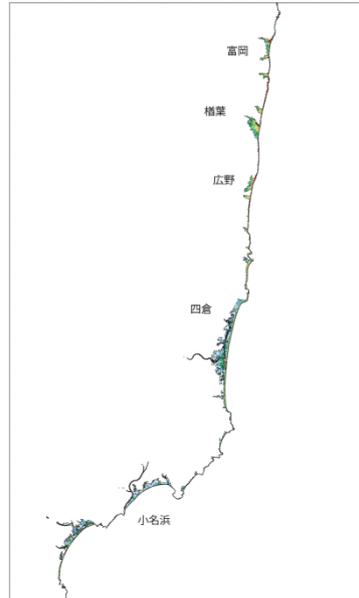
図 66 Model 8、10-14 による福島県北部沿岸における最大浸水深と津波堆積物の分布。

福島県沿岸南部

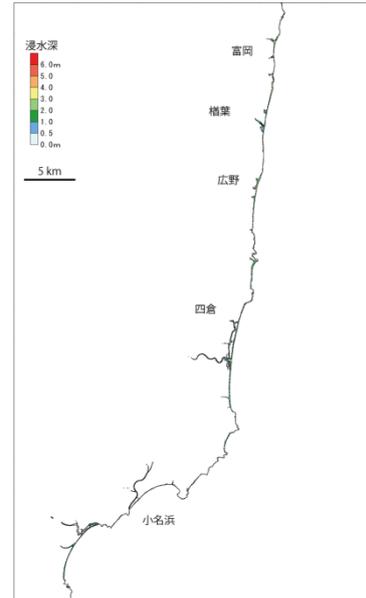
Model 11: d31_L200_W100_u7



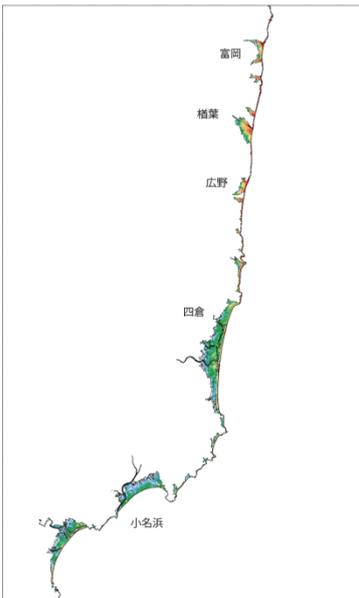
Model 10: d15_L200_W100_u7



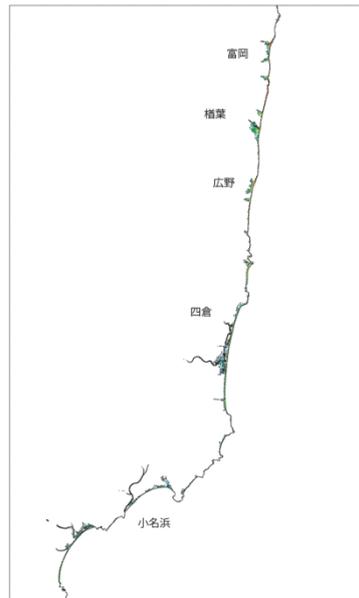
Model 8: d31_L100_W100_u10



Model 14: d15_L100_W100_u10S



Model 13: d15_L100_W100_u10



Model 12: d31_L100_W100_u10S

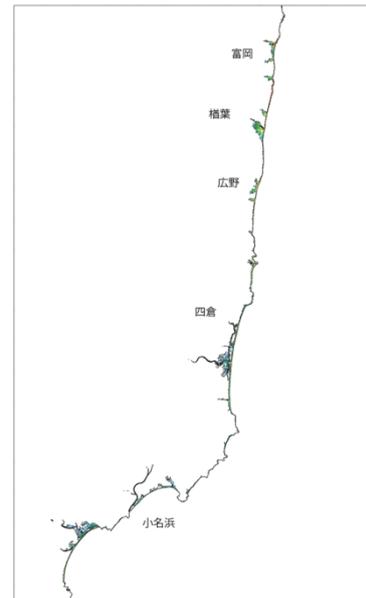


図 67 Model 8、10-14 による福島県北部沿岸における最大浸水深と津波堆積物の分布。

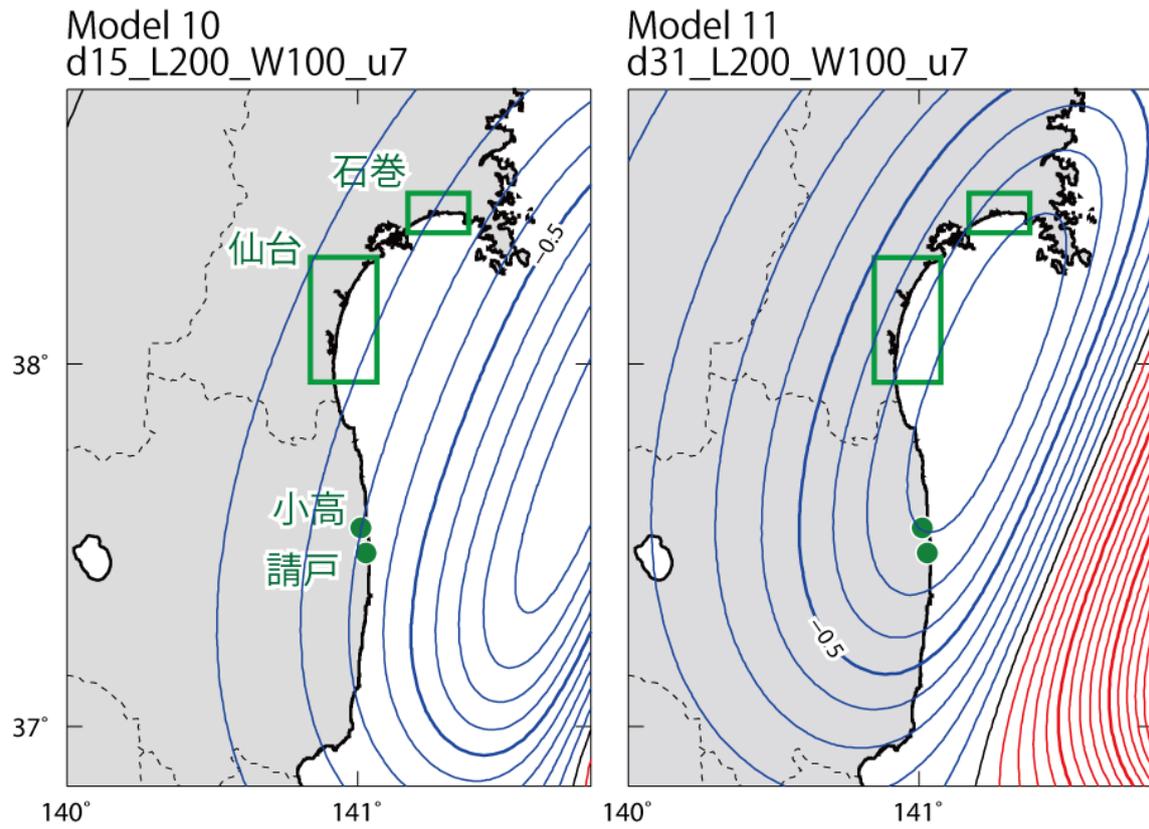


図 68 Model 10 および Model 11 による鉛直変位分布。青いコンターは沈降（間隔 0.1 m）を表し、赤いコンターは隆起（間隔 0.1m）を表す。

(d) 結論ならびに今後の課題

宮城県中南部と福島県における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な証拠から明らかにするため、石巻平野、仙台平野、相馬市松川浦周辺、南相馬市（鹿島区、小高区）、富岡町において地形判読と堆積物試料の採取を行い、仙台平野ではさらに GPR（地中レーダー）探査も行った。

