



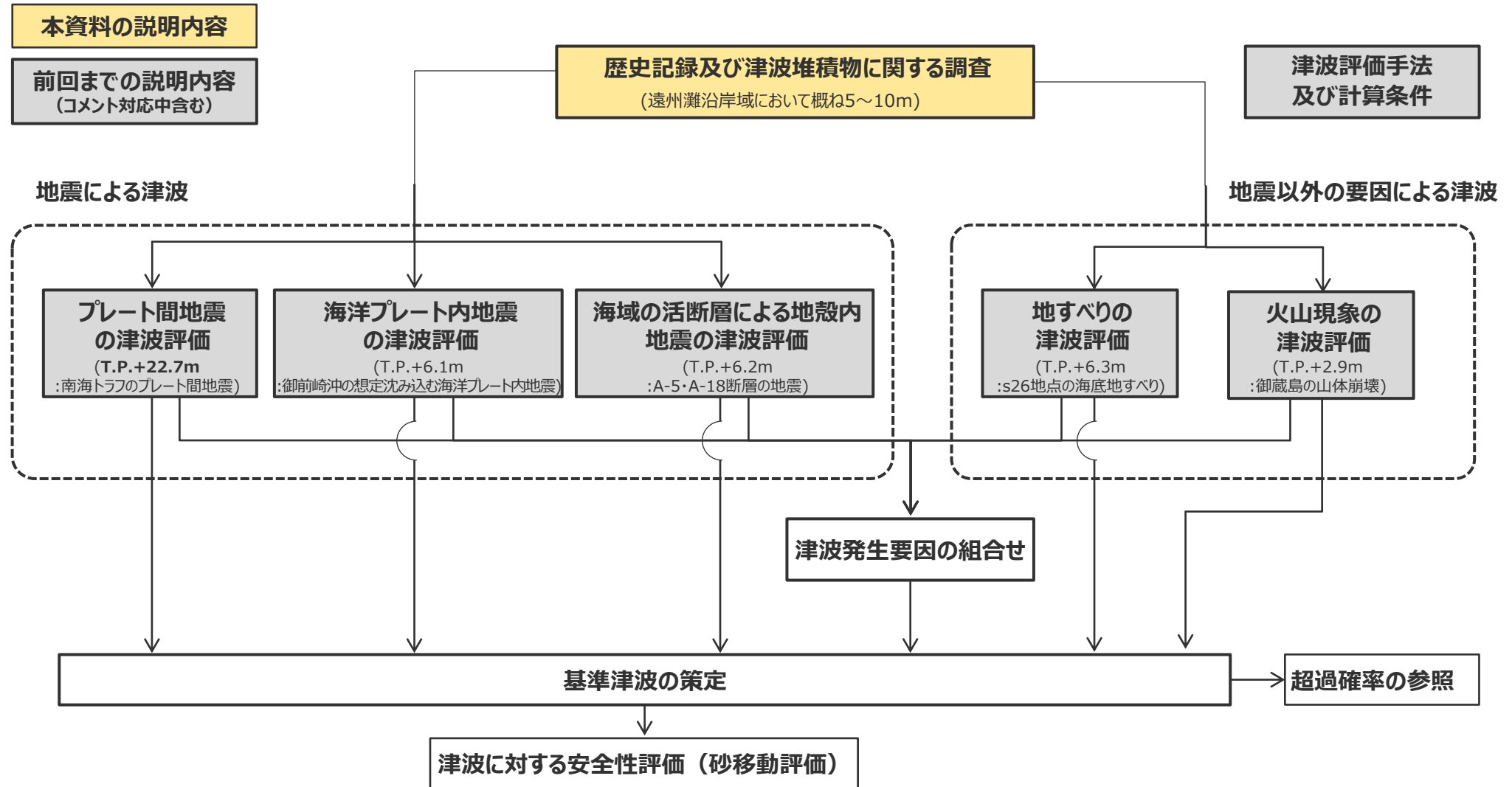
中部電力

浜岡原子力発電所
基準津波の策定のうち
歴史記録及び津波堆積物に関する調査について
(本編資料)

2024年1月17日

本資料の説明内容

■ 本資料の説明内容は以下に示すとおり。



・それぞれの津波発生要因の津波評価等の下には、津波の大きさの程度を示すため、敷地前面の津波高（現時点の評価結果）等を記載している。なお、津波発生要因の組合せの津波高は、検討中のため記載していない。

目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要

	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の検討概要

【検討方針】

- 歴史記録及び津波堆積物に関する調査は、敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、記録として残る時代の津波規模を把握する「歴史記録に関する調査」及び、記録として残る以前の時代も含めた津波規模を把握する「津波堆積物に関する調査」に基づいて、「歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高」を評価する。
- このうち、「津波堆積物に関する調査」においては、津波堆積物に関する文献調査に加え、巨大津波の見逃しを防ぐため敷地及び敷地周辺において津波堆積物に関する現地調査も実施して津波堆積物の分布標高を確認し、津波堆積物と津波高との関係を考慮して津波堆積物から推定される津波高を評価する。

【歴史記録に関する調査】（本編1章） 概要p.6

【歴史記録に関する文献調査】

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、伝承を含む歴史記録に基づく津波痕跡の文献調査を実施し、津波痕跡高は概ね5~10mであることを確認。

【歴史記録から推定される津波高】

- 歴史記録に基づく津波痕跡高を津波高と考えて、歴史記録から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

【津波堆積物に関する調査】（本編2章）

概要p.7~19

【津波堆積物に関する文献調査】（本編2.1章）

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査を実施し、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認。

【津波堆積物に関する現地調査】（本編2.2章）

- 敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価。
その結果、他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査と同様、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の堆積当時の標高は、敷地及び敷地周辺で約0~8mであることを確認。

【津波堆積物から推定される津波高】（本編2.3章）

- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、東北沖地震等の既往津波の知見（両者の差は約0~2m）に基づき、津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

【歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高】（本編3章）

概要p.20

- 歴史記録に関する調査、津波堆積物に関する調査に基づき、歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の検討概要

(調査概要及び評価結果)

歴史記録に関する調査

調査項目：
対象範囲：
対象年代：

歴史記録に関する文献調査

文献調査
遠州灘沿岸域
有史以降

調査結果：

津波痕跡高
概ね5~10m (約50箇所)

各調査から
推定される津波高：

推定される津波高
概ね5~10m (遠州灘沿岸域)

歴史記録及び
津波堆積物から
推定される津波高：

概ね5~10m

津波堆積物に関する調査

津波堆積物に関する文献調査

文献調査
遠州灘沿岸域
完新世

津波堆積物の標高
概ね0~5m (7箇所)

東北沖地震等の知見に基づく津波堆積物の分布標高と津波高の差
+0~2m

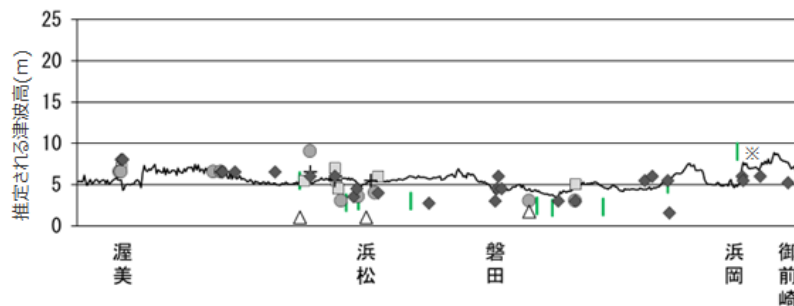
津波堆積物に関する現地調査

現地調査
敷地及び敷地周辺
完新世

津波堆積物*1の標高
約0~8m (2箇所)

*1 保守的にイベント堆積物をすべて津波堆積物と評価

推定される津波高
概ね5~10m (遠州灘沿岸域)



津波堆積物から推定される津波高
(津波堆積物の最大標高+0~2mの高さを幅で示した)

遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルによる津波高

歴史記録から推定される津波高

- 明応
- + 慶長
- 宝永
- ◆ 安政東海
- △ 昭和東南海

※敷地において津波堆積物と評価したイベント堆積物について、堆積当時の地形が、現在と異なり、海から近く津波が集まりやすい谷地形であったことが、堆積物の分布標高等に影響を与えうる要因と考えられる。

2 津波堆積物に関する調査の検討概要

- 津波堆積物に関する調査は、記録として残る以前の時代も含めた津波規模を把握するため、「津波堆積物に関する文献調査」に加え、巨大津波の見逃しを防ぐため敷地及び敷地周辺において「津波堆積物に関する現地調査」も実施して津波堆積物の分布標高を確認し、津波堆積物と津波高との関係を考慮して津波堆積物から推定される津波高を評価する。

【津波堆積物に関する調査】（本編2章）

【津波堆積物に関する文献調査】（本編2.1章）

概要p.8

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査を実施し、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認。

【津波堆積物に関する現地調査】（本編2.2章）

概要p.10~18

- 敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価。その結果、他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査と同様、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の堆積当時の標高は、敷地及び敷地周辺で約0~8mであることを確認。

【津波堆積物から推定される津波高】（本編2.3章）

概要p.19

- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、東北沖地震等の既往津波の知見（両者の差は約0~2m）に基づき、津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

2.1 津波堆積物に関する文献調査の検討概要

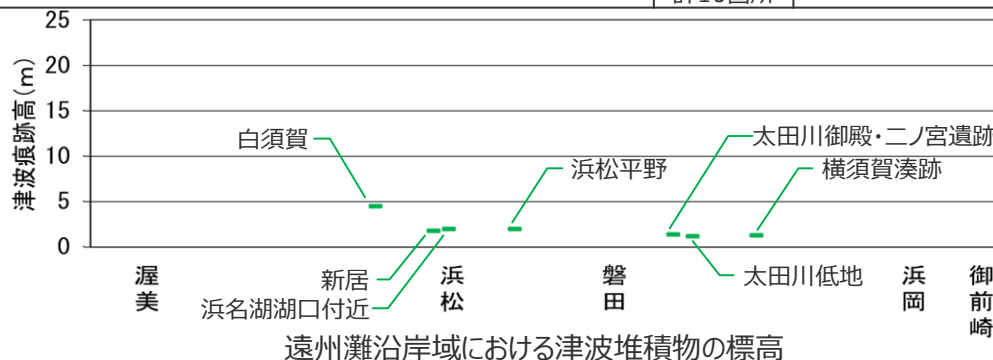
- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査¹⁾を実施した。
- その結果、遠州灘沿岸域では、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認した。

1) 国内外の津波堆積物に関する主な科学技術系論文データベース等を対象として、各地域の地名と「津波」、「堆積物」等の関連キーワードを組合せて検索し、遠州灘沿岸域の津波堆積物が整理されている文献を抽出・確認。
(※文献調査は、最新の公開情報に基づき、評価結果の見直しが必要かどうか継続的に確認している。)

・科学技術系論文データベース等：津波堆積物データベース、地震調査委員会等のHP、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO、ScienceDirect、SpringerLink、AGU Publications、Google scholar

津波堆積物標高と堆積物の層厚

箇所名	文献	津波堆積物確認	調査箇所の海岸線からの距離	堆積物の最大標高	堆積物の層厚 (最大標高に位置する堆積物の層厚)	箇所ごとの堆積物の最大標高 ²⁾		堆積物の最大標高と層厚の情報が共にある地点	
浜松平野周辺	熊谷(1999)	●	約0.2km	4.3m	数10cm	-	4.5m	●	
	高田ほか(2002)		約0.2km	4.5m	約10cm	●		●	
	内閣府(2012)、小松原ほか(2006,2009)、Komatsubara et al. (2008)		約0.3km	3.3m	約10cm	-		●	
	新居	Fujiwara et al. (2013)	●	約0.3km	0.8m	約10cm	-	1.8m	●
	熊谷(1999)	約0.8km		1.8m	約30cm	●	●		
	浜名湖湖口付近	西仲ほか(1996)	●	約0.2km	2.0m	記述なし	●	2.0m	-
	都司ほか(1998)	湖内		湖底	約15cm	-	-		
浜名湖湖底北側	内閣府(2012)、岡村ほか(2000,2009)	●	湖内	湖底	1~3cm	-	-	-	
六間川低地	藤原ほか(2013)、藤原(2013)、Sato (2013)	●	約3km	-0.2m	約15cm	-	-	●	
浜松平野	佐藤ほか(2016)	-	津波堆積物の報告なし			-	2.0m	●	
	産総研(藤原・佐藤(2012)、藤原(2013)、藤原・澤井(2014))	●	約2km	2.0m	数mm~25cm	●			
太田川低地周辺	太田川御殿・二ノ宮遺跡	藤原ほか(2008)	●	約2km	1.4m	約30cm	●	1.4m	●
	太田川低地	産総研(Fujiwara et al. (2020)、藤原・澤井(2014))	●	約1km	1.2m	約10cm	●	1.2m	●
		藤原ほか(2012、2015)、宍倉ほか(2012))		約0.7km	-0.7m	約10cm	-		●
		廣内ほか(2014)		約2km	1.3m	約10cm	●		1.3m
横須賀湊跡	内閣府(2012)、藤原ほか(2007,2009)、藤原(2008)	●	約2km	1.3m	約10cm	●	1.3m	●	
大須賀	内田(2002)	●	記載なし	歴史記録を超えるようなイベントは確認されない		-	-	-	
御前崎周辺	菊川周辺	松多ほか(2016)	-	津波堆積物の報告なし			-	-	-
	箆川周辺	内閣府(2012)、Fujiwara et al. (2010)	-	津波堆積物の報告なし			-	-	-
計12箇所			計10箇所				計7箇所	計11地点	



2) 標高が0m以上のもので文献から数値が確認できるもの

— 津波堆積物の最大標高

余白

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

調査方針

- 津波堆積物に関する文献調査による巨大な津波の見逃しを防ぐため、敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等の津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価する。

現地調査の検討概要

調査箇所の選定（詳細はp.39～41）

- 他機関による津波堆積物調査が実施されておらず、敷地に近い菊川流域(6地点)、新野川流域(4地点)、箴川流域(5地点)及び敷地西側・東側(24地点)を対象に、津波堆積物が識別しやすく、残存・保存されやすい泥層が分布すると推定される箇所（計39地点）を選定する。



ボーリング調査およびイベント堆積物の認定（詳細は本編資料p.42～69）

- **ボーリング調査**は、イベント堆積物の上限標高を評価するために、海岸付近から上流側に順次移動し、イベント堆積物がないことを複数の地点で確認できるまで実施する。
- イベント堆積物の認定にあたっては、完新世の堆積物を対象とし、まず初めに、通常の堆積プロセスで形成される地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して、標高の高い堆積物に重点を置いて**上下の地層と異なる層相の地層（異常層）を抽出**し、次に、その地層について津波堆積物の特徴が見られる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によって**イベント堆積物を認定**する。
- イベント堆積物の標高の評価に当たっては、放射性炭素年代測定によりイベント堆積物の堆積年代を特定し、堆積当時の調査地域の海面高度を考慮する。

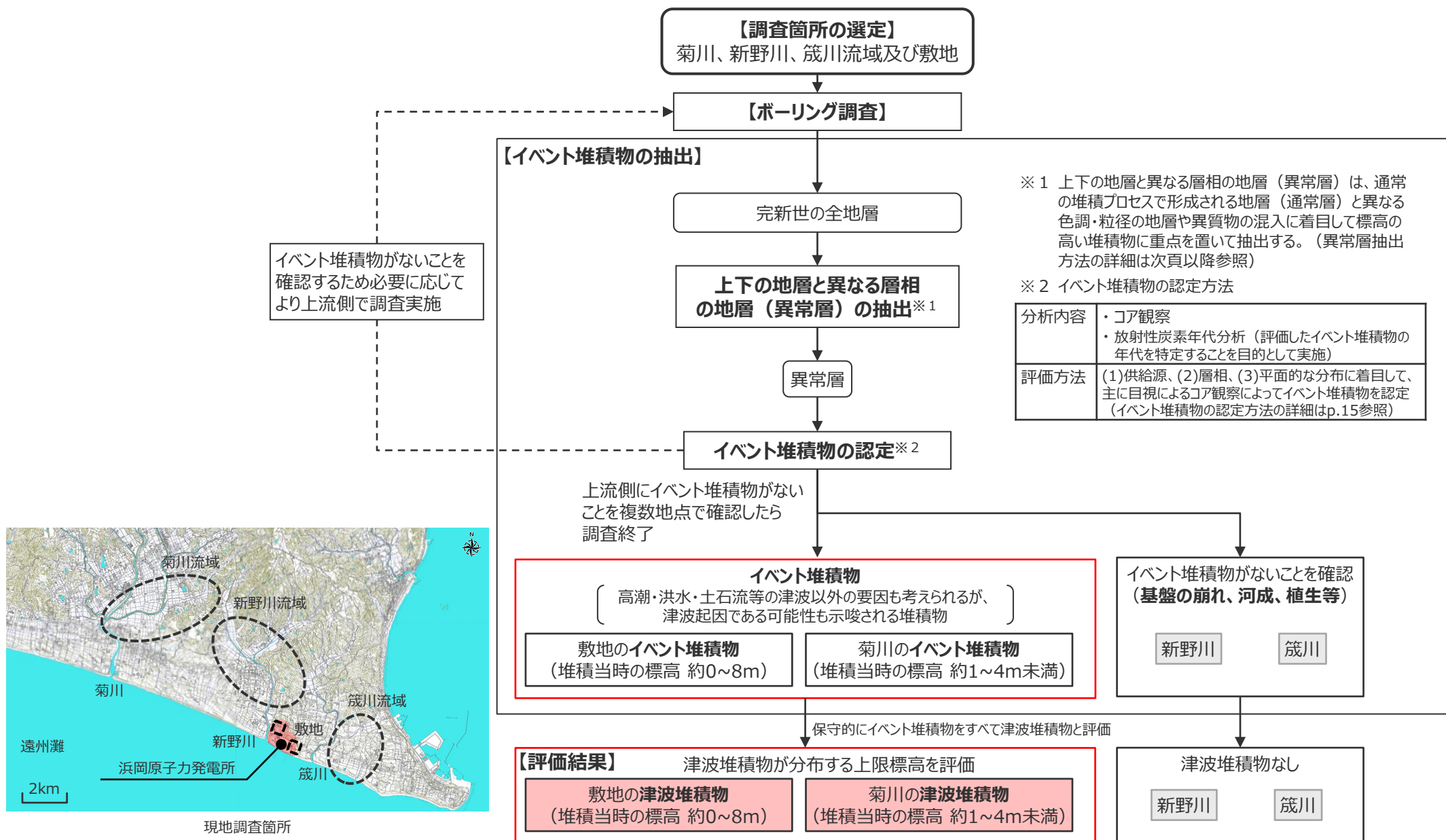


評価結果（詳細は本編資料p.70）

- イベント堆積物は新野川流域及び箴川流域では確認されず、敷地及び菊川流域において確認した。
- 認定されたイベント堆積物をすべて津波堆積物と評価し、その堆積当時の標高は、敷地では約0～8m、菊川流域では約1～4m未満と評価した。
- 他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査結果と同様に、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されなかった。

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(現地調査のフロー)



2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(異常層の抽出方法 (調査箇所と通常層))

- 上下の地層と異なる層相の地層 (以下、「異常層」とする。) の抽出は、完新世の全地層を対象とし、通常の堆積プロセスで形成される地層 (以下、「通常層」とする。) と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して行う。
- この地域の通常層は、各調査箇所の地形・地質学的背景 (堆積環境) を考慮し、ボーリング調査結果を基に5つに分類した (詳細は次頁)。各地域の通常層は下記表の通り。

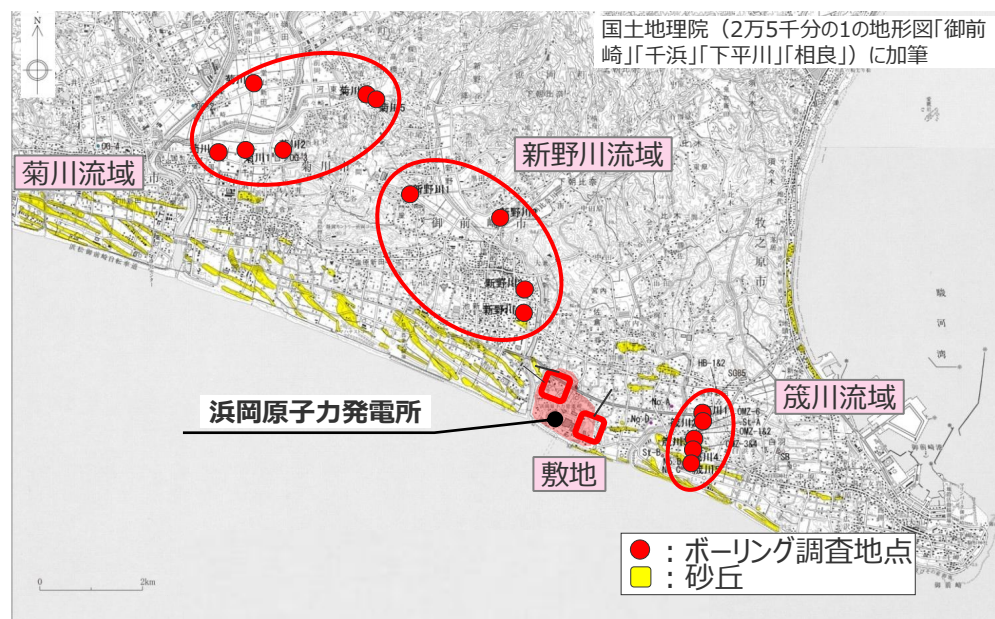


図1：調査箇所周辺の地形図

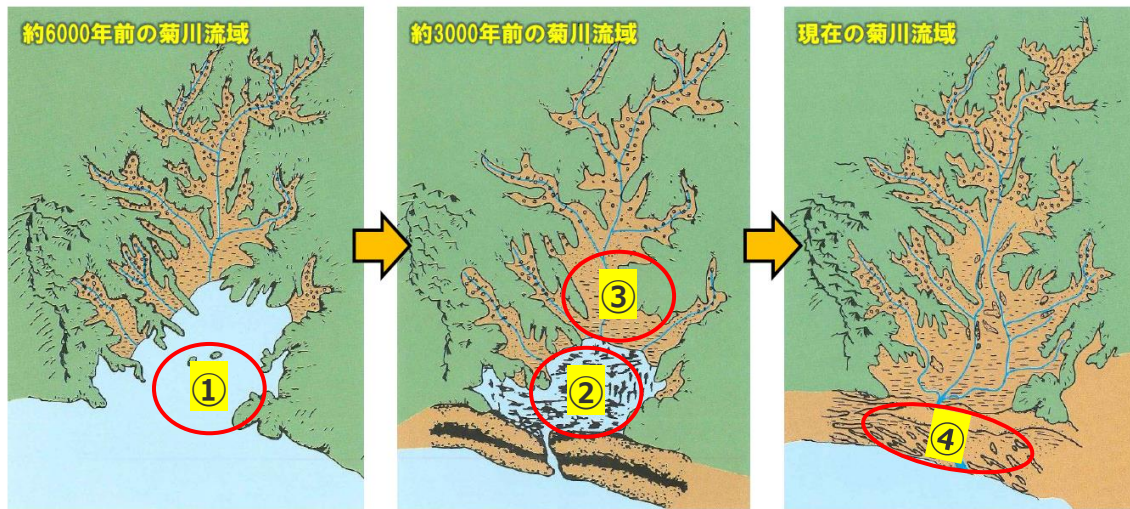
各調査箇所の通常層 (通常の堆積プロセスで形成される地層)

調査箇所	通常層
菊川流域	上部：②海成泥質堆積物 (内湾)
	下部：①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)
新野川流域	上部：④風成砂層
	中部：③陸成泥質堆積物
	下部：①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)
敷地	上部：④風成砂層
	下部：③陸成泥質堆積物 (②海成泥質堆積物 (内湾) を間に挟む)
箴川流域	上部：④風成砂層
	陸側下部：③海成泥質堆積物 (内湾)
	海側下部：⑤海浜成砂礫層

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(異常層の抽出方法 (通常層の堆積環境と異常層抽出対象とする通常層))

- 各通常層の堆積環境を中部地方整備局HP【菊川の流路の変遷】及び保柳ほか(2004)に図示し、地質学的背景 (堆積環境) を下記のとおり整理した。
- この地域の河川に沿った低地には、下位から①湾口が開いた内湾に堆積した砂・シルト互層、②湾口が閉塞された内湾底に堆積した海成泥質堆積物、③陸化した湖沼～湿地に堆積した陸成泥質堆積物、④砂丘に堆積した風成砂層が順に堆積しているのが一般的である。さらに、海岸に面した低地には、⑤前浜～後浜に堆積した海成砂礫層が堆積している。
- ①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層) や⑤海浜成砂礫層は、常時海流・波浪の影響を受けており、津波堆積物の分布上限を特定する観点からは調査対象としては適さないと考えられるため、異常層抽出対象の通常層とはしない。



①湾口が開いた内湾
②湾口が閉塞された内湾
③陸化した湖沼～湿地
④砂丘

内湾が陸化する過程における堆積環境 (中部地方整備局HP【菊川の流路の変遷】に加筆)

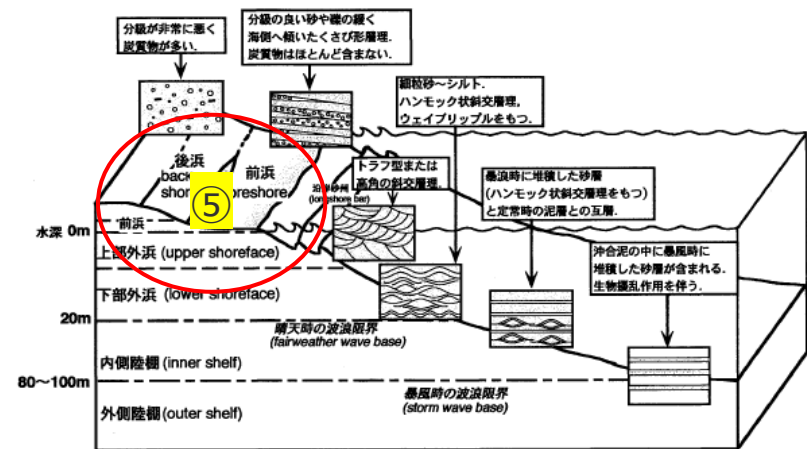


図 B-5-9 沿岸の堆積物の特徴 (西村ほか, 1993)
⑤前浜～後浜

海岸平野の堆積環境 (保柳ほか(2004)に加筆)

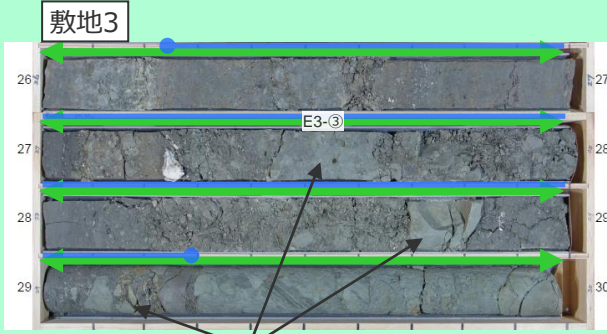
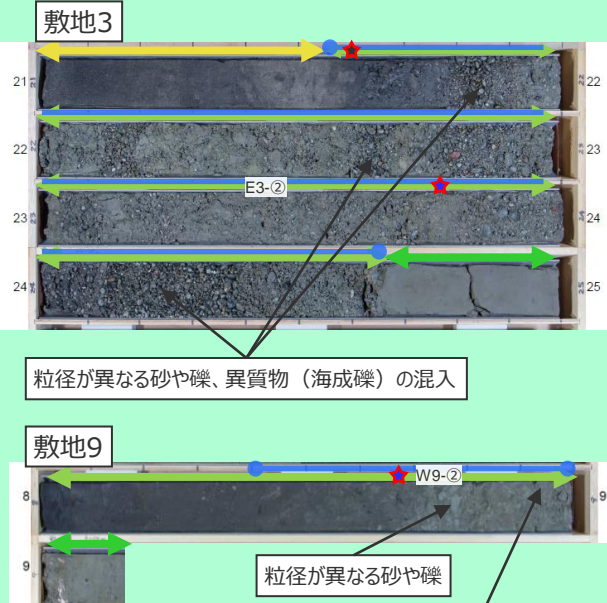
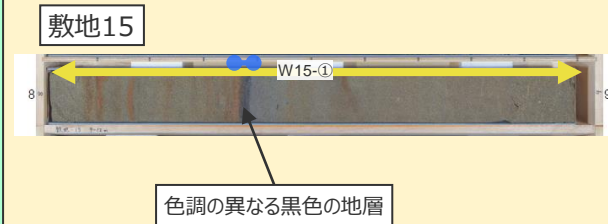
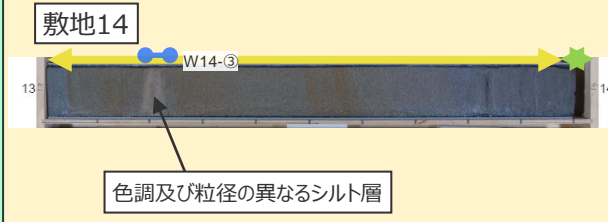
通常層の堆積環境と異常層抽出対象とする通常層

通常層	地質学的背景 (堆積環境)		異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	④砂丘	海岸沿いの飛砂により発達した砂丘	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	③陸化した湖沼～湿地	内湾に土砂の流入が進み陸化し、常時は海水の影響を受けない湖沼あるいは湿地に移化	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	②湾口が閉塞された内湾底	湾口が閉じており、海水から汽水環境で、常時は静かな内湾底	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	①湾口が開いた内湾底	湾口が開いており、常時、外洋の影響を受ける内湾底	抽出対象としない。
⑤海浜成砂礫層	⑤前浜～後浜	波浪の営力に強く影響される浅海～海浜の前浜や後浜堆積物	抽出対象としない。

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(異常層の抽出方法 (異常層抽出の着目点の具体例))

■ 通常層 (海成・陸成泥質堆積物、風成砂層) と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して抽出した異常層の具体例を示す。

②海成泥質堆積物	③陸成泥質堆積物	④風成砂層																								
<ul style="list-style-type: none"> 内湾成の静かな環境で堆積したシルト主体の堆積物であることから、砂や礫のような異なる色調や粒径の地層の混入に着目する。 基盤等の崩れについては、陸側にある土砂にも含まれるが、色調・粒径の違いとして幅広く抽出することとする。 貝化石は、本層が内湾底で堆積した海成の堆積物であるため通常含まれることから、異常層抽出の指標としては適していないと評価した。 	<ul style="list-style-type: none"> 内湾に土砂の流入が進み陸化し、常時は海水の影響を受けない湖沼あるいは湿地に移化する堆積物であることから、砂や礫のような異なる色調や粒径の地層や貝化石や海成礫 (円礫) の異質物の混入に着目する。 河川成の砂礫や基盤等の崩れについては、河川等により陸側から運ばれる土砂にも含まれるが、色調・粒径の違いとして幅広く抽出することとする。 	<ul style="list-style-type: none"> 海岸沿いに発達した砂丘で堆積した砂層であるため、礫のような色調・粒径の地層や貝化石や海成礫 (円礫) の異質物の混入に着目する。 砂丘砂に通常挟まれる腐植質層についても、色調の違いとして幅広く抽出することとする。 																								
<p>敷地3</p>  <p>粒径が異なる礫</p> <p>異常層</p> <table border="1"> <tr> <th colspan="2">通常層</th> <th colspan="2">例</th> </tr> <tr> <td>盛土</td> <td>盛土</td> <td>評価</td> <td>異常層</td> </tr> <tr> <td>風成砂層</td> <td>風成砂層</td> <td>年代測定</td> <td>^{14}C 年代試料採取</td> </tr> <tr> <td>陸成泥質堆積物</td> <td>陸成泥質堆積物</td> <td></td> <td>" (追加)</td> </tr> <tr> <td>海成泥質堆積物</td> <td>海成泥質堆積物</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>無印</td> <td>相良層群</td> <td></td> <td></td> </tr> </table>	通常層		例		盛土	盛土	評価	異常層	風成砂層	風成砂層	年代測定	^{14}C 年代試料採取	陸成泥質堆積物	陸成泥質堆積物		" (追加)	海成泥質堆積物	海成泥質堆積物			無印	相良層群			<p>敷地3</p>  <p>粒径が異なる砂や礫、異質物 (海成礫) の混入</p> <p>敷地9</p> <p>粒径が異なる砂や礫</p> <p>異質物 (貝化石) の混入</p>	<p>敷地15</p>  <p>色調の異なる黒色の地層</p> <p>敷地14</p>  <p>色調及び粒径の異なるシルト層</p>
通常層		例																								
盛土	盛土	評価	異常層																							
風成砂層	風成砂層	年代測定	^{14}C 年代試料採取																							
陸成泥質堆積物	陸成泥質堆積物		" (追加)																							
海成泥質堆積物	海成泥質堆積物																									
無印	相良層群																									

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(イベント堆積物の認定方法)

- 津波堆積物の代表的な特徴として、(1)供給源が海岸付近や海域の碎屑物である、(2)層相に押し引き構造や削り込みが見られる、(3)平面的な分布が海岸付近から連続するなどが挙げられる(小松原(2012)、藤原(2007)、澤井(2012))。
- イベント堆積物の評価にあたっては、抽出した異常層について、津波堆積物の特徴がみられる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によってイベント堆積物(高潮・洪水・土石流等の津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物)を認定する。
- なお、津波堆積物の最大の標高を見逃すことなく確認することが最大の目的であることから、同じボーリングコア内でも上位に位置する異常層についての認定に重点を置いている。

イベント堆積物の認定方法

	評価項目		
	(1)供給源 (地層の成因を含む)	(2)層相 (構造の乱れ、削り込み等)	(3)平面的な分布 (連続性)
判定基準 (一般的な津波堆積物の特徴に基づくもの あるいは 保守的に考慮するもの)	津波により上流へ移送されたと考えられる海岸付近を供給源とする碎屑物を含む あるいは 成因が津波起因ではない「崩れ」、「植生」、「河成」(詳細後述)と判断できず、供給源が海岸付近である可能性も示唆される	層相に津波流入に伴う構造の乱れ、削り込み、押し引き構造等が認められる あるいは 層相からは津波起因とは判断できないが、侵食の可能性もある傾斜した境界面や明瞭な境界面が認められる	海岸から陸上に連続して遡上する津波の特性を考慮して地層が海岸付近から陸側に連続的に分布する あるいは 津波堆積物の場合には広く連続すると考えられるが、海岸付近から連続しなくとも隣り合う2地点以上で類似する地層が分布

(1)~(3)の保守的な判定基準に基づき、異常層として抽出した堆積物を個別に確認し総合的にイベント堆積物を認定

イベント堆積物の認定イメージ図

(1) 供給源 (地層の成因を含む)

(2) 層相 (構造の乱れ、削り込み)

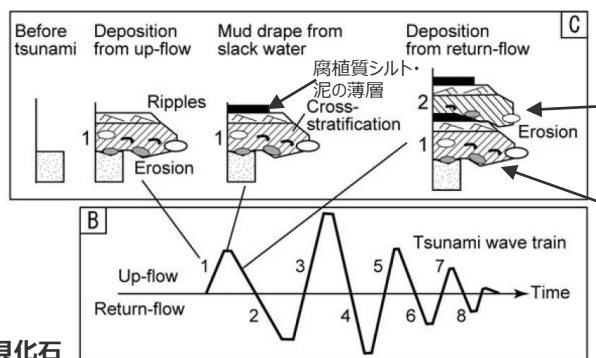
(3) 平面的な分布 (連続性)



図 7.22 貝化石が集積した津波堆積物 (Fujiiwara, 2004MS)

(藤原(2015)に基づき作成)

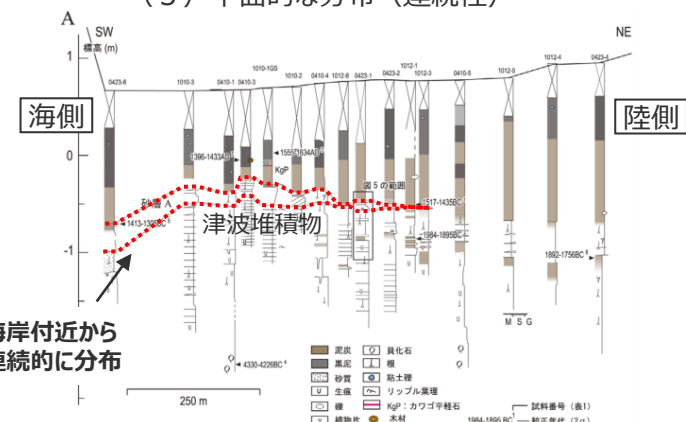
海岸付近の貝化石
や海成礫を含む



(藤原(2007)に基づき作成)

押し波・引き波により
流向の異なる堆積構造
やその間に時間間隙
を示す泥質な薄層
が見られる

津波により基底面に
削り込みが見られる



(藤原ほか(2013)に基づき作成)

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(イベント堆積物の認定結果)

- 通常の堆積プロセスで形成される地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して、標高の高い堆積物に重点を置いて異常層を抽出し、その地層について津波堆積物の特徴が見られる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によってイベント堆積物を抽出した。以下にその結果を示す。（各地層のイベント堆積物の認定に係る根拠の詳細は補足説明資料2章を参照）
- 敷地におけるイベント堆積物の分布上限が確認された調査地点及び地層を赤枠で示している。青枠の調査地点は、イベント堆積物の分布上限の周辺の調査地点を示しており、これらの調査地点の泥質堆積物中にイベント堆積物がないと確認した。（イベント堆積物がないと判断した根拠はp.59～69に詳述する。）

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布	
菊川	菊川1	○	K1-①	海	有	有	○
		○	K1-②	海	有	有	○
		○	K1-③	海	有	有	○
	菊川2	○	K2-①	海	有	有	○
	菊川3	×	-	-	-	-	-
	菊川4	○	K4-①	海	有	有	○
菊川5	○	K4-②	海	有	有	○	
	○	K4-③	海	有	有	○	
	×	-	-	-	-	-	
新野川	新野川1	○	N1-①	河成	有	無	×
		○	N1-②	河成	有	有	×
		○	N1-③	河成	有	有	×
	新野川2	○	N2-①	河成	有	有	×
	新野川3	○	N3-①	植生等	有	無	×
		○	N3-②	植生等	無	無	×
新野川4	○	N3-③	植生等	有	無	×	
	○	N4-①	植生等	有	無	×	
	○	N4-②	植生等	有	無	×	
箄川	箄川1	○	O1-①	植生等	無	無	×
		○	O1-②	植生等	無	無	×
		○	O1-③	崩れ	有	有	×
	箄川2	○	O1-④	崩れ	有	無	×
	箄川3	×	-	-	-	-	-
箄川4	○	O4-①	植生等	無	無	×	
箄川5	○	O5-①	植生等	無	無	×	

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物	
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布		
敷地西側	敷地8	×	-	-	-	-	-	
		○	W9-①	植生等	有	有	×	
	敷地9	○	W9-②	海	有	有	○	
		○	W9-③	崩れ	有	有	×	
		○	W14-①	植生等	無	有	×	
	敷地14	○	W14-②	植生等	有	無	×	
		○	W14-③	植生等	無	無	×	
		○	W14-④	植生等	無	有	×	
		○	W14-⑤	海	有	有	○	
		○	W14-⑥	海	有	有	○	
		○	W14-⑦	海	有	有	○	
		敷地15	○	W15-①	植生等	無	有	×
	○		W15-②	植生等	無	有	×	
	○		W15-③	崩れ	有	無	×	
	○		W15-④	海	有	有	○	
	○		W15-⑤	崩れ	有	有	×	
	○		W15-⑥	海	有	有	○	
	○		W15-⑦	崩れ	有	有	×	
	敷地18		○	W18-①	植生等	無	有	×
	敷地18		○	W18-②	植生等	有	有	×
	敷地18		○	W18-③	海	有	有	○
敷地19	○	W19-①	植生等	無	無	×		
	○	W19-②	植生等	無	無	×		
	○	W19-③	崩れ	有	無	×		
敷地20	×	-	-	-	-	-		
敷地21	○	W21-①	崩れ	有	無	×		

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布	
敷地東側	敷地1	○	E1-①	植生等	無	無	×
		○	E1-②	植生等	無	無	×
		○	E1-③	植生等	無	有	×
	敷地2	○	E1-④	海	有	有	○
		○	E2-①	海	有	有	○
	敷地3	○	E2-②	海	有	有	○
		○	E3-①	植生等	無	有	×
		○	E3-②	海	有	有	○
	敷地4	○	E3-③	崩れ	有	有	×
		○	E4-①	植生等	無	有	×
		○	E4-②	海	有	有	○
		○	E4-③	海	有	有	○
	敷地5	○	E4-④	崩れ	有	有	×
		○	E5-①	植生等	無	有	×
敷地6	○	E5-②	海	有	有	○	
	○	E6-①	植生等	無	無	×	
	○	E6-②	植生等	有	無	×	
	○	E6-③	植生等	無	有	×	
	○	E6-④	植生等	有	無	×	
	○	E6-⑤ ^{*1}	植生等	有	無	×	
	○	E6-⑥	海	有	有	○	
	○	E6-⑦	海	有	有	○	
敷地7	○	E6-⑧	海	有	有	○	
	○	E7-①	海	有	有	○	
	○	E7-②	崩れ	有	無	×	
敷地10	×	-	-	-	-	-	
敷地11	×	-	-	-	-	-	
敷地12	○	F12-①	崩れ	有	無	×	
敷地13	○	F13-①	海	有	有	○	
敷地16	○	E16-①	海	有	有	○	
	○	E16-②	崩れ	有	無	×	
敷地17	○	E17-①	崩れ	有	無	×	
	○	E17-②	海	有	有	○	
敷地22	○	E22-①	崩れ	有	無	×	
敷地23	×	-	-	-	-	-	
敷地24	×	-	-	-	-	-	

記号の凡例

	記号	検討結果
異常層	○	上下の地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入が認められる。
	×	「」が認められない。

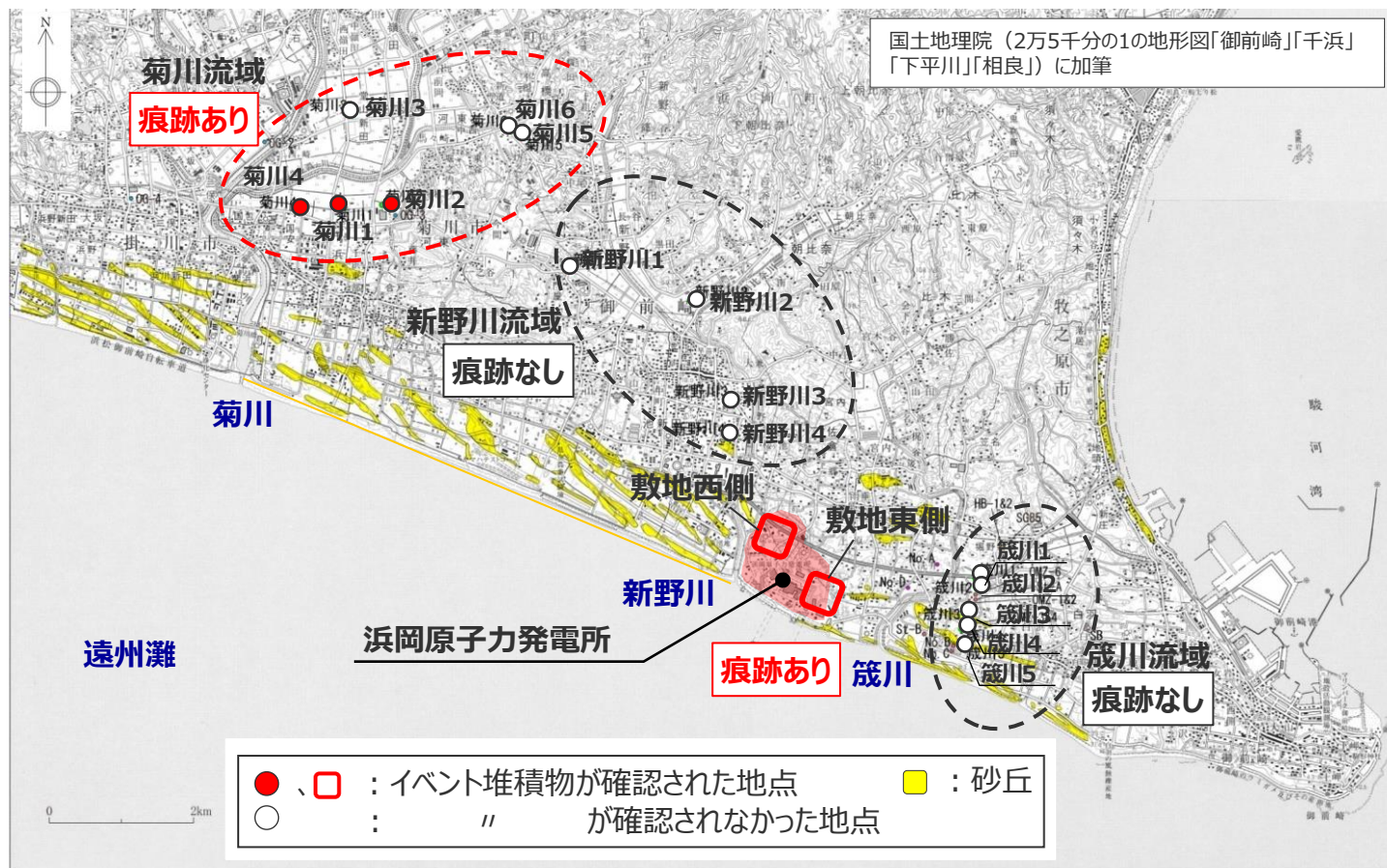
検討項目	記号	津波堆積物に見られる特徴を踏まえた検討結果
供給源	海	円礫等から供給源が海岸付近である、または、供給源として、下記の崩れ、河成、植生等に該当せず供給源が海岸付近である可能性を否定できないもの。（海起源）
	崩れ	相良層群の泥岩礫等であり、基盤岩等の再堆積（崩れ）と判断される。
	河成	粗砂、淘汰の悪い砂礫等であり、河成砂礫と判断される。
	植生等	風成砂層中に狭在する泥質層であり、砂丘を覆う植生もしくは局所的な水たまりでできた腐植層・シルト層と判断される。
層相（構造の乱れ、削り込み等）	有	構造の乱れ、削り込み（傾斜した境界面を含む）、押し引き構造等が認められる。
	無	上記が認められない。
平面的な分布（連続性）	有	隣り合う2地点以上で連続的に分布が認められる、あるいは、連続性が否定できないもの（海側まで連続しないものも有と表記）。
	無	連続的な分布が認められない。
イベント堆積物	○	高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物であることからイベント堆積物と認定
	×	津波以外の成因であると考えられることから、イベント堆積物ではないと評価

赤枠	敷地におけるイベント堆積物の分布上限が確認された調査地点及び地層
青枠	イベント堆積物の分布上限より標高の高い泥質堆積物が分布する調査地点

*1 前回評価からの変更点：E6-⑤の「供給源」について、前は上下面の火災状の乱れにより「注入」としていたが、今回は火災状の乱れは「層相」の評価と整理し、「供給源」の評価は風成砂層中の腐植層であり「植生等」に整理し直した。なお、火災状の乱れは砂層とそれを挟む腐植層との上下の境界面で確認できる構造であることから、津波などの流れによる堆積時の構造（一般的に下面のみに侵食基底を持つ）ではなく、液状化など堆積後に形成された構造であると判断している。

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要 (調査結果)

- 津波堆積物に関する現地調査の結果は以下のとおり。
 - ・菊川流域の海側の調査地点において、約2千年前以降と約3千年前以前と推定されるイベント堆積物（堆積物当時の標高：約1～4m未満）を確認した。
 - ・敷地において、約6千年前と推定されるイベント堆積物（堆積物当時の標高：約0～8m）を確認した。
 - ・新野川流域および箴川流域では、いずれの調査地点においてもイベント堆積物は確認されなかった。



	イベント堆積物※1		
	有無	堆積物当時の標高	年代
菊川流域	有	約1～4m未満	約2千年前以降及び約3千年前以前
新野川流域	無	—	
箴川流域	無	—	
敷地西側・東側	有	約0～8m	約6千年前

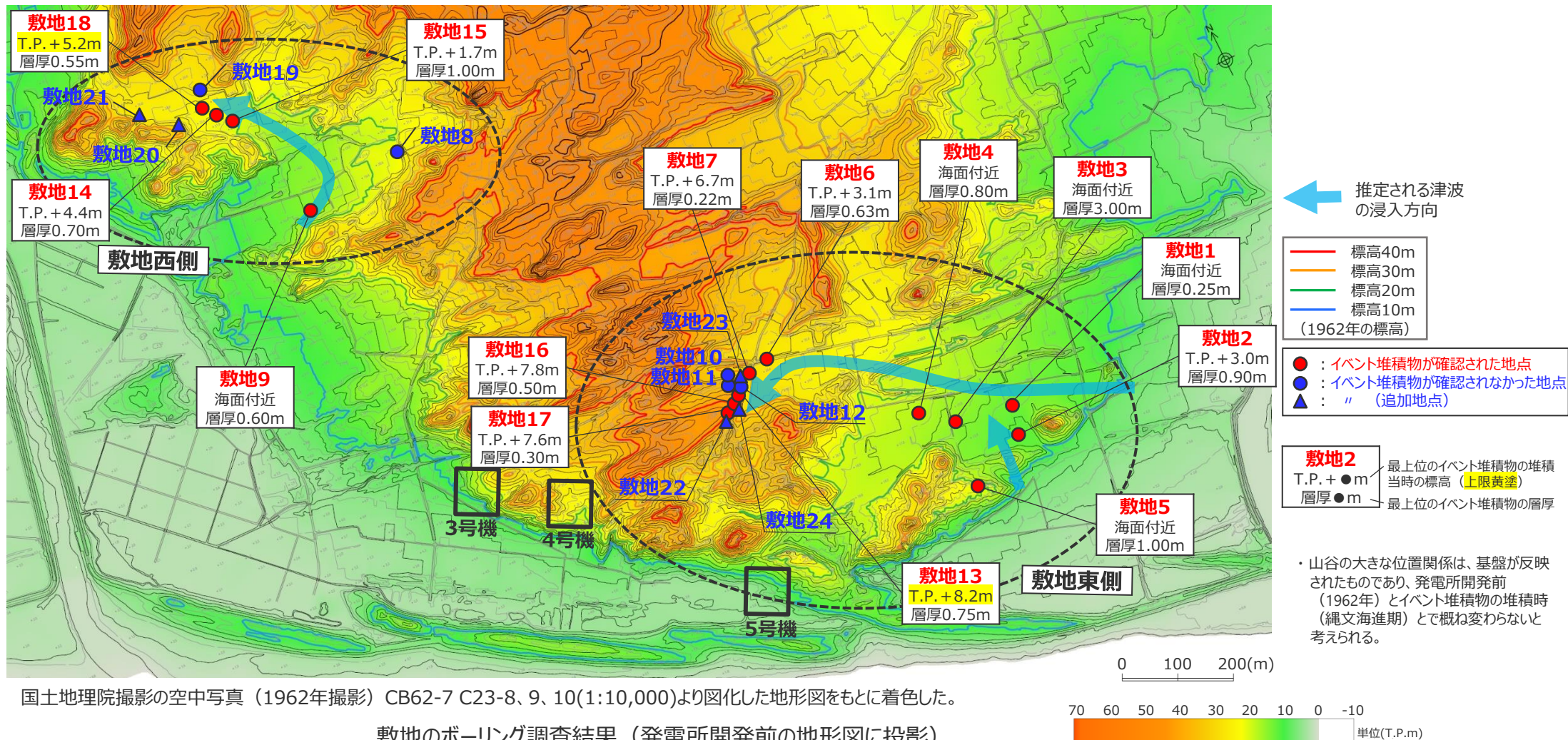
※1 各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

敷地周辺の津波堆積物調査結果

2.2 津波堆積物に関する現地調査の検討概要

(敷地の調査結果：平面分布)

- 敷地西側及び東側において確認したイベント堆積物の分布を下図に示す。
- 敷地西側及び東側では、約6000年前と推定されるイベント堆積物が確認されており、その堆積当時の標高は約0～8mと評価した。



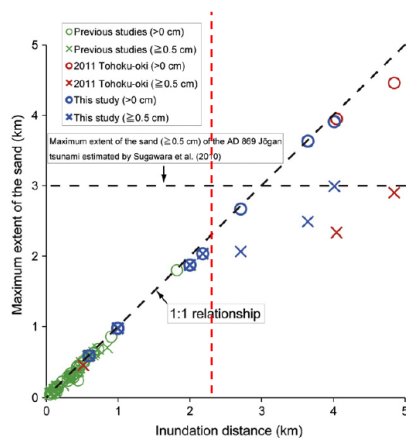
国土地理院撮影の空中写真(1962年撮影) CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化した地形図をもとに着色した。

敷地のボーリング調査結果(発電所開発前の地形図に投影)

2.3 津波堆積物から推定される津波高の検討概要

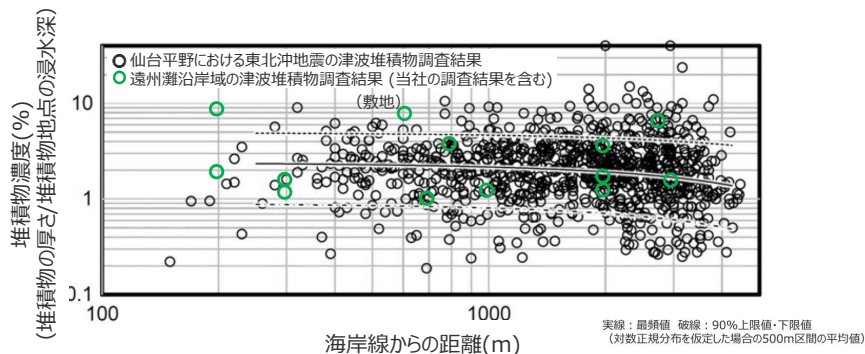
- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、津波堆積物の分布標高や層厚と津波高との関係について文献を基に検討し、津波堆積物から推定される津波高を評価した。
- 東北沖地震など既往津波の津波堆積物の分布標高と最大遡上高との差が約0~2mの範囲となっていることを考慮し、イベント堆積物の層厚と津波堆積物から推定される津波高の関係が東北沖地震津波の仙台平野における分析結果の範囲内であることを確認のうえ、分布標高との差を0~2mとして評価することとし、遠州灘沿岸域で推定される津波高を概ね5~10mと評価した。

(詳細はp.64~69)



東北沖地震等による浸水域と津波堆積物の分布域との関係

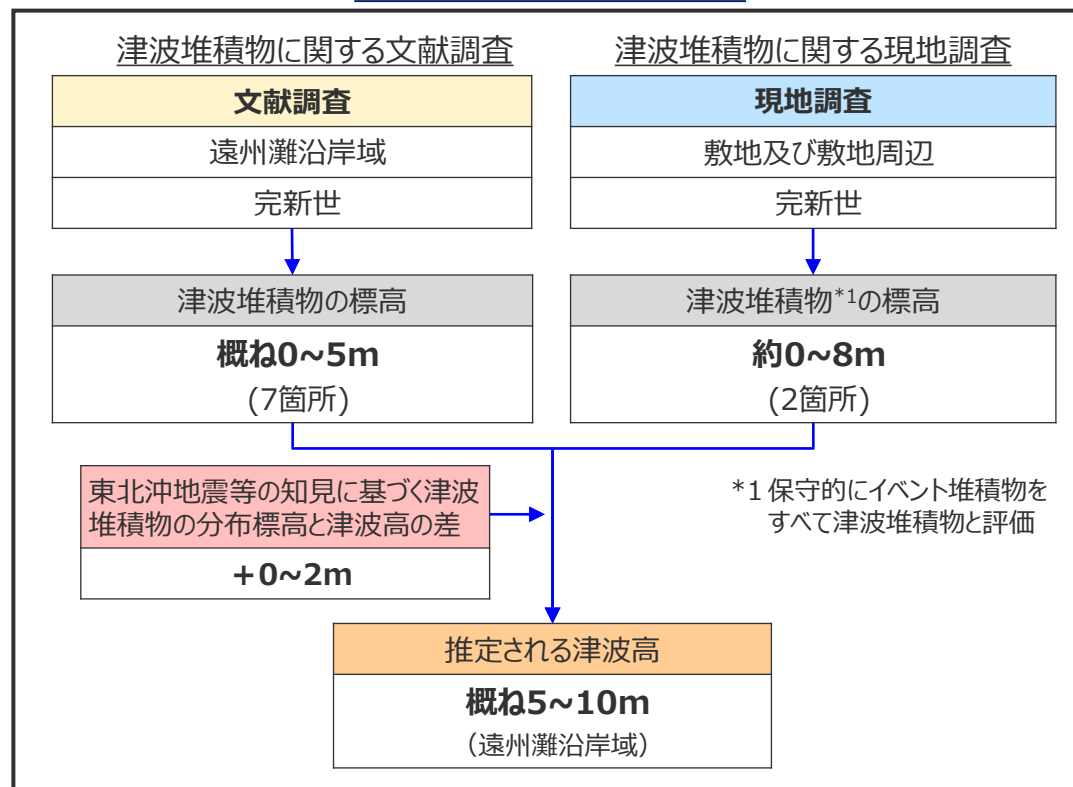
→東北沖地震等の既往津波の知見に基づく、津波堆積物の分布標高と最大遡上高との差は約0~2m



津波堆積物層の層厚と津波高の関係 (東北沖地震の調査結果との比較)

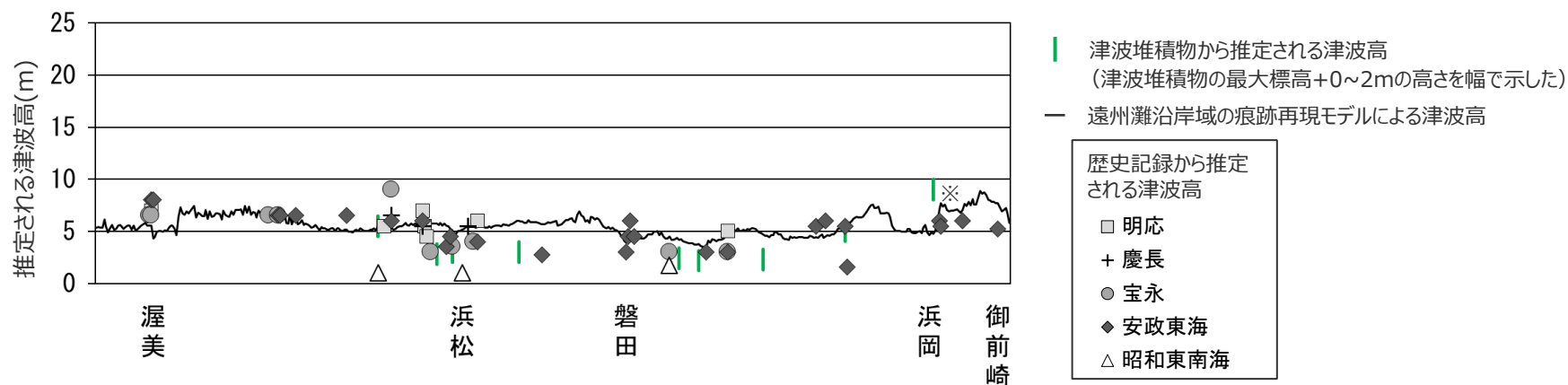
→遠州灘沿岸域の津波堆積物の厚さと浸水深との関係は仙台平野における東北沖地震の分析結果の範囲内

津波堆積物に関する調査



3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ

■ 歴史記録に関する調査、津波堆積物に関する調査に基づき、歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価した。



遠州灘沿岸域における歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高

※敷地において津波堆積物と評価したイベント堆積物について、堆積当時の地形が、現在と異なり、海から近く津波が集まりやすい谷地形であったことが、堆積物の分布標高等に影響を与えうる要因と考えられる。

目次

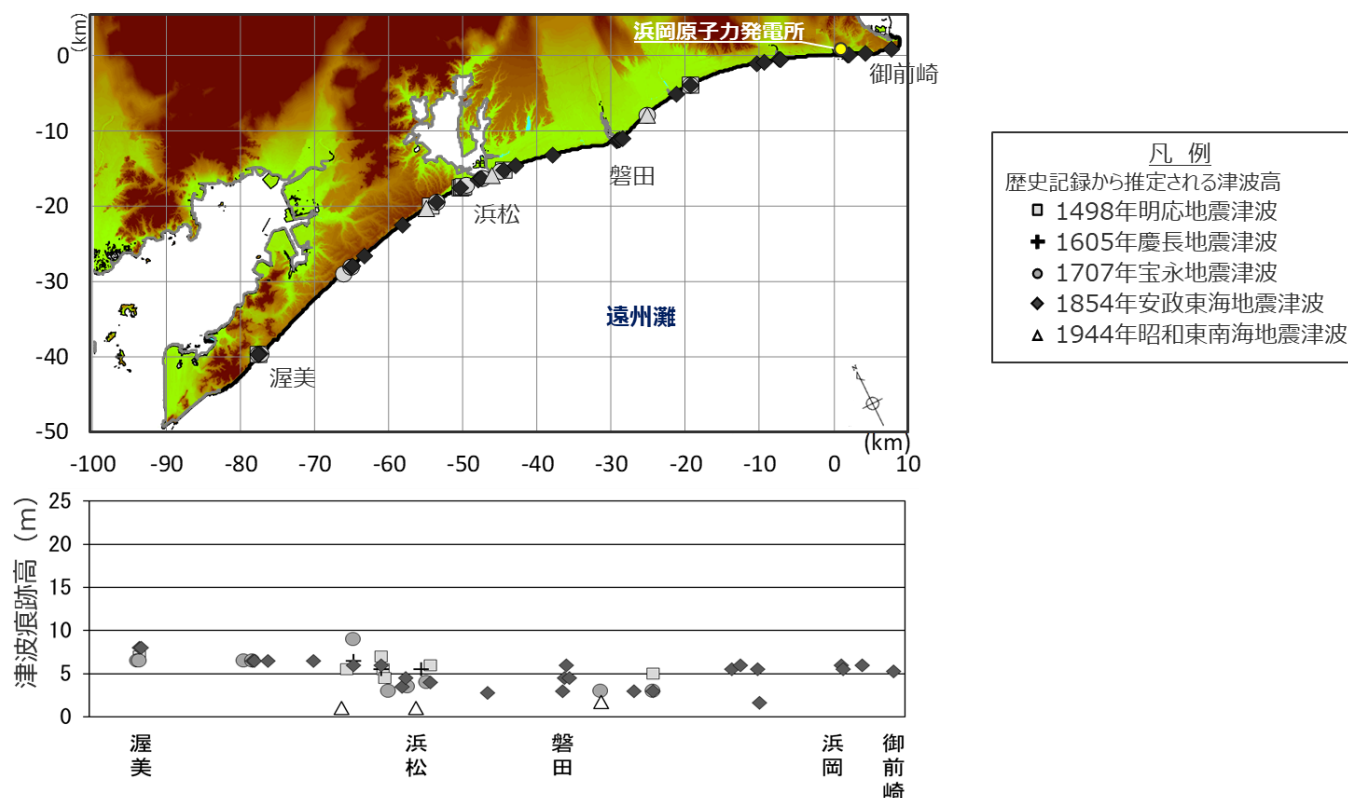
[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

1.1 歴史記録に関する文献調査 検討概要

- 歴史記録に関する調査は、敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、伝承を含む歴史記録に関する文献調査¹⁾を実施した。
- その結果、遠州灘沿岸域では、南海トラフのプレート間地震が他の津波発生要因よりも大きな影響を及ぼしていることを確認した。また、遠州灘沿岸域における津波痕跡高は概ね5～10mであることを確認した。
- ➡ 歴史記録に基づく津波痕跡高を津波高と考えて、歴史記録から推定される津波高を概ね5～10mと評価した。

1) 国内外の津波痕跡に関する主な科学技術系論文データベース等を対象として、各地域の地名と「津波」、「痕跡」等の関連キーワードを組合せて検索し、遠州灘沿岸域の津波痕跡高が整理されている文献を抽出・確認。
 (※文献調査は、最新の公開情報に基づき、評価結果の見直しが必要かどうか継続的に確認している。)
 ・科学技術系論文データベース等：地震調査委員会等のHP、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO、Google scholar、当社歴史地震調査



遠州灘沿岸域における津波痕跡高の調査結果

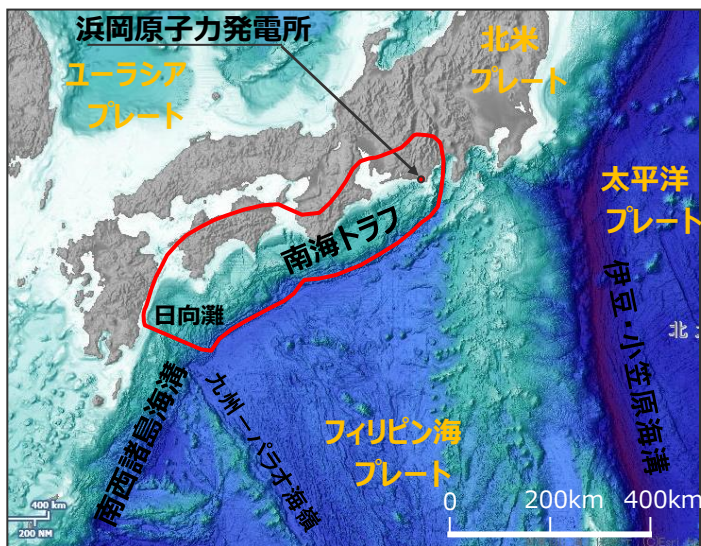
1.1 歴史記録に関する文献調査 敷地周辺の既往津波

- 遠州灘沿岸域を対象として、伝承を含む歴史記録に基づく津波痕跡の文献調査^{*1}を実施した。
その結果、敷地が位置する遠州灘沿岸域では、南海トラフのプレート間地震が他の津波発生要因よりも大きな影響を及ぼしていることを確認。
- 南海トラフのプレート間地震については、遠州灘沿岸域において5～10mの津波が確認されている。

※1 国内外の津波堆積物に関する主な科学技術系論文データベース等を対象として、各地域の地名と「津波」、「痕跡」等の関連キーワードを組合せて検索し、遠州灘沿岸域の津波痕跡高が整理されている文献を抽出・確認。（※文献調査は、最新の公開情報に基づき、評価結果の見直しが必要かどうか継続的に確認している。）

・津波痕跡データベース、地震調査委員会等のHP、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO、Google scholar、当社歴史地震調査

各津波発生要因による敷地周辺の主な既往津波



(海上保安庁「海洋台帳」を基に作成)

日本列島周辺の海底地形

津波発生要因	名称	Mj	Mw	敷地周辺の津波高	
プレート間地震	南海トラフ	1944年昭和東南海地震	7.9	8.1-8.2	5～10m程度 (遠州灘沿岸域)
		1854年安政東海地震	8.4	—	
		1707年宝永地震	8.6	—	
		1605年慶長地震	7.9	—	
		1498年明応地震	8.2-8.4	—	
南西諸島海溝	敷地周辺に影響を及ぼした津波は確認されていない。			—	
伊豆・小笠原海溝	1972年八丈島東方沖地震	7.2	—	0.25m ^{*2} (御前崎市)	
日本海溝	2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	9.0	1.44m (御前崎市)	
遠地津波	1952年カムチャツカ地震	—	9.0	0.3～1.9 ^{*2} m (遠州灘沿岸域)	
	1960年升地震	—	9.5		
	1964年アラスカ地震	—	9.2		
	1996年ニューギニア島沖地震	—	8.1		
	2010年升地震	—	8.8		
海洋プレート内地震 ^{*3}	2004年紀伊半島南東沖の地震	7.4	7.5	0.5m (御前崎市)	
海域の活断層による地殻内地震	敷地周辺に影響を及ぼした津波は確認されていない。			—	
地すべり	2009年駿河湾の海底地すべり			0.36m (御前崎市)	
火山現象	2022年トンガの火山噴火			(0.7m (御前崎市)) ^{*4}	

*2 文献には最大全振幅が記載されているため、最大全振幅の1/2を津波高と仮定した。

*3 なお、2010年小笠原諸島父島近海の海洋プレート内地震（太平洋プレート内の地震、Mw7.3）について、敷地周辺の御前崎市では津波は観測されていない。（気象庁(2010b)）

*4 本事象に伴う潮位変化は、大気中を伝播する波による影響が支配的であったと考えられており(防災科学技術研究所(2022)、気象庁(2022))、基準津波の策定において評価している海面を伝播する津波とはやや異なることから、括弧書きで表記した。

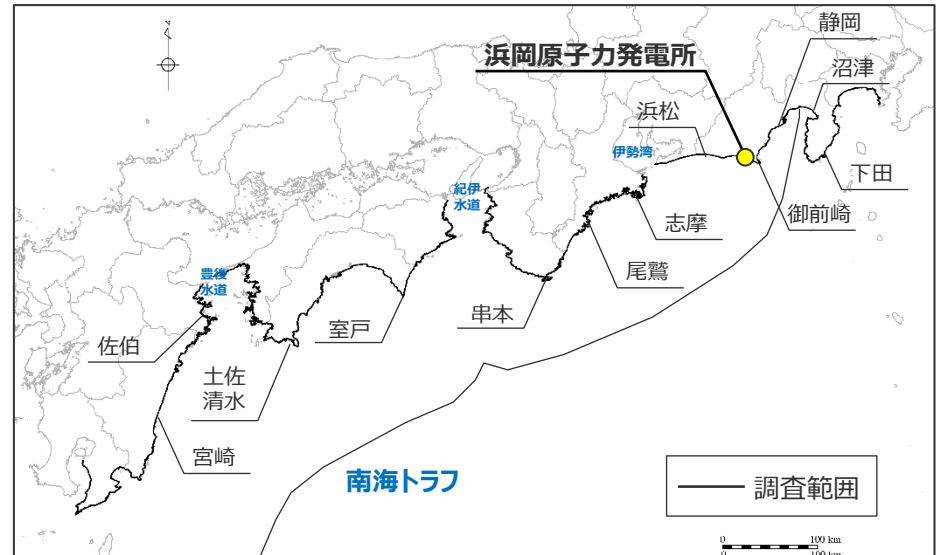
1.1 歴史記録に関する文献調査 南海トラフの沿岸域の津波痕跡高

- 敷地への影響の大きい南海トラフのプレート間地震について、南海トラフの沿岸域の津波痕跡高は以下のとおり。
- 南海トラフの沿岸域には既往最大の宝永地震※を含む多くの歴史記録に基づく津波痕跡が残されている。
- また、例えばリアス海岸の志摩・下田周辺で津波痕跡高が大きいなど、各地域の地形的な特徴が津波痕跡高に反映されていると考えられる。

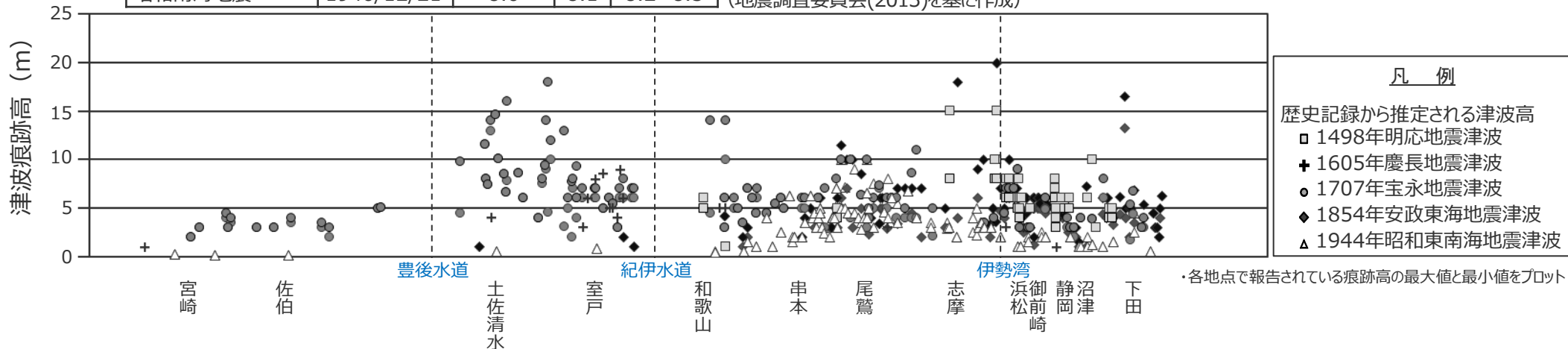
※過去1,400年間の歴史記録からは、宝永地震(M8.6)の津波の規模が最大であるとされる。(地震調査委員会(2013))

歴史記録による南海トラフの地震履歴

	発生年月日	規模		
		M	Mt	Mw
白鳳(天武)地震	684/11/29			
仁和地震	887/08/26			
永長東海地震	1096/12/17			
康和南海地震	1099/02/22			
正平(康安)東海地震	1361/08/0?			
正平(康安)南海地震	1361/08/03	8 _{1/4} ~8.5	8.5	
明応地震	1498/09/20	8.2~8.4	8.2	
慶長地震	1605/02/03	7.9	8.4	
宝永地震	1707/10/28	8.6	8.3	
安政東海地震	1854/12/23	8.4	8.3	
安政南海地震	1854/12/24	8.4	8.1	
昭和東南海地震	1944/12/07	7.9	8.1	8.1~8.2
昭和南海地震	1946/12/21	8.0	8.1	8.2~8.5



(地震調査委員会(2013)を基に作成)



目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

2 津波堆積物に関する調査 検討概要

- 津波堆積物に関する調査は、記録として残る以前の時代も含めた津波規模を把握するため、「津波堆積物に関する文献調査」に加え、巨大津波の見逃しを防ぐため敷地及び敷地周辺において「津波堆積物に関する現地調査」も実施して津波堆積物の分布標高を確認し、津波堆積物と津波高との関係を考慮して津波堆積物から推定される津波高を評価する。

【津波堆積物に関する調査】（本編2章）

【津波堆積物に関する文献調査】（本編2.1章）

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査を実施し、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認。

【津波堆積物に関する現地調査】（本編2.2章）

- 敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価。その結果、他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査と同様、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の堆積当時の標高は、敷地及び敷地周辺で約0~8mであることを確認。

【津波堆積物から推定される津波高】（本編2.3章）

- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、東北沖地震等の既往津波の知見（両者の差は約0~2m）に基づき、津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

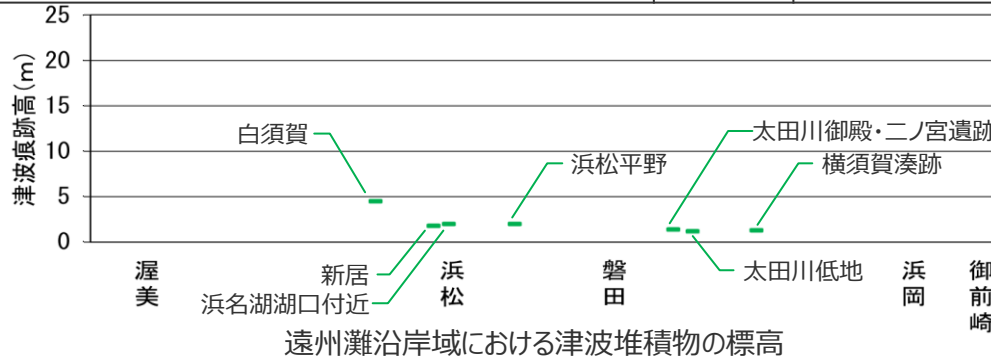
2.1 津波堆積物に関する文献調査 検討概要

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査¹⁾を実施した。
- その結果、遠州灘沿岸域では、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認した。

1) 国内外の津波堆積物に関する主な科学技術系論文データベース等を対象として、各地域の地名と「津波」、「堆積物」等の関連キーワードを組合せて検索し、遠州灘沿岸域の津波堆積物が整理されている文献を抽出・確認。
(※文献調査は、最新の公開情報に基づき、評価結果の見直しが必要かどうか継続的に確認している。)
・科学技術系論文データベース等：津波堆積物データベース、地震調査委員会等のHP、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO、ScienceDirect、SpringerLink、AGU Publications、Google scholar

津波堆積物標高と堆積物の層厚

箇所名	文献	津波堆積物確認	調査箇所の海岸線からの距離	堆積物の最大標高	堆積物の層厚 (最大標高に位置する堆積物の層厚)	箇所ごとの堆積物の最大標高 ²⁾		堆積物の最大標高と層厚の情報が共にある地点	
浜松平野周辺	熊谷(1999)	●	約0.2km	4.3m	数10cm	●	4.5m	●	
	高田ほか(2002)		約0.2km	4.5m	約10cm			●	
	内閣府(2012)、小松原ほか(2006,2009)、Komatsubara et al. (2008)		約0.3km	3.3m	約10cm			●	
	新居	Fujiwara et al. (2013)	●	約0.3km	0.8m	約10cm	●	1.8m	●
	熊谷(1999)	約0.8km		1.8m	約30cm	●			
	浜名湖湖口付近	西仲ほか(1996)	●	湖内	湖底	記述なし	●	2.0m	●
	都司ほか(1998)	約0.2km							約15cm
浜名湖湖底北側	内閣府(2012)、岡村ほか(2000,2009)	●	湖内	湖底	1~3cm	●	●	●	
六間川低地	藤原ほか(2013)、藤原(2013)、Sato (2013)	●	約3km	-0.2m	約15cm	●	●	●	
浜松平野	佐藤ほか(2016)	—	津波堆積物の報告なし			—	2.0m	—	
	産総研(藤原・佐藤(2012)、藤原(2013)、藤原・澤井(2014))	●	約2km	2.0m	数mm~25cm	●		●	
太田川低地周辺	太田川御殿・二ノ宮遺跡	藤原ほか(2008)	●	約2km	1.4m	約30cm	●	1.4m	●
	太田川低地	産総研(Fujiwara et al. (2020)、藤原・澤井(2014))	●	約1km	1.2m	約10cm	●	1.2m	●
		藤原ほか(2012、2015)、宍倉ほか(2012))		約0.7km	-0.7m	約10cm			●
		廣内ほか(2014)		約2km	1.3m	約10cm			●
横須賀湊跡	内閣府(2012)、藤原ほか(2007,2009)、藤原(2008)	●	約2km	1.3m	約10cm	●	1.3m	●	
大須賀	内田(2002)	●	記載なし	歴史記録を超えるようなイベントは確認されない		—	—	—	
御前崎周辺	菊川周辺	松多ほか(2016)	—	津波堆積物の報告なし			—	—	—
	箆川周辺	内閣府(2012)、Fujiwara et al. (2010)	—	津波堆積物の報告なし			—	—	—
計12箇所			計10箇所				計7箇所	計11地点	

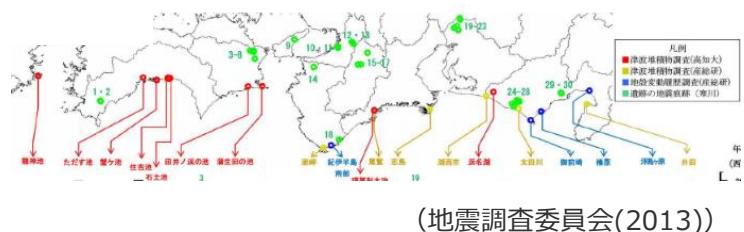


2) 標高が0m以上のもので文献から数値が確認できるもの

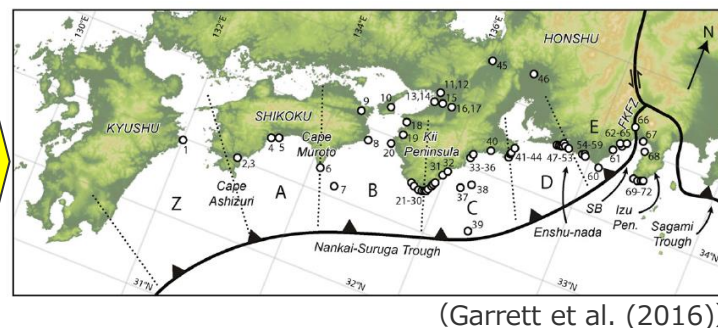
— 津波堆積物の最大標高

2.1 津波堆積物に関する文献調査 南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査

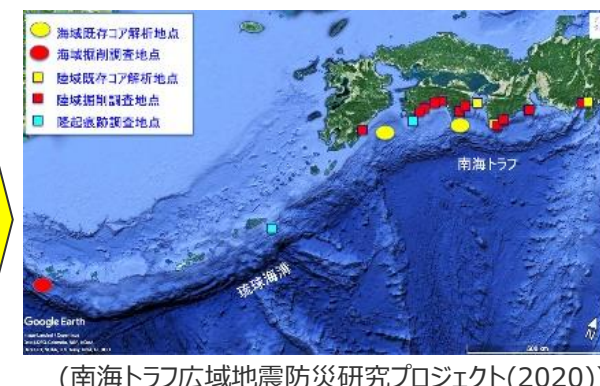
- 内閣府(2012)と同時期に公表された地震調査委員会(2013)では、当時の南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査に基づき、宝永地震と同程度の巨大地震が数百年間隔で繰り返し発生しているとされ、最大クラスの地震が発生した証拠は見つからないとされていた。
- その後のGarrett et al. (2016)、南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(2020)によれば、南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査が進展し、超長期にわたる津波堆積物の調査資料が拡充された結果、南海トラフのいずれの地域においても、東北沖を含む国内外の巨大地震の発生領域と同様、同規模の津波が数百年間隔で繰り返し発生していたことを示す津波堆積物が確認され、最大クラスの津波が発生した証拠は見つかっていないとされている。



地震調査委員会(2013)が確認した
津波堆積物調査等の箇所



Garrett et al. (2016)が確認した
津波堆積物調査等の箇所



南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(2020)
が確認した津波堆積物調査等の箇所

地震調査委員会(2013)

- ・ 南海トラフの沿岸域における過去約1,400年間の歴史記録及び過去約5,000年間の津波堆積物調査等から、地震履歴について分析。
- ・ プレート境界に蓄積されたひずみを解放する大地震が、100~200年間隔で繰り返し発生している。これら繰り返し発生している地震の中でも規模の大きい1707年宝永地震と同程度の巨大地震が、300~600年間隔で発生している。津波堆積物調査等からは、「最大クラスの地震」が発生した証拠は見つかっていない。

Garret et al. (2016)

- ・ 南海トラフの過去地震に関する地質データ（湖沼や低地の津波堆積物の他、海岸段丘や生物相、海中・湖水内のタービダイト、液状化痕を含む）について、70以上の地点に関する75文献を分析。
- ・ 1707年宝永地震は沈み込み帯全域を破壊しており、1361年正平地震と684年天武地震の地震規模は宝永地震と同規模と推定される。それらの間の地震は、規模が小さく多様性がある。
- ・ 現在のところ、違った地震や津波の相対的な規模を模索する研究は少数あるものの、1707年宝永地震より大きな地震規模と広い浸水域を持つ地震が発生したとする地質学的証拠は見つかっていない。

南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(2020)

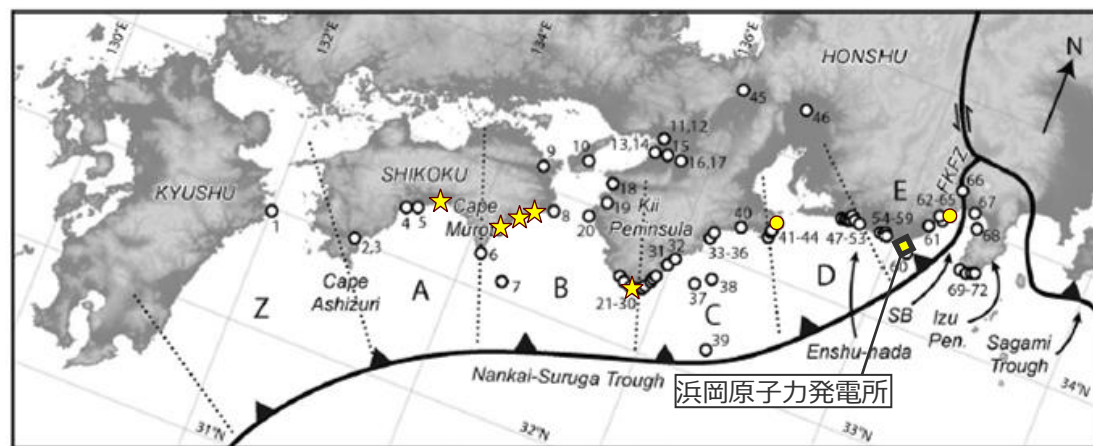
- ・ 地質痕跡は100-150年ごとに起きる地震を毎回記録しているわけではなく、数百~千年の再来間隔を持つこと、またその年代が地域間で必ずしも一致しないことがわかってきた。これは南海トラフ地震の規模や破壊域に多様性があることを示している。
- ・ このような地質痕跡が示す低頻度の地震や津波の規模については、マグニチュード9クラス（最大クラス）だったのかどうか、琉球海溝沿いの地震と連動したのかどうかについて、各地での調査結果からはそのような事象を示す証拠は見つかっていない。

後藤・菅原 (2021)

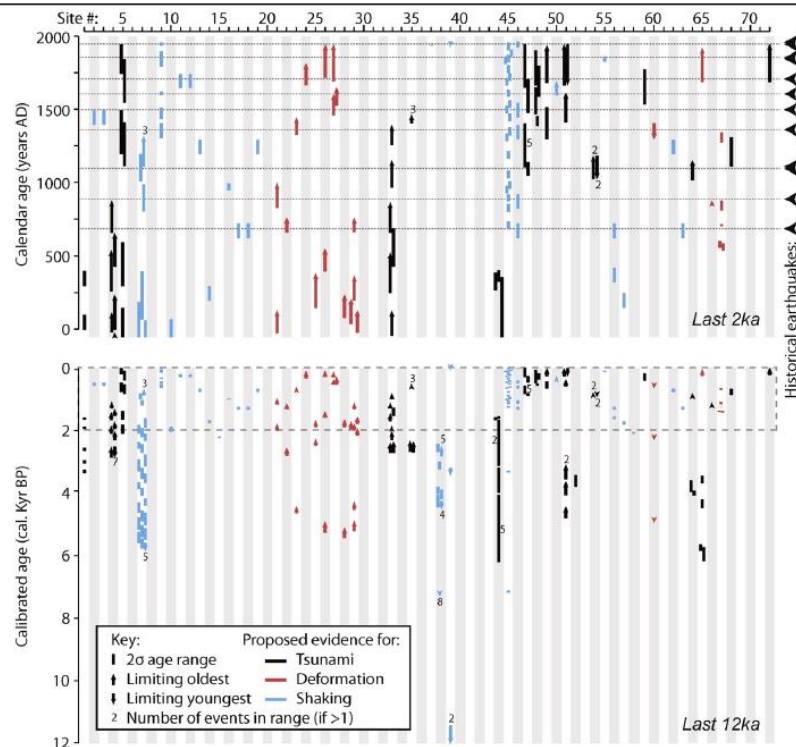
- ・ (最大クラスの津波について) 津波堆積学的研究の特性や課題が十分に理解されたうえで活用されているとは言い難い。想定の一部は過去の地震・津波に基づくものではなく、多くの仮定を置いた仮想モデルであることも報告書に明記されている。地質記録から見ればこうした最大クラスの想定が大きすぎるとの指摘も出始めている。仮想最大クラスの地震・津波を想定することは、科学的かは別として防災上は考えられる。
- ・ 一方、このような仮想最大クラスとは別に、地質記録や歴史記録に基づき“既往最大クラスの津波”を推定することは可能であり（中略）津波堆積学的研究の役割は、確かな物証に基づく“既往最大クラスの津波”を想定することに加え、“仮想最大クラスの津波”を含む既存の想定に対し、規模あるいは再来間隔が過小評価となっていないか、あるいは見落とされているリスクがないかを他分野の研究から独立して検証することだといえる。

2.1 津波堆積物に関する文献調査 南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査 (津波堆積物の年代)

- 南海トラフでは、約6千年前～現在まで幅広い年代の津波堆積物が複数の地点において確認されている。
- これらの調査結果を踏まえ、Garrett et al. (2016)、南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(2020)等は、南海トラフのいずれの地域においても、東北沖を含む国内外の巨大地震の発生領域と同様、同規模の津波が数百年間隔で繰り返し発生していたことを示す津波堆積物が確認され、最大クラスの津波が発生した証拠は見つかっていないとしている。



- Garret et al. (2016)がレビューした南海トラフの既往地震調査地点
- 上記のうち、約6千年前の津波堆積物が確認された地点
- ★ 南海トラフプロジェクトが確認した約6千年前の津波堆積物の調査地点



南海トラフにおいて津波堆積物が確認された地点

(Garret et al. (2016)を基に作成)

○Kitamura et al.(2016)

・ 著者ならびに他の研究者の先行研究を総括し、静岡県沿岸地域の過去4,000年間の津波堆積物分布を調べた結果、この地域において（最大クラスの津波等の）レベル2の津波の発生を示す地質学的証拠はないとしている。

○Garret et al. (2016)

・ 南海トラフの過去地震に関する地質データ（湖沼や低地の津波堆積物の他、海岸段丘や生物相、海中・湖水内のタービダイト、液状化痕を含む）について、70以上の地点に関する75文献を分析。
・ 現在のところ、違った地震や津波の相対的な規模を模索する研究は少数あるものの、1707年宝永地震より大きな地震規模と広い浸水域を持つ地震が発生したとする地質学的証拠は見つかっていない。

○南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(2020)

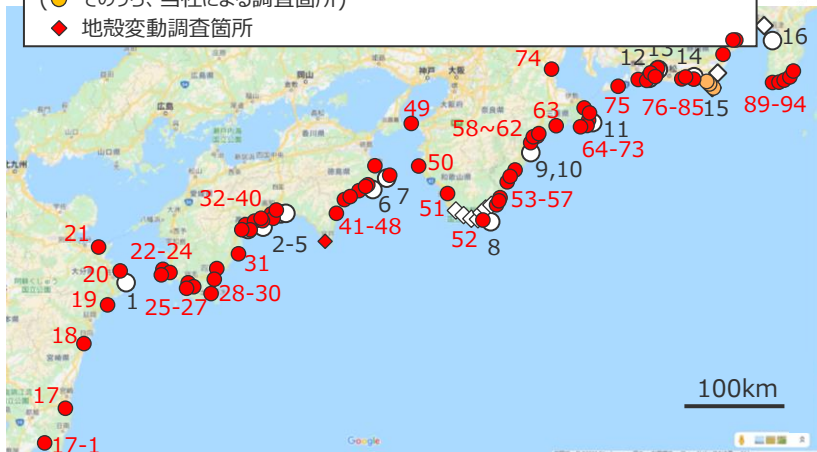
・ このような地質痕跡が示す低頻度の地震や津波の規模については、マグニチュード9クラス（最大クラス） だったのかどうか、琉球海溝沿いの地震と連動したのかどうかについて、各地での調査結果からはそのような事象を示す証拠は見つかっていない。

2.1 津波堆積物に関する文献調査 南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査

■ 内閣府、南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト等に基づく南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査箇所は以下のとおり。

内閣府(2012)が確認した津波堆積物調査等の箇所

- 津波堆積物調査箇所
- ◇ 地殻変動調査箇所
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト等が確認した津波堆積物調査等の箇所
- (そのうち、当社による調査箇所)
- ◆ 地殻変動調査箇所



南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト等が確認した津波堆積物調査地点

No.	箇所名	出典
17	宮崎平野	Niwa et al. (2019)
17-1	串間市	南海トラフプロジェクト報告(2020)
18	日向市財光寺	南海トラフプロジェクト報告(2018)
19	波当津	岡村・松岡(2012)
20	六反池	岡村・松岡(2012)
21	横尾貝塚	藤原ほか(2010)
22	荒樫の池	岡村・松岡(2012)
23	魚神山の池	岡村・松岡(2012)
24	須川川の池	岡村・松岡(2012)
25	池島	岡村・松岡(2012)
26	大深浦の池	岡村・松岡(2012)
27	西片島調整池	岡村・松岡(2012)
28	土佐清水市和田	南海トラフプロジェクト報告(2019)
29	黒潮町下田の口	南海トラフプロジェクト報告(2017)
30	黒潮町入野	南海トラフプロジェクト報告(2018)
31	興津低地	谷川ほか(2017)
32	須崎市池ノ内	南海トラフプロジェクト報告(2019)
33	桐間調整池	都司ほか(2003)
34	高知市春野町	南海トラフプロジェクト報告(2019)
35	野見	岡村・松岡(2012)
36	宇佐	岡村・松岡(2012)
37	小松池	岡村・松岡(2012)
38	東孕の池	岡村・松岡(2012)
39	絶海池	岡村・松岡(2012)
40	南国市十市	南海トラフプロジェクト報告(2017)
41	東洋町生見	南海トラフプロジェクト報告(2017)
42	海老ヶ池	岡村・松岡(2012)
43	海部郡牟岐町	南海トラフプロジェクト報告(2018)
44	恵比須の池	岡村・松岡(2012)
45	由宇の池	岡村・松岡(2012)
46	海部郡美波町	南海トラフプロジェクト報告(2018)
47	阿南市伊島	南海トラフプロジェクト報告(2016)
48	睨町の池	岡村・松岡(2012)
49	友ヶ島深蛇池	七山ほか(2002)
50	日高町	小松原ほか(2007)
51	内之浦	原口ほか(2008)

No.	箇所名	出典
52	潮岬	平川(2013)
53	太地	平川(2013)
53-1	八尺鏡野湿地	南海トラフプロジェクト報告(2020)
54	紀伊佐野	小松原ほか(2007)
55	阿田和	小松原ほか(2007)
56	熊野	平川(2013)
57	志原	小松原ほか(2007)
58	諏訪池	岡村・松岡(2012)
59	大白池	岡村・松岡(2012)
60	海野	小松原ほか(2007)
61	長島	平川(2013)
62	片上池	小松原ほか(2007)
63	コガレ池	南海トラフプロジェクト報告(2019)
64	御座岬	平川(2013)
65	片田麦崎	平川(2013)
66	国府	小松原ほか(2007)
67	船越池	小松原ほか(2007)
68	崎ノ城	平川(2013)
69	鯨崎灯台	平川(2013)
70	鎧崎	平川(2013)
71	石鏡	平川(2013)
72	相差	Garrett et al. (2016)
73	菅島	平川(2013)
74	津市河芸町	松本(2017)
75	池尻町	阿部・白井(2013)
76~85	(遠州灘沿岸域)	(次頁参照)
86	焼津	Kitamura(2016), Kitamura et al.(2020)
87	大谷低地	Garrett et al. (2016)
88	清水平野	Kitamura(2016)
89	南伊豆町入間	藤原ほか(2009)
90	南伊豆町弓ヶ浜	Kitamura(2016)
91	下田市吉佐美	Kitamura(2016)
92	下田市稲生沢川	Kitamura(2016)
93	下田市白浜海岸	Kitamura(2016)
94	河津	北村ほか(2018)

内閣府(2012)が確認した津波堆積物調査地点

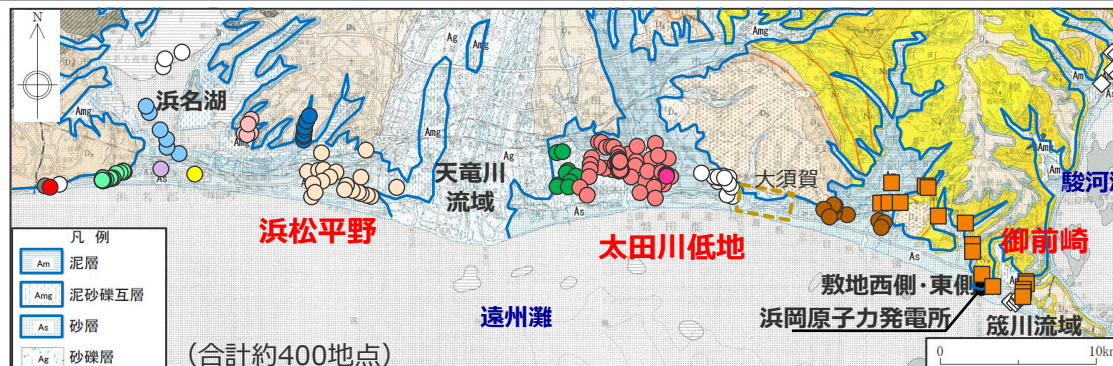
No.	箇所名	内閣府の確認資料
1	龍神池	(高知大学の提供資料)
2	ただす池	(高知大学の提供資料)
3	蟹ヶ池	(高知大学の提供資料)
4	住吉池	(高知大学の提供資料)
5	石土池	(高知大学の提供資料)
6	田井ノ浜の池	(高知大学の提供資料)
7	浦生田の池	(高知大学の提供資料)
8	古座高校校庭	(産総研の提供資料)
9	須賀利大池	(高知大学の提供資料)
10	尾鷲	(産総研の提供資料)
11	志島	(産総研の提供資料)
12	白須賀	(産総研の提供資料)
13	浜名湖湖底北側	(高知大学の提供資料)
14	横須賀湊跡	(産総研の提供資料)
15	箴川周辺	(産総研の提供資料)
16	井田	(産総研の提供資料)

遠州灘沿岸域
(詳細は次頁参照)

・南海トラフの沿岸域の津波堆積物調査箇所および文献は、国の調査（内閣府、地震調査委員会、南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト等）に基づく。

2.1 津波堆積物に関する文献調査 遠州灘沿岸域の津波堆積物調査

- 南海トラフの中でも敷地が位置する遠州灘沿岸域では、津波堆積物調査が密に実施されており、複数の地点で津波堆積物が確認されている。
- 津波堆積物の標高は、概ね0~5mとなっている。



凡例

- 内閣府(2012)が確認した津波堆積物調査地点
- ◇ 内閣府(2012)が確認した地殻変動調査地点*1
- 他機関によるその他の津波堆積物調査地点
- 当社の津波堆積物調査地点

(上図のプロットと下表の色が対応している。)

No.	箇所名	文献	調査内容 (地点数)	堆積物の 最大標高	堆積物の年代 (太字は最上位層)	No.	箇所名	文献	調査内容 (地点数)	堆積物の 最大標高	堆積物の年代 (太字は最上位層)		
12	白須賀	熊谷(1999)	トレンチ、 ボーリング(4)	4.3m	1707 , 1605(推定), 1498(推定)年の3層	80	御殿・ 二ノ宮遺跡	藤原ほか(2008)	ボーリング(12) トレンチ	1.4m	1100年頃 を含む2層		
		高田ほか(2002)	トレンチ、 ジオスライサー	4.5m	1707 , 1605年~ AD1040~1260で8層			81	太田川低地	産総研(宍倉ほか(2012)、 Fujiwara et al. (2020)、藤原・澤井 (2014)、藤原ほか(2012、2015)、)	トレンチ、 ボーリング等(65)	1.2m	1498 , 1096, 887, 684(推定) 年の4層
		内閣府(2012)、小松原ほか(2006,2009) Komatsubara et al. (2008)	ジオスライサー(12)	3.3m	1854 , 1707, 1605, 1498, 1361(推定)年 の5層					廣内ほか(2014)	ハンドコアラ、 ジオスライサー(5)	-0.7m	(年代データなし)
76	新居	Fujiwara et al. (2013)	ボーリング等(14)	0.8m	18~19世紀 , 890~1000 年以降の2層	14	横須賀湊跡	内閣府(2012)、藤原ほか(2007,2009)、 藤原(2008)	ジオスライサー、 ハンドコアラ(80)	1.3m	1707 (推定), 1498(推定)年 の2層		
		熊谷(1999)	トレンチ	1.8m	1707年 の1層			82	大須賀	内田(2002)	ボーリング(複数)	歴史記録を超える イベントは確認 されないといえる	-
77	浜名湖 湖口付近	西仲ほか(1996)	掘削	2.0m	1854or1707年 (推定)の1 層	83	菊川周辺			松多ほか(2016)	ボーリング(18)	津波堆積物 報告なし	-
		都司ほか(1998)	ピストンコアリング (6)	湖底	1096年(推定)を含む 複数層			(当社調査(2013年実施))	ボーリング(6)	1.3参照	-		
13	浜名湖 湖底北側	内閣府(2012)、岡村ほか(2000,2009)	ピストンコアリング (3以上)	湖底	1707 , 1498年の2層	84	新野川周辺	(当社調査(2013年実施))	ボーリング(4)	1.3参照	-		
78	六間川低地	藤原ほか(2013)、藤原(2013)、 Sato(2013)	ボーリング(32)	-0.2m	約3300~3400年前 の1層			85	敷地周辺	(当社調査(2013、2022年実施))	ボーリング(24)	1.3参照	-
79	浜松平野	佐藤ほか(2016)	ボーリング(7)	津波は到達して いないとされる	-	15	箆川周辺			(当社調査(2013年実施))	ボーリング(5)	1.3参照	-
		産総研(藤原・佐藤(2012)、藤原(2013) 藤原・澤井(2014))	ジオスライサー(16)、 ボーリング(56)	2.0m	9世紀頃 ~3900年前頃で複 数層			内閣府(2012)、Fujiwara et al. (2010)	ボーリング(7)	津波堆積物 報告なし*1	-		

*遠州灘沿岸域の津波堆積物調査地点は、国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象として文献を調査し、その調査地点数、位置、堆積物の最大標高は、文献もしくは産総研津波堆積物DBから読み取った。

*大須賀については、文献および産総研津波堆積物DBから調査地点数と位置を読み取れなかったことから、調査範囲を破線で記載した。

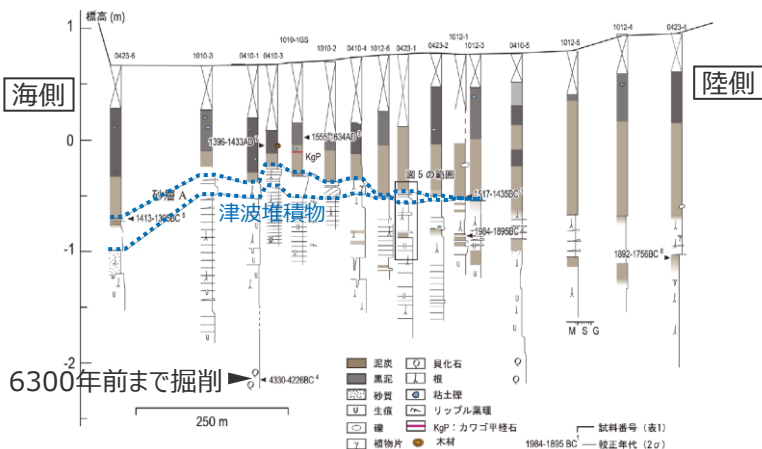
*1 内閣府(2012)の地殻変動調査地点であるが、ボーリング調査による検討において津波堆積物は報告されていない。

2.1 津波堆積物に関する文献調査 遠州灘沿岸域の津波堆積物調査

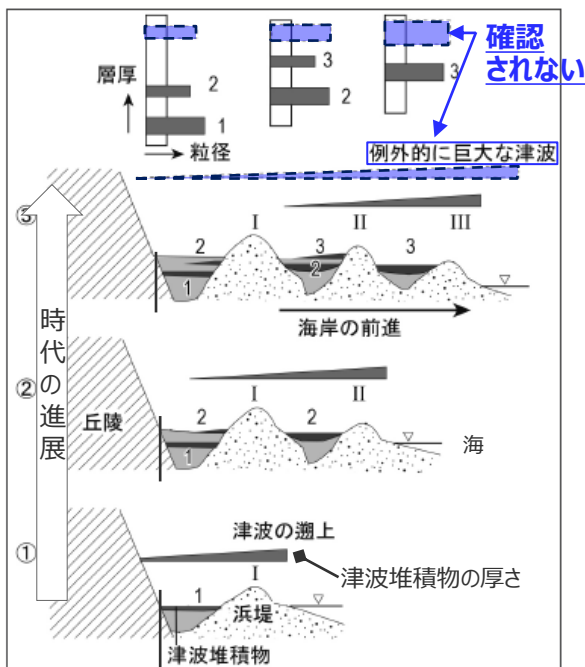
- 南海トラフの沿岸域でも遡上範囲の調査が可能な箇所であるとされる浜松平野と太田川低地では、産総研等により津波堆積物の内陸側への広がりが重点的・継続的に調査されている。(藤原ほか(2012)、藤原(2013)、藤原ほか(2015)、Fujiwara et al. (2020)等)
- 津波堆積物調査の結果に基づき、浜松平野と太田川低地では、3~4m程度の浜堤を大きく超えて広域に分布する巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波の規模が時代によって顕著には変わらない結果が見られているとされる。(藤原(2013)、Fujiwara et al. (2020)等)



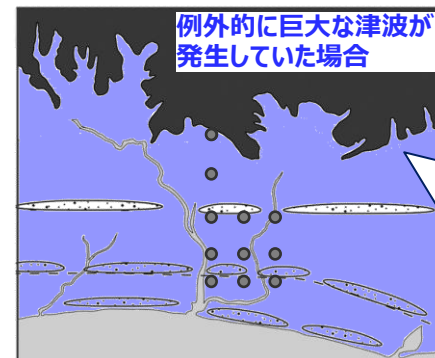
遠州灘沿岸域の津波堆積物調査地点



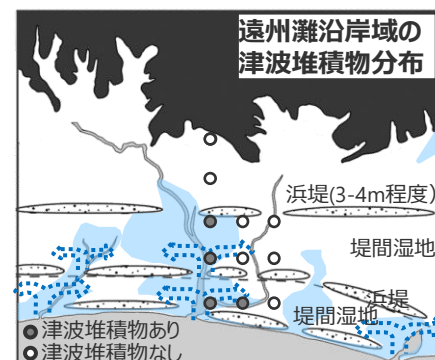
産総研による津波堆積物調査結果の例



浜堤列の発達と津波堆積物の保存



他の津波より極端に大きな津波が起きていたならば、広い分布を持つ津波堆積物が形成されたはずだが、そのような痕跡は確認されない
(藤原(2013))



過去の津波は、浜堤(3~4m程度)を越流していない
(藤原(2013))

※浜松平野
：浜松平野では海進期に約3mの浜堤が形成された。
(Garrett et al. (2016))
※太田川低地
：浜堤の高さは3~4m程度
(Fujiwara et al.(2013))

浜堤列と津波堆積物の分布の関係

産総研による津波堆積物調査結果 (藤原(2013)、Fujiwara et al.(2020)による)

浜松平野	<ul style="list-style-type: none"> ・浜松平野では堤間湿地などで掘削調査を行った。その結果、過去約4000年間に限っては、新しい時代ほど津波堆積物の分布は海側に寄り、津波の規模が時代によって顕著には変わらない結果が見られている。 ・平野の内陸縁にある開析谷や堤間湿地では、津波堆積物と考えられる砂層はカワゴ平火山灰(約3200年前)より古い地層にのみ認められる。海側の地点では津波堆積物と考えられる砂層は9世紀ころまで認められるが、上位のものほど薄く細粒になる。 ・もし、他の津波より極端に大きな津波が起きていたならば、広い分布を持つ津波堆積物が形成されたはずだが、そのような痕跡は今のところ未確認である。
太田川低地	<ul style="list-style-type: none"> ・太田川河畔の工事現場や遺跡発掘現場からは、684年白鳳地震、887年仁和地震、1096年永長地震、1498年明応地震に対応すると考えられる津波堆積物が報告されている。 ・その結果によれば、各津波堆積物は海から陸側へと細粒化・薄層化するだけでなく、堤間湿地内では地形的低まりである河川の主流路に近いところで厚く粗粒で、そこから離れるにつれて薄く細粒になる。 ・このことから、津波は浜堤を越流したのではなく、川沿いを遡上して自然の堤防などが低いところや破堤したところから堤間湿地に溢れ、そこから低地内へ浸水したと考えられる。

2.1 津波堆積物に関する文献調査 遠州灘沿岸域における津波堆積物（標高・層厚）

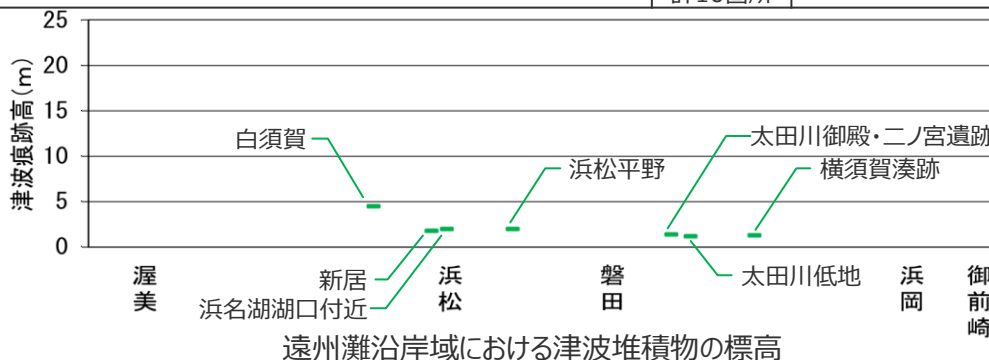
- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査¹⁾を実施した。
- その結果、遠州灘沿岸域では、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認した。

1) 国内外の津波堆積物に関する主な科学技術系論文データベース等を対象として、各地域の地名と「津波」、「堆積物」等の関連キーワードを組合せて検索し、遠州灘沿岸域の津波堆積物が整理されている文献を抽出・確認。
(※文献調査は、最新の公開情報に基づき、評価結果の見直しが必要かどうか継続的に確認している。)

・科学技術系論文データベース等：津波堆積物データベース、地震調査委員会等のHP、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO、ScienceDirect、SpringerLink、AGU Publications、Google scholar

津波堆積物標高と堆積物の層厚

箇所名	文献	津波堆積物確認	調査箇所の海岸線からの距離	堆積物の最大標高	堆積物の層厚 (最大標高に位置する堆積物の層厚)	箇所ごとの堆積物の最大標高 ²⁾		堆積物の最大標高と層厚の情報が共にある地点	
浜松平野周辺	熊谷(1999)	●	約0.2km	4.3m	数10cm	-	4.5m	●	
	高田ほか(2002)		約0.2km	4.5m	約10cm	●		●	
	内閣府(2012)、小松原ほか(2006,2009)、Komatsubara et al. (2008)		約0.3km	3.3m	約10cm	-		●	
	新居	Fujiwara et al. (2013)	●	約0.3km	0.8m	約10cm	-	1.8m	●
	熊谷(1999)	約0.8km		1.8m	約30cm	●	●		
	浜名湖湖口付近	西仲ほか(1996)	●	約0.2km	2.0m	記述なし	●	2.0m	-
	都司ほか(1998)	湖内		湖底	約15cm	-	-		
浜名湖湖底北側	内閣府(2012)、岡村ほか(2000,2009)	●	湖内	湖底	1~3cm	-	-	-	
六間川低地	藤原ほか(2013)、藤原(2013)、Sato (2013)	●	約3km	-0.2m	約15cm	-	-	●	
浜松平野	佐藤ほか(2016)	-	津波堆積物の報告なし			-	2.0m	-	
	産総研(藤原・佐藤(2012)、藤原(2013)、藤原・澤井(2014))	●	約2km	2.0m	数mm~25cm	●		●	
太田川低地周辺	太田川御殿・二ノ宮遺跡	藤原ほか(2008)	●	約2km	1.4m	約30cm	●	1.4m	●
	太田川低地	産総研(Fujiwara et al. (2020)、藤原・澤井(2014))	●	約1km	1.2m	約10cm	●	1.2m	●
		藤原ほか(2012、2015)、宍倉ほか(2012))		約0.7km	-0.7m	約10cm	-		●
		廣内ほか(2014)							
横須賀湊跡	内閣府(2012)、藤原ほか(2007,2009)、藤原(2008)	●	約2km	1.3m	約10cm	●	1.3m	●	
大須賀	内田(2002)	●	記載なし	歴史記録を超えるようなイベントは確認されない		-	-	-	
御前崎周辺	菊川周辺	松多ほか(2016)	-	津波堆積物の報告なし			-	-	-
	箆川周辺	内閣府(2012)、Fujiwara et al. (2010)	-	津波堆積物の報告なし			-	-	-
計12箇所			計10箇所				計7箇所	計11地点	



2) 標高が0m以上のもので文献から数値が確認できるもの

— 津波堆積物の最大標高

目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

2.2 津波堆積物に関する現地調査 検討概要

調査方針

- 津波堆積物に関する文献調査による巨大な津波の見逃しを防ぐため、敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等の津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価する。

現地調査の検討概要

調査箇所の選定（詳細はp.39～41）

- 他機関による津波堆積物調査が実施されておらず、敷地に近い菊川流域(6地点)、新野川流域(4地点)、箴川流域(5地点)及び敷地西側・東側(24地点)を対象に、津波堆積物が識別しやすく、残存・保存されやすい泥層が分布すると推定される箇所（計39地点）を選定する。



ボーリング調査およびイベント堆積物の認定（詳細はp.42～69）

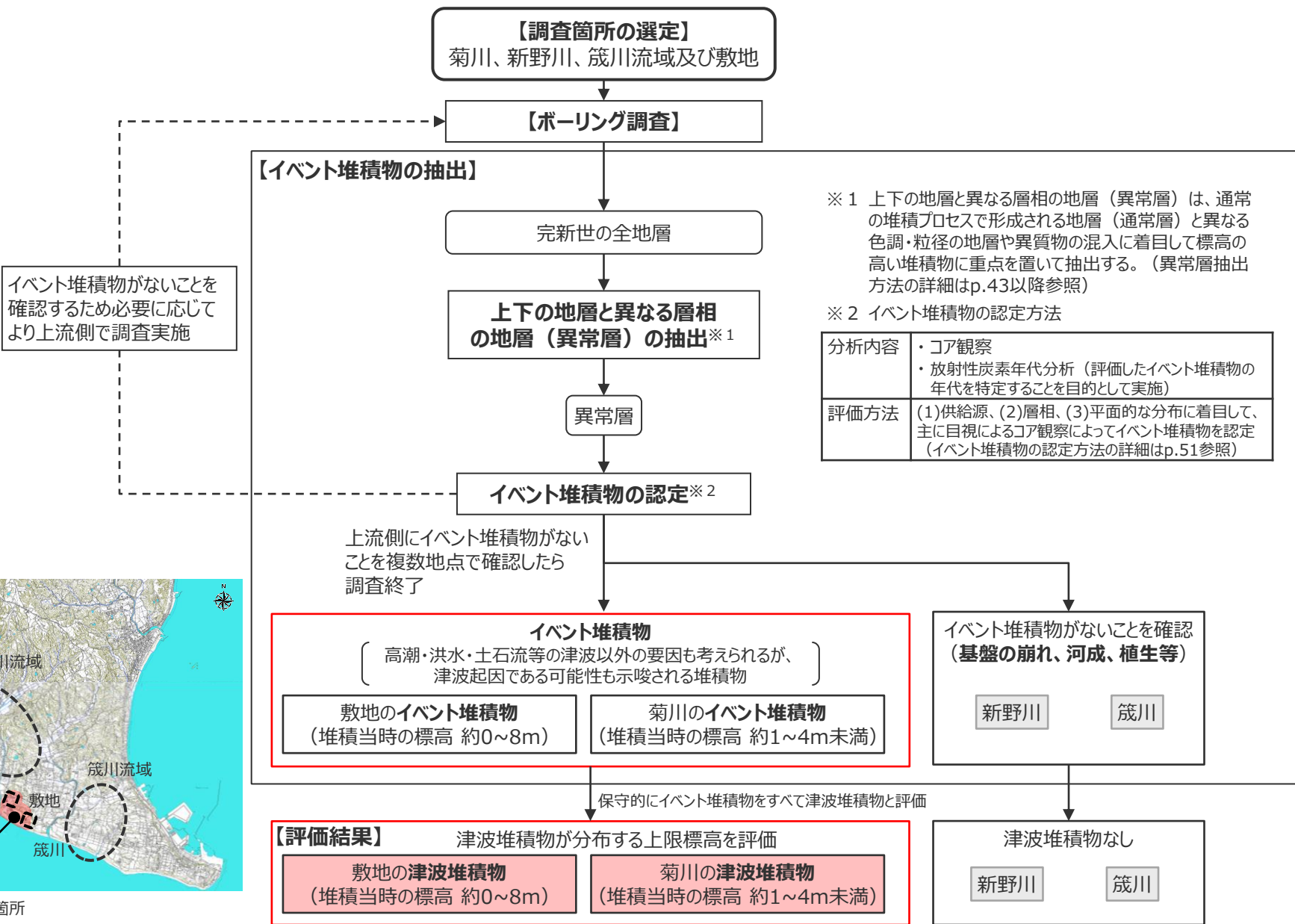
- **ボーリング調査**は、イベント堆積物の上限標高を評価するために、海岸付近から上流側に順次移動し、イベント堆積物がないことを複数の地点で確認できるまで実施する。
- イベント堆積物の認定にあたっては、完新世の堆積物を対象とし、まず初めに、通常の堆積プロセスで形成される地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して、標高の高い堆積物に重点を置いて**上下の地層と異なる層相の地層（異常層）を抽出**し、次に、その地層について津波堆積物の特徴が見られる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によって**イベント堆積物を認定**する。
- イベント堆積物の標高の評価にあたっては、放射性炭素年代測定によりイベント堆積物の堆積年代を特定し、堆積当時の調査地域の海面高度を考慮する。



評価結果（詳細はp.70）

- イベント堆積物は新野川流域及び箴川流域では確認されず、敷地及び菊川流域において確認した。
- 認定されたイベント堆積物をすべて津波堆積物と評価し、その堆積当時の標高は、敷地では約0～8m、菊川流域では約1～4m未満と評価した。
- 他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査結果と同様に、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されなかった。

2.2 津波堆積物に関する現地調査 検討概要 (現地調査の検討フロー)



2.2 津波堆積物に関する現地調査 調査箇所を選定

- 藤原(2013)では、「・津波堆積物から津波の規模（遡上距離）を推定するには、堆積物の内陸側への広がりを追跡する必要がある。・古津波の遡上距離の推定を試みた例は浜名湖東岸等があるが、小規模な谷地形に沿った調査である。・南海トラフ沿岸の低地は一般に規模が小さい上に農耕や市街地化などのため調査適地が少ないが、浜松平野と太田川低地は平野部での遡上距離の調査が可能な稀な例である。」として浜松平野と太田川低地で重点的に調査を進めているとされる。
- そこで、津波堆積物に関する現地調査の調査箇所は、遠州灘沿岸域の海岸低地のうち、規模は小さいものの他機関による津波堆積物調査が実施されておらず敷地に近い菊川、新野川、箴川流域を選定した。また、敷地の既存ボーリングにおいて泥層が確認されていた敷地東側・西側についても選定した。なお、地質図・地形図等に基づき、津波堆積物認定の障害となる河川の影響が及ぶ範囲（侵食場）を除くよう留意した。

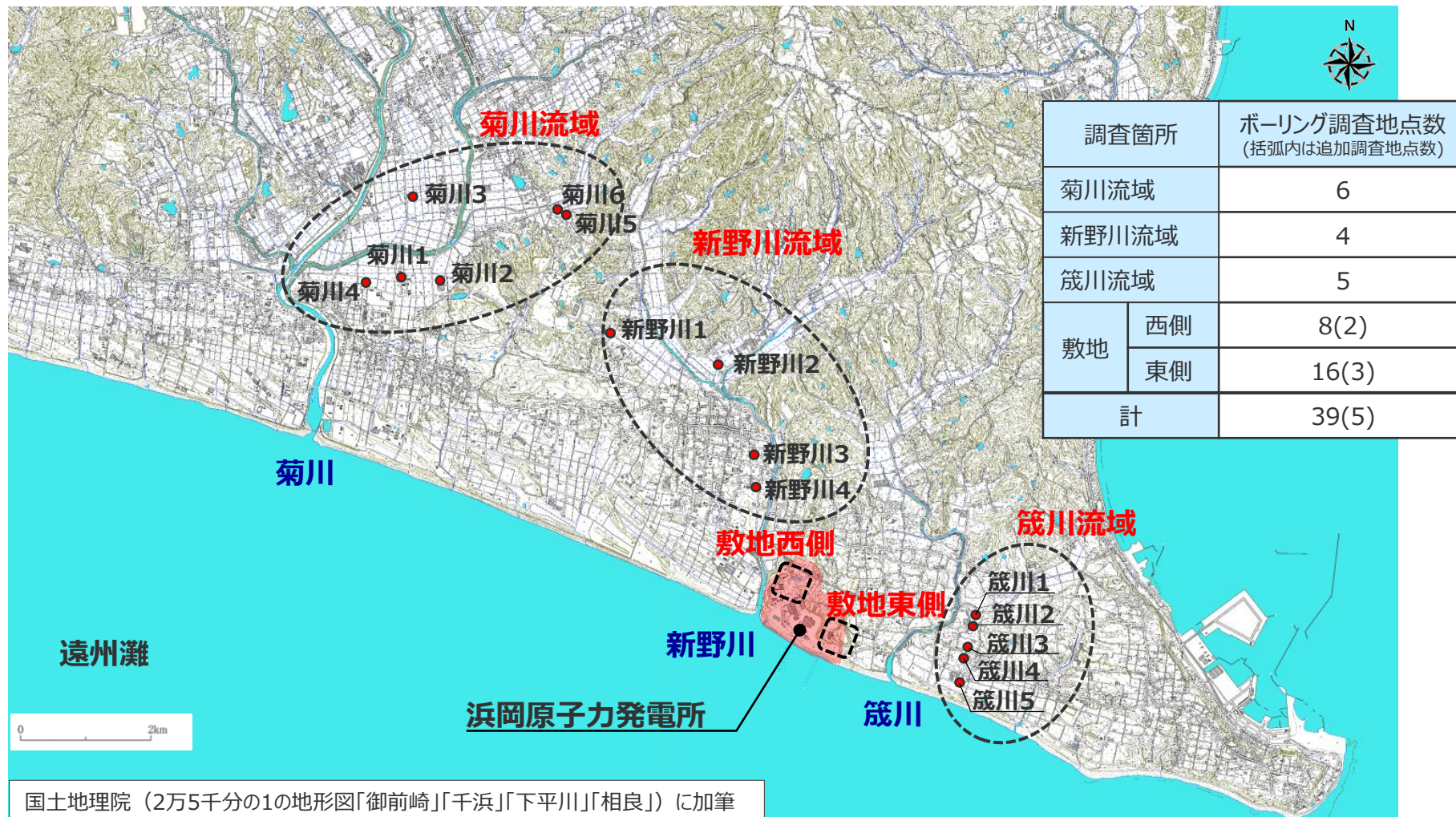


(土(2001)を基に作成)

遠州灘沿岸域の津波堆積物調査地点および地質図

2.2 津波堆積物に関する現地調査 ボーリング調査地点

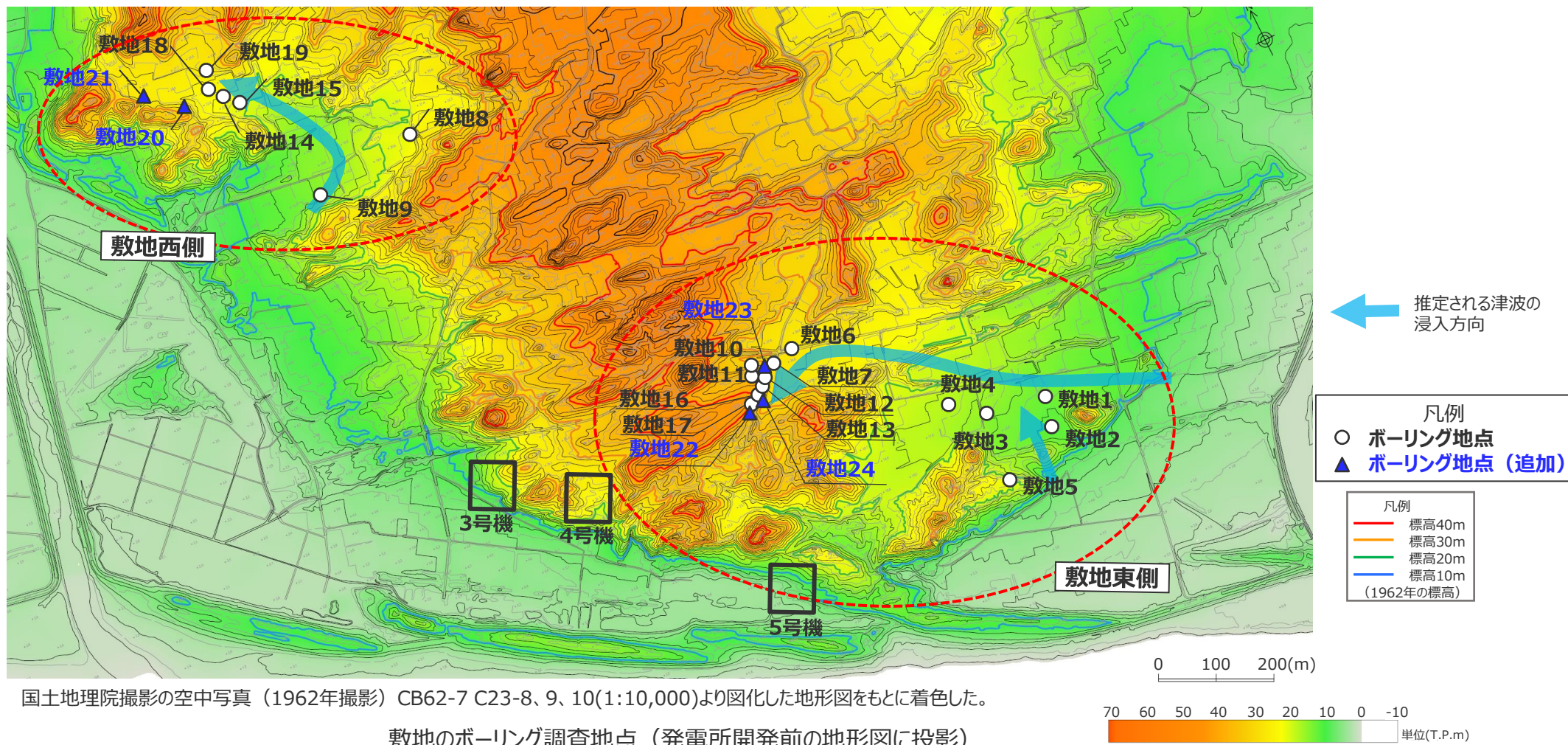
- 各調査箇所でのボーリング調査地点は、現地踏査、既存のボーリング調査等に基づき、過去の海岸線や河口位置等の古環境の変遷を踏まえて津波堆積物が識別しやすく、残存・保存されやすい泥層が分布すると推定される地点を選定した。
- 菊川・新野川流域では、海や河川の影響が及んでいない浜堤の背後の内湾成、湖沼成～湿地成の堆積物を対象とし、箆川流域では浜堤の背後や浜堤間の内湾成～湿地成の堆積物を対象とした。



ボーリング調査地点

2.2 津波堆積物に関する現地調査 敷地のボーリング調査地点

- 敷地の西側および東側は、発電所開発前の地形図や既存のボーリング調査から内湾成～湿地成の堆積物が確認されていることから、かつて内湾やその奥には湿地が広がっていたと考えられる。
- 敷地のボーリング調査地点は、既設構造物等の位置も考慮して、まずこの内湾成～湿地成の堆積物が分布すると推定される地点を選定し、次に津波の遡上高さを確認するため、谷沿いに標高を上げ順に調査を実施した。
- なお、イベント堆積物を確認した地点より上流側等の敷地20～24は、イベント堆積物の上流側等の分布を把握するため、追加で実施したボーリング地点である。



国土地理院撮影の空中写真（1962年撮影）CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化した地形図をもとに着色した。

敷地のボーリング調査地点（発電所開発前の地形図に投影）

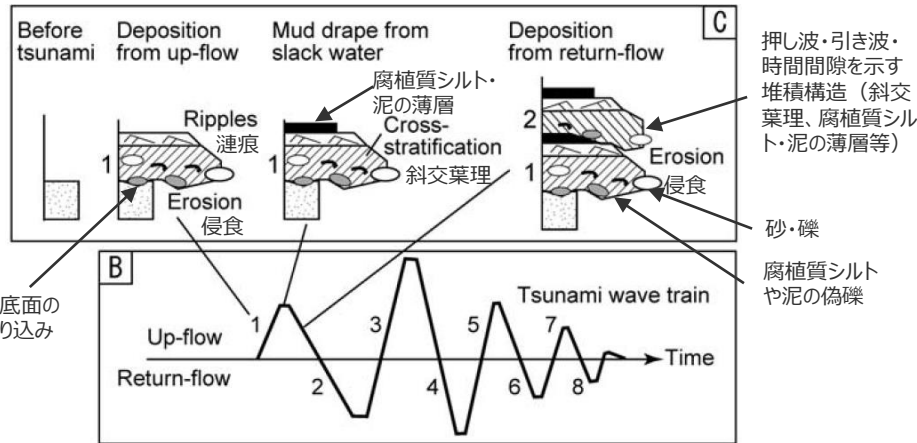
2.2 津波堆積物に関する現地調査 ボーリング試料の観察・分析の方法

- イベント堆積物の抽出にあたっては、完新世の堆積物を対象とし、まず初めに、通常の堆積プロセスで形成される地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して、標高の高い堆積物に重点を置いて上下の地層と異なる層相の地層（異常層）を抽出し、次に、その地層について津波堆積物の特徴が見られる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によってイベント堆積物を抽出する。
- イベント堆積物の年代を特定することを目的として放射性炭素（¹⁴C）年代測定を実施した*1。
- イベント堆積物の認定方法については、次頁に詳述する。

*1 珪藻分析による評価も試みたが、試料中に相良層に含まれる海成種と同じ種が含まれているため、海起源か陸起源かの判別が困難であったことから、イベント堆積物の評価に珪藻分析結果を用いていない。

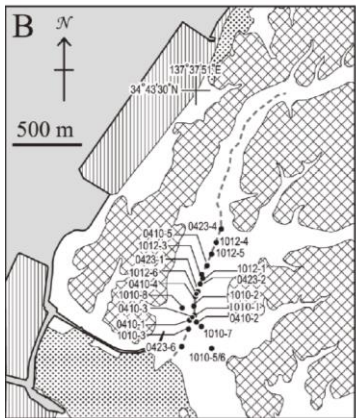
津波堆積物に見られる特徴

項目	特徴
供給源	・主に海岸付近や海域の碎屑物が供給源となる。(澤井(2012))
層相	・砂・礫が混入する。泥・腐植質シルトの偽礫を含む。 ・基底面に明瞭な削り込みが見られる。 ・押し波・引き波・時間間隙を示す堆積構造が見られる。(小松原(2012)、藤原(2007)、澤井(2012))
平面的な分布	・海側から陸側に連続的に堆積する。(澤井(2012))

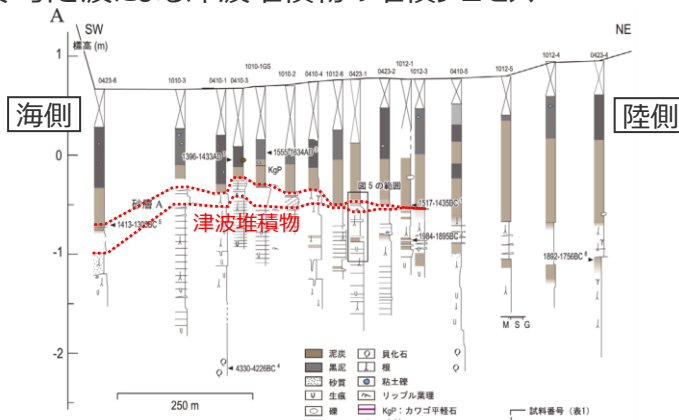


(藤原(2007)に基づき作成)

津波の押し波・引き波による津波堆積物の堆積プロセス



調査地点



柱状図 (陸海方向)

(藤原ほか(2013)に基づき作成)

津波堆積物の平面的な分布 (六間川低地の例)

澤井 (2012)

- ・イベント堆積物の内部構造を記載する前に注目すべきことは、該当するイベント堆積物の下位の地層境界である。津波堆積物は極めて短時間に堆積する。この急激な堆積によってできる地層境界は、非常に明瞭なものである。
- ・津波は、沿岸や海底の堆積物だけでなく、地表面を削り取りながら進入していく。このとき、海岸の湿地や湖沼は、津波堆積物の堆積の場であると同時に、侵食の場でもある。この侵食された地表面の物質は、偽礫 (rip up clast) となって津波堆積物中に取り込まれる。
- ・津波堆積物は、イベント堆積物の一種であり、「津波またはそれから派生した水流によって海底や沿岸の砂泥や礫などが侵食され、それらが別の場所へ運搬されて再堆積したものの総称」と定義することができる。
- ・あるイベント堆積物が津波堆積物であるかを検討する場合、その堆積層の海側から陸側への連続性を確認することは、最重要事項の1つと言ってもいいかもしれない。
- ・超巨大津波と言われるものは、水路沿いだけでなく、海岸全体から直接浸水してくる。この浸水による津波堆積物は、数百メートルから数キロメートル規模で広がり、それがそのまま埋没すると連続性の良いイベント堆積物となる。
- ・イベント堆積物の海成・非海成が津波堆積物の状況証拠となり得るのは、津波堆積物の供給源が主に海域の碎屑物とされているからである。ひとくちに「海域の碎屑物」と言っても様々なものが含まれるが、これまでの報告では、津波堆積物の供給源として海岸砂丘 (前置砂丘; foredune)、潮間帯の砂、海岸近くの砂州、浅海底の砂泥などが考えられてきた。

小松原 (2012)

- ・津波は押し波・引き波を繰り返すため、理想的には陸向きの古流向を持った砂層の上に海向きの古流向を持った砂層が堆積し、その間にマッドドレープ (腐植質シルト・泥の薄層) を挟んだユニットが繰り返し積み重なる。

藤原 (2007)

- ・堆積モデルに含まれる個々の堆積ユニットは、流れから堆積したことを示す堆積構造を含み、流れの減衰を反映して上方細粒化している。また、押し波と引き波による堆積ユニットが交互に重なっている。
- ・個々の堆積ユニットは、流れの減衰過程で堆積した堆積構造を持つこと、次の流れの発生までに時間間隔があることを示すマッドドレープ (またはそれに相当する浮遊物の集積層) に覆われることが重要な特徴である。

- 抽出したイベント堆積物については、堆積物の厚さの評価のため、澤井 (2012)、小松原 (2012)、藤原 (2007) を参考として、以下の観点から「引き波」「混濁」「押し波」の各構造の観察も試みた。判断が出来ない範囲は「混在」とした。なお、イベント堆積物の厚さは、保守的に泥層中に砂、礫を含む範囲全体を認定した。
「引き波」：砂・礫と上流の泥などが混じり、泥を礫状に含む。葉理がみられる。
「混濁」：葉理がみられず、シルトと砂が混じった状態。流れが停滞している。
「押し波」：砂・礫主体の部分で下流の堆積物や削り込みがみられる。葉理がみられる。

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (調査箇所と通常層))

- 上下の地層と異なる層相の地層 (以下、「異常層」とする。) の抽出は、完新世の全地層を対象とし、通常の堆積プロセスで形成される地層 (以下、「通常層」とする。) と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して行う。
- この地域の通常層は、各調査箇所の地形・地質学的背景 (堆積環境) を考慮し、ボーリング調査結果を基に5つに分類した (詳細は次頁)。各地域の通常層は下記表の通り。

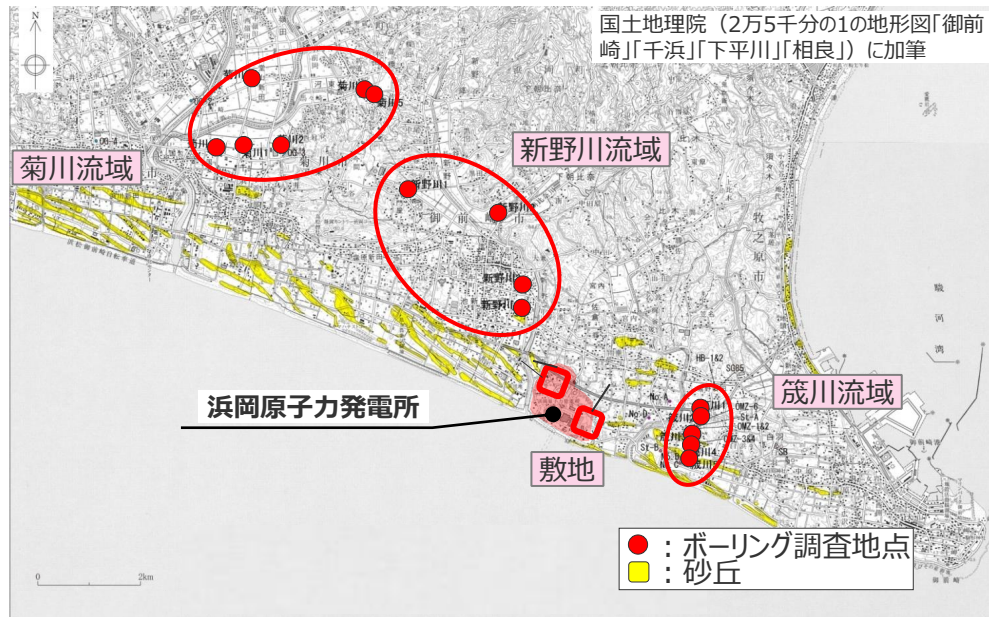


図1：調査箇所周辺の地形図

各調査箇所の通常層
(通常の堆積プロセスで形成される地層)

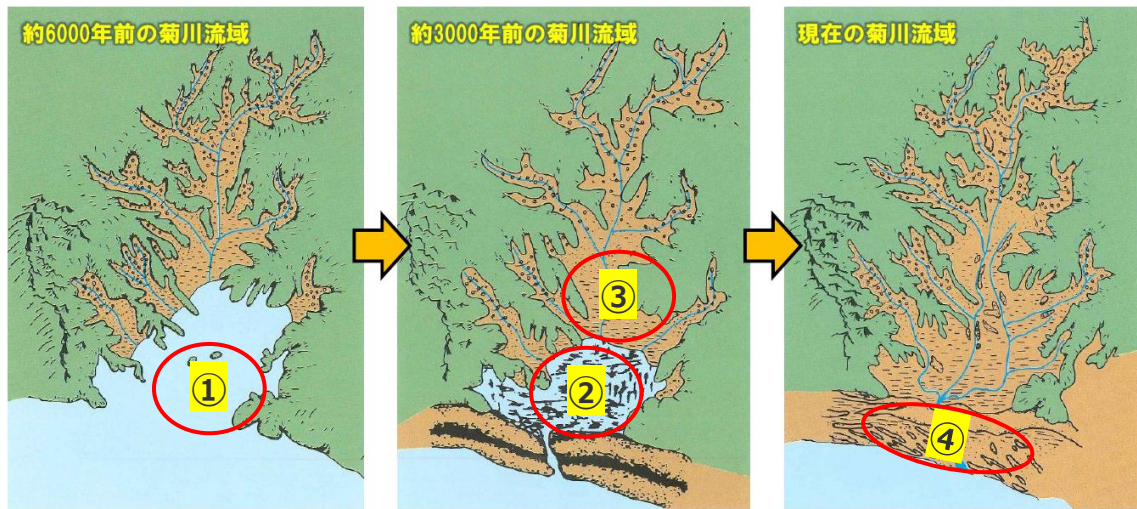
調査箇所	通常層
菊川流域	上部：②海成泥質堆積物 (内湾)
	下部：①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)
新野川流域	上部：④風成砂層
	中部：③陸成泥質堆積物
	下部：①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)
敷地	上部：④風成砂層
	下部：③陸成泥質堆積物 (②海成泥質堆積物 (内湾) を間に挟む)
筧川流域	上部：④風成砂層
	陸側下部：③海成泥質堆積物 (内湾)
	海側下部：⑤海浜成砂礫層

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (通常層の堆積環境と異常層抽出対象とする通常層))

- 各通常層の堆積環境を中部地方整備局HP【菊川の流路の変遷】及び保柳ほか(2004)に図示し、地質学的背景 (堆積環境) を下記のとおり整理した。
- この地域の河川に沿った低地には、下位から①湾口が開いた内湾に堆積した砂・シルト互層、②湾口が閉塞された内湾底に堆積した海成泥質堆積物、③陸化した湖沼～湿地に堆積した陸成泥質堆積物、④砂丘に堆積した風成砂層が順に堆積しているのが一般的である。さらに、海岸に面した低地には、⑤前浜～後浜に堆積した海成砂礫層が堆積している。
- ①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層) や⑤海浜成砂礫層は、常時海流・波浪の影響を受けており、津波堆積物の分布上限を特定する観点からは調査対象としては適さないと考えられるため、異常層抽出対象の通常層とはしない。



①湾口が開いた内湾

②湾口が閉塞された内湾

③陸化した湖沼～湿地

④砂丘

内湾が陸化する過程における堆積環境 (中部地方整備局HP【菊川の流路の変遷】に加筆)

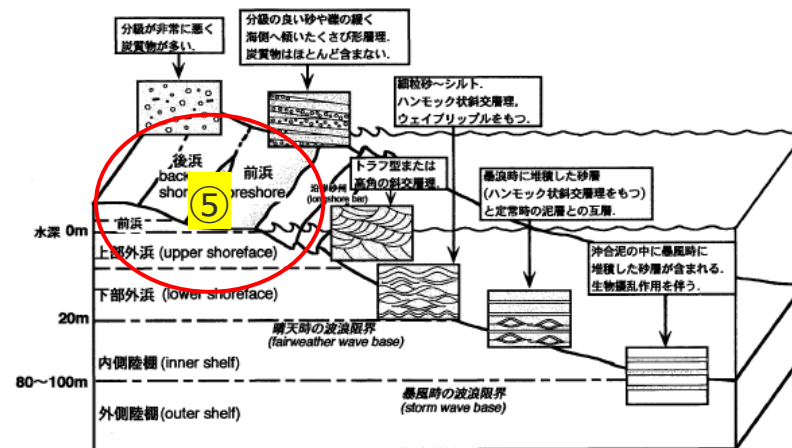


図 B-5-9 沿岸の堆積物の特徴 (西村ほか, 1993)

⑤前浜～後浜

海岸平野の堆積環境 (保柳ほか(2004)に加筆)

通常層の堆積環境と異常層抽出対象とする通常層

通常層	地質学的背景 (堆積環境)		異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	④砂丘	海岸沿いの飛砂により発達した砂丘	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	③陸化した湖沼～湿地	内湾に土砂の流入が進み陸化し、常時は海水の影響を受けない湖沼あるいは湿地に移化	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	②湾口が閉塞された内湾底	湾口が閉じており、海水から汽水環境で、常時は静かな内湾底	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	①湾口が開いた内湾底	湾口が開いており、常時、外洋の影響を受ける内湾底	抽出対象としない。
⑤海浜成砂礫層	⑤前浜～後浜	波浪の営力に強く影響される浅海～海浜の前浜や後浜堆積物	抽出対象としない。

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (菊川流域の地質断面と通常層と異常層抽出対象の通常層))

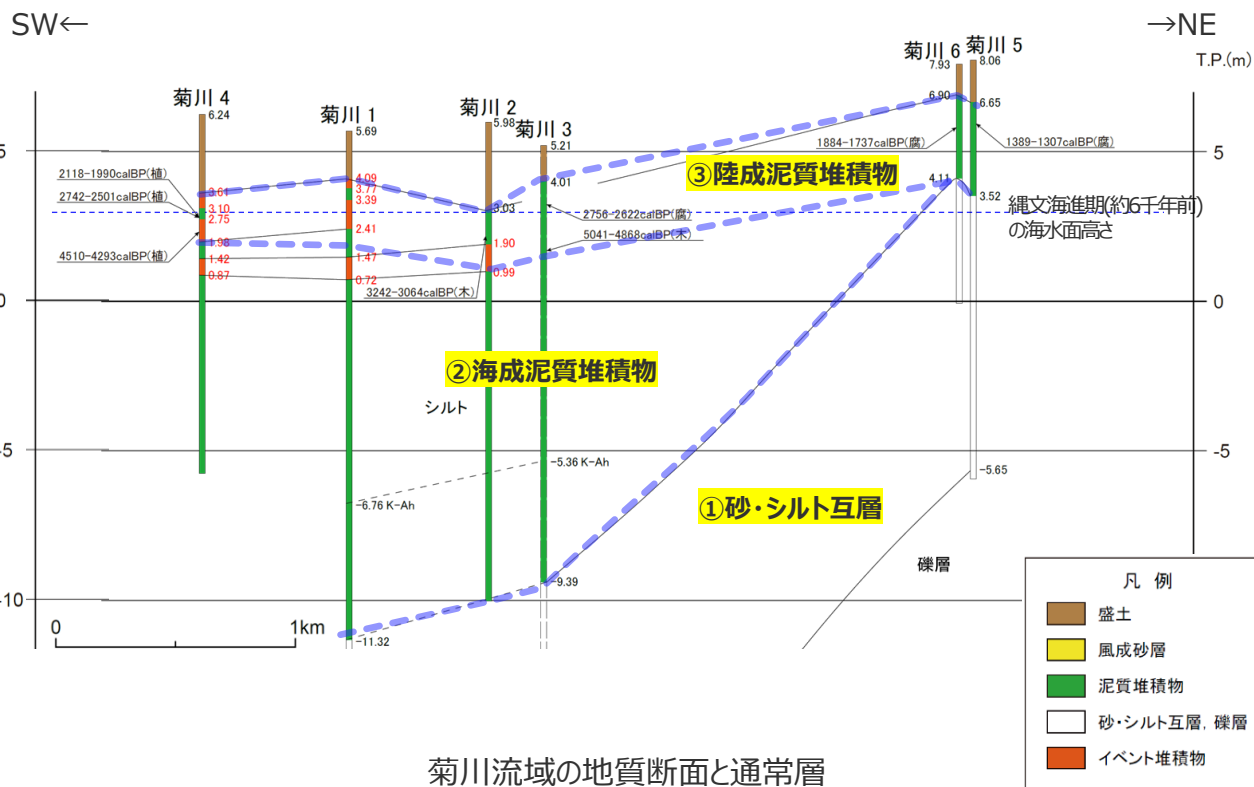
- 菊川流域には、下位から①砂・シルト互層、②海成泥質堆積物、③陸成泥質堆積物が重なる。
 - 本調査箇所では、④風成砂層と⑤海浜成砂礫層は認められない。
 - 下位の①砂・シルト互層は、津波堆積物の分布上限を特定する観点からは、堆積当時は海底であり標高が低く、また、常時海流の影響を受けていたことから、調査対象としては適さないと考えられるため、異常層の抽出対象としない。
- ➡ ②海成泥質堆積物、③陸成泥質堆積物を異常層抽出対象の通常層とする。



国土地理院 (5万分の1地形図「御前崎」「掛川」) に加筆

- : イベント堆積物が確認された地点
- : イベント堆積物が確認されなかった地点
- : 砂丘
- ← (赤) : 推定される津波の浸入方向
- (黒) : 断面線

ボーリング調査地点



菊川流域の地質断面と通常層

通常層	地層の有無	異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	無	—
③陸成泥質堆積物	有り	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	有り	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	有り	抽出対象としない。
⑤海浜成砂礫層	無	—

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (新野川流域の地質断面と通常層と異常層抽出対象の通常層))

- 新野川流域には、下位から①シルト質砂・礫層、③陸成泥質堆積物、④風成砂層が重なる。ただし、新野川1には④風成砂層は確認されない。
- 本調査箇所では、②海成泥質堆積物、⑤海浜成砂礫層は確認されない。
- 下位の①シルト質砂・礫層は、津波堆積物の分布上限を特定する観点からは、堆積当時は海底であり標高が低く、また、常時海流の影響を受けていたことから、調査対象としては適さないと考えられるため、異常層の抽出対象としない。
➡ ③陸成泥質堆積物、④風成砂層を異常層抽出対象の通常層とする。

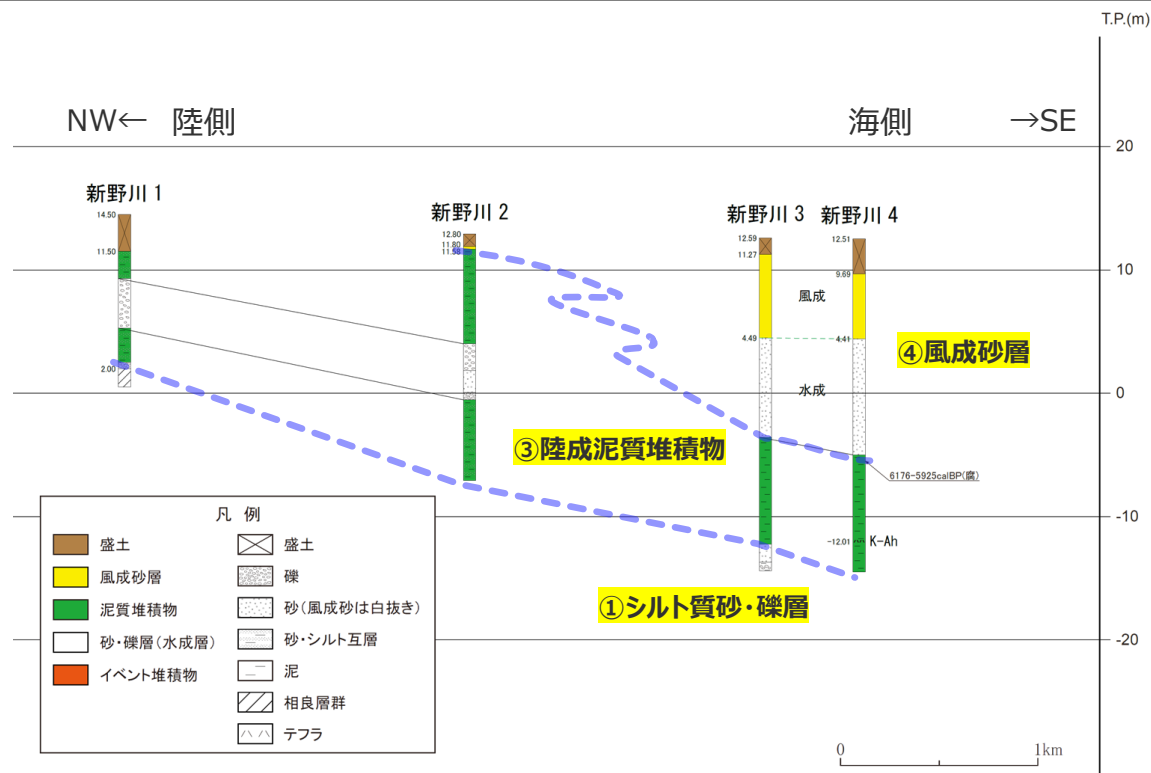


国土地理院 (2.5万分の1地形図「御前崎」) に加筆

- : イベント堆積物が確認された地点
- : イベント堆積物が確認されなかった地点
- : 砂丘

— : 断面線

ボーリング調査地点



新野川流域の地質断面と通常層

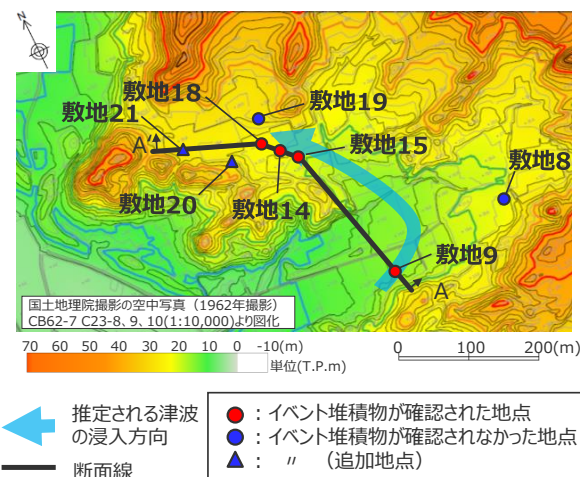
通常層	地層の有無	異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	有り	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	有り	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	無	—
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	有り	抽出対象としない。
⑤海浜成砂礫層	無	—

2.2 津波堆積物に関する現地調査

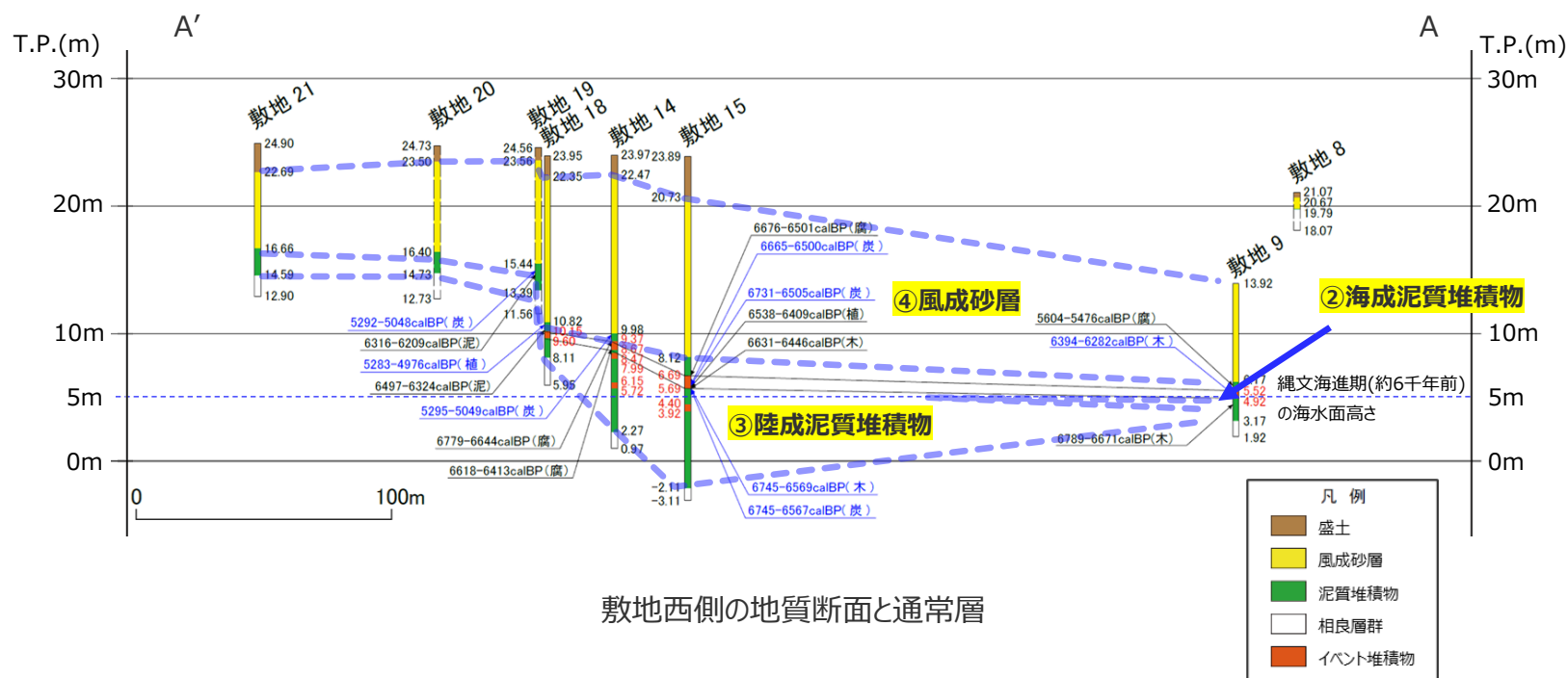
ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (敷地西側の地質断面と通常層と異常層抽出対象の通常層))

- 敷地西側には、下位から③陸成泥質堆積物、④風成砂層が重なる。海側の敷地9では③陸成泥質堆積物の間に②海成泥質堆積物が挟まる。
 - 本調査箇所では、①砂・シルト互層、⑤海浜成砂礫層は確認されない。
- ➡ ②海成泥質堆積物、③陸成泥質堆積物、④風成砂層を異常層抽出対象の通常層とする。



ボーリング調査地点



敷地西側の地質断面と通常層

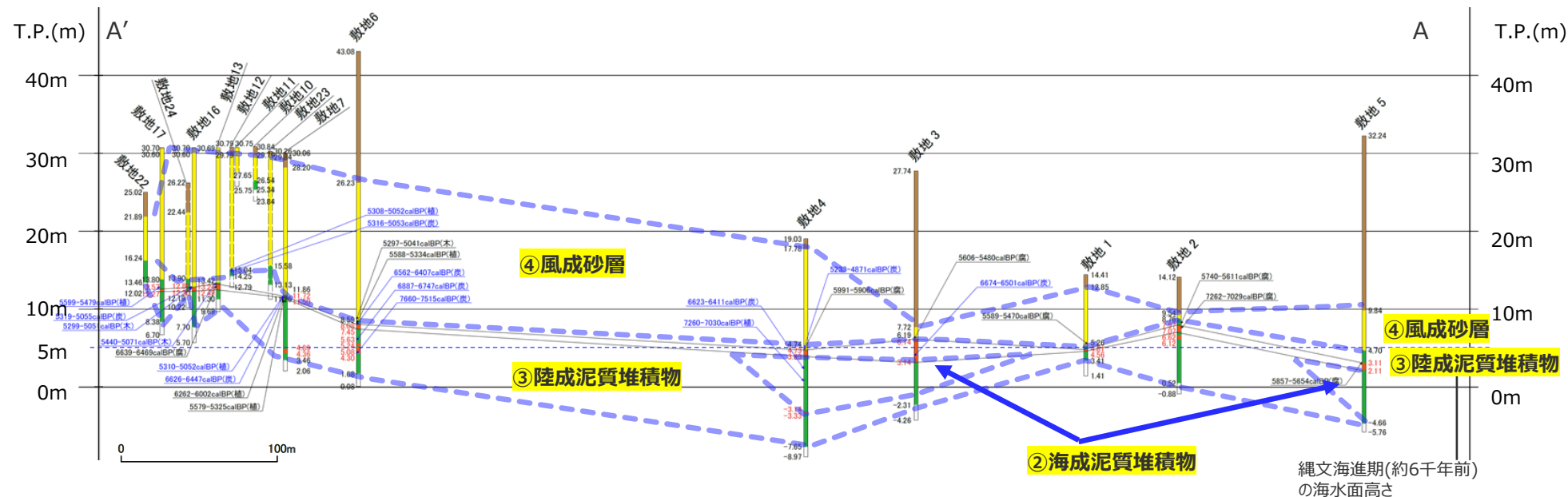
通常層	地層の有無	異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	有り	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	有り	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	有り	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	無	—
⑤海浜成砂礫層	無	—

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (敷地東側の地質断面と通常層と異常層抽出対象の通常層))

- 敷地東側には、下位から③陸成泥質堆積物、④風成砂層が重なる。海側の敷地3、4、5では③陸成泥質堆積物の間に②海成泥質堆積物が挟まる。
 - 本調査箇所では、①砂・シルト互層、⑤海浜成砂礫層は確認されない。
- ➡ ②海成泥質堆積物、③陸成泥質堆積物、④風成砂層を異常層抽出対象の通常層とする。

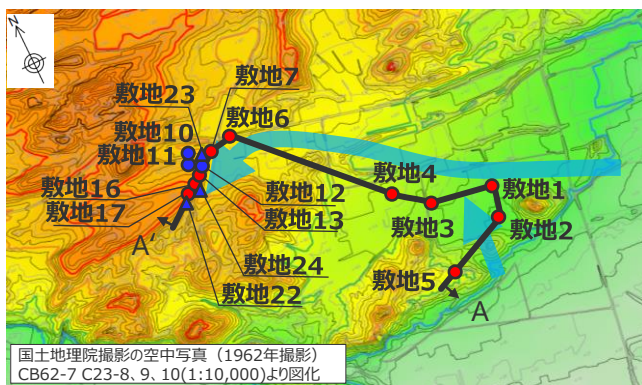


敷地東側の地質断面と通常層

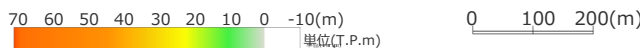
縄文海進期(約6千年前)の海水面高さ

凡例	
	盛土
	風成砂層
	泥質堆積物
	相良層群
	イベント堆積物

通常層	地層の有無	異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	有り	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	有り	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	有り	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	無	—
⑤海浜成砂礫層	無	—



国土地理院撮影の空中写真 (1962年撮影) CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化



ボーリング調査地点

➡ 推定される津波の浸入方向

— 断面線

- : イベント堆積物が確認された地点
- : イベント堆積物が確認されなかった地点
- ▲ : " (追加地点)

2.2 津波堆積物に関する現地調査

ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (筈川流域の地質断面と通常層と異常層抽出対象の通常層))

- 筈川流域には、陸側の筈川1では下位から②海成泥質堆積物、④風成砂層が、筈川2では下位から③陸成泥質堆積物、④風成砂層が重なる。海側の筈川3、4、5では下位から⑤海浜成砂礫層、④風成砂層が重なる。
- 海側の⑤海浜成砂礫層は、津波堆積物の分布上限を特定する観点からは、常時海流、波浪の影響を受けて堆積していたことから、調査対象としては適さないと考えられるため、異常層の抽出対象としない。
 - ➡ ②海成泥質堆積物、③陸成泥質堆積物、④風成砂層を異常層抽出対象の通常層とする。

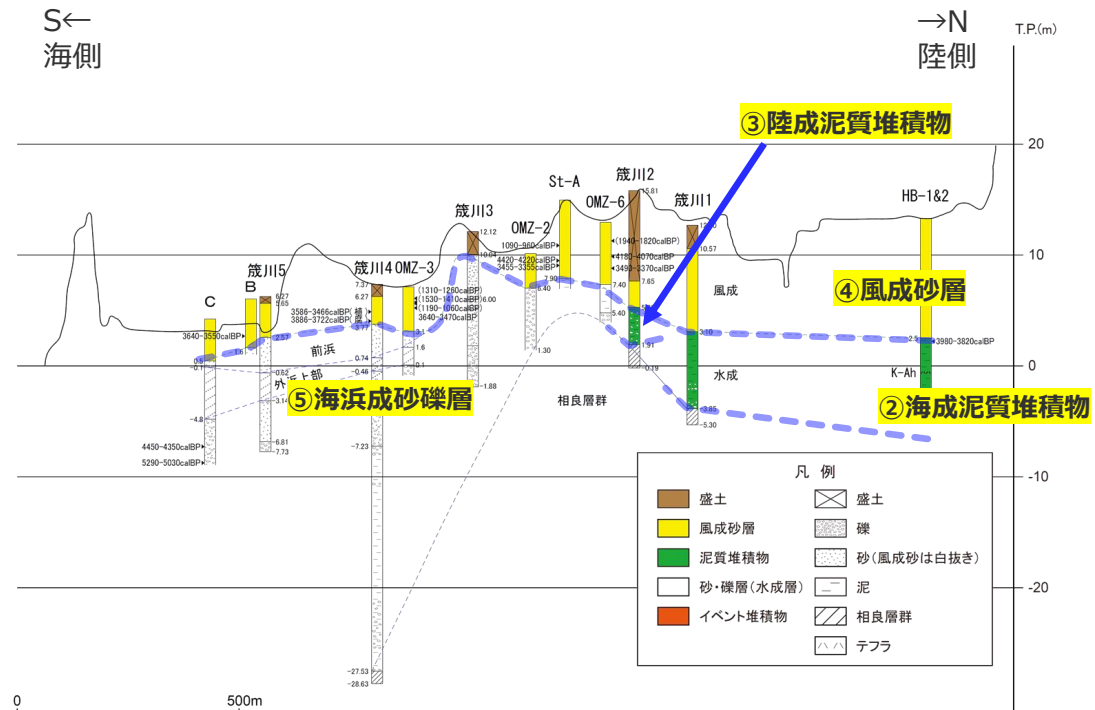


国土地理院 (2.5万分の1地形図「御前崎」) に加筆

- : イベント堆積物が確認された地点
- : イベント堆積物が確認されなかった地点 (当社調査)
- : イベント堆積物が確認されなかった地点 (当社以外の調査)
- : 砂丘

— 断面線

ボーリング調査地点



筈川流域の地質断面と通常層

通常層	地層の有無	異常層抽出対象とする通常層
④風成砂層	有り	抽出対象とする。
③陸成泥質堆積物	有り	抽出対象とする。
②海成泥質堆積物 (内湾)	有り	抽出対象とする。
①砂・シルト互層 (シルト質砂・礫層)	無	—
⑤海浜成砂礫層	有り	抽出対象としない。

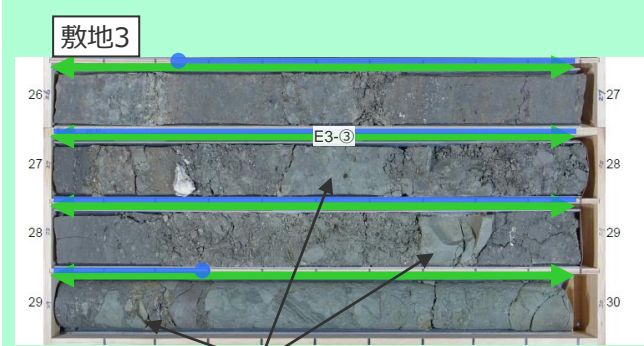
ボーリング試料の観察・分析の方法

(異常層の抽出方法 (異常層抽出の着目点の具体例))

■ 通常層（海成・陸成泥質堆積物、風成砂層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して抽出した異常層の具体例を示す。

②海成泥質堆積物

- 内湾成の静かな環境で堆積したシルト主体の堆積物であることから、砂や礫のような異なる色調や粒径の地層の混入に着目する。
- 基盤等の崩れについては、陸側にある土砂にも含まれるが、色調・粒径の違いとして幅広く抽出することとする。
- 貝化石は、本層が内湾底で堆積した海成の堆積物であるため通常含まれることから、異常層抽出の指標としては適していないと評価した。



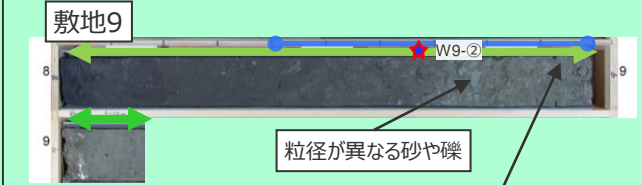
粒径が異なる礫

③陸成泥質堆積物

- 内湾に土砂の流入が進み陸化し、常時は海水の影響を受けない湖沼あるいは湿地に移化する堆積物であることから、砂や礫のような異なる色調や粒径の地層や貝化石や海成礫（円礫）の異質物の混入に着目する。
- 河川成の砂礫や基盤等の崩れについては、河川等により陸側から運ばれる土砂にも含まれるが、色調・粒径の違いとして幅広く抽出することとする。



粒径が異なる砂や礫、異質物（海成礫）の混入



粒径が異なる砂や礫

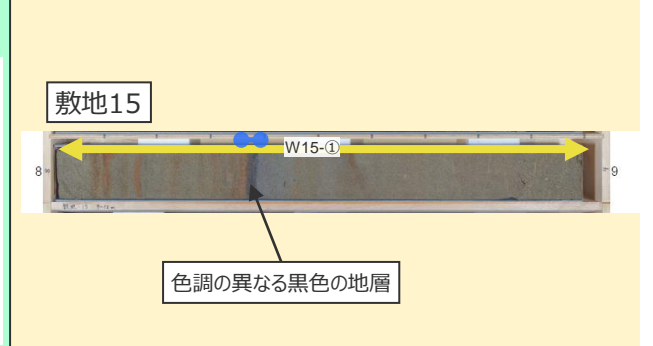


異質物（貝化石）の混入

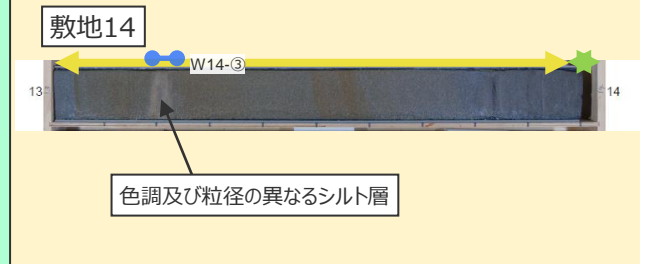
通常層	<凡 例>
盛土	評価
風成砂層	異常層
陸成泥質堆積物	年代測定
海成泥質堆積物	★ : ¹⁴ C年代試料採取
無印 : 相良層群	★ : " (追加)

④風成砂層

- 海岸沿いに発達した砂丘で堆積した砂層であるため、礫のような色調・粒径の地層や貝化石や海成礫（円礫）の異質物の混入に着目する。
- 砂丘砂に通常挟まれる腐植質層についても、色調の違いとして幅広く抽出することとする。



色調の異なる黒色の地層



色調及び粒径の異なるシルト層

2.2 津波堆積物に関する現地調査 ボーリング試料の観察・分析の方法 (イベント堆積物の認定方法)

- 津波堆積物の代表的な特徴として、(1)供給源が海岸付近や海域の碎屑物である、(2)層相に押し引き構造や削り込みが見られる、(3)平面的な分布が海岸付近から連続するなどが挙げられる(小松原(2012)、藤原(2007)、澤井(2012))。
- イベント堆積物の認定にあたっては、抽出した異常層について、津波堆積物の特徴がみられる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によってイベント堆積物(高潮・洪水・土石流等の津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物)を認定する。
- なお、津波堆積物の最大の標高を見逃すことなく確認することが最大の目的であることから、同じボーリングコア内でも上位に位置する異常層についての認定に重点を置いている。

イベント堆積物の認定方法

	評価項目		
	(1)供給源 (地層の成因を含む)	(2)層相 (構造の乱れ、削り込み等)	(3)平面的な分布 (連続性)
判定基準 (一般的な津波堆積物の特徴に基づくもの あるいは 保守的に考慮するもの)	津波により上流へ移送されたと考えられる海岸付近を供給源とする碎屑物を含む あるいは 成因が津波起因ではない「崩れ」、「植生」、「河成」(詳細後述)と判断できず、供給源が海岸付近である可能性も示唆される	層相に津波流入に伴う構造の乱れ、削り込み、押し引き構造等が認められる あるいは 層相からは津波起因とは判断できないが、侵食の可能性もある傾斜した境界面や明瞭な境界面が認められる	海岸から陸上に連続して遡上する津波の特性を考慮して地層が海岸付近から陸側に連続的に分布する あるいは 津波堆積物の場合には広く連続すると考えられるが、海岸付近から連続しなくとも隣り合う2地点以上で類似する地層が分布

(1)~(3)の保守的な判定基準に基づき、異常層として抽出した堆積物を個別に確認し総合的にイベント堆積物を認定

イベント堆積物の認定イメージ図

(1) 供給源 (地層の成因を含む)

(2) 層相 (構造の乱れ、削り込み)

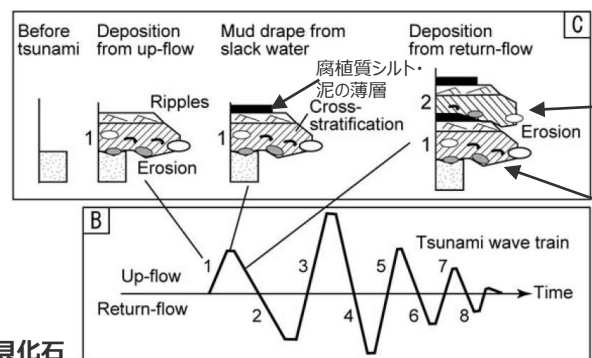
(3) 平面的な分布 (連続性)



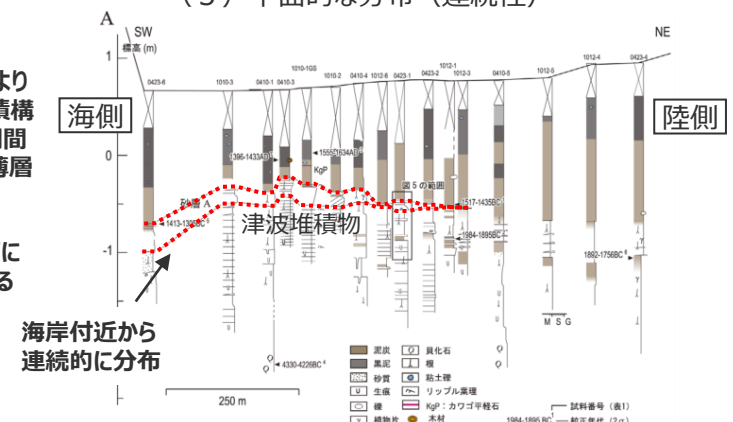
図 7.22 貝化石が集積した津波堆積物 (Fujiiwara, 2004MS)

海岸付近の貝化石
や海成礫を含む

(藤原(2015)に基づき作成)



(藤原(2007)に基づき作成)



(藤原ほか(2013)に基づき作成)

2.2 津波堆積物に関する現地調査

イベント堆積物に関する評価結果 (イベント堆積物の認定結果)

- 通常の堆積プロセスで形成される地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入に着目して、標高の高い堆積物に重点を置いて異常層を抽出し、その地層について津波堆積物の特徴が見られる(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布に着目して、主に目視によるコア観察によってイベント堆積物を抽出した。以下にその結果を示す。（各地層のイベント堆積物の認定に係る根拠の詳細は補足説明資料2章を参照）
- 敷地におけるイベント堆積物の分布上限が確認された調査地点及び地層を赤枠で示している。青枠の調査地点は、イベント堆積物の分布上限の周辺の調査地点を示しており、これらの調査地点の泥質堆積物中にイベント堆積物がないと確認した。（イベント堆積物がないと判断した根拠はp.59～69に詳述する。）

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布	
菊川	菊川1	○	K1-①	海	有	有	○
		○	K1-②	海	有	有	○
		○	K1-③	海	有	有	○
	菊川2	○	K2-①	海	有	有	○
	菊川3	×	-	-	-	-	-
	菊川4	○	K4-①	海	有	有	○
菊川5	○	K4-②	海	有	有	○	
	○	K4-③	海	有	有	○	
菊川6	×	-	-	-	-	-	
新野川	新野川1	○	N1-①	河成	有	無	×
		○	N1-②	河成	有	有	×
	○	N1-③	河成	有	有	×	
	新野川2	○	N2-①	河成	有	有	×
新野川3	○	N3-①	植生等	有	無	×	
	○	N3-②	植生等	無	無	×	
新野川4	○	N3-③	植生等	有	無	×	
	○	N4-①	植生等	有	無	×	
新野川5	○	N4-②	植生等	有	無	×	
	○	N4-③	植生等	有	無	×	
箆川	箆川1	○	O1-①	植生等	無	無	×
		○	O1-②	植生等	無	無	×
		○	O1-③	崩れ	有	有	×
	○	O1-④	崩れ	有	無	×	
	箆川2	○	O2-①	崩れ	有	有	×
箆川3	×	-	-	-	-	-	
箆川4	○	O4-①	植生等	無	無	×	
箆川5	○	O5-①	植生等	無	無	×	

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物	
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布		
敷地西側	敷地8	×	-	-	-	-	-	
	敷地9	○	W9-①	植生等	有	有	×	
		○	W9-②	海	有	有	○	
		○	W9-③	崩れ	有	有	×	
	敷地14	○	W14-①	植生等	無	有	×	
		○	W14-②	植生等	有	無	×	
		○	W14-③	植生等	無	無	×	
		○	W14-④	植生等	無	有	×	
		○	W14-⑤	海	有	有	○	
		○	W14-⑥	海	有	有	○	
		○	W14-⑦	海	有	有	○	
	敷地15	○	W15-①	植生等	無	有	×	
		○	W15-②	植生等	無	有	×	
		○	W15-③	崩れ	有	無	×	
		○	W15-④	海	有	有	○	
		○	W15-⑤	崩れ	有	有	×	
		○	W15-⑥	海	有	有	○	
		○	W15-⑦	崩れ	有	有	×	
		敷地18	○	W18-①	植生等	無	有	×
		○	W18-②	植生等	有	有	×	
		○	W18-③	海	有	有	○	
敷地19	○	W19-①	植生等	無	無	×		
敷地20	○	W19-②	植生等	無	無	×		
	○	W19-③	崩れ	有	無	×		
敷地21	×	-	-	-	-	-		
敷地22	○	W21-①	崩れ	有	無	×		

調査箇所	地点名	異常層	地層 No.	評価項目			イベント堆積物
				(1) 供給源	(2) 層相	(3) 平面的な分布	
敷地東側	敷地1	○	E1-①	植生等	無	無	×
		○	E1-②	植生等	無	無	×
		○	E1-③	植生等	無	有	×
	敷地2	○	E1-④	海	有	有	○
		○	E2-①	海	有	有	○
	敷地3	○	E2-②	海	有	有	○
		○	E3-①	植生等	無	有	×
	敷地4	○	E3-②	海	有	有	○
		○	E3-③	崩れ	有	有	×
		○	E4-①	植生等	無	有	×
		○	E4-②	海	有	有	○
	敷地5	○	E4-③	海	有	有	○
		○	E4-④	崩れ	有	有	×
	敷地6	○	E5-①	植生等	無	有	×
○		E5-②	海	有	有	○	
○		E6-①	植生等	無	無	×	
○		E6-②	植生等	有	無	×	
○		E6-③	植生等	無	有	×	
○		E6-④	植生等	有	無	×	
○		E6-⑤ ^{*1}	植生等	有	無	×	
○		E6-⑥	海	有	有	○	
敷地7	○	E6-⑦	海	有	有	○	
	○	E6-⑧	海	有	有	○	
	○	E7-①	海	有	有	○	
敷地10	○	E7-②	崩れ	有	無	×	
	○	E7-③	海	有	有	○	
	○	E7-④	海	有	有	○	
敷地11	×	-	-	-	-	-	
敷地12	○	F12-①	崩れ	有	無	×	
敷地13	○	F13-①	海	有	有	○	
敷地16	○	E16-①	海	有	有	○	
	○	E16-②	崩れ	有	無	×	
敷地17	○	E17-①	崩れ	有	無	×	
	○	E17-②	海	有	有	○	
敷地22	○	E22-①	崩れ	有	無	×	
敷地23	×	-	-	-	-	-	
敷地24	×	-	-	-	-	-	

記号の凡例

	記号	検討結果
異常層	○	上下の地層（通常層）と異なる色調・粒径の地層や異質物の混入が認められる。
	×	「」が認められない。

検討項目	記号	津波堆積物に見られる特徴を踏まえた検討結果
供給源	海	円礫等から供給源が海岸付近である、または、供給源として、下記の崩れ、河成、植生等に該当せず供給源が海岸付近である可能性を否定できないもの。（海起源）
	崩れ	相良層群の泥岩礫等であり、基盤岩等の再堆積（崩れ）と判断される。
	河成	粗砂、淘汰の悪い砂礫等であり、河成砂礫と判断される。
	植生等	風成砂層中に狭在する泥質層であり、砂丘を覆う植生もしくは局所的な水たまりでできた腐植層・シルト層と判断される。
層相（構造の乱れ、削り込み等）	有	構造の乱れ、削り込み（傾斜した境界面を含む）、押し引き構造等が認められる。
	無	上記が認められない。
平面的な分布（連続性）	有	隣り合う2地点以上で連続的に分布が認められる、あるいは、連続性が否定できないもの（海側まで連続しないものも有と表記）。
	無	連続的な分布が認められない。
イベント堆積物	○	高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物であることからイベント堆積物と認定
	×	津波以外の成因であると考えられることから、イベント堆積物ではないと評価

赤枠	敷地におけるイベント堆積物の分布上限が確認された調査地点及び地層
青枠	イベント堆積物の分布上限より標高の高い泥質堆積物が分布する調査地点

*1 前回評価からの変更点：E6-⑤の「供給源」について、前は上下面の火災状の乱れにより「注入」としていたが、今回は火災状の乱れは「層相」の評価と整理し、「供給源」の評価は風成砂層中の腐植層であり「植生等」に整理し直した。なお、火災状の乱れは砂層とそれを挟む腐植層との上下の境界面で確認できる構造であることから、津波などの流れによる堆積時の構造（一般的に下面のみに侵食基底を持つ）ではなく、液状化など堆積後に形成された構造であると判断している。

2.2 津波堆積物に関する現地調査

イベント堆積物に関する評価結果

(イベント堆積物の認定結果の類型化)

- イベント堆積物の認定結果について、(1)供給源の違いを基に、(2)層相、(3)平面的な分布（連続性）の関係が類似する評価結果をまとめて類型化した。（下表）
- イベント堆積物ではないとした地層は、いずれも(1)供給源が海岸付近ではなく「崩れ」、「河成」、「植生等」と評価している。（供給源の判断根拠は次頁参照。）
- (1)供給源を「崩れ」、「河成」と評価した地層は、(2)層相に基底面の削り込み等が見られ、(3)平面的な分布（連続性）が確認されるものもあるが、津波特有の押し引き構造等は認められず、谷壁等の崩れや河川によりもたらされる一般的に堆積した砂・礫であると考えられ、想定される崩れ現象と整合的な結果である。
- (1)供給源を「植生等」と評価した地層は、(2)層相に傾斜した基底面や(3)平面的な分布（連続性）が確認されるが、強い流れを示唆する削り込みや津波特有の押し引き構造等は認められず、砂丘を覆う植生や水たまりが飛砂により埋没してある程度の広がりをもって形成される泥質層であるため、その堆積過程を考慮すると、現象と整合的な結果であると考えられる。

イベント堆積物の認定結果の類型化

調査箇所	(1)供給源	(2)層相	(3)平面的な分布（連続性）	評価	箇所	異常層・イベント堆積物
敷地、 菊川	【海岸付近】	【有】 層相に押し引き、凸凹、削り込み等が認められる。	【有】 海側から連続する、あるいは、連続する可能性がある。	イベント堆積物	29	K1-①,K1-②,K1-③,K2-①,K4-①,K4-②,K4-③, W9-②,W14-⑤,W14-⑥,W14-⑦,W15-④, W15-⑥,W18-③, E1-④,E2-①,E2-②,E3-②,E4-②,E4-③,E5-②, E6-⑥,E6-⑦,E6-⑧,E7-①,E7-③,E13-①, E16-①,E17-②
敷地、 箆川	【崩れ】 (相良層群)	【有】 基底面に凹凸や削り込みが認められるが、 津波特有の押し引き構造等は認められない。	【有・無】 相良層群の礫が基底に沿って連続し、 通常の堆積構造であると考えられる。	イベント堆積物 ではない	13	W9-③,W15-③,W15-⑤,W15-⑦,W19-③,W21-①, E7-②,E12-①,E16-②,E17-①,E22-①, E3-③,E4-④
	【崩れ】 (段丘堆積物)	【有】 基底面に凹凸や削り込みが認められるが、 津波特有の押し引き構造等は認められない。	【有・無】 隣り合う2地点の連続性は否定できないが、 海岸付近から連続しない。	イベント堆積物 ではない	3	O1-③,O1-④,O2-①
新野川	【河成】	【有】 層相に明瞭な基底面境界が認められるが、 津波特有の押し引き構造等は認められない。	【有・無】 隣り合う2地点で連続する可能性が否定 できないが、海岸付近から連続しない。	イベント堆積物 ではない	4	N1-①,N1-②,N1-③,N2-①
敷地、 新野川、 箆川	【植生等】 (風成砂層中)	【有・無】 基底面に凸凹、明瞭な境界面、傾斜した 境界が認められることあるが、強い流れを示 唆する削り込みや津波特有の押し引き構造 等は認められない。なお、例外的に1箇所 で火炎状の乱れが認められる。	【有・無】 隣り合う調査地点で連続するものがある が、海岸付近から連続しない。	イベント堆積物 ではない	22	N3-①,N3-②,N3-③,N4-①,N4-②, W14-①,W14-②,W14-③,W15-①,W18-①, W19-①,W19-②, E1-①,E1-②,E6-①,E6-②,E6-④,E6-⑤ O1-①,O1-②,O4-①,O5-①
敷地	【植生等】 (風成砂層と泥 質堆積物との地 層境界)	【有・無】 基底面に凹凸や明瞭な境界が認められるこ とがあるが、強い流れを示唆する削り込みや 津波特有の押し引き構造等は認められない。	【有】 泥質堆積物と風成砂との地層境界に 沿って連続し、通常の堆積構造と考えら れる。	イベント堆積物 ではない	9	W9-①,W14-④,W15-②,W18-②, E1-③,E3-①,E4-①,E5-①,E6-③

(供給源の判断根拠は次頁参照。)

※ 供給源が「崩れ」、「植生」、「河成」であっても、仮に、層相に押し引き構造などの津波でしか認められない特徴があり、かつ、海岸付近からの連続性が認められる場合にはイベント堆積物と認定する。（今回の調査では該当なし）

2.2 津波堆積物に関する現地調査

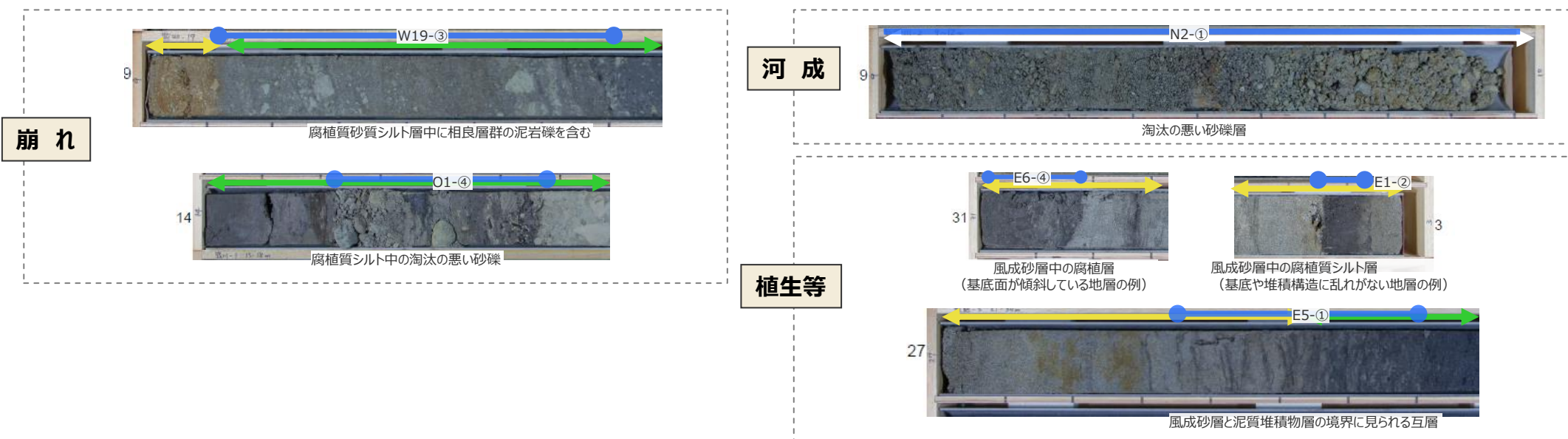
イベント堆積物に関する評価結果

(供給源が海岸付近ではないと判断した根拠)

- 泥質堆積物および風成砂層中の異常層について「供給源が海岸付近ではないと判断できる堆積物」に関して、津波堆積物の代表的な特徴と対比した結果に基づく判断根拠を以下に示す。

調査箇所	供給源	場所・混入物	判断根拠 (概要)
敷地、箆川	崩れ	相良層群を基盤とする谷 (敷地) において確認される、相良層群の礫	相良層群の開析谷を埋める泥質堆積物の基底付近に認められる相良層群からなる礫層であり、海岸付近の海成礫などを含まないことから、海岸付近から津波によって流されたものではなく、背後の相良層群が供給源であり、相良層群の崩れと評価。(詳細はp.55)
		段丘の縁に位置する低地 (箆川) において確認される、淘汰の悪い砂礫	背後の段丘堆積物の礫と形状や大きさが似ており、淘汰が悪いことから、海岸付近から津波によって流されてきたものではなく、背後の段丘堆積物が供給源であり、段丘堆積物の崩れと評価。(詳細はp.56)
新野川	河成	河川沿い (新野川) に認められる淘汰の悪い砂礫層	含まれる砂礫の淘汰が悪く、礫形状等の分析により海成礫ではなく河成礫と判断されることから、河成堆積物と評価。(詳細はp.57)
敷地、新野川、箆川	植生等	砂丘などの風成砂層が存在する箇所 (敷地、新野川、箆川) において確認される風成砂層中の腐植質層・シルト層	砂丘中の腐植質層・シルト層は、砂丘形成休止時期の植生や水たまりが埋没して形成されるとされること、また、海岸付近を供給源とする円礫等も含まないことから、植生等と評価。(詳細はp.58)

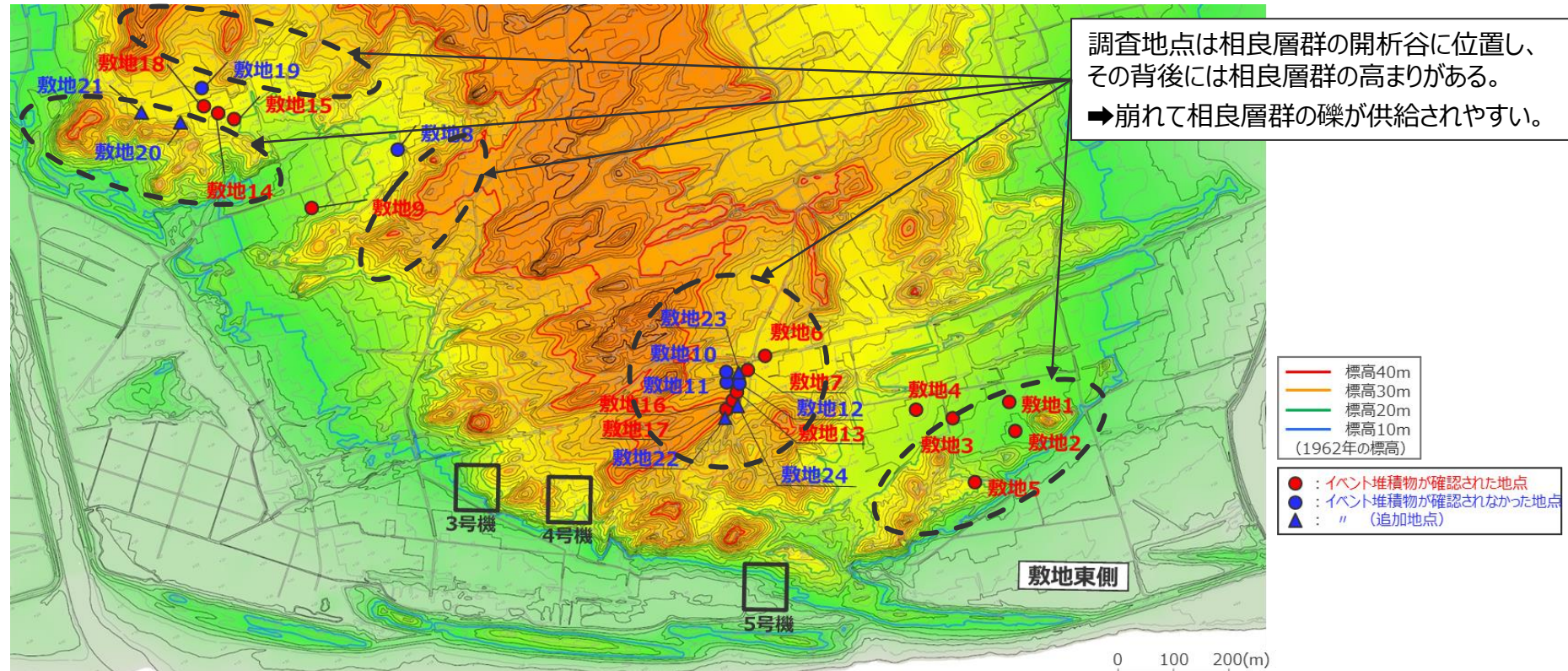
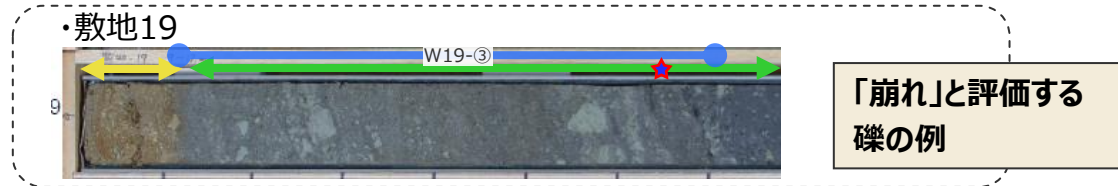
(各地層の判断根拠の詳細は、補足説明資料2章を参照)



2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(供給源が海岸付近ではないと判断した根拠 (崩れ (敷地)))

- 敷地の泥質堆積物中の相良層群の礫について、供給源が海岸付近ではないと判断する理由は以下のとおり。
- 敷地の調査地点は相良層群の開析谷を埋める泥質堆積物の基底付近に認められる相良層群からなる礫層であり、それらが崩れて供給されやすい環境にあることや、海岸付近の海成礫などを含まないことから、海岸付近から津波によって流されたものではなく、背後の相良層群が供給源であり、相良層群の礫（円礫が主体のものは除く）は「崩れ」と評価し、供給源が海岸付近ではないと判断した。



国土地理院撮影の空中写真（1962年撮影）CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化した地形図をもとに着色した。

敷地のボーリング調査結果（発電所開発前の地形図に投影）



2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

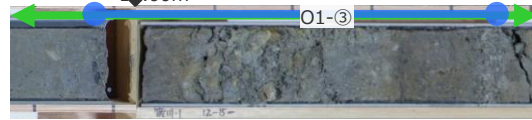
(供給源が海岸付近ではないと判断した根拠 (崩れ (箆川流域)))

- 箆川の泥質堆積物中の砂礫について、供給源が海岸付近ではないと判断する理由は以下のとおり。
- 箆川の調査地点は背後に御前崎台地があり、その台地には杉山ほか(1988)に基づく、中～大礫からなる御前崎段丘堆積物があるとされている。
- それらが崩れて供給されやすい環境にあること、御前崎段丘堆積物の礫と大きさや形状が似ており、また、淘汰も悪いことから、箆川1及び箆川2地点で見られる泥質堆積物中の砂礫は、海岸付近から津波によって流されたものではなく、背後の段丘堆積物が供給源であり、御前崎段丘堆積物の「崩れ」と評価し、供給源は海岸付近ではないと判断した。

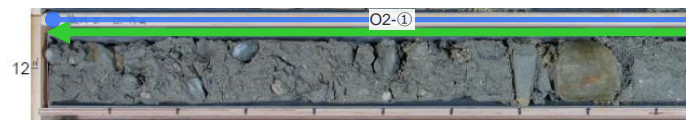
・箆川1 淘汰の悪い砂礫 (礫径～5cm)



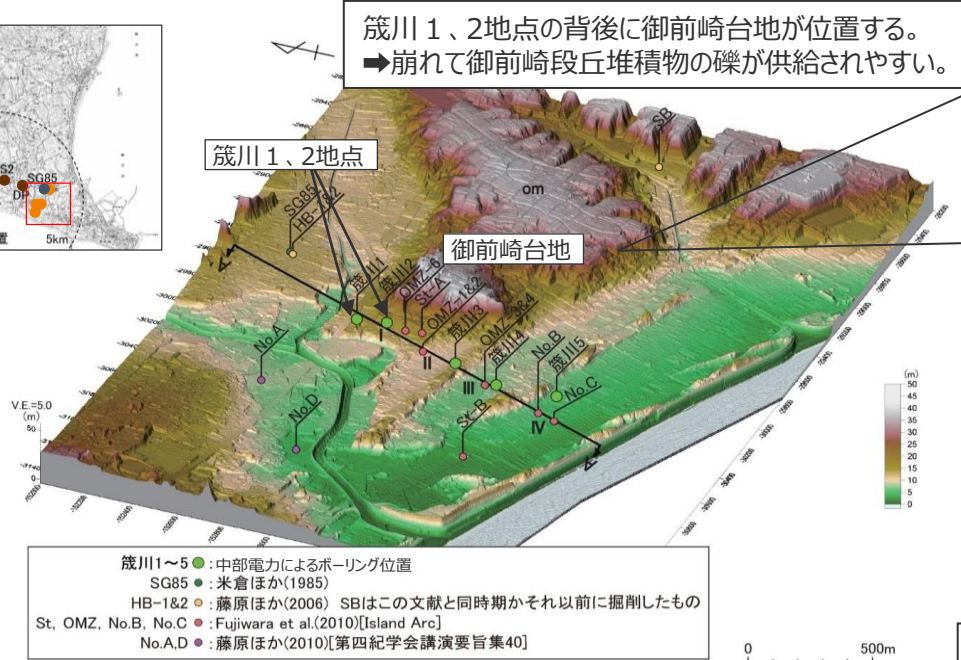
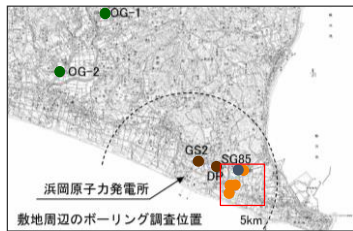
・箆川1 11.00m 淘汰の悪い砂礫 (礫径～3cm)



・箆川2 淘汰の悪い砂礫 (礫径～10cm)



「崩れ」と評価する
砂礫の例



下部礫層は中～大礫層からなり、径10cm程度の大礫を中心とする層準が4層程度識別される。

第49図 御前崎段丘堆積物の下部礫層-上部礫層の露頭 (御前崎町新神子)

杉山ほか (1988)

- ・御前崎段丘堆積物は主として海浜成の淘汰の良い中～大礫からなる。
- ・上図は御前崎町新神子の露頭写真で、御前崎段丘堆積物の下部礫層-上部礫層の露頭。
- ・下部礫層は中～大礫層からなり、径10cm程度の大礫を中心とする層準が4層程度識別されることが多い。中部礫層は差異—中礫層からなり極粗砂を挟む。上部層は中礫層からなる。

2.2 津波堆積物に関する現地調査

イベント堆積物に関する評価結果

(供給源が海岸付近ではないと判断した根拠 (河成))

- 新野川の泥質堆積物中の砂礫について、供給源が海岸付近ではないと判断する理由は以下のとおり。
- 新野川1及び2の地点は、約6000年前に新野川の中流部が砂州で堰き止められたことにより形成された旧新野池に位置し、河川が流入する湖沼であった。
- 藤原(2015)や石渡ほか(2019)によると、河成礫は一般にゴロンとした形で、淘汰度、円磨度が低いとされており、新野川1、2で見られる砂礫もコア観察により淘汰が悪く、ゴロンとした形であることから河成礫に近い特徴を持つことを確認している。
- さらに画像解析ソフト(Image-J^{*1})により礫形状を測定し石渡ほか(2019)等で提案されている様々な指標を用いて、定量的な比較検討を行った結果、海成礫よりも河成礫に近い数値を示すことから新野川1、2で見られる礫を「河成」と評価し、供給源は海岸付近ではないと判断した。(詳細は補足説明資料5.1章)

・新野川2



淘汰の悪い砂礫層

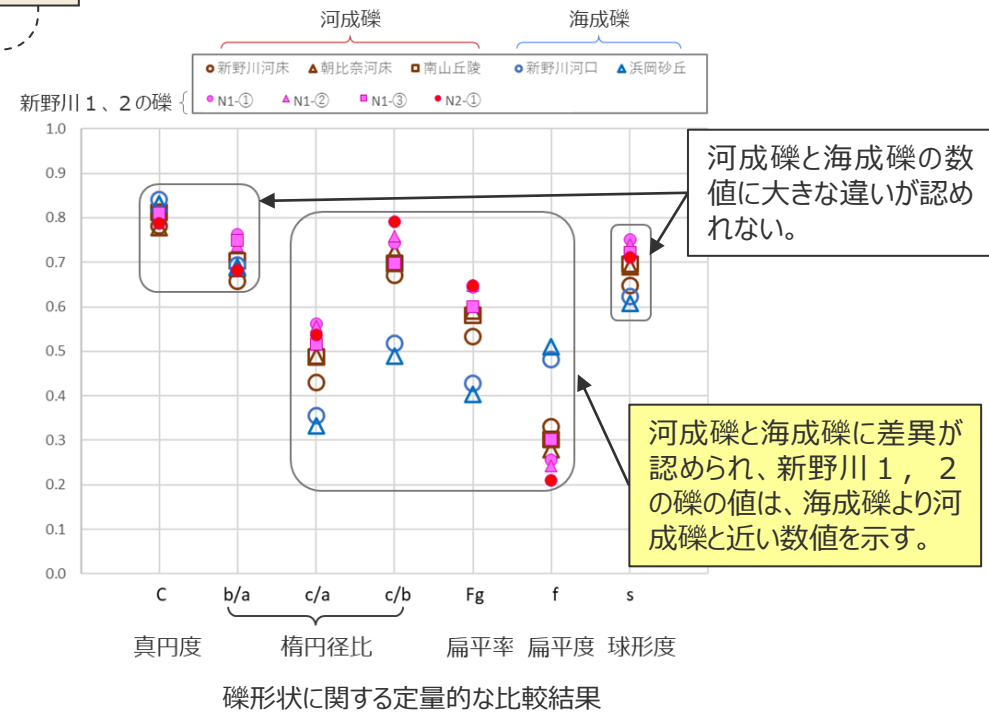
「河成」と
評価する砂礫の例

海成礫及び河成礫の特徴

項目	海成礫	河成礫	新野川1, 2の例 (N2-①)
砂礫の淘汰度	高い	低い	基質は極粗粒砂～極細粒砂 ↓ 基質に粗砂を含み淘汰が悪く級化構造が見られない。
砂礫の円磨度	高い	低い	礫径～3cm 亜角～亜円 (砂岩、泥岩礫) ↓ 亜角～亜円礫からなり、ゴロンとした形を示す。
礫の形状	円くて扁平	ゴロンとした形 (ジャガイモやカキフライのような形)	

新野川1、2に見られる礫は河成礫に近い特徴を持つ

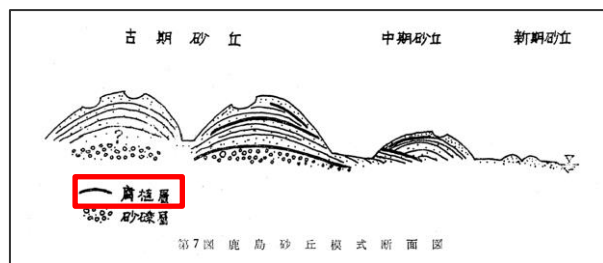
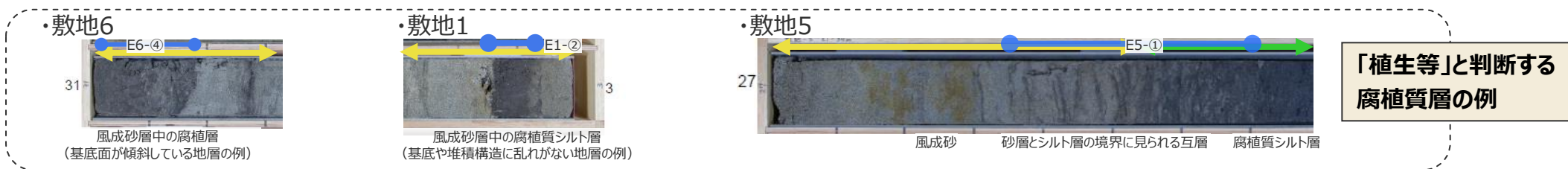
*1 Image-J(<https://imagej.nih.gov/ij/>)



- 藤原(2015)では、海浜と河川では一般に堆積物を構成する粒子の特徴が異なる。例えば砂や礫の淘汰度や円磨度は海砂で高く川砂で低いのが通常である。海岸の池や湿地などで、淘汰度や円磨度が高い砂の層が堆積していれば、それは海から運ばれた可能性が高いとしている。
- 石渡ほか(2019)などによると、海岸礫は河川礫より円くて扁平であり、河川礫の形を一言で言えば「ゴロンとした形」(ジャガイモやカキフライのような形)と言える。

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果 (供給源が海岸付近ではないと判断した根拠 (植生等))

- 敷地、新野川、箴川の風成砂層中の腐植質層について、供給源が海岸付近ではないと判断する理由は以下のとおり。
- 敷地、新野川、箴川の調査地点に近い遠州灘には浜岡砂丘が広がっている。
- 多田ほか(1971)や藤(1971)等によると、砂丘中の腐植質層は、飛砂の供給量が少ない時期に植生が形成され、再び飛砂の供給量が増加した際に砂丘に埋没して形成されたもので、砂丘形成の休止期を示すものであるとされている。
- 浜岡砂丘においても他の地域と同様に、砂丘上の植生や水たまりを飛砂が覆い腐植質層やシルト層が形成される環境にあると考えられること、また、海岸付近を起源とする円礫等も含まないことから、風成砂層中の腐植質層は「植生等」と評価し、供給源は海岸付近ではないと判断した。(詳細は補足説明資料3)



(多田ほか (1971) に基づき作成)



砂丘中の腐植質砂層の例 (土谷ほか (1984) に基づき作成)



合戸砂丘(昭和41年) 南遠大砂丘として観光名所となった。



たまり(昭和41年) 砂丘と砂丘の間に「たまり」とよんだ池ができた。そこで子どもたちは水遊びし、魚もとった。

(浜岡町 (2004) に基づき作成)



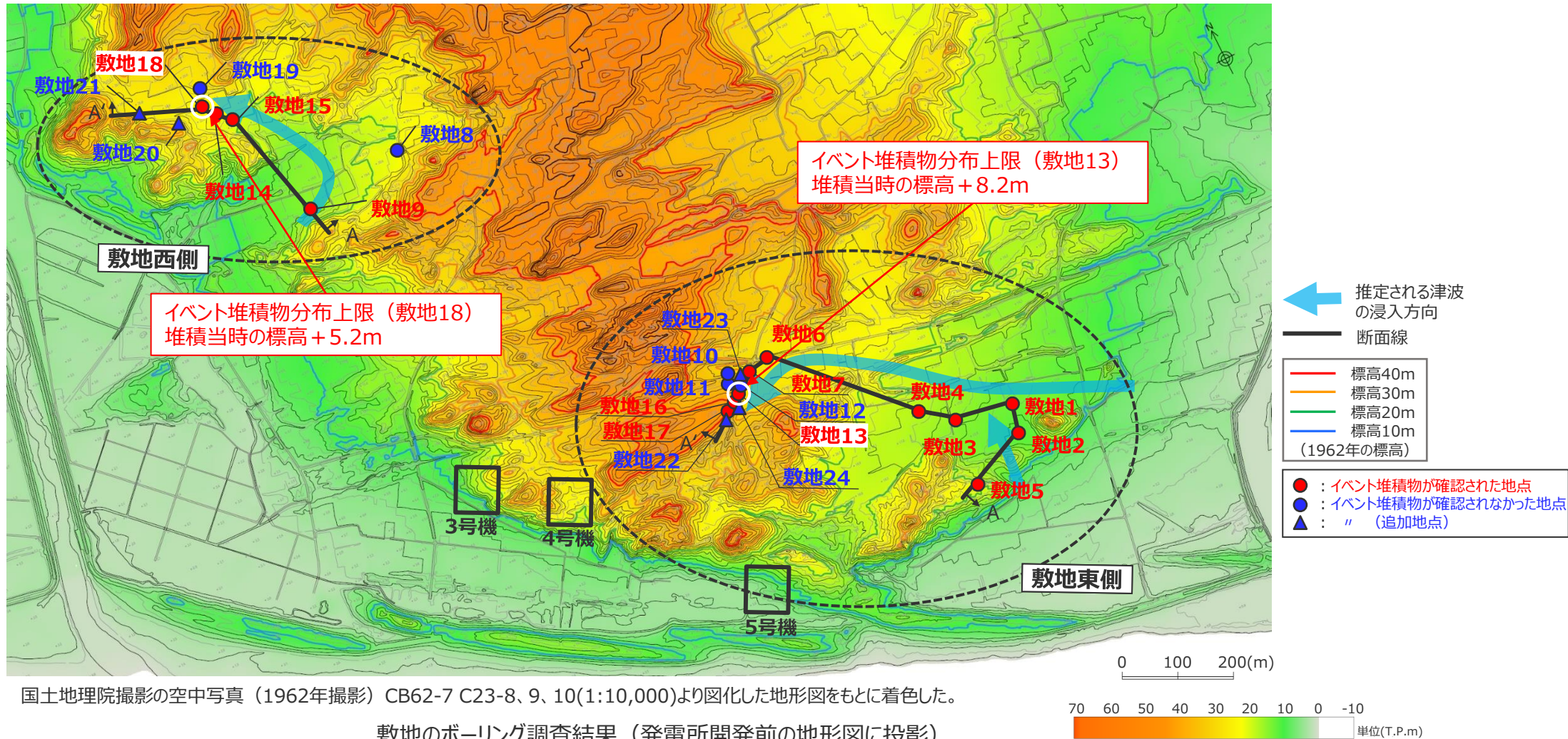
現在の浜岡砂丘の植生状況 (2020年11月 当社撮影)

2.2 津波堆積物に関する現地調査

イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地のイベント堆積物の平面分布))

- 敷地西側及び東側のイベント堆積物の分布上限周辺の調査地点について、泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠を整理した。
- 敷地西側はp.60～63参照、敷地東側はp.64～69参照。



国土地理院撮影の空中写真 (1962年撮影) CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化した地形図をもとに着色した。

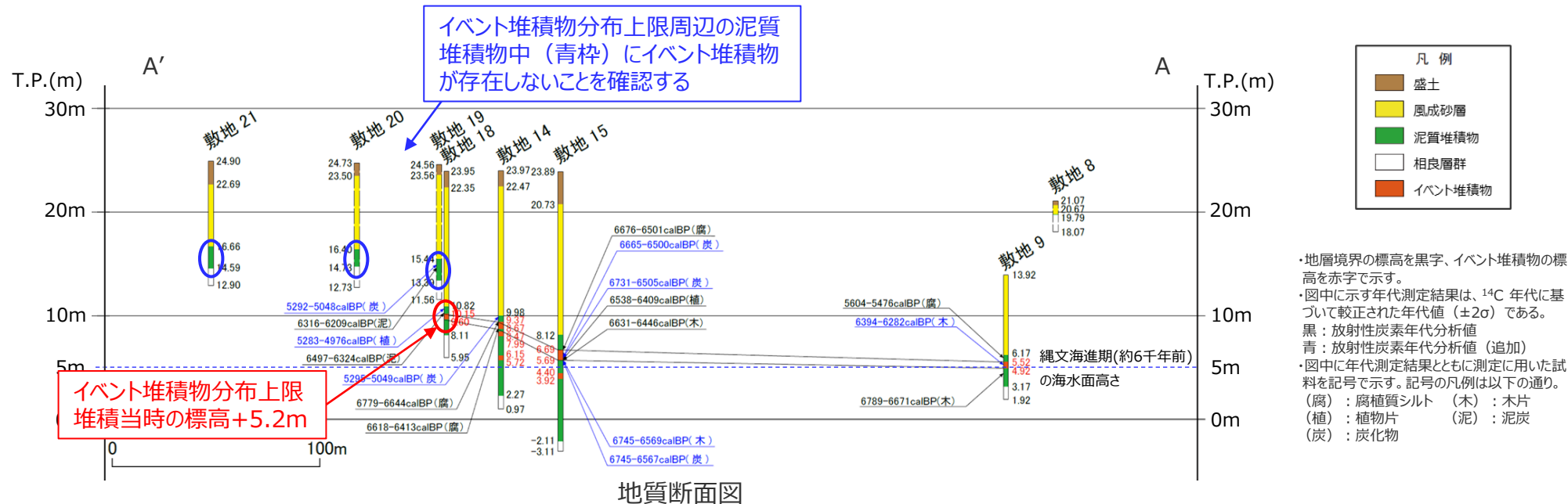
敷地のボーリング調査結果 (発電所開発前の地形図に投影)

2.2 津波堆積物に関する現地調査

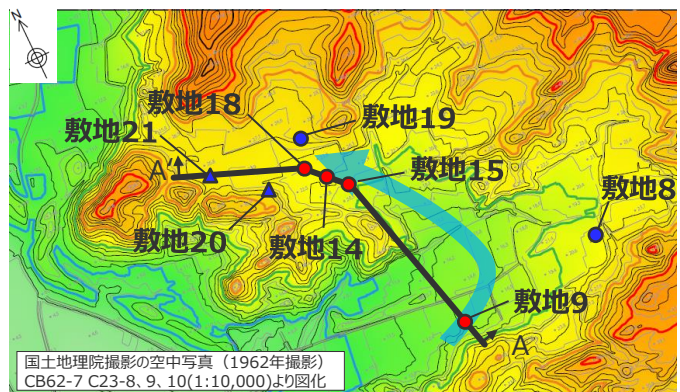
イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地西側：地質断面図))

- 敷地西側のイベント堆積物は、敷地9、15、14、18の現標高約4~10mにかけて泥質堆積物中に確認され、この内敷地18のイベント堆積物の分布標高が最も高い。
- 敷地西側について、イベント堆積物より標高の高い位置にイベント堆積物が存在しないことを確認するために、イベント堆積物の分布上限 (敷地18) 周辺の調査地点の泥質堆積物中 (敷地19~21：下図青丸) にイベント堆積物がないと判断した根拠を次頁以降に示す。



地質断面図



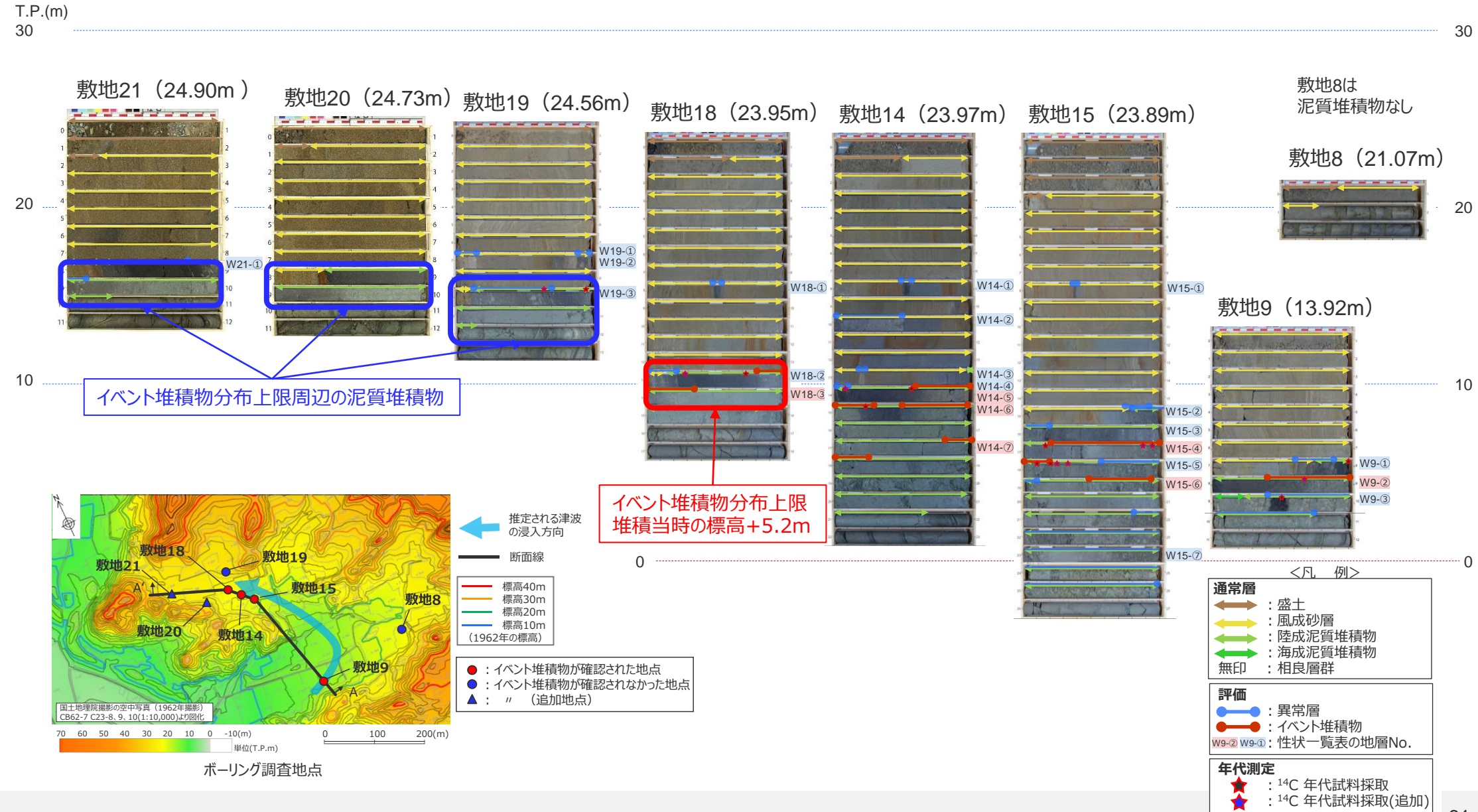
ボーリング調査地点

- ・山谷の大きな位置関係は、基盤が反映されたものであり、発電所開発前 (1962年) とイベント堆積物の堆積時 (縄文海進期) とで概ね変わらないと考えられる。
- ・各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地西側：ボーリングコア写真))

■ イベント堆積物分布上限周辺の泥質堆積物中にイベント堆積物がないことを確認するための泥質堆積物の位置を青枠で示す。



2.2 津波堆積物に関する現地調査

イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地西側：異常層の抽出結果))

- イベント堆積物分布上限周辺の調査地点において、異常層の抽出結果を下表に示す。
- 敷地20では層相の変化が見られないことから異常層が認められないと評価した。
- 敷地19及び敷地21では、層相の変化が見られたことから異常層として抽出した。それらの地層について、イベント堆積物がないと判断した根拠を次頁に示す。

Br孔	上端 標高 (m)	下端 標高 (m)	上端 深度 (m)	下端 深度 (m)	コア写真	柱状図記事	異常層の抽出結果
敷地19	15.44	13.39	9.12	11.17		9.12-9.70 腐植質砂質シルト 砂は細粒砂～中粒砂 相良層群の泥岩礫を含む 礫径～4cm 亜円～角 9.70-10.00 腐植質シルト 相良層群の泥岩礫を含む 亜円～角 10.00-11.17 シルト 10.00-10.35 泥、腐植質シルトを含む 10.35-11.17 相良層群の泥岩礫を含む 礫径～7cm 亜円～亜角	「W19-③ (深度9.12-9.70m)」 泥質堆積物中に砂や礫を含むことから異常層の地層と評価した。 「上記以外の泥質堆積物全体」 W19-③より下位のシルト及びそれを整合的に覆う腐植質シルトは連続して堆積しており、それぞれの地層中に層相の変化が見られないことから、 異常層が認められない と評価した。
敷地20	16.40	14.73	8.33	10.00		8.33-9.40 腐植質シルト 相良層群の泥岩亜角礫 礫径1～2cmを含む 9.40-10.00 含礫シルト 相良層群の泥岩・砂岩亜角礫 礫径1～5cm 10.00- 砂岩・泥岩互層 (相良層群)	「泥質堆積物全体」 下位の含礫シルト及びそれを整合的に覆う腐植質シルトも連続して堆積しており、それぞれの地層中に層相の変化が見られないことから、 異常層が認められない と評価した。
敷地21	16.66	14.59	8.24	10.31		8.24-9.30 腐植質シルト 相良層群の砂岩・泥岩亜角礫 礫径0.5～3cmを含む 8.24-8.40 砂混じる 8.80 異物？ 9.30-10.31 含礫シルト 相良層群の泥岩亜角礫主体 礫径1～5cm	「W21-① (深度8.80-9.12m)」 泥質堆積物中に礫を含むことから異常層の地層と評価した。 「上記以外の泥質堆積物全体」 W21-①を除く含礫シルト及びそれを整合的に覆う腐植質シルトは連続して堆積しており、それぞれの地層中に層相の変化が見られないことから、 異常層が認められない と評価した。

<凡例> 通常層 盛土 風成砂層 陸成泥質堆積物 海成泥質堆積物 無印：相良層群
 評価 異常層 イベント堆積物
 年代測定 ^{14}C 年代試料採取 ^{14}C 年代試料採取(追加)

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地西側：異常層をイベント堆積物ではないと判断した根拠))

- w19-③及びW21-①の異常層は、基底面に削り込みや凹凸が見られるものの類似する地層が連続せず、含まれる礫も相良層群の礫である。
- ボーリング調査地点が相良層群の開析谷に位置し相良層群の礫が供給されやすい場所にあること、また、海岸付近の海成礫などを含まないことから、これらの異常層に含まれる礫は海岸から津波によって流されたものではなく、基盤岩の再堆積と考えられることからイベント堆積物ではないと評価した。

Br孔	地層 No.	上端 標高 (m)	下端 標高 (m)	上端 深度 (m)	下端 深度 (m)	コア写真	柱状図記事	評価
敷地19	W19-③	15.44	14.86	9.12	9.70		9.12-9.70 腐植質砂質シルト 砂は細粒砂～中粒砂 相良層群の泥岩礫を含む ⁽¹⁾ 礫径～4cm 亜円～角	基底面に削り込み ⁽²⁾ が見られるが、類似する地層が連続せず ⁽³⁾ 、含まれている礫が相良層群の礫であり、基盤岩の再堆積 (崩れ) ⁽¹⁾ であると考えられることからイベント堆積物ではないと評価した。
敷地21	W21-①	16.10	15.78	8.80	9.12		8.24-9.30 腐植質シルト 相良層群の砂岩・泥岩亜角礫 ⁽¹⁾ 礫径0.5～3cm を含む 8.24-8.40 砂混じる 8.80 異物？	泥質堆積物中に礫を含み、基底面には凹凸 ⁽²⁾ が見られるが、海側から類似する地層が連続せず ⁽³⁾ 、含まれている礫が相良層群の礫であり、基盤岩の再堆積 (崩れ) ⁽¹⁾ であると考えられることから、イベント堆積物ではないと評価した。なお、深度8.80mの異物？は貝化石ではないことを確認している。

<凡例>

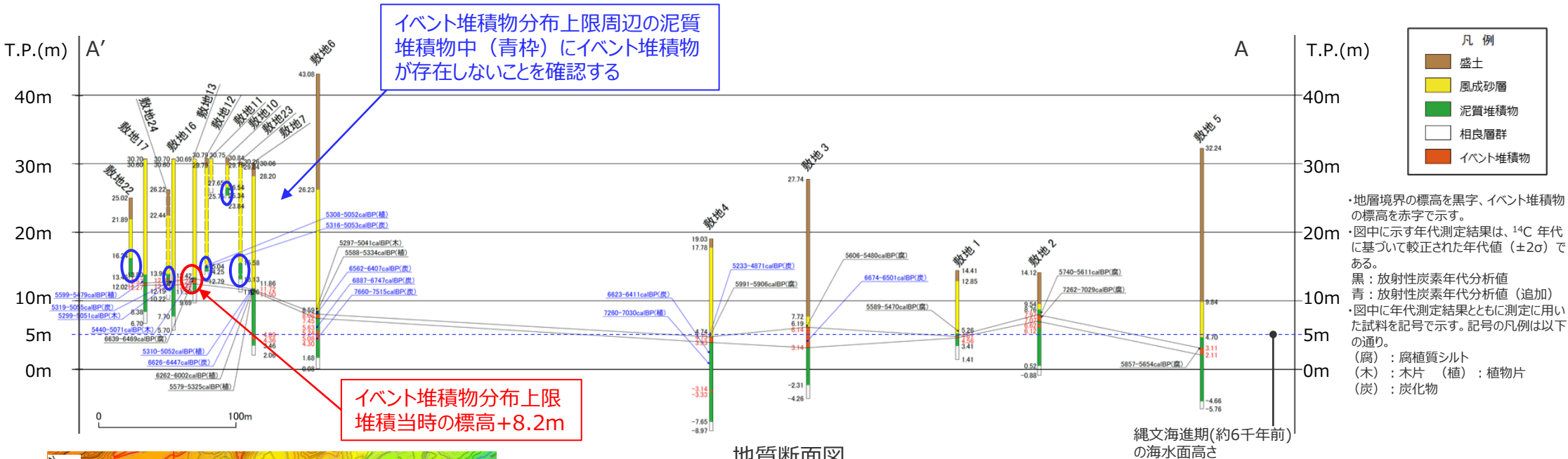
通常層 盛土 風成砂層 陸成泥質堆積物 海成泥質堆積物 無印：相良層群
 評価 異常層 イベント堆積物
 年代測定 ^{14}C 年代試料採取 ^{14}C 年代試料採取(追加)

[評価欄] 下線部^{(1)~(3)}：評価項目(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布の評価
 [コア写真、柱状図記事欄] 下線部^{(1)~(3)}：評価根拠 ((1)供給源は、根拠がない場合は下線なし)

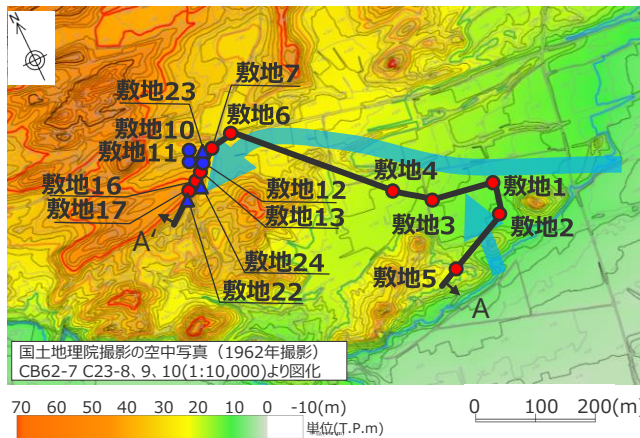
2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地東側：地質断面図))

- 敷地東側のイベント堆積物は、敷地1~7、13、16、17の現標高約-3~13mにかけて泥質堆積物中に確認されている。
- 敷地東側について、イベント堆積物より標高の高い位置にイベント堆積物が存在しないことを確認するために、イベント堆積物の分布上限 (敷地13) 周辺の調査地点の泥質堆積物中 (敷地10、12、22~24：下図青丸) にイベント堆積物がないと判断した根拠を次頁以降に示す。



地質断面図



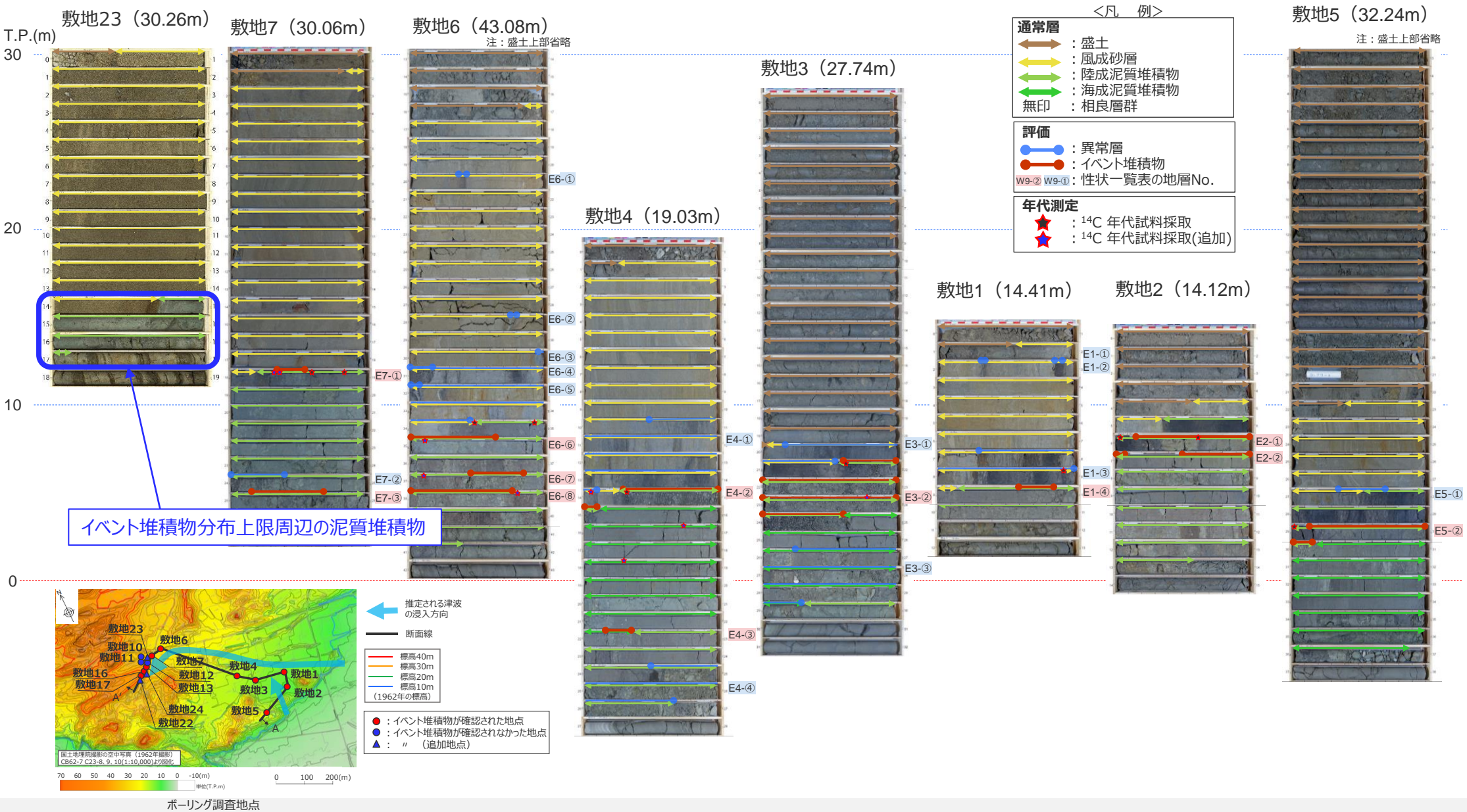
ボーリング調査地点

- ・山谷の大きな位置関係は、基盤が反映されたものであり、発電所開業前 (1962年) とイベント堆積物の堆積時 (縄文海進期) とで概ね変わらないと考えられる。
- ・各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地東側 : ボーリングコア写真(1/2)))

■ イベント堆積物分布上限周辺の泥質堆積物中にイベント堆積物がないことを確認するための泥質堆積物の位置を青枠で示す。



2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地東側：異常層の抽出結果(1/2)))

- イベント堆積物分布上限周辺の調査地点において、異常層の抽出結果を下表に示す。
- 敷地10では層相の変化が見られないことから異常層が認められないと評価した。
- 敷地12及び敷地22では、層相の変化が見られたことから異常層として抽出した。それらの地層について、イベント堆積物がないと判断した根拠を次々頁に示す。

Br孔	上端 標高 (m)	下端 標高 (m)	上端 深度 (m)	下端 深度 (m)	コア写真	柱状図記事	異常層の抽出結果
敷地10	26.54	25.52	4.30	5.32		4.30-4.52 シルト 生物擾乱がみられる 4.52-5.32 シルト質砂 下部に礫が混じる 相良層群の泥岩礫 礫径～2cm 亜角～亜円 5.32-5.50 砂礫 上部は相良層群の泥岩礫 礫径～2cm程度 亜 角～亜円 下部は相良層群の泥岩礫 礫径～10cm程度 角～亜角	「泥質堆積物全体」 下位のシルト質砂及びそれを整合的に覆うシルトも連続 的に堆積しており、それぞれの地層中に層相の変化が見ら れないことから、 異常層が認められない と評価した。 ※5.32-5.50の砂礫の礫は相良層群の礫であり、基盤 直上に位置することから基盤岩の崩れであると判断。
敷地12	15.04	14.25	15.75	16.54		15.75-16.02 シルト 15.93-15.98 炭化物 16.02-16.41 含礫シルト質砂 極細粒砂 相良層群の 泥岩礫 礫径～10cm程度 亜角～ 亜円 16.41-16.54 砂礫 相良層群の泥岩礫 礫径～8cm 程度 角～亜角 基質はシルト質極細粒 砂	「E12-① (泥質堆積物全体)」 泥質堆積物中に砂や礫を含むことから上下の地層と異 なる層相の地層と評価した。 なお、柱状図では含まれる礫の割合によって3層に区分 しているが、コアの詳細観察の結果、含まれる礫の割合に 違いはあるものの、シルト～シルト質砂を主体とする泥質堆 積物に明瞭な地層境界が認められないことから、E12-① を一連の地層として評価した。
敷地22	16.24	13.46	8.78	11.56		8.78-8.96 腐植質シルト 相良層群の砂岩、泥岩亜角礫を含む 8.96-11.56 含礫シルト 相良層群の砂岩、泥岩亜角礫を含む 礫径 1～ 10cm 8.97 木片	「E22-① (深度8.78-8.96m)」 泥質堆積物中に礫を含むことから上下の地層と異なる層 相の地層と評価した。 「上記以外の泥質堆積物全体」 E22-①よりも下位の地層は含礫シルトが連続して堆積 しており、地層中に層相の変化が見られないことから、 異常 層が認められない と評価した。

<凡例>

通常層 ←盛土 → 風成砂層 ←陸成泥質堆積物 → 海成泥質堆積物 無印：相良層群
 評価 ●：異常層 ●：イベント堆積物
 年代測定 ★¹⁴C年代試料採取 ★¹⁴C年代試料採取(追加)

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地東側：異常層の抽出結果(2/2)))

■ 敷地23及び敷地24では層相の変化が見られないことから異常層が認められないと評価した。

Br孔	上端 標高 (m)	下端 標高 (m)	上端 深度 (m)	下端 深度 (m)	コア写真	柱状図記事	異常層の地層の抽出結果
敷地23	15.58	14.04	14.68	16.22		14.68-16.22 含礫シルト 相良層群の砂岩・泥岩垂角礫を含む 礫径1～18cm 16.22-17.13 礫 マトリクスはシルト 相良層群の砂岩・泥岩垂角礫 礫径1～12cm 17.13- 砂岩・泥岩互層 (相良層群) 風化して一部褐色を帯びる	「泥質堆積物全体」 相良層群の礫を含むシルトが連続して堆積しており、地層中に層相の変化が見られないことから、 異常層が認められない と評価した。 ※16.22-17.13の礫は相良層群の礫であり、基盤直上に位置することから基盤岩の崩れであると判断。
敷地24	13.90	13.22	12.32	13.00		12.32-12.53 砂 シルト質細粒砂 腐植層を挟む 12.53-13.00 砂質シルト 平行葉理がみられる 腐植質シルトを挟む 相良層群の泥岩細礫を含む 13.00-14.03 礫 相良層群の砂岩・泥岩礫 礫径1～8cm 亜円～垂角 炭化物含む 14.03- 砂岩・泥岩互層 (相良層群)	「泥質堆積物全体」 下位の砂質シルト及びそれを整合的に覆う砂層も、互層状に腐植層を挟みながら連続的に堆積しており、それぞれの地層中に層相の変化が見られないことから、 異常層が認められない と評価した。 ※13.00-14.03の礫は相良層群の礫であり、基盤直上に位置することから基盤岩の崩れであると判断。

<凡例>

通常層 盛土 風成砂層 陸成泥質堆積物 海成泥質堆積物 無印：相良層群
 評価 異常層 イベント堆積物
 年代測定 ^{14}C 年代試料採取 ^{14}C 年代試料採取(追加)

2.2 津波堆積物に関する現地調査 イベント堆積物に関する評価結果

(泥質堆積物中にイベント堆積物がないと判断した根拠 (敷地東側：異常層地層をイベント堆積物ではないと判断した根拠))

- E12-①及びE22-①の異常層は、基底面に凹凸が見られるものの類似する地層が連続せず、含まれる礫も相良層群の礫である。
- ボーリング調査地点が相良層群の開析谷に位置し相良層群の礫が供給されやすい場所にあること、また、海岸付近の海成礫などを含まないことから、これらの異常層に含まれる礫は海岸から津波によって流されたものではなく、基盤岩の再堆積と考えられることからイベント堆積物ではないと評価した。

Br孔	地層 No.	上端 標高 (m)	下端 標高 (m)	上端 深度 (m)	下端 深度 (m)	コア写真	柱状図記事	評価
敷地12	E12-①	15.04	14.25	15.75	16.54		15.75-16.02 シルト 15.93-15.98 炭化物 16.02-16.41 含礫シルト質砂 極細粒砂 相良層群の泥岩礫 ⁽¹⁾ 礫径～10cm程度 亜角～亜円 16.41-16.54 砂礫 相良層群の泥岩礫 ⁽¹⁾ 礫径～8cm程度 角～亜角 基質はシルト質極細粒砂	基底面に凹凸 ⁽²⁾ が見られるが、大礫を含むような地層が連続せず ⁽³⁾ 、含まれている礫が相良層群の礫であり、基盤岩の再堆積 (崩れ) ⁽¹⁾ であると考えられることからイベント堆積物ではないと評価した。 なお、柱状図では含まれる礫の割合によって3層に区分しているが、コアの詳細観察の結果、含まれる礫の割合に違いはあるものの、シルト～シルト質砂を主体とする泥質堆積物に明瞭な地層境界が認められないことから、E12-①を一連の地層として評価した。
敷地22	E22-①	16.24	16.06	8.78	8.96		8.78-8.96 腐植質シルト 相良層群の砂岩、泥岩亜角礫 ⁽¹⁾ を含む	基底面に凹凸 ⁽²⁾ が見られるが、海側から類似する地層は連続せず ⁽³⁾ 、含まれている礫が相良層群の礫であり、基盤岩の再堆積 (崩れ) ⁽¹⁾ であると考えられることから、イベント堆積物ではないと評価した。

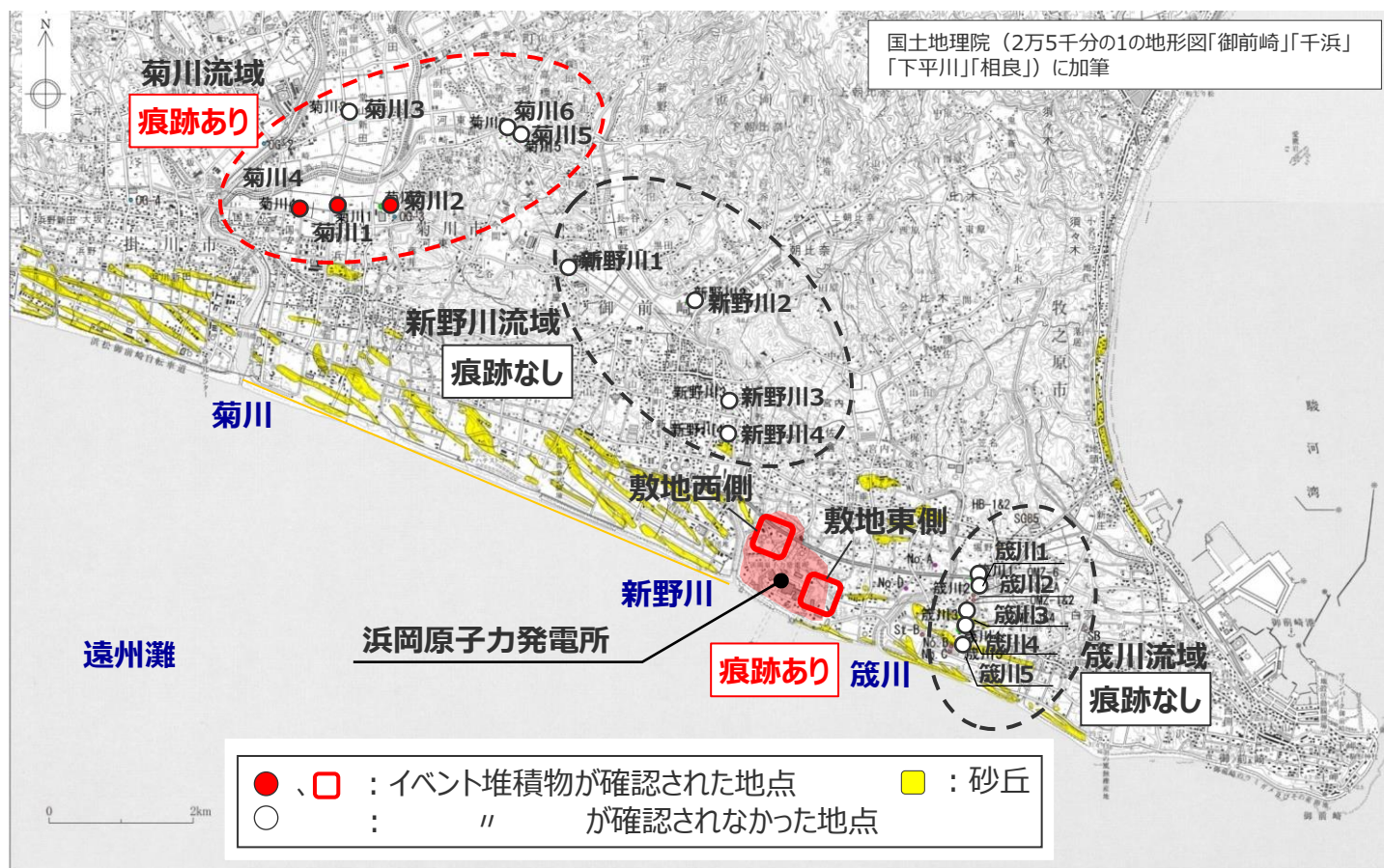
<凡例>

通常層 盛土 風成砂層 陸成泥質堆積物 海成泥質堆積物 無印：相良層群
 評価 異常層 イベント堆積物
 年代測定 ¹⁴C年代試料採取 ¹⁴C年代試料採取(追加)

[評価欄] 下線部^{(1)~(3)}：評価項目(1)供給源、(2)層相、(3)平面的な分布の評価
 [コア写真、柱状図記事欄] 下線部^{(1)~(3)}：評価根拠 ((1)供給源は、根拠がない場合は下線なし)

2.2 津波堆積物に関する現地調査 調査結果（イベント堆積物の有無）

- 津波堆積物に関する現地調査の結果は以下のとおり。
 - ・菊川流域の海側の調査地点において、約2千年前以降と約3千年前以前と推定されるイベント堆積物（堆積物当時の標高：約1～4m未満）を確認した。
 - ・敷地において、約6千年前と推定されるイベント堆積物（堆積物当時の標高：約0～8m）を確認した。
 - ・新野川流域および箴川流域では、いずれの調査地点においてもイベント堆積物は確認されなかった。



	イベント堆積物※1		
	有無	堆積物当時の標高	年代
菊川流域	有	約1～4m未満	約2千年前以降及び約3千年前以前
新野川流域	無	—	
箴川流域	無	—	
敷地西側・東側	有	約0～8m	約6千年前

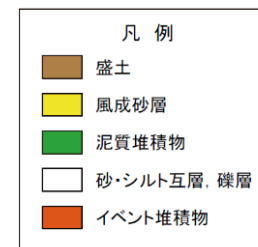
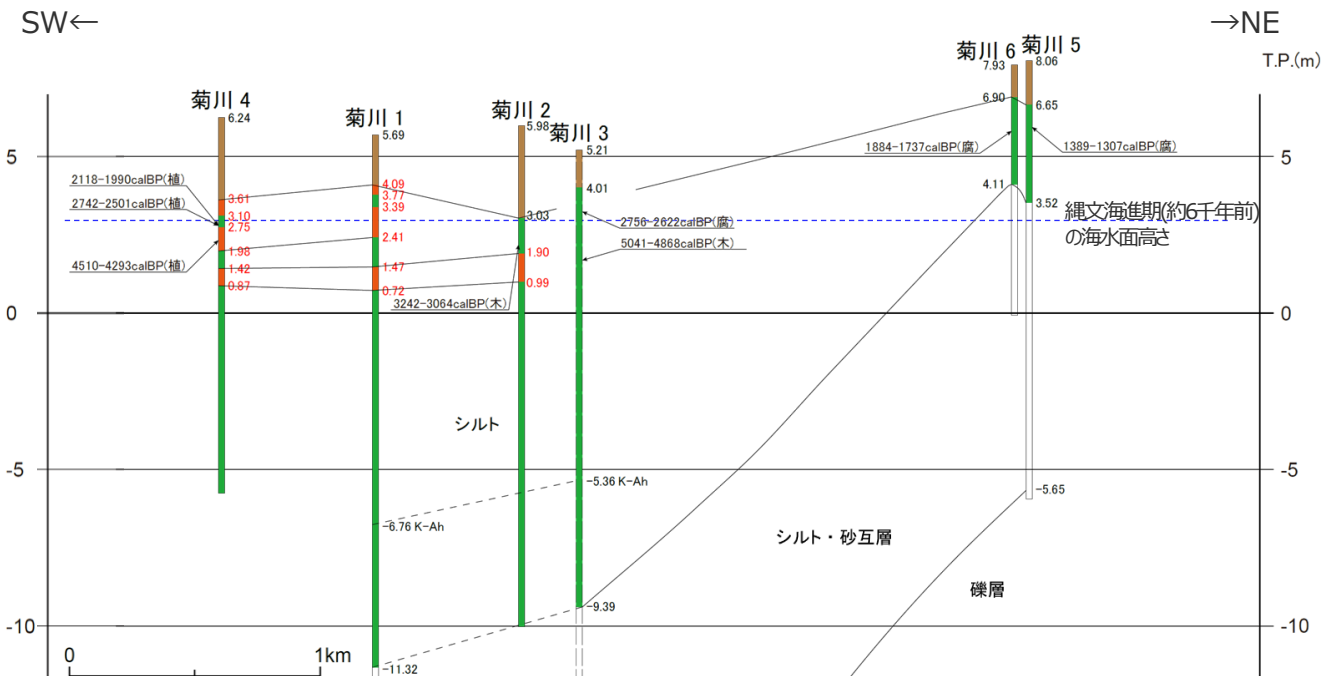
※1 各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

敷地周辺の津波堆積物調査結果

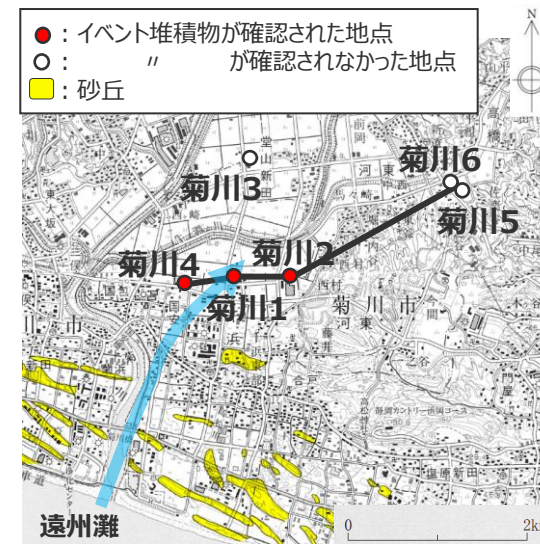
2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果（菊川流域）

- 菊川流域の調査地点におけるイベント堆積物は、海に近い調査地点の現標高約1～4mにかけて分布*1。
- イベント堆積物の内陸への広がりから、菊川河口に近い菊川4,1,2付近には津波が浸入しているものの、河口から離れた菊川3,6,5までは津波は達していないと考えられる。また、菊川6,5では最近の層準まで保存されており、歴史時代の津波も少なくとも菊川6,5までは達していないと考えられる。

*1 補足説明資料1章及び補足説明資料2章を参照



(断面図は、津波が浸入したと考えられる旧河口に近い南西側から北東側へ向かってボーリング柱状図を並べて作成)
 ・地層境界の標高を黒字、イベント堆積物の標高を赤字で示す。
 ・図中に示す年代測定結果は、¹⁴C年代に基づいて較正された年代値(±2σ)である。
 ・図中に年代測定結果とともに測定に用いた試料を記号で示す。記号の凡例は以下の通り。
 (腐)：腐植質シルト (木)：木片 (植)：植物片



国土地理院 (5万分の1地形図「御前崎」掛川) に加筆

ボーリング調査地点

【調査結果】

- ・ イベント堆積物は、菊川4, 1, 2の現標高約1～4mにかけて分布。最上部の堆積物は人工改変等の影響により一部欠損。
- ・ 放射性炭素年代測定(¹⁴C)より、最上部のイベント堆積物は約2千年前以降の堆積物、これより下位のイベント堆積物は約3千年前以前の堆積物であると推定。
- ・ 杉山ほか(1988)によると、調査地点に近い菊川低地：大東町西ヶ崎の海成層上限高度は、現標高で3.5～4mとされる。

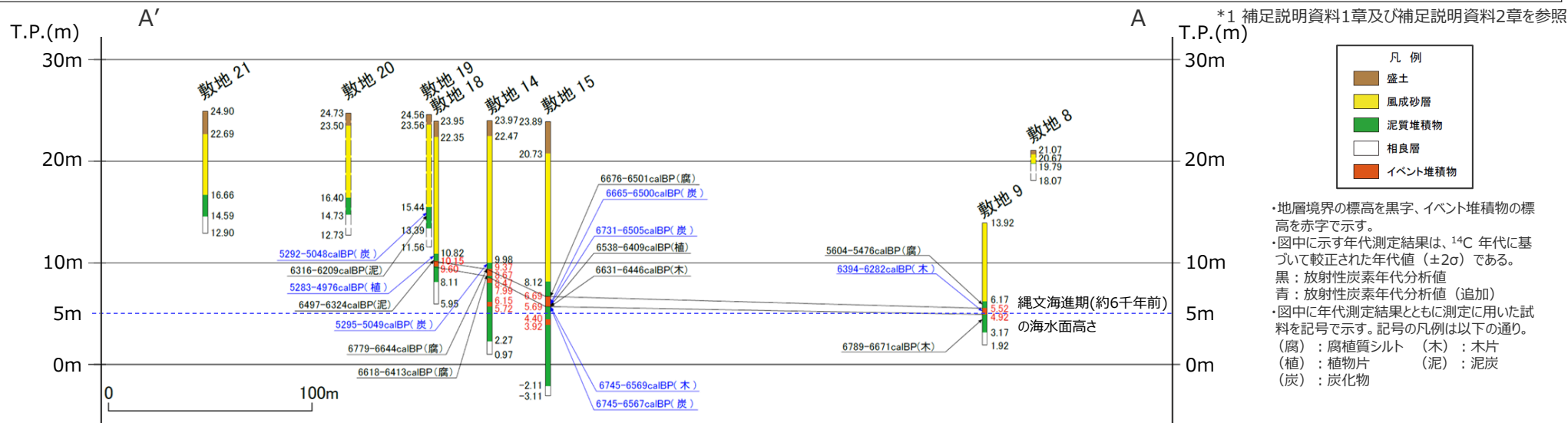
【評価】

- ・ 海成層上限高度とイベント堆積物の年代から、堆積物堆積時の海面からの高さは、現在よりも低かったと推定される。
- ・ イベント堆積物の内陸への広がりから、菊川河口に近い菊川4,1,2付近には津波が浸入しているものの、河口から離れた菊川3,6,5までは津波は達していないと考えられる。また、菊川6,5では最近の層準まで保存されており、歴史時代の津波も少なくとも菊川6,5までは達していないと考えられる。

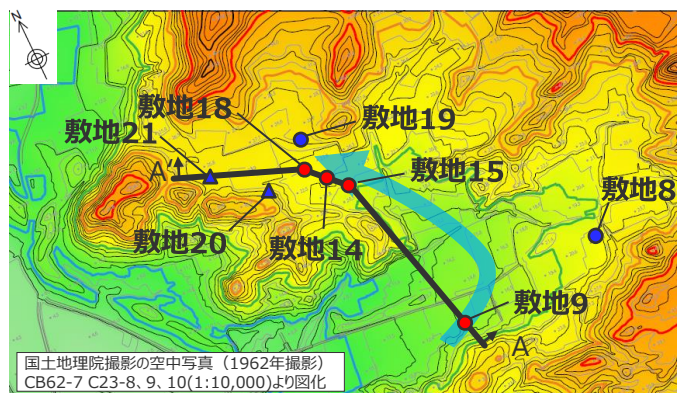
・各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果（敷地西側）

- 敷地西側のイベント堆積物は、敷地9、15、14、18の現標高約4～10mにかけて分布。なお、堆積当時の地形が、現在と異なり、海から近く津波が集まりやすい谷地形であったことが、堆積物の分布標高等に影響を与える要因と考えられる。
- 敷地西側においてイベント堆積物を確認した地点より上流側等の敷地20,21で実施した追加ボーリング調査の結果、他孔で確認されているイベント堆積物と同程度以上の標高に泥質堆積物が分布することを確認し、さらに、その泥質堆積物中にイベント堆積物が認められないこと*1を確認した。
- 風成砂層直下のイベント堆積物は連続性を有して分布し、これらは、その上部および下部の放射性炭素年代測定(¹⁴C)より、約6千年前の堆積物であると推定。



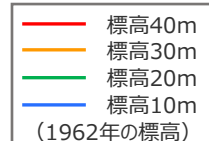
地質断面図



ボーリング調査地点

← 推定される津波の
浸入方向

— 断面線



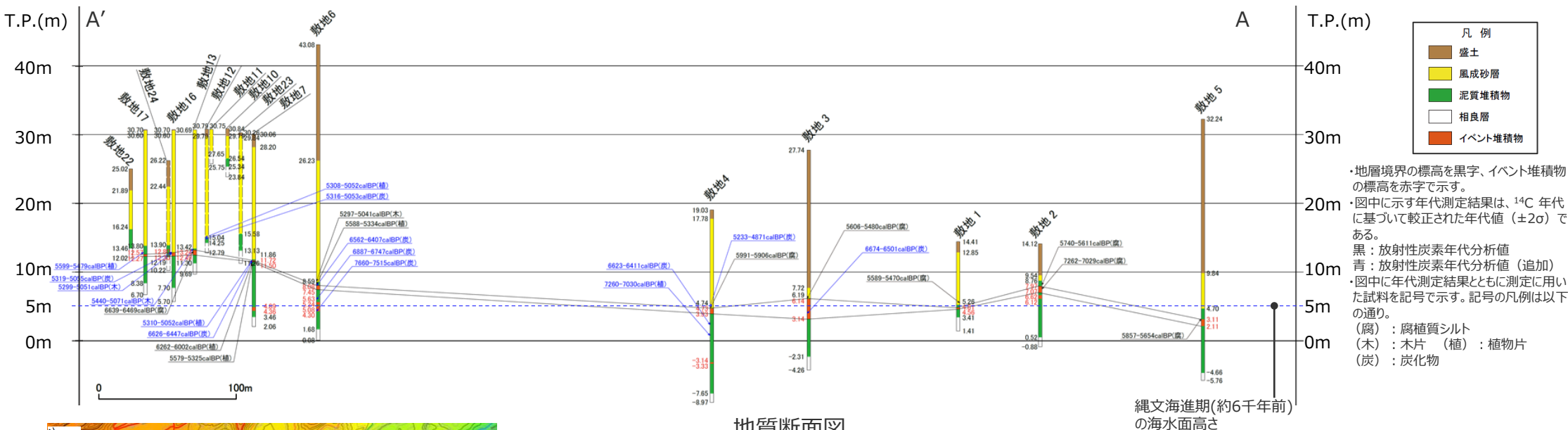
- : イベント堆積物が確認された地点
- : イベント堆積物が確認されなかった地点
- ▲ : " (追加地点)

- ・ 山谷の大きな位置関係は、基盤が反映されたものであり、発電所開発前（1962年）とイベント堆積物の堆積時（縄文海進期）とで概ね変わらないと考えられる。
- ・ 各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

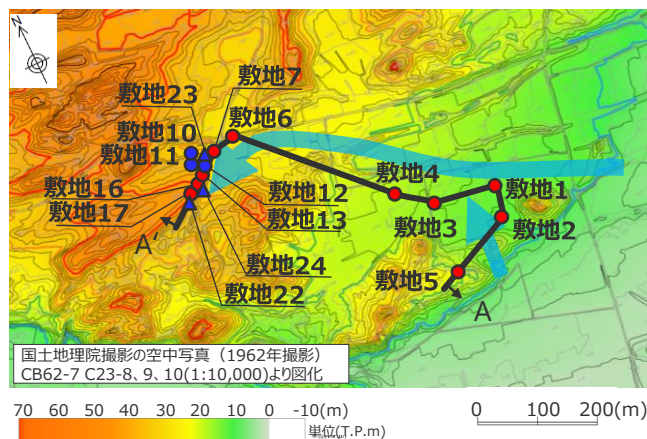
2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果（敷地東側）

- 敷地東側のイベント堆積物は、敷地1～7、13、16、17の現標高約-3～13mにかけて分布。なお、堆積当時の地形が、現在と異なり、海から近く津波が集まりやすい谷地形であったことが、堆積物の分布標高等に影響を与える要因と考えられる。
- 敷地東側においてイベント堆積物を確認した地点より上流側等の敷地22～24で実施した追加ボーリング調査の結果、他孔で確認されているイベント堆積物と同程度以上の標高に泥質堆積物が分布することを確認し、さらに、その泥質堆積物中にイベント堆積物が認められない*1ことを確認した。
- 風成砂層直下のイベント堆積物は連続性を有して分布し、これらは、その上部および下部の放射性炭素年代測定(^{14}C)より、約6千年前の堆積物であると推定。

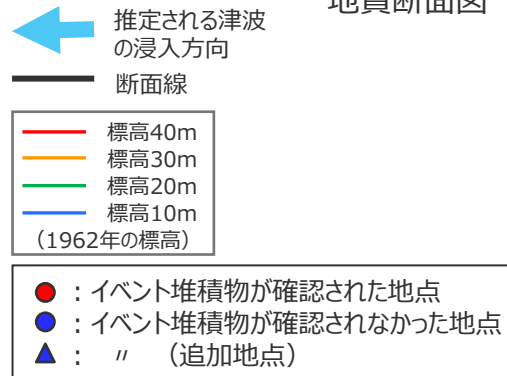
*1 補足説明資料1章及び補足説明資料2章を参照



- 凡例
- 盛土
 - 風成砂層
 - 泥質堆積物
 - 相良層
 - イベント堆積物
- ・地層境界の標高を黒字、イベント堆積物の標高を赤字で示す。
 - ・図中に示す年代測定結果は、 ^{14}C 年代に基づいて較正された年代値 ($\pm 2\sigma$) である。
 - 黒：放射性炭素年代分析値
 - 青：放射性炭素年代分析値（追加）
 - ・図中に年代測定結果とともに測定に用いた試料を記号で示す。記号の凡例は以下の通り。
 - (腐)：腐植質シルト
 - (木)：木片 (植)：植物片
 - (炭)：炭化物



ボーリング調査地点

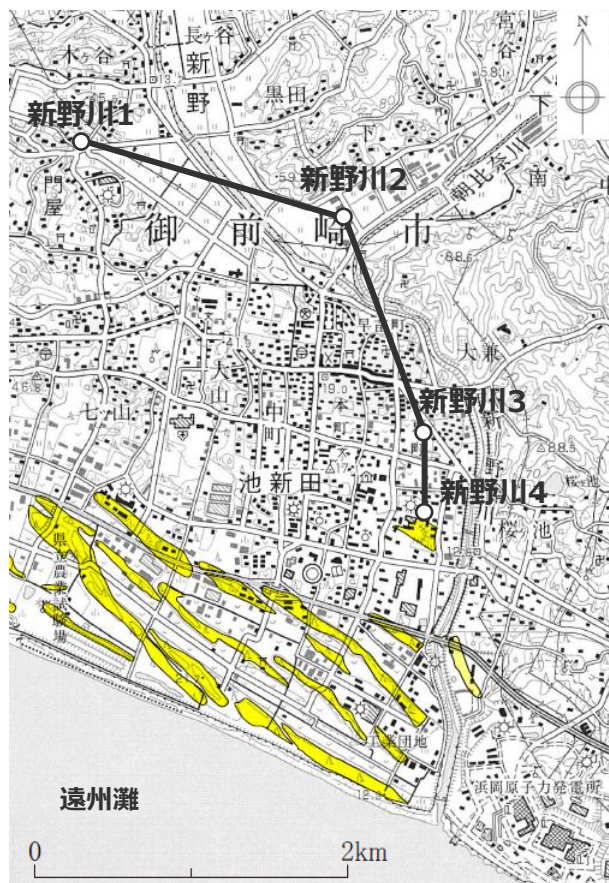


- ・ 山谷の大きな位置関係は、基盤が反映されたものであり、発電所開業前（1962年）とイベント堆積物の堆積時（縄文海進期）とで概ね変わらないと考えられる。
- ・ 各地点のボーリングコア写真及び柱状図は補足説明資料1章に掲載

2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果（新野川流域）

■ 新野川流域では、イベント堆積物は認められなかった*1。

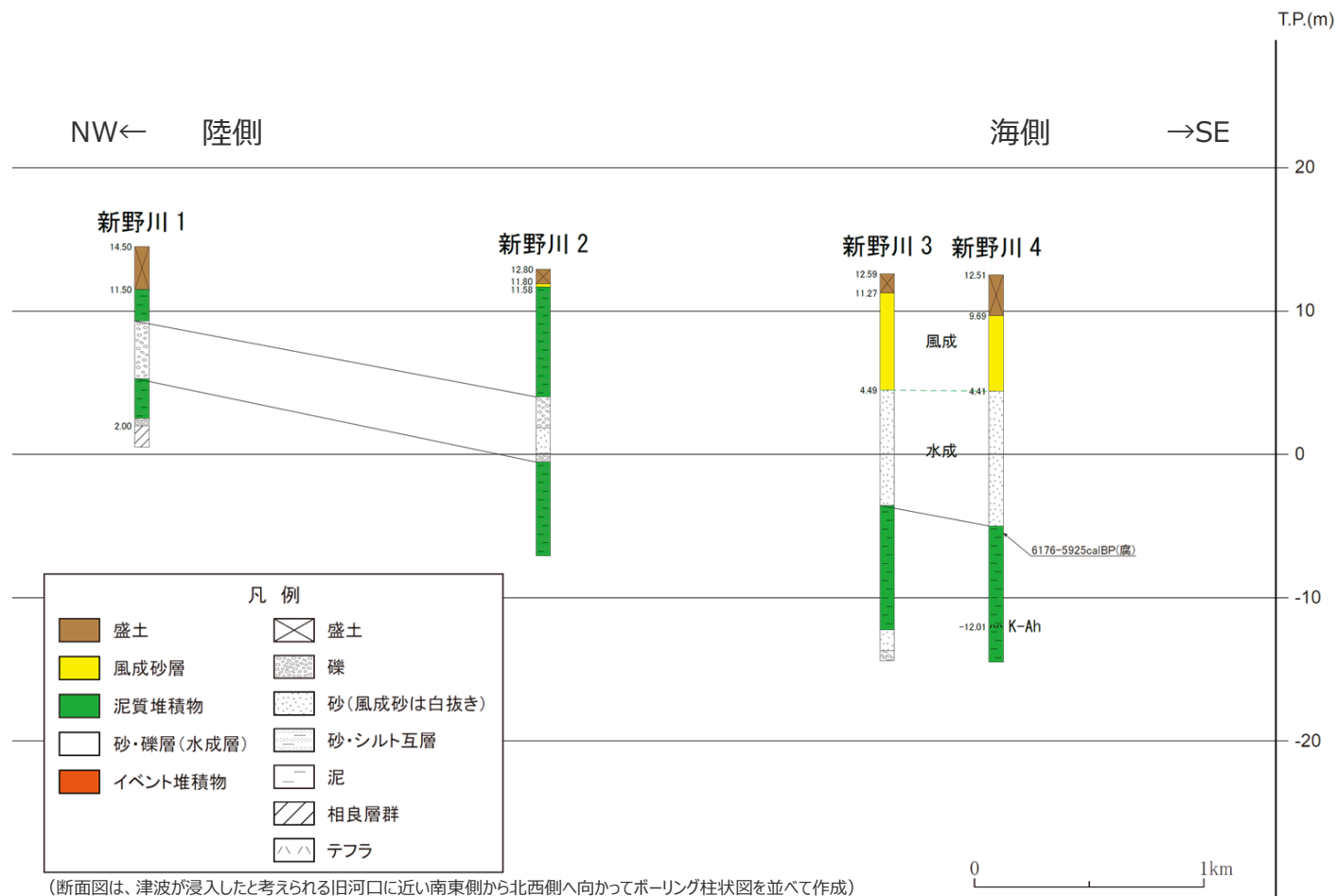
*1 補足説明資料1章及び補足説明資料2章を参照



国土地理院 (2.5万分の1地形図「御前崎」) に加筆

- : イベント堆積物が確認された地点
- : " が確認されなかった地点
- : 砂丘

— 断面線
● ボーリング調査地点



(断面図は、津波が浸入したと考えられる旧河口に近い南東側から北西側へ向かってボーリング柱状図を並べて作成)
 ・地層境界の標高を黒字で示す。
 ・図中に示す年代測定結果は、¹⁴C年代に基づいて較正された年代値 (±2σ) である。
 ・図中に年代測定結果とともに測定に用いた試料を記号で示す。記号の凡例は以下の通り。
 (腐) : 腐植質シルト

地質断面図

2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果（箆川流域）

■ 箆川流域では、イベント堆積物は認められなかった*1。

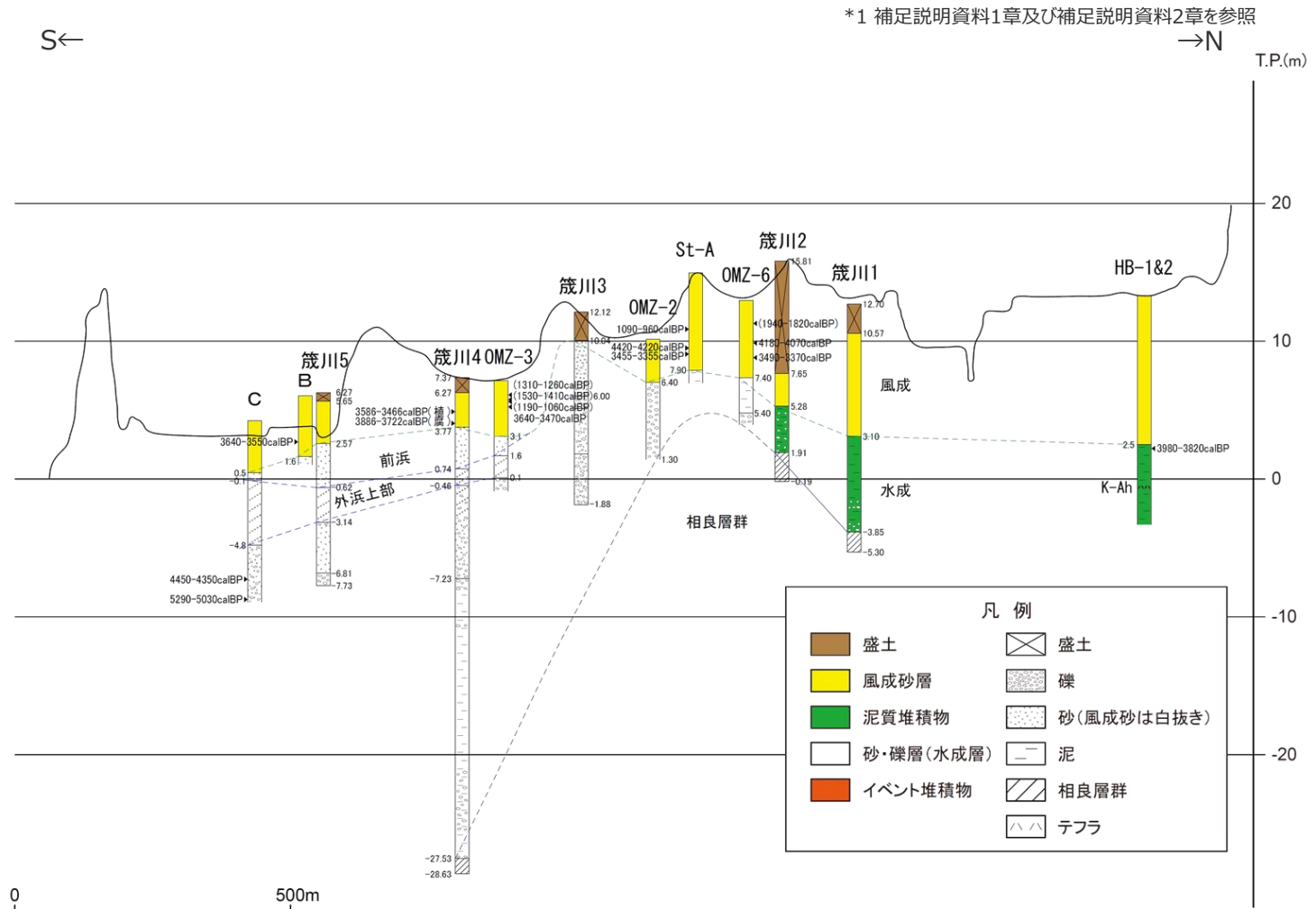


国土地理院（2.5万分の1地形図「御前崎」）に加筆

- : イベント堆積物が確認された地点
- : " が確認されなかった地点（当社調査）
- : " が確認されなかった地点（当社以外の調査）
- : 砂丘

— 断面線

ボーリング調査地点



*1 補足説明資料1章及び補足説明資料2章を参照

・地層境界の標高を黒字で示す。
 ・図中に示す年代測定結果は、¹⁴C年代に基づいて較正された年代値(±2σ)である。
 ・図中に年代測定結果とともに測定に用いた試料を記号で示す。記号の凡例は以下の通り。
 (腐) : 腐植質シルト (植) : 植物片
 ・当社調査ボーリング(箆川1~5)に加え、藤原ほか(2006)及びFujiwara et al.(2010)にて報告されているボーリングデータ(HB-1&2及びSt-A, OMZ-2, OMZ-3, OMZ-6, B, C)を用いて、地質断面図を作成。なお、藤原ほか(2006)及びFujiwara et al.(2010)で報告されている放射性炭素年代はBC・AD表記からBP表記に変更して示している。年代値の()はジオスライサーで採取した試料に基づく値である。

地質断面図

2.2 津波堆積物に関する現地調査 敷地周辺における縄文海進期の海面の現高度の評価

- 杉山ほか(1988)によると、菊川低地および箴川低地は縄文海進のピーク時に内湾の中央部や湾口部は完全に埋没しなかったとされ、低地縁辺部及び上流部の海成層上限高度を以て縄文海進期の海面高度とみなすと、縄文海進期の海面の現高度は、菊川低地で海拔5.1m、箴川低地では海拔5.5~6m程度となるとされている。
- この評価は、当社が実施した完新世段丘の隆起評価に基づく検討等に基づく評価※とも概ね整合している。

※ 詳細は補足説明資料4章を参照

御前崎周辺における海成層上限高度と縄文海進期の海面高度

地域及び場所	海成層の上限高度 (海拔, m)	年代値 (年前)	備考	文献等
菊川低地 ① 大東町西ヶ崎 (低地南部, 中央部)	3.5-4	6,110±80	マガキを主とする自然貝層及びマガキの ¹⁴ C年代測定値。	鹿島ほか(1983, 1985) 長澤ほか(1988)
② 小笠町下平川 (低地中部, 東縁部)	5.1		縄文海進期の内湾奥部。珪藻化石分析による。	同上
箴川低地 ③ 浜岡町玄保, 防災センター観測井 (低地南部, 中央部)	約0		層相的に堀野新田(F記)の海成層上限に相当する部分の高度。	観測井掘さく時のコア観察による。
④ 御前崎町堀野新田 (低地南部, 東縁部)	2.9		珪藻及び有孔虫化石分析による。海拔-0.1mにアカホヤ火山灰層を挟む。	米倉ほか(1985)
堀野新田北西方の箴川河床 (低地南部, 東縁部)	(3.1以下)	約6,300	アカホヤ火山灰層・珪藻分析による。海成層上限高度はアカホヤ火山灰降下時の値。	鹿島ほか(1983)
⑤ 浜岡町雨垂, 地調観測井 (低地南部, 西縁部)	5.5-6	6,010±230	層相的に堀野新田の海成層上限に相当する層率の高度及び ¹⁴ C年代測定値(テレデザイン社測定)。	本報告
御前崎台地南縁 ⑥ 国民宿舍おまえぎ荘の南	約10		海成段丘面と推定される小平坦面。厚さ約2mの風成砂の下位に厚さ10cm程度の円礫層が存在する。	坂本ほか(1978)

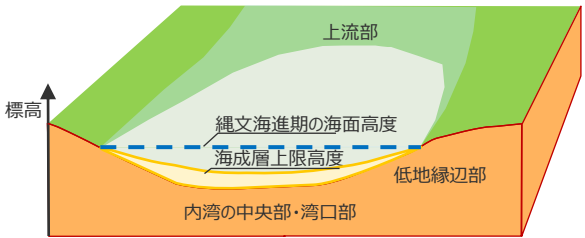
縄文海進期の海面高度
(杉山ほか(1988))
菊川低地
海拔5.1m

箴川低地
海拔5.5~6m



(杉山ほか(1988)を基に作成)

御前崎周辺における低地縁辺部及び上流部の海成層上限高度



- 内湾の中央部・湾口部
：縄文海進期の海面高度は、海成層上限高度より高い
- 低地縁辺部及び上流部
：縄文海進期の海面高度は、海成層上限高度と同程度

(杉山ほか(1988)を基に作成)

杉山ほか(1988)
・ 菊川低地及び箴川低地南部のデータでは、いずれも海成層の上限高度は低地の南部(下流部)あるいは中央部で低く、低地の北部(上流部)あるいは縁辺部で高くなっている。この事実は、縄文海進のピーク時に内湾の中央部や湾口部は汽水成粘土-シルト層によって完全に埋没されなかったことを示している。したがって、低地縁辺部及び上流部の海成層上限高度を以て、縄文海進期の最高海面位置の現高度とみなすと、同高度は、菊川低地で海拔5.1m、箴川低地では同約5.5-6m程度となる。

敷地周辺の縄文海進期の海面高度を現標高で5m程度と評価した。

2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果一覧（堆積当時の標高）

	調査地点	イベント堆積物			
		有無	分布標高	年代	堆積当時の標高
菊川流域	1	有	約4.1m	約2千年前以降	約4.1m未満
		有	約3.4m	約3千年前以前	約3.4m未満
		有	約1.5m	約3千年前以前	約1.5m未満
	2	有	約1.9m	約4千年前以前	約1.9m未満
	3	無	-	-	-
	4	有	約3.6m	約2千年前以降	約3.6m未満
		有	約2.8m	約3千年前以前	約2.8m未満
		有	約1.4m	約3千年前以前	約1.4m未満
	5	無	-	-	-
	6	無	-	-	-
新野川流域	1 2 4	無	-	-	-
		無	-	-	-
		無	-	-	-
		無	-	-	-
箴川流域	1 2 5	無	-	-	-
		無	-	-	-

(・確認されたイベント堆積物の年代は縄文海進期より新しいものであることから、イベント堆積物の堆積当時の標高は、現在の分布標高よりも低かったと推定。)

	調査地点	イベント堆積物				
		有無	分布標高	年代	堆積当時の標高	
西側	8	無	-	-	-	
	9	有	約5.5m	約6千年前	海面付近	
	14	有	約9.4m	約6千年前	約4.4m	
			約8.5m	約6千年前	約3.5m	
	15	有	約6.7m	約6千年前	約1.7m	
	18	有	約10.2m	約6千年前	約5.2m	
	19	無	-	-	-	
	20	無	-	-	-	
	21	無	-	-	-	
	敷地	東側	1	有	約4.8m	約6千年前
2			有	約8.0m	約6千年前	約3.0m
3			有	約6.1m	約6千年前	海面付近
4			有	約4.7m	約6千年前	海面付近
5			有	約3.1m	約6千年前	海面付近
6			有	約8.1m	約6千年前	約3.1m
7			有	約11.7m	約6千年前	約6.7m
西側		10	無	-	-	-
		11	無	-	-	-
		12	無	-	-	-
		13	有	約13.2m	約6千年前	約8.2m
		16	有	約12.8m	約6千年前	約7.8m
		17	有	約12.6m	約6千年前	約7.6m
		22	無	-	-	-
23	無	-	-	-		
24	無	-	-	-		

約0~8m
(・調査箇所に近い地点の海成層上限高度¹⁾を参考として、縄文海進期の海面高度を、5m程度と評価。
・確認されたイベント堆積物の年代は縄文海進期のものであることから、イベント堆積物の堆積当時の標高は、現在の分布標高よりも5m程度低かったと推定。)

1) 杉山ほか(1988)

2.2 津波堆積物に関する現地調査 評価結果一覧（イベント堆積物の層厚）

■ イベント堆積物の現在の海岸線からの距離(m)、堆積当時の標高(m)、堆積物の層厚(m)をコア観察結果から下表のとおり整理して示す。

箇所		菊川流域			敷地西側				敷地東側										
ボーリング地点		菊川1	菊川2	菊川4	敷地9	敷地14	敷地15	敷地18	敷地1	敷地2	敷地3	敷地4	敷地5	敷地6	敷地7	敷地13	敷地16	敷地17	
海岸線からの距離 (m)		2,780	3,040	2,520	860	1,000	1,000	1,000	460	400	440	460	310	590	560	510	500	490	
イベント堆積物① (上位)	堆積当時の標高(m)	4.1未満	1.9未満	3.6未満	海面付近	4.4	1.7	5.2	海面付近	3.0	海面付近	海面付近	海面付近	3.1	6.7	8.2	7.8	7.6	
	層厚 (m)	引き波	-	0.26	-	-	0.40	0.27	0.35	-	0.20	0.19	0.12	0.35	0.10	-	0.20	0.17	-
		混濁	-	0.34	-	-	0.19	0.26	-	-	0.70	2.34	0.28	0.44	0.45	-	0.55	0.23	-
		押し波	-	0.31	-	0.08	0.11	0.47	0.20	-	-	0.47	0.40	0.21	0.08	-	-	0.10	-
		(混在)	0.32	-	0.51	0.52	-	-	-	0.25	-	-	-	-	-	0.22	-	-	0.30
		計	0.32	0.91	0.51	0.60	0.70	1.00	0.55	0.25	0.90	3.00	0.80	1.00	0.63	0.22	0.75	0.50	0.30
イベント堆積物② (中位)	堆積当時の標高(m)	3.4未満		2.8未満		3.5													
	層厚 (m)	引き波	0.22		0.23		0.20												
		混濁	-		-		-												
		押し波	0.76		-		-												
		(混在)	-		0.54		0.28												
		計	0.98		0.77		0.48												
イベント堆積物③ (下位)	堆積当時の標高(m)	1.5未満		1.4未満															
	層厚 (m)	引き波	0.24		0.29														
		混濁	-		-														
		押し波	-		0.26														
		(混在)	0.51		-														
		計	0.75		0.55														

・ 抽出したイベント堆積物については、堆積物の厚さの評価のため、小松原（2012）、藤原（2007）、澤井（2012）を参考として、以下の観点から「引き波」「混濁」「押し波」の各構造の観察も試みた。判断が出来ない範囲は「混在」とした。なお、イベント堆積物の厚さは、保守的に泥層中に砂、礫を含む範囲全体を認定した。

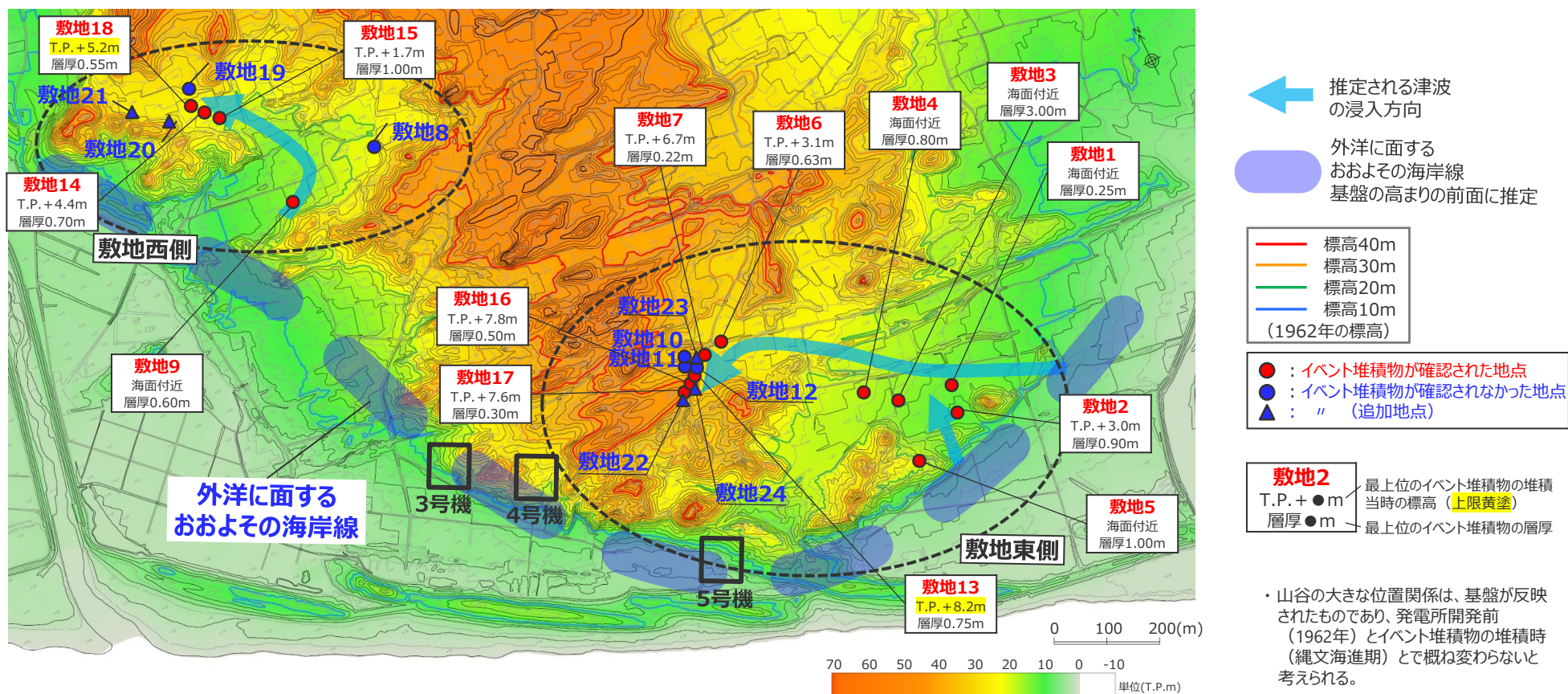
「引き波」：砂・礫と上流の泥などが混じり、泥を礫状に含む。葉理がみられる。

「混濁」：葉理がみられず、シルトと砂が混じった状態。流れが停滞している。

「押し波」：砂・礫主体の部分で下流の堆積物や削り込みがみられる。葉理がみられる。

2.2 津波堆積物に関する現地調査 敷地のイベント堆積物の層厚に関する考察

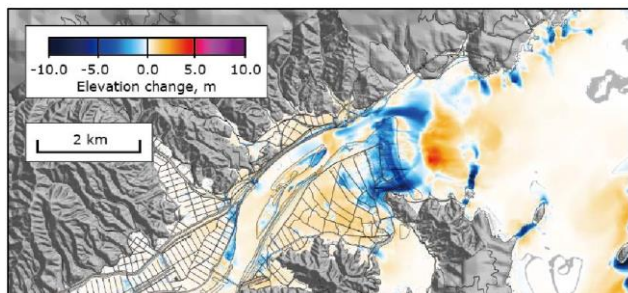
- 敷地において認定したイベント堆積物は層厚が最大約3mと厚いものも見られることについて、保守的な認定基準を基にイベント堆積物を幅広く認定していることのほか、既往知見に基づき調査地域の地形的な特徴等から以下の要因が考えられる。
 - 当社の敷地の調査地点は、西側、東側ともに堆積当時の地形が、現在と異なり海から近く津波が集まりやすい谷地形であったこと、津波の進入路に対して屈曲した辺りに位置していることから、堆積層厚の違いが生じている可能性が考えられる。(次頁詳述)
 - また、特に層厚が厚い海岸付近の敷地3のイベント堆積物については、他地点のイベント堆積物（主に砂混じりシルトからなる）とは異なり海成礫からなり、このようなイベント堆積物は海岸近くの敷地3と敷地4のみでしか認められないことから、局所的な地形の影響や、敷地3付近に供給源となる礫浜等が存在した可能性が考えられる。(次々頁詳述)



2.2 津波堆積物に関する現地調査 敷地のイベント堆積物の層厚に関する考察 (敷地の調査地点の地形的特徴)

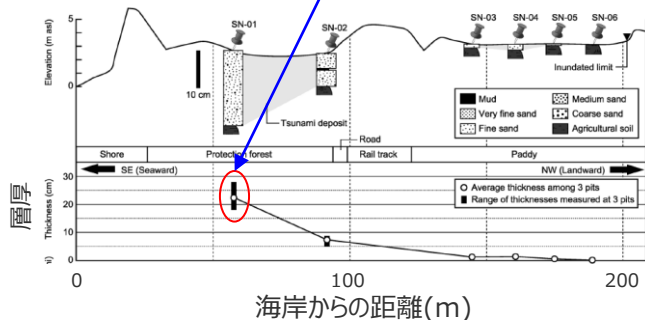
- 山田・藤野(2013)、今井ほか(2015)等によると、海岸付近では内陸部よりも大規模な洗堀・堆積が発生し、複雑な地形の起伏等による堆積物の層厚変化が大きいとされている。
- 当社の敷地の調査地点は、西側、東側ともに堆積当時の地形が、現在と異なり海から近く津波が集まりやすい谷地形であったこと、津波の進入路に対して屈曲した辺りに位置していることから、堆積層厚の違いが生じている可能性が考えられる。

海岸付近では、内陸部よりも大規模な洗堀・堆積が発生

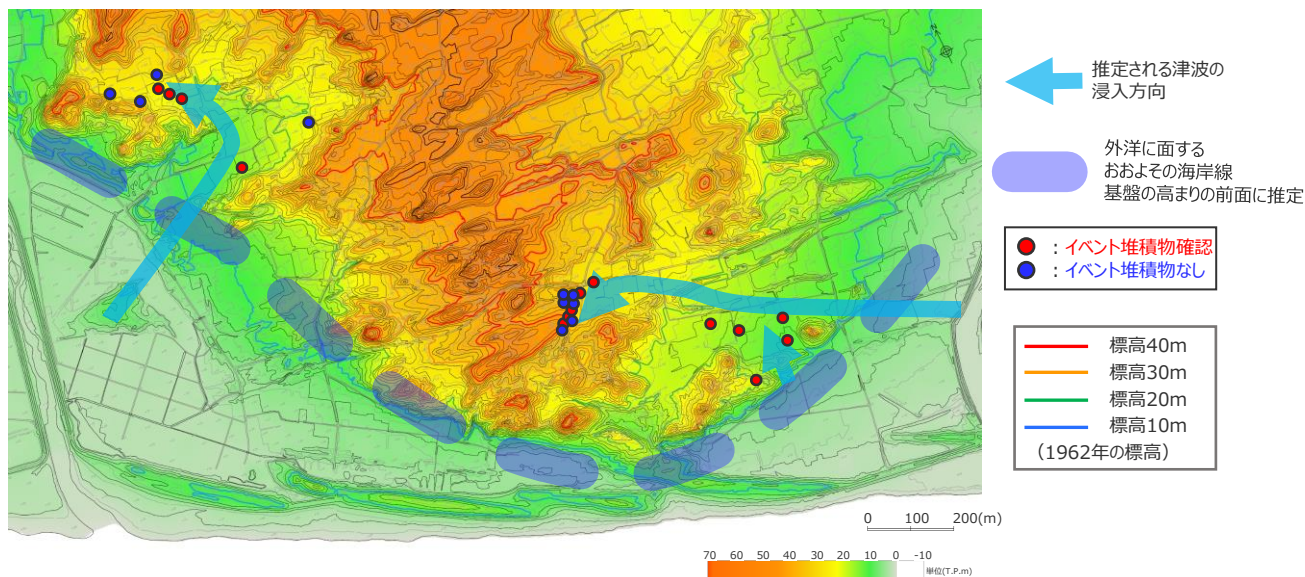


東北沖地震前後の北上川河口部周辺における最大地形変化量分布の再現計算 (今井ほか(2015))

海岸付近では堆積物の層厚変化が大きい



東北沖地震により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の層厚 (山田・藤野(2013))



発電所開発前の地形図

<敷地の調査地点の地形的特徴>

- ・ 堆積当時 (縄文海進期) は**基盤の高まりの前面まで海面が迫っていた**と推定される。
- ・ 敷地の地形は**基盤が高まり**、津波は、それを削る開析谷に沿って浸入したと推定される。
- ・ 敷地西側、東側ともに調査地点は**進入路に対して屈曲した辺りに位置**しており、また、ボーリング調査結果から**基盤が上流に向かって高くなっている**。

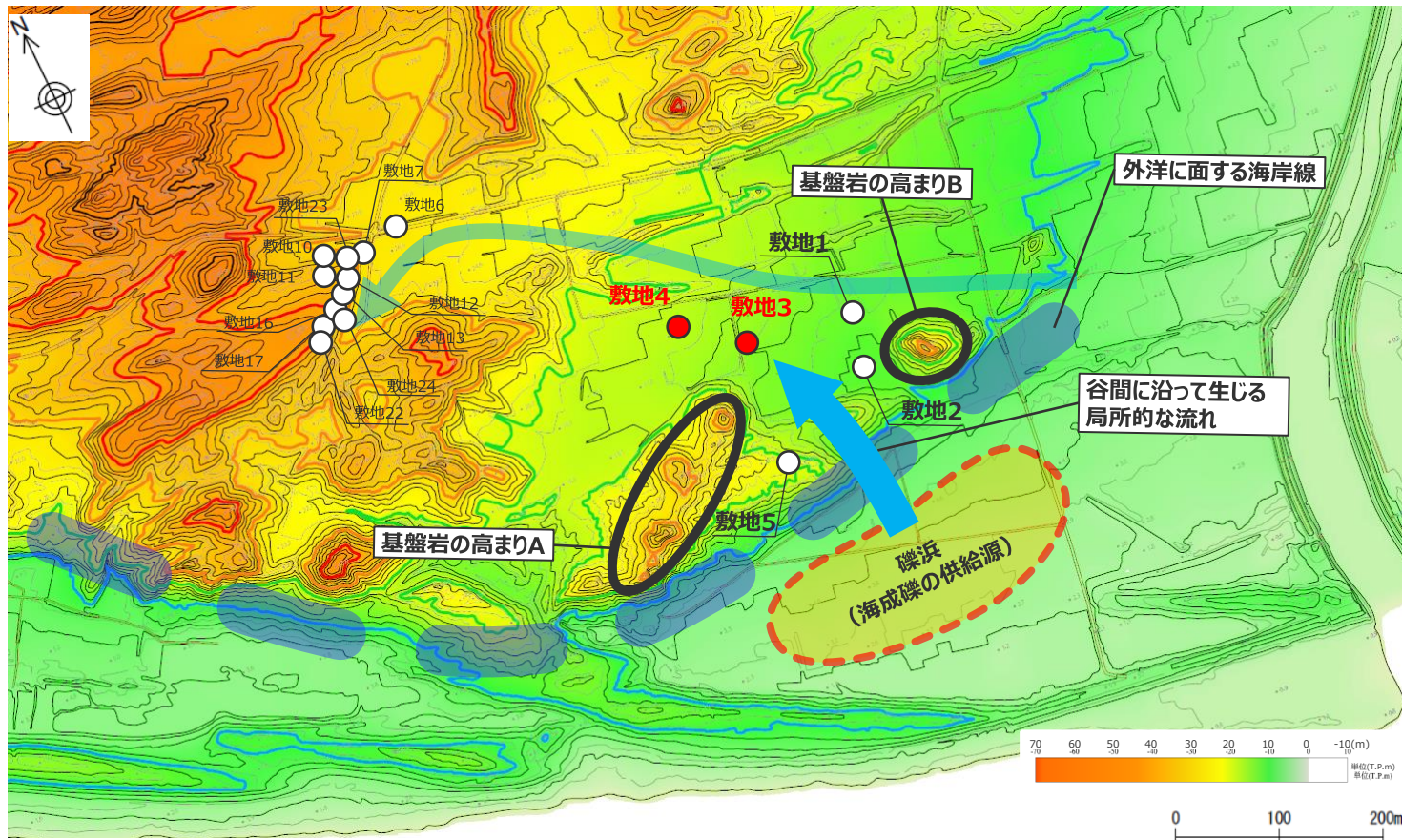
今井ほか(2015)：北上川河口部およびその流域を対象として津波土砂移動解析を実施し、現地調査から得られた情報と組み合わせて当該地域における大規模な洗堀・堆積の物理過程を検討。津波は、北上川河口部に来襲した津波は、河口部砂洲の地盤を洗堀しながら北上川を遡上し、耕作農地に土砂が再堆積していることが確認できるなどとしている。

山田・藤野(2013)：2011年東北沖津波による津波堆積物について、堆積構造や粒度、層厚の詳細なデータを取得し、海岸付近に形成された津波堆積物の層厚のばらつきは、より内陸で形成されたものに比べて変動的であり、この特徴は海岸付近の複雑な地形の起伏や津波の挙動に影響を受けたと考えられるとしている。

澤井(2012)：局所的な地形条件や非常に狭い範囲での流速の違いなどにより層厚は一律ではない。

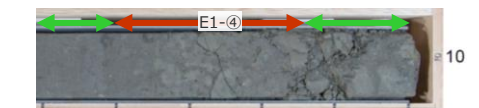
2.2 津波堆積物に関する現地調査 敷地のイベント堆積物の層厚に関する考察 (特に層厚が厚い敷地3周辺の地形的特徴)

- 特に層厚が厚い海岸付近の敷地3のイベント堆積物は、他地点のイベント堆積物（主に砂混じりシルトからなる）とは異なり海成礫からなる。このようなイベント堆積物は海岸近くの敷地3と敷地4のみでしか認められない。また、敷地3、敷地4の前面には、基盤岩の高まりAと基盤岩の高まりB及びその間の狭い谷が認められ、さらにその前面に外洋が広がる。
- ➔ これらのことから、基盤岩の高まりの前面に礫浜が存在し、津波等によって谷間に沿って生じる局所的な流れによって、礫浜の海成礫が敷地3、敷地4のみに運ばれ厚く堆積した可能性が推定される。



国土地理院撮影の空中写真（1962年撮影）CB62-7 C23-8、9、10(1:10,000)より図化した地形図をもとに着色した。

敷地東側の地形と調査地点



敷地1：海成礫を含まないイベント堆積物の例

- ➔ 推定される津波の浸入方向
- 外洋に面するおおよその海岸線
基盤の高まりの前面に推定
- 標高40m
- 標高30m
- 標高20m
- 標高10m
- (1962年の標高)
- : 海成礫が確認された地点
- : 海成礫が確認されない地点

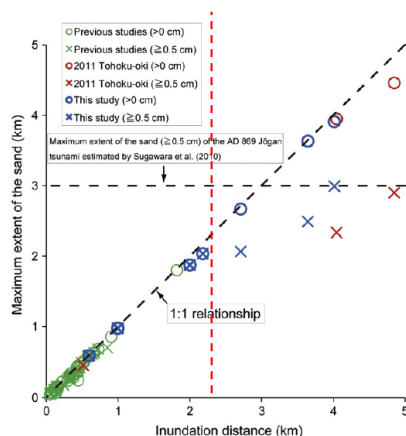
目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

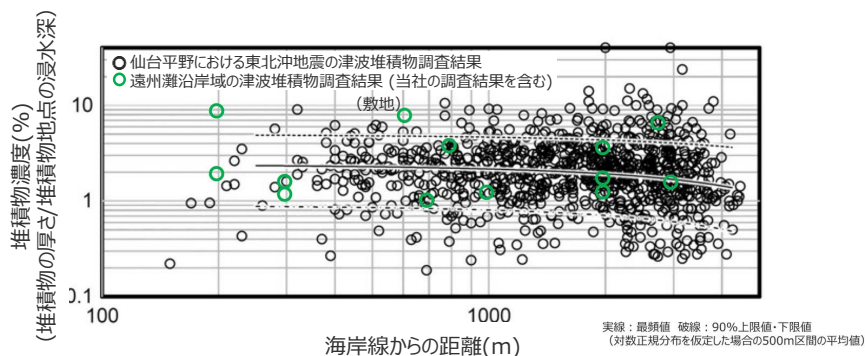
2.3 津波堆積物から推定される津波高 検討概要

- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、津波堆積物の分布標高や層厚と津波高との関係について文献を基に検討し、津波堆積物から推定される津波高を評価した。
- 東北沖地震など既往津波の津波堆積物の分布標高と最大遡上高との差が約0~2mの範囲となっていることを考慮し、イベント堆積物の層厚と津波堆積物から推定される津波高の関係が東北沖地震津波の仙台平野における分析結果の範囲内であることを確認のうえ、分布標高との差を0~2mとして評価することとし、遠州灘沿岸域で推定される津波高を概ね5~10mと評価した。



東北沖地震等による浸水域と津波堆積物の分布域との関係

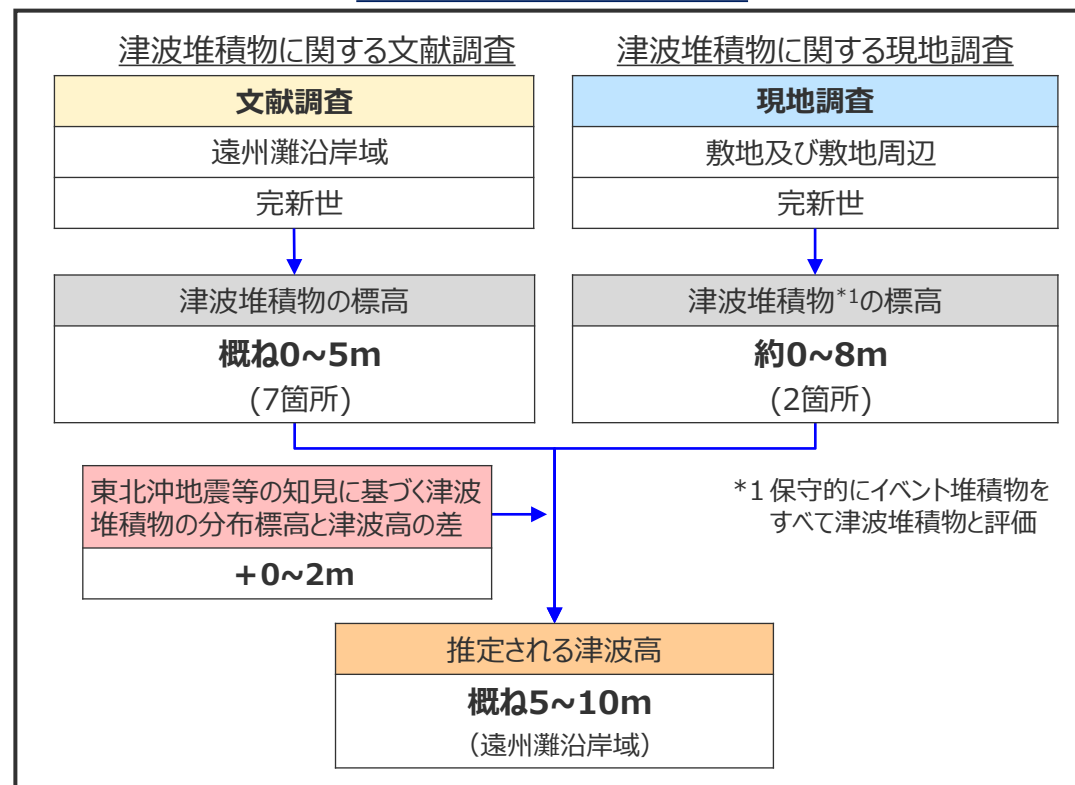
→東北沖地震等の既往津波の知見に基づく、津波堆積物の分布標高と最大遡上高との差は約0~2m



津波堆積物層の層厚と津波高の関係
(東北沖地震の調査結果との比較)

→遠州灘沿岸域の津波堆積物の厚さと浸水深との関係は仙台平野における東北沖地震の分析結果の範囲内

津波堆積物に関する調査



2.3 津波堆積物から推定される津波高 東北沖地震等による最大遡上高と津波堆積物の分布標高の関係

- Abe et al. (2012)は、東北沖地震等による海岸線からの浸水距離と津波堆積物の分布距離とを比較し、浸水距離が2.5km未満の測線においては浸水域と津波堆積物の分布域は概ね一致し、浸水距離が2.5km以上の測線においては両者に乖離が見られるとしている。
- また、Abe et al. (2012)による比較結果によると、津波の最大遡上高と津波堆積物の分布標高の差は約0~2m。

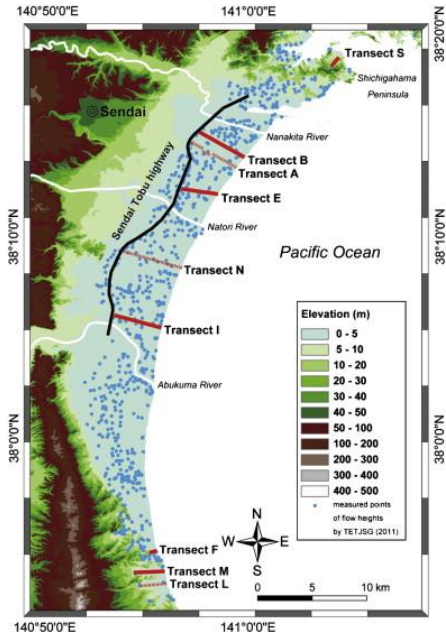


Fig. 1. Map showing the study area and locations of each transect (based on the pre-tsunami 10 m DEM data provided by GSI), measured points of flow height by TETJSG (2011). The solid red line shows transects with more than several sites. The dashed red line shows transects with the measurement of the inundation distance and the maximum extent of the sand.
Transects A and N are adopted from Goto et al. (2011, accepted for publication-b).

調査測線

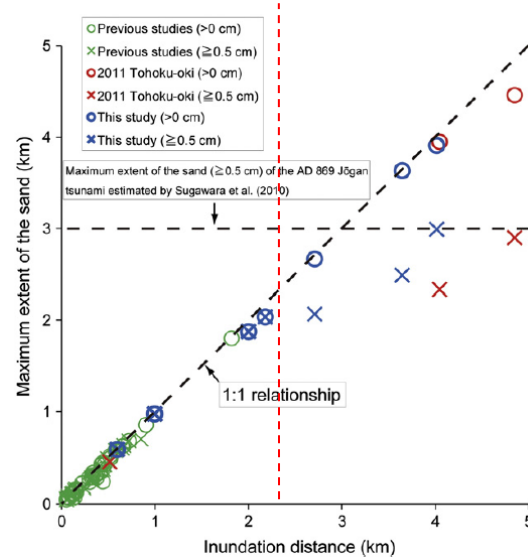


Fig. 5. Relationship between the inundation distance (km) and the maximum extent of the sand (km) based on data from previous studies including Jaffe et al. (2006), Apotos et al. (2011), Morton et al. (2011), and MacInnes (personal communication) (green), previous studies on 2011 Tohoku-oki tsunami including Goto et al. (2011, accepted for publication-a, accepted for publication-b, in press), and Chagué-Goff et al. (submitted for publication) (red) and this study (blue). The dashed line at 3 km shows the maximum extent of the Jogan tsunami sand (≥ 0.5 cm) estimated by Sugawara et al. (2010).

各測線における浸水距離と津波堆積物の分布距離の関係

東北沖地震による浸水域と津波堆積物の分布域の関係

最大遡上高と津波堆積物の分布標高の関係

測線	最大遡上高(m)	堆積物の分布標高(m)	
		砂層及び泥層	0.5cm以上※の砂層
A	2.6	2.2	0.9
B	3.1	1.7	1.4
E	1.3	1.1	0.6
F	5.2	4.4	4.4
I	1.8	1.4	0.9
L	8.0	データなし	データなし
M	6.9	5.4	5.4
N	データなし	1.2	データなし
S	4.0	2.2	2.2

※過去の津波堆積物調査から貞観津波の痕跡として確認されている最小層厚

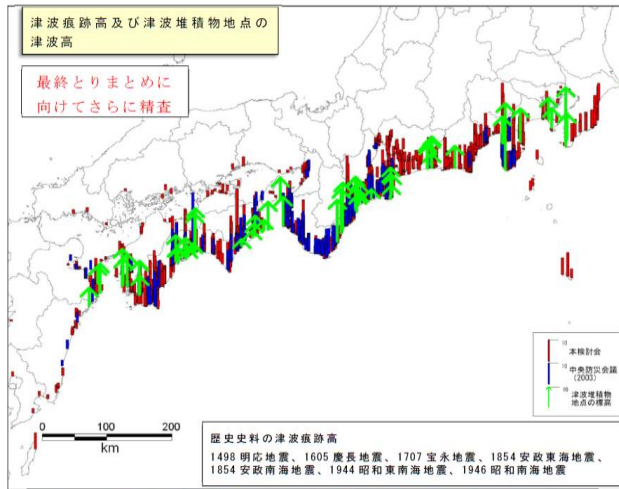
(Abe et al. (2012)を基に作成)

Abe et al. (2012)

- ・ 仙台平野において、東北沖地震による海岸線からの浸水距離と津波堆積物の分布距離とを比較した結果、0.5cm以上の砂層について、海岸線からの浸水距離が2.5km未満の測線においては浸水域と津波堆積物の分布域は概ね一致し、浸水距離が2.5km以上の測線においては浸水域と津波堆積物の分布域に乖離が見られる。
- ・ 浸水距離が2.5km未満の測線において浸水域と津波堆積物の分布域は概ね一致していることは、より小さい津波が発生している地域における既往の研究結果と一致している。

2.3 津波堆積物から推定される津波高 内閣府、国土交通省ほかによる最大遡上高と津波堆積物の分布標高の検討

■ 内閣府(2012)および国土交通省ほか(2014)では、東北沖地震等の津波高と津波堆積物の分布標高の分析結果等に基づき、津波堆積物地点の標高に2mの高さを加えたものを過去地震の津波高と評価している。



図Ⅲ.17 過去地震の津波高(図Ⅲ.3に津波堆積物調査地点の標高に2mの高さを便宜的に加えたものを追加)

地域	地点	津波の年代	現在の津波堆積物 基底標高 (m)	地殻変動量 (12.5万年前以降の 平均隆起速度) (m/ky)	地殻変動補正後の 津波堆積物 基底標高(m)	津波の推定波高 (堆積物基底+2m) (m)	調査地点の位置 (地図から読み取り)		
							緯度	経度	
渡島半島西岸	島牧村大平川	AD1993	7.4	0-6		9.4	42.7237	140.0722	
	せたな町後志別川	AD1741※	2.6	0-5		4.6※	42.4153	139.8428	
	せたな町水垂	AD1993	7.0	0-5		9.0	42.3520	139.7857	
奥尻島	奥尻島ワサビヤチ川	11~13C	4.4	0.6	3.9	5.9	42.0673	139.4499	
	奥尻島-1(貝取洞)	AD1741※	7.3	0-6		4.6※	42.0661	139.4389	
	奥尻島-2	AD1993	9.9	0-6		11.9	42.0720	139.4250	
	奥尻島-3	AD1993	5.0	0-6		7.0	42.0776	139.4236	
	奥尻島-4	AD1993	4.9	1-0		6.9	42.1570	139.4120	
渡島半島西岸	乙部町姫川	AD1741※	1.8	0-2		4.6※	41.9736	140.1450	
	江差町五厘沢	13C	5.1	0.2	4.9	6.9	41.9500	140.1409	
	上ノ国町大安浜	AD1741※	6.9	0-3		4.6※	41.8003	140.0734	
	上ノ国町ラスター岬北方	11~13C	12.0	0.3	11.5	13.5	41.6938	140.0112	
西津軽	小泊	AD1983	4.7	0-3		6.7	41.1365	140.2861	
白神山地沿岸	深浦町鳥居崎	1.1ka	14.0(遡上点) 8.5(堆積物)	0.8	13.1 7.6	13.1 9.6	11.4(平均)	40.7323	139.9959
	深浦町榎山	AD1983	4.7	0-7		6.7	40.5947	139.8649	
男鹿半島	船川	15C	4.5	0.9	4.1	6.1	39.8615	139.7733	
	飛鳥①	AD1833	4.8	0-5		6.8	39.2054	139.5491	
山形沖飛鳥	飛鳥⑤	12~13C	4.6	0.5	4.2	6.2	39.1872	139.5402	
	飛鳥⑥	AD1833	7.8	0-5		9.8	39.1849	139.5415	
佐渡	大野亀	1833/1762	4.9	0-6		6.9	38.3190	138.4634	
	春日崎	1833/1762	4.1	0-6		6.1	38.0170	138.2232	

○津波水位の推定

①津波堆積物の基底の標高を柱状図より読み取り。
②過去の津波については、津波堆積物基底の標高を、12.5万年前から現在までの平均隆起速度から、津波発生時の標高に補正。
津波の年代に幅がある場合は、年代幅の中央値とした。

③津波の推定波高は、浸水高さを2mとして津波堆積物基底標高(現在及び地殻変動補正值)から算定した。
○深浦町鳥居崎地点は、津波堆積物による津波高推定値(地殻変動補正後の堆積物基底+2m=9.62m)と遡上高(地殻変動補正值13.12m)の中間値とした。
※1741年の津波は渡島大島の噴火に伴う山体崩壊によるもので、海域活断層を波源とするものではないが参考値として示した。

(内閣府(2012))
内閣府(2012)による南海トラフの沿岸域における
津波堆積物の分布標高から推定された津波高の評価

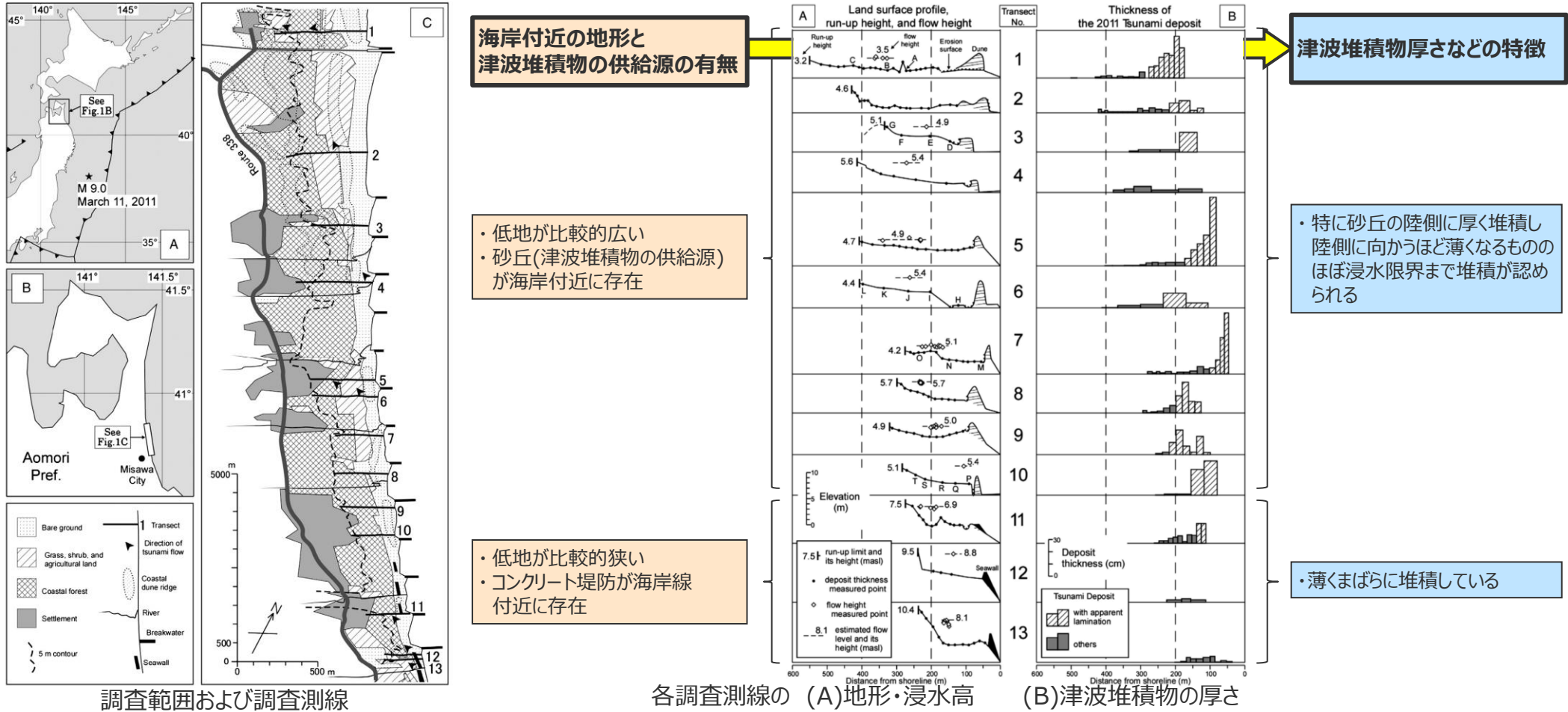
国土交通省ほか(2014)による日本海沿岸域における(国土交通省ほか(2014))
津波堆積物の分布標高から推定された津波高の評価

内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」第5回検討会議事録

- それぞれの同じ時代の津波においても、そのほんの少しの場所の違い、あるいは形状の違い、流れの違い。原因がはっきりわからないところはあるのですが、層厚だけから浸水深を見るのはなかなか難しいのかもしれないという複雑さを示されている資料だそうでございます。
- 先ほど紹介されたもので図6ですか。これは●●さんが今、投稿中の論文だということですが、私たちも大体こういうようなイメージを持っているんですけども、やはり広域的に広がる場所で津波堆積物の分布域と高さの関係をもう少し幅広く集めていくと、やはり津波堆積物の限界のところでは、高さ1mとか2mとか、そういうイメージというのはかなり一致するのかなと。

2.3 津波堆積物から推定される津波高 東北沖地震による津波堆積物の厚さと地形的特徴の関係

■ Nakamura et al.(2012)は、三沢海岸を対象として、東北沖地震による津波堆積物の特徴を分析し、東北沖地震の津波堆積物の厚さなどの特徴は、浸水深ではなく、主に海岸付近の地形と津波堆積物の供給源の有無が影響しているとしている。



Nakamura et al. (2012)

- 三沢海岸(青森県)において、東北沖地震による浸水深の調査と津波堆積物調査を実施した。
- 調査の結果、津波高は、北部の測線では平均4~5m程度、南部の測線では最大で10mであった。
- 一方、津波堆積物は、砂丘が海岸線に存在し低地が比較的広い北部の測線では特に砂丘の陸側に厚く堆積し陸側に向かうほど薄くなるもののほぼ浸水限界まで堆積が認められたのに対し、コンクリート堤防が海岸線に存在し低地が比較的狭い南部の測線では薄くまばらに堆積していた。
- 東北沖地震の津波堆積物の特徴は、浸水深ではなく、主に海岸付近の地形と津波堆積物の供給源の有無が影響していると考えられる。

2.3 津波堆積物から推定される津波高 東北沖地震による津波堆積物の厚さと浸水深の関係

■ Goto et al.(2014)は、仙台平野において、東北沖地震による津波堆積物の厚さと浸水深の関係について分析し、津波堆積物の厚さを浸水深で除した堆積物濃度について全域での対数平均値は2%であると、この結果は津波による浮遊砂上限濃度を平均約2%と仮定できることを示すとしている。
⇒ Goto et al.(2014)の結果は、津波堆積物の厚さと浸水深との比率が広域的には約2%となることを示したものであるが、津波堆積物の厚さに大きな影響を与えると考えられる局所的な地形の影響を検討しておらず、個別地点の津波堆積物の厚さから当該地点の津波高を推定できることを示したのではないと思われる。

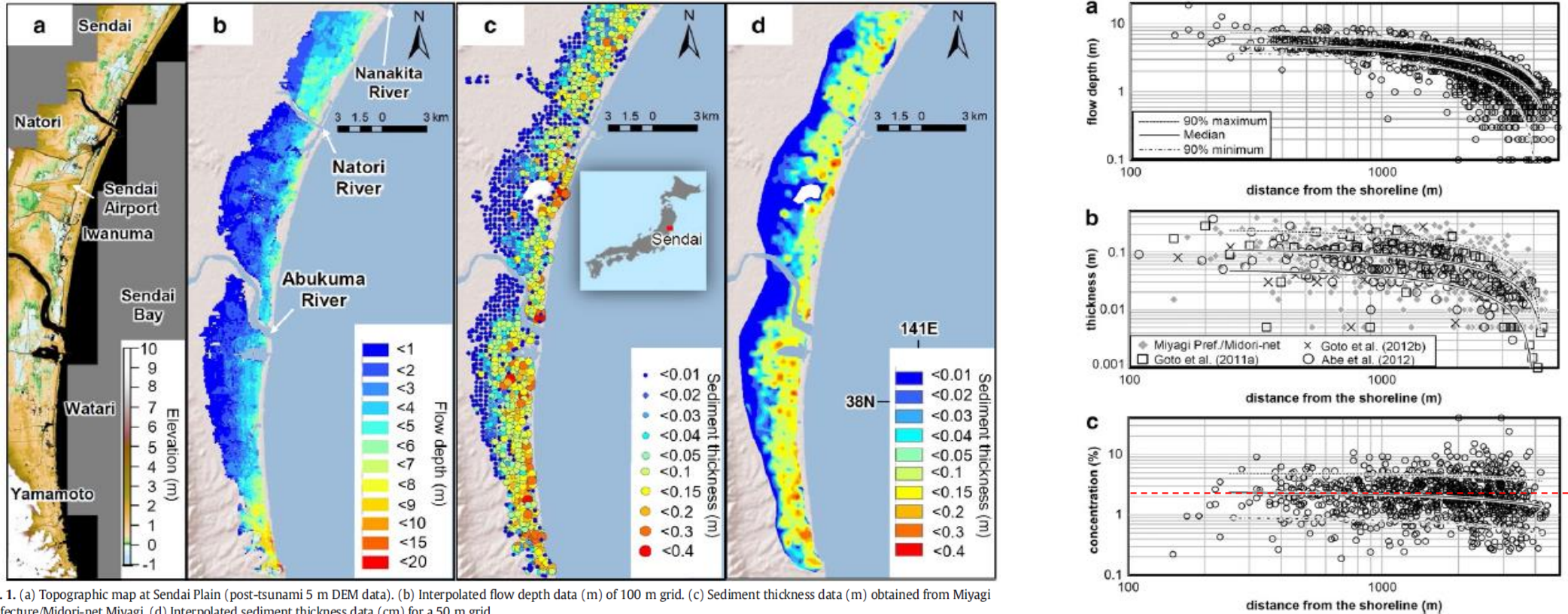


Fig. 1. (a) Topographic map at Sendai Plain (post-tsunami 5 m DEM data). (b) Interpolated flow depth data (m) of 100 m grid. (c) Sediment thickness data (m) obtained from Miyagi Prefecture/Midori-net Miyagi. (d) Interpolated sediment thickness data (cm) for a 50 m grid.

浸水深と堆積物厚さの分布

仙台平野における東北沖地震による浸水深と津波堆積物厚さの関係

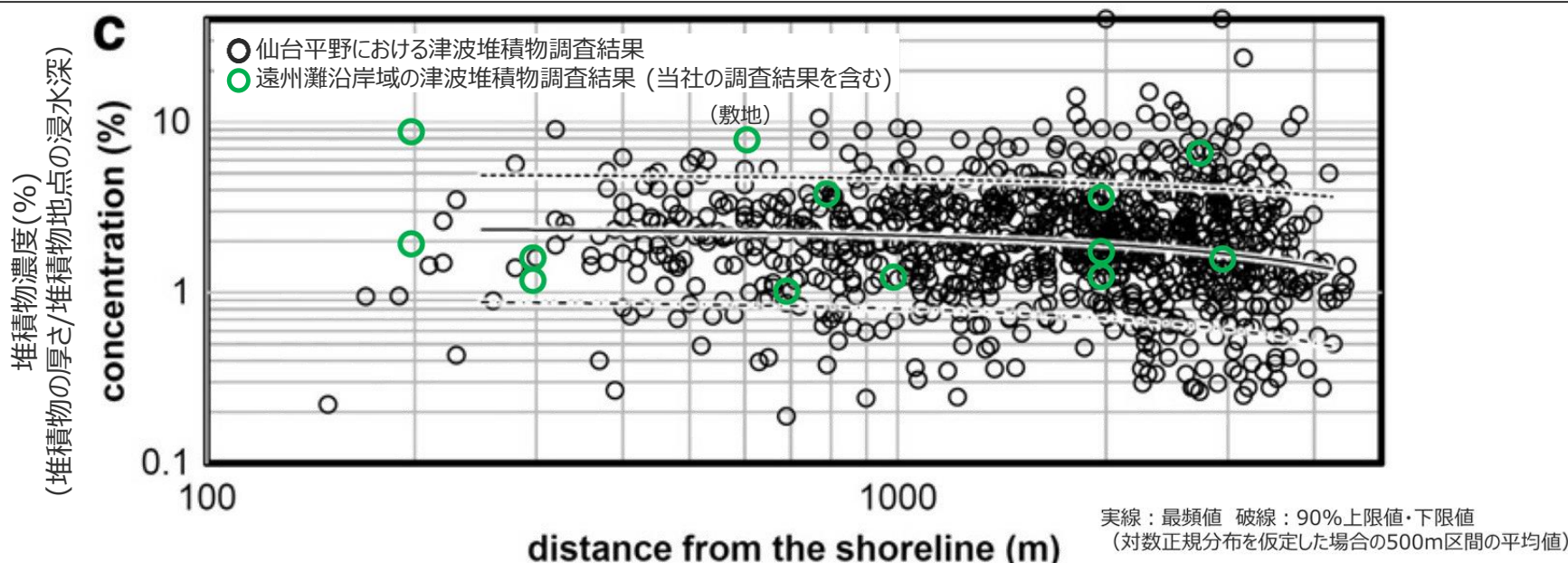
(a)浸水深、(b)堆積物厚さ、
(c)堆積物濃度と海岸線からの距離の関係
(Goto et al. (2014)を基に作成)

Goto et al. (2014)

- ・ 東北沖地震の直後、仙台平野の浸水域全域における計1,300地点の津波堆積物の厚さのデータ(10ha格子(約316m間隔))が収集された。
- ・ このデータセットを用いて分析した結果、津波堆積物厚さと浸水深はいずれも、海岸線からの浸水距離との相関があること、海岸線付近を除き標高との相関がないことを確認した。
- ・ また、各地点の津波堆積物の厚さを浸水深で除した堆積物濃度の頻度分布は、対数正規分布とよく一致しており、その平均値は2%であった。このことは、津波による流れの中の上限砂濃度を平均で約2%と仮定できることを示している。ただし、この分析結果は、平野が非常に平坦で低く、それゆえ比較的単純な浸水過程をたどる仙台平野でのみ適応できる可能性がある。

2.3 津波堆積物から推定される津波高 遠州灘沿岸域における津波堆積物の厚さと浸水深の関係

- 津波堆積物の厚さと浸水深との関係について、Goto et al.(2014)による仙台平野の分析結果と、遠州灘沿岸域の調査結果（当社の調査結果を含む）との比較を試みた。ここで、遠州灘沿岸域における津波高を10mと仮定した。
- その結果、遠州灘沿岸域の調査結果は河口や谷地形に浸入したものである（藤原(2013)）など仙台平野の津波の浸水過程（Goto et al.(2014)）とは異なると考えられること、津波堆積物の厚さは主に海岸付近の地形と津波堆積物の供給源の有無が影響していると考えられること（Nakamura et al.(2012)）を踏まえると異なる地域・イベントの調査結果を単純に比較することは難しいと考えられるが、遠州灘沿岸域における津波堆積物の厚さと浸水深との関係は、Goto et al.(2014)による東北沖地震の分析結果の範囲内にあることを確認した。



- ・遠州灘沿岸域の津波堆積物に関する文献調査（1.2）の結果、堆積物の最大標高と層厚の情報が共にある11地点、および、津波堆積物に関する現地調査（1.3）の結果、イベント堆積物が確認された調査地点（菊川および敷地）について記載した。
- ・仙台平野での津波堆積物調査は約10ha格子（約316m間隔）で実施されていることを踏まえ、津波堆積物に関する現地調査結果については調査地点ごとに集約しその平均値を表示した。
- ・海岸線からの距離：現在の海岸線からの距離に基づく。
- ・津波堆積物の厚さ：仙台平野では引き波がほとんど観測されなかったとされる（Goto et al.(2014)）ことを踏まえ、当社の調査結果についてはイベント堆積物のうち引き波により堆積したものを除く層厚とした。
- ・堆積物地点の浸水深さ：歴史記録に基づき遠州灘沿岸域の津波高を10mと仮定して、イベント堆積物の標高に基づき算定した。

遠州灘沿岸域における浸水深と堆積物厚さの関係

藤原(2015)

- ・ 津波堆積物は、大局的に見れば海側から陸側へ細粒化・薄層化するが、その途中で局所的に増減することも珍しくない。このような局所的な変化が起きる原因は、著者の経験からは大きく3つに分けられる。一つは材料となる物質の供給量に関すること。もう一つは堆積物を溜める空間（地形）の特徴に関すること。最後は津波堆積物を作る大型のベッドフォームに関することである。単純化すれば物質供給が多く、堆積物を溜める空間が深いほど津波堆積物は厚くなる。
- ・ Goto et al. (2014)の「2%ルール」が他の地域でも当てはまる訳ではない。地形や堆積物供給の条件などが地域毎に異なるからである。直感的には、ほかの条件が同じなら津波堆積物が厚いほど相対的に津波が大きかったと思えてしまう。しかし、海岸の地形発達による見かけの津波規模の違いや、津波堆積物の層厚が諸条件によって大きく変化することを考えると、そう単純にはいかないことがわかる。

目次

[歴史記録及び津波堆積物に関する調査]

歴史記録及び津波堆積物に関する調査の全体概要	3
1 歴史記録に関する調査	21
1.1 歴史記録に関する文献調査	21
2 津波堆積物に関する調査	26
2.1 津波堆積物に関する文献調査	28
2.2 津波堆積物に関する現地調査	36
2.3 津波堆積物から推定される津波高	83
3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ	90

【検討方針】

- 歴史記録及び津波堆積物に関する調査は、敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、記録として残る時代の津波規模を把握する「歴史記録に関する調査」及び、記録として残る以前の時代も含めた津波規模を把握する「津波堆積物に関する調査」に基づいて、「歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高」を評価する。
- このうち、「津波堆積物に関する調査」においては、津波堆積物に関する文献調査に加え、巨大津波の見逃しを防ぐため敷地及び敷地周辺において津波堆積物に関する現地調査も実施して津波堆積物の分布標高を確認し、津波堆積物と津波高との関係を考慮して津波堆積物から推定される津波高を評価する。

【歴史記録に関する調査】（本編1章）

【歴史記録に関する文献調査】

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、伝承を含む歴史記録に基づく津波痕跡の文献調査を実施し、津波痕跡高は概ね5~10mであることを確認。

【歴史記録から推定される津波高】

- 歴史記録に基づく津波痕跡高を津波高と考えて、歴史記録から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

【津波堆積物に関する調査】（本編2章）

【津波堆積物に関する文献調査】（本編2.1章）

- 敷地が位置する遠州灘沿岸域を対象として、完新世の津波堆積物に関する文献調査を実施し、歴史記録を大きく超える巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の標高は概ね0~5mであることを確認。

【津波堆積物に関する現地調査】（本編2.2章）

- 敷地及び敷地周辺を対象として、完新世の津波堆積物が保存されやすい箇所を選定しボーリング調査を行い、コア観察に基づき、保守的にイベント堆積物（高潮・洪水・土石流等津波以外の要因も考えられるが、津波起因である可能性も示唆される堆積物）をすべて津波堆積物と評価。
その結果、他機関による遠州灘沿岸域の津波堆積物調査と同様、巨大な津波を示す津波堆積物は確認されず、津波堆積物の堆積当時の標高は、敷地及び敷地周辺で約0~8mであることを確認。

【津波堆積物から推定される津波高】（本編2.3章）

- 津波堆積物の分布標高よりも津波高は高いと考えられることに留意し、東北沖地震等の既往津波の知見（両者の差は約0~2m）に基づき、津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

【歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高】（本編3章）

- 歴史記録に関する調査、津波堆積物に関する調査に基づき、歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高を概ね5~10mと評価。

3 歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ

歴史記録及び津波堆積物に関する調査結果まとめ(2/2)

歴史記録に関する調査

調査項目：
対象範囲：
対象年代：

歴史記録に関する文献調査

文献調査
遠州灘沿岸域
有史以降

津波痕跡高

概ね5~10m
(約50箇所)

調査結果：

推定される津波高

概ね5~10m
(遠州灘沿岸域)

各調査から
推定される津波高：

歴史記録及び
津波堆積物から
推定される津波高：

津波堆積物に関する調査

津波堆積物に関する文献調査

文献調査
遠州灘沿岸域
完新世

津波堆積物の標高

概ね0~5m
(7箇所)

東北沖地震等の知見に基づく津波
堆積物の分布標高と津波高の差

+0~2m

津波堆積物に関する現地調査

現地調査
敷地及び敷地周辺
完新世

津波堆積物*1の標高

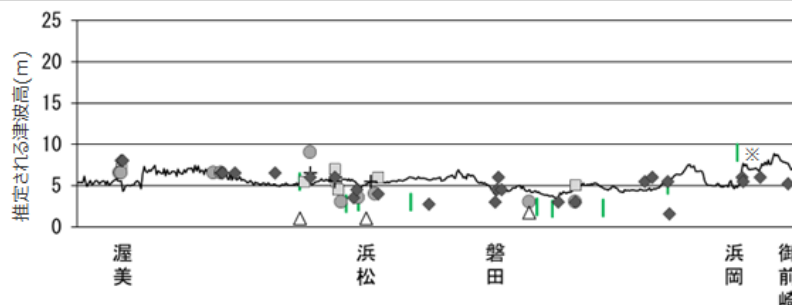
約0~8m
(2箇所)

*1 保守的にイベント堆積物を
すべて津波堆積物と評価

推定される津波高

概ね5~10m
(遠州灘沿岸域)

概ね5~10m



津波堆積物から推定される津波高
(津波堆積物の最大標高+0~2mの高さを幅で示した)

遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルによる津波高

歴史記録から推定
される津波高

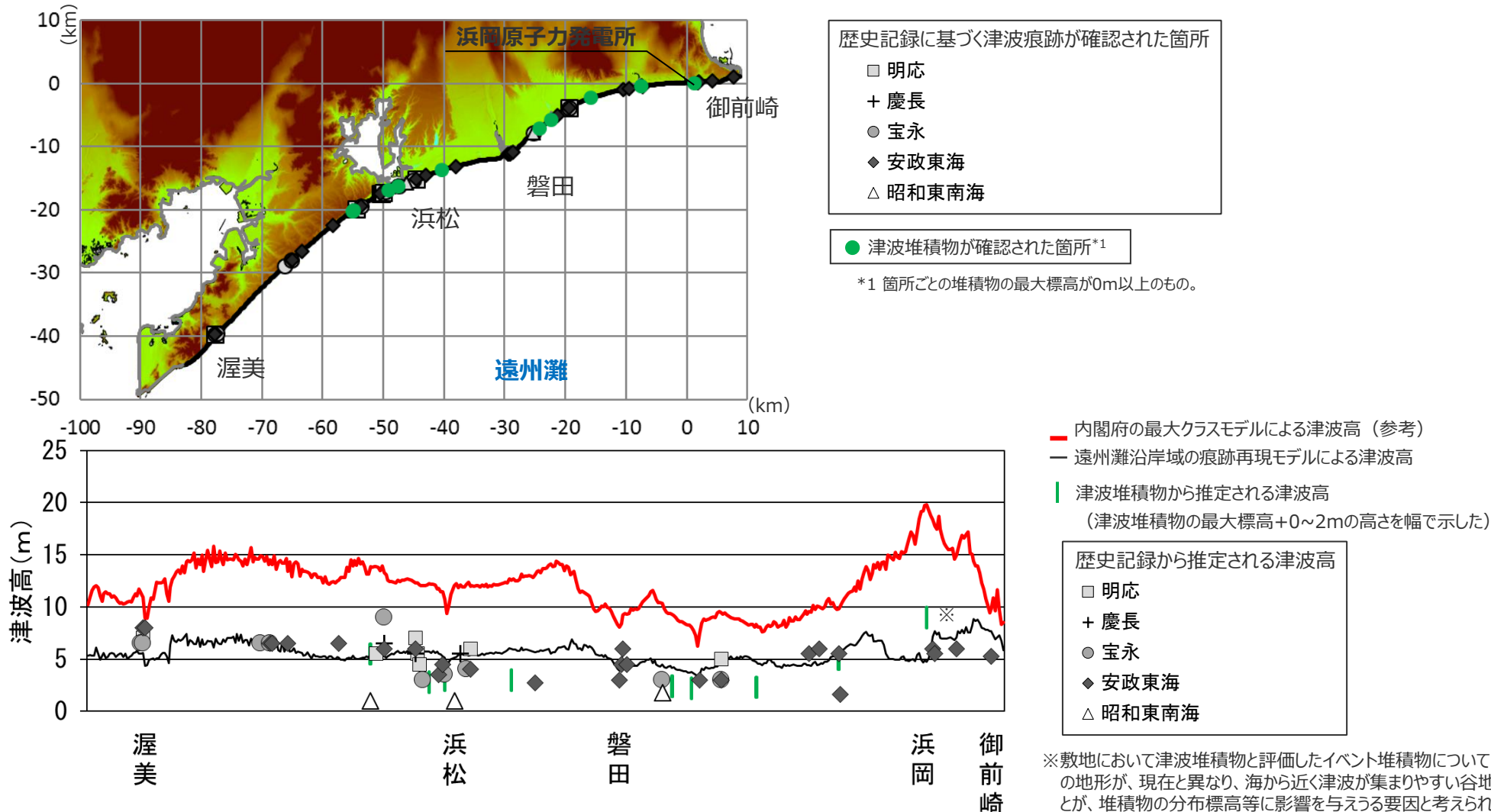
- 明応
- + 慶長
- 宝永
- ◆ 安政東海
- △ 昭和東南海

※敷地において津波堆積物と評価したイベント堆積物について、
堆積当時の地形が、現在と異なり、海から近く津波が集まりや
すい谷地形であったことが、堆積物の分布標高等に影響を与
えうる要因と考えられる。

3 歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高 (参考) 津波評価結果との比較

- 歴史記録および津波堆積物から推定される遠州灘沿岸域の津波高は、概ね5～10m。
- 内閣府の最大クラスの津波による海岸線での津波高は、歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高(概ね5～10m)を、遠州灘沿岸域の全域において2～3倍程度上回っている。

・津波評価結果との比較は、基準津波の確定後に改めて実施し、基準津波による津波高が歴史記録および津波堆積物から推定される津波高を超えていることを確認する。



最大クラスの津波による海岸線の津波高と、歴史記録及び津波堆積物から推定される津波高との比較

参考文献

- 相田勇（1981）「東海道沖におこった歴史津波の数値実験」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.367-390。
- 相田勇（1985）「東海地震津波の挙動－その数値実験－」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.204-215。
- 阿部朋弥, 白井正明（2013）「愛知県渥美半島の沿岸低地で見出された江戸時代の津波起源と推定されたイベント堆積物」『第四紀研究』Vol.52, No.2, pp.33-42。
- 飯田汲事（1981a）「宝永4年10月4日（1707年10月28日）の宝永地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.36-49。
- 飯田汲事（1981b）「嘉永7年（安政元年）11月4日（1854年12月23日）の安政地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.50-78。
- 飯田汲事（1985a）「愛知県及び隣接県被害津波史」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.669-790。
- 飯田汲事（1985b）「歴史地震の研究（4）：慶長9年12月16日（1605年2月3日）の地震及び津波災害について」『愛知工業大学研究報告. B, 専門関係論文集』Vol.16, pp.159-164。
- 飯田汲事（1985c）「昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.449-570。
- 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津浩, 高橋実（1990）「浜名湖の起源と地史的変遷（湖沼の成因と環境・地質）」『地質学論集』第36号, pp.129-150。
- 石渡明, 田上雅彦, 谷尚幸, 大橋守人, 内藤浩行（2019）「海岸礫は河川礫より円くて扁平である」日本地質学会HP (<http://www.geosociety.jp/faq/content0864.html>)。
- 今井健太郎, 菅原大助, 高橋智幸, 岩間俊二, 田中仁（2015）「2011東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討」『土木学会論文集B2（海岸工学）』Vol.71, No.2, I_247- I_252。
- 岩瀬浩之, 原信彦, 田中聡, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦（2011）「高知県土佐清水市内における1707年宝永地震の津波痕跡に関する現地調査報告」『津波工学研究報告』第28号, pp.105-116。
- 内田主税（2002）「遠州灘沿岸, 静岡県大須賀町付近における沖積層中のイベント堆積物と古地形環境」『日本地理学会発表要旨集』第61号, 135p。
- 蝦名裕一, 今井健太郎, 大林涼子, 柄本邦明, 都司嘉宣（2020）「古絵図に基づく安政東海地震の浜名湖周辺における津波浸水域の分析」『歴史地震』第35号, pp.187-206。
- 岡村眞, 松岡裕美, 佃栄吉, 都司嘉宣（2000）「沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング」『月刊地球／号外』Vol.28, pp.162-168。
- 岡村眞, 松岡裕美, 古野北斗（2009）「浜名湖湖底堆積物に記録された2つの地震イベント」『日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集』T225-P004。
- 岡村眞・松岡裕美（2012）「津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し」『科学』Vol.82, No.2, pp.182-191。
- 岡村行信（2012）「西暦869年貞観津波の復元と東北地方太平洋沖地震の教訓－古地震研究の重要性と研究成果の社会への周知の課題－」『シンセオロジー』Vol.5, No.4, pp.234-242。
- 鹿島薫, 米倉伸之, 池田安隆, 熊木洋太, 宮崎隆, 長澤良太（1983）「御前崎周辺地域の完新世海水準変化」『日本第四紀学会講演要旨集』No.13, pp.126-127。
- 鹿島薫, 長澤良太, 宮崎隆（1985）「静岡県菊川平野における完新世の海水準変動に関する資料」『第四紀研究』Vol.24, pp.45-50。
- 気象庁（1945）『昭和十九年十二月七日東南海大地震調査概報』中央气象台。
- 気象庁（1973）「1972年12月4日八丈島東方沖地震について」『地震予知連絡会会報』第9巻, 3-4, pp.46-50。
- 気象庁（2004）『2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地震について（第2報）』平成16年9月6日。

参考文献

- 気象庁（2009）『平成21年8月11日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について』（<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihyoka/20090811suruga-wan/index.html>）。
- 気象庁（2010）『2010年2月27日15時34分頃にチリ中部沿岸で発生した地震について（第3報）』平成22年2月28日。
- 北村晃寿，小林小夏（2014）「静岡平野・伊豆半島南部の中・後期完新世の古津波と古地震の地質学的記録」『地学雑誌』第123巻，第6号，pp.813-834。
- 北村晃寿，川手繫人（2015）「静岡県南伊豆・吉佐美の海岸低地における津波堆積物の有無の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号，pp.15-23。
- 北村晃寿，鈴木孝和，小林小夏（2015）「静岡県焼津平野における津波堆積物の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号，pp.1-14。
- 北村晃寿，三井雄太，石橋秀巳，森英樹（2018）「伊豆半島南東部静岡県河津町の海岸低地における津波堆積物調査」『静岡大学地球科学研究報告』第45号，pp.1-16。
- 熊谷博之（1999）「浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査」『地学雑誌』第108巻，第4号，pp.424-432。
- 国土交通省，内閣府，文部科学省（2014）『日本海における大規模地震に関する調査検討会報告』平成26年9月。
- 国土地理院『2万5千分の1地形図』『5万の分の1地形図』。
- 後藤和久・菅原大助（2021）「津波堆積学の進展」『地質学雑誌』第127号，第4号，pp.199-214。
- 小松原純子，藤原治，高田圭太，澤井祐紀，Than Tin Aung，鎌滝孝信（2006）「沿岸低地堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮：南海トラフ沿岸の例」『活断層・古地震研究報告』第6号，pp.107-122。
- 小松原純子，岡村行信，澤井祐紀，宍倉正展，吉見雅行，竿本英貴（2007）「紀伊半島沿岸の津波堆積物調査」『活断層・古地震研究報告』地震調査総合センター，Vol.7，pp.219-230。
- 小松原純子，藤原治，高田圭太，澤井祐紀，Than Tin Aung，鎌滝孝信（2009）「東海道白須賀宿付近の堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮」『歴史地震』第24号，169p。
- 小松原純子（2012）「浅海域および沿岸低地に堆積した津波堆積物の識別基準」『堆積学研究』第71巻，第2号，pp.119-127。
- 佐竹健治（2013）「第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要」『地震予知連絡会会報』第89巻，12-6，pp.414-416。
- 佐藤善輝，藤原治，小野映介（2016）「浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程」『第四紀研究』第55巻，第1号，pp.17-35。
- 澤井祐紀（2012）「地層中に存在する古津波堆積物の調査」『地質学雑誌』第118巻，第9号，pp.535-558。
- 産業技術総合研究所『津波堆積物データベース』（https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/）。
- 宍倉正展，澤井祐紀，行谷佑一，岡村行信（2010）「平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦869年貞観津波—」『AFERC ニュース』No.16，pp.1-10。
- 宍倉正展（2011）「津波堆積物からみた869年貞観地震と2011年東北地方太平洋沖地震について」『日本地震学会ニュースレター』Vol.23，No.3，pp.20-25。
- 宍倉正展，藤原治，澤井祐紀，行谷佑一，谷川晃一郎（2012）「海溝型地震履歴解明の研究」『地質調査総合センター速報 No.59，平成23年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告』pp.43-58。
- 宍倉正展，前杵英明，越後智雄，小俣雅志，郡谷順英，渋谷典幸（2013）「南海トラフ沿いの和歌山県串本町で検出された完新世イベント堆積物」『日本地球惑星科学連合2013年度大会予稿集』SSS31-35。
- 地震調査委員会（2011）『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）について』平成23年11月25日。

参考文献

- 地震調査委員会（2013）『南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）について』平成25年5月24日。
- 静岡県（1986）『安政東海地震津波被害調査報告書（特に伊豆半島東海岸について）』静岡県地震対策課。
- Cisternas, Marco, Brian Atwater, 鎌滝孝信, 澤井祐樹, 宍倉正展（2006）「1960年チリ地震震源域でくり返し生じた過去の巨大地震」『歴史地震』第21号, pp.87-91。
- しずおか河川ナビゲーション「新野川水系の基本情報」（http://www.shizuoka-kasen-navi.jp/html/niino/basic_01.html）。
- 杉山雄一, 寒川旭, 下川浩一, 水野清秀（1988）『地域地質研究報告 5万分の1地質図幅 御前崎地域の地質』地質調査所。
- 高田圭太, 佐竹健治, 寒川旭, 下川浩一, 熊谷博之, 後藤健一, 原口強（2002）「静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査（速報）」『活断層・古地震研究報告』第2号, pp. 235-243。
- 多田文男, 長沼信夫, 阿由葉元, 角田清美, 市瀬由自, 小林和子（1971）「砂丘の形成と腐植層に関する研究」『第四紀研究』第10巻, 第3号, pp.124-133。
- 谷川晃一郎, 宍倉正展, 藤原治, 行谷佑一, 松本弾（2017）「高知県四万十町興津における津波堆積物調査（予報）」『活断層・古津波研究報告』地質調査総合センター, No.17, pp.31-38。
- 中部地方整備局 浜松河川国道事務所ホームページ
<https://www.cbr.mlit.go.jp/hamamatsu/bousai/mizubousai/pdf/mizubosai-20230417-5.pdf>
- 中央防災会議（2011）『東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告』東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会, 平成23年9月28日。
- チリ中部地震津波合同調査グループ（2012）「2010年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告」『津波工学研究報告』第29号, pp.37-54。
- 都司嘉宣, 上田和枝, 荒井賢一（1994）「須崎市を襲った歴史津波」『歴史地震』第10号, pp.95-115。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 村上嘉謙（1998）「浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査」『歴史地震』第14巻, pp.101-113。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 後藤智子, 韓世燮（2002）「三重県尾鷲市大池, および紀伊長島町諏訪池の湖底堆積層中の歴史・先史津波痕跡について」『月刊地球』第24巻, 第10号, pp.743-747。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 行谷佑一（2003）「高知県須崎市桐間池の湖底堆積層中の津波痕跡」『地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集』J078-006。
- 都司嘉宣（2006）「小笠原諸島の津波史」『歴史地震』第21号, pp.65-79。
- 都司嘉宣, 大年邦雄, 中野晋, 西村裕一, 藤間功司, 今村文彦, 柿沼太郎, 中村有吾, 今井健太郎, 後藤和久, 行谷佑一, 鈴木進吾, 城下英行, 松崎義孝（2010）「2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査」『土木学会論文集B2（海岸工学）』Vol.66, No.1, pp.1346-1350。
- 都司嘉宣（2012）「第二章 古文書から読む大地震・大津波の記憶」『千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～』しずおかの文化新書10。
- 土隆一（2001）「静岡県地質図」『静岡県の地形と地質－静岡県地質図20万分の1（2001年改訂版）説明書－』内外地図。
- 土谷信之, 大沢穠, 池辺穰（1984）『地域地質研究報告 5万分の1地質図幅 鶴岡地域の地質』地質調査所。
- 津波痕跡データベース（<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>）東北大学災害科学国際研究所。

参考文献

- 内閣府（2012）『南海トラフの巨大地震モデル検討会（中間とりまとめ）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成23年12月27日。『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年3月31日。『南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年8月29日。
- 長澤良太，宮崎隆，鹿島薫，青木哲哉，大庭正八（1983）「静岡県菊川低地の完新統－完新世高位海水準の一資料－」『日本第四紀学会講演要旨集』，No. 13，pp. 128-129。
- 七山太，加賀新，木下博久，横山芳春，佐竹健治，中田高，杉山雄一，佃栄吉（2002）「紀淡海峡，友ヶ島において発見された南海地震津波の痕跡」『月刊海洋号外』第28号，pp.123-131。
- 行谷佑一・都司嘉宣（2005）「宝永（1707）・安政東海（1854）地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布」『歴史地震』第20号，pp.33-56。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2014）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成25年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成26年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2015）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成26年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成27年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2016）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成27年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，国立研究開発法人海洋研究開発機構，平成28年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2017）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成28年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，国立研究開発法人海洋研究開発機構，平成29年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2018）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成29年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，国立研究開発法人海洋研究開発機構，平成30年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2019）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成30年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，国立研究開発法人海洋研究開発機構，令和元年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2020）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト令和元年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，国立研究開発法人海洋研究開発機構，令和2年5月。
- 西仲秀人，熊谷博之，奥田 隆，鳥居龍晴，高野雅夫，中村俊夫（1996）「浜名湖周辺の津波堆積物から探る過去の東海沖地震」『名古屋大学加速器質量分析計業績報告書』，Vol.VII，pp.193-203。
- 萩原尊禮（1989）『続古地震-実像と虚像』東京大学出版会。
- 萩原尊禮（1995）『古地震探究－海洋地震へのアプローチ』東京大学出版会。
- 羽鳥徳太郎（1975）「明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源」『地震研究所彙報』Vol.50，pp.171-185。
- 羽鳥徳太郎（1977）「静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『静岡県地震対策基礎調査報告書－第2次調査・津波第1報－』静岡県地震対策課，pp.14-38。
- 羽鳥徳太郎（1978a）「高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑－1946年南海道津波の挙動との比較－」『地震研究所彙報』Vol.53，pp.423-445。
- 羽鳥徳太郎（1978b）「三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『地震研究所彙報』Vol.53，pp.1191-1225。
- 羽鳥徳太郎（1980a）「宝永・安政津波の現地調査による波高の検討」『月刊海