地形判読と堆積物試料の検討により、石巻平野と仙台平野の全域において、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することができた。また、南相馬市小高区においても、貞観津波の浸水範囲がおおよそ推定することができた。その結果、貞観津波は、場所によっては当時の海岸線から少なくとも 3 - 4 km 遡上していることが明らかになった。さらに、貞観津波のような巨大な津波は、過去 4000 年間に繰り返して発生していたことも明らかになった。仙台市と山元町において検出された津波堆積物の年代を放射性炭素年代測定法と火山灰層序により検討した結果、貞観津波の前には 280AD-560AD 頃と 700BC-460BC 頃に巨大津波が襲来していたことが推定された。この値を基に、宮城県中南部～福島県中部までの広域対比を行うと、南相馬市小高区において指摘されている巨大な津波イベントに対比することができる。また、こうした巨大津波の再来間隔は、おおよそ 450 年～800 年程度の幅を持っているようであることがわかった。

仙台平野において貞観津波後の地殻変動を明らかにするため、貞観津波が襲来した当時の海岸線と現在の海岸線との間で GPR 探査を行い、地下構造のイメージ断面を取得した。また、探査を行った場所でハンディジオスライサー掘削を行い、堆積構造の観察と年代試料の採取を行った。その結果、西暦 1450-1650 年以前に 50cm 程度の相対的海水準の低下が生じている可能性と、その後現在まで緩やかに海水準が上昇していることが推定された。南相馬市小高区では、堆積物中の珪藻化石を観察し、津波が襲来した前後においてどのように環境が変化したのかを推定した。その結果、貞観津波とそのひとつ前の巨大津波が襲来した時期に、調査地周辺が沈水したことが推定された。この沈水現象は、地震時の地殻変動が原因である可能性がある。

貞観地震の断層モデルを検討するため、宮城県石巻平野と仙台平野、福島県沿岸の南相馬市小高区ならびに浪江町請戸における津波堆積物の分布域と、14 種類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。浸水計算では、25 m メッシュの地形データを使用し、非線形長波理論による式を差分化することで解いた。地形データは、できるだけ当時の地形に近くなるよう、現在の地形から人工物を取り除き、海岸線も地質データに基づいて推定した。

その結果、プレート間地震で、断層の長さが 200km、幅 100km、すべり量 7m のときに、石巻平野、仙台平野、及び浪江町請戸での津波堆積物の位置まで津波が概ね浸水することがわかった。一方、プレート間地震で断層の長さを 100 km～300 km、幅を 50km～100km、すべり量を 5 m～10m、断層の深さを 15km～31km とした複数のモデルや、プレート内正断層地震（海溝軸外側）、津波地震（海溝軸内側）、および仙台湾内の断層による地震のモデルも検討を行ったが、これらのモデルによる津波浸水域は津波堆積物の位置まで達しない結果となった。

なお、これらの結果は、北は宮城県石巻平野から、南は福島県請戸にかけての津波堆積物の分布域のみから判断されており、それより北側あるいは南側の情報は考慮されていない。

い。貞観津波の波源域の北限と南限を決めるためには、福島県請戸以南や三陸海岸での貞観津波堆積物の有無を確認する必要がある。この他、珪藻化石の分析などから地震に関連した地殻変動データを用いることによって断層モデルを高度化できると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) 菅原大介・箕浦幸治・今村文彦, 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, 2001.
- 2) 藤原治・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一・岡村行信, 海溝型地震履歴解明の研究, 産業技術総合研究所, 2010.
- 3) Minoura, K. and Nakaya, S., Tranches of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *Journal of Geology* 99, 265-287, 1991.
- 4) Sawai, Y., T. Kamataki, M. Shishikura, H. Nasu, Y. Okamura, K. Satake, K. H. Thomson, D. Matsumoto, Y. Fujii, J. Komatsubara, T. T. Aung, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan, *Journal of Geophysical Research*, 114, B01319, doi:10.1029/2007JB005503, 2009.
- 5) Mansinha, L. and Smylie, D. E., The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1433-1440, 1971.
- 6) 岩崎敏夫・真野 明, オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算, 第 26 回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 70-74, 1979.
- 7) 佐竹健治・七山 太・山木 滋, 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, 2003.
- 8) 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, 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, 2007.
- 9) 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, 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)における子津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, 7, 47-80, 2007.
- 10) 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子, 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, 2008.
- 11) 羽鳥徳太郎, 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, 1988.
- 12) Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono and T. Iwashita, 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, 2001.
- 13) 渡邊偉夫, 貞観十一年(869 年)地震・津波と推定される津波の波源域, 歴史地震, 16, 59-77, 2000.

(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
岡村行信・澤井祐紀・宍倉正展・鎌滝孝信・佐竹健治・藤原治・小松原純子・藤井雄士郎	仙台平野の古津波	日本地震学会	平成 17 年 10 月 21 日
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	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	平成 18 年 8 月
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・Than Tin Aung・松浦旅人・高田圭太・藤井雄士郎・佐竹健治	仙台平野を襲った巨大津波の浸水履歴	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 14 日
宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・鎌滝孝信・藤原 治・藤井雄士郎・Than Ting Aung	石巻平野における浜堤列および津波堆積物調査	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 14 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・Than Tin Aung・松浦旅人	History of tsunami inundations in Sendai Plain, detected from coastal geology	2006 AOGS 3rd annual meeting	平成 18 年 6 月 11 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎	堆積物から復元した宮城県中南部における貞観津波の浸水域	歴史地震研究会	平成 18 年 9 月
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	平成 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・Than Tin Aung・	仙台・石巻平野に襲来した歴史・先史時代の	日本地震学会 2007 年秋	平成 19 年 10 月 25 日

小松原 純子・藤井 雄士郎・佐竹 健治・行谷 佑一	巨大古津波	季大会	
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ー仙台・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ー	日本地震学会 2007年秋季大会	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ー西暦 869年貞観津波の実像ー	日本地震学会 2007年秋季大会	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・Than Tin Aung	Tsunami inundation history in Sendai Plain, inferred from tsunami deposits	Geological society of America annual meeting	平成 19年 10月 28日
Satake, K., Sawai, Y., Shishikura M., Okamura, Y., Namegaya, Y., and Yamaki S.	Tsunami source of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation	The 2007 AGU fall meeting	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・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	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
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	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
佐竹健治・澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・行谷佑一・山木滋	仙台・石巻平野の津波堆積物分布と浸水計算に基づく 869年貞観津波の断層モデル	日本地球惑星科学連合 2008年大会	平成 20年 5月 29日

Sawai, Y., Fujii, Y., Fujiwara, O., Kamataki, T., Komatsubara, J., Okamura, Y., Satake, K., Shishikura, M.	Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench.	The Holocene, 18, 517-528.	平成 20 年 8 月
Satake, K., Sawai, Y., Shishikura, M., Okamura, Y., Namegaya, Y., and Yamaki S.	Tsunami source of the AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulations	AOGS 2008, Busan	平成 20 年 6 月 20 日
澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子	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.	平成 20 年 12 月
佐竹健治・行谷佑一・山木 滋	石巻・仙台平野における 869 年貞観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.	平成 20 年 12 月

(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

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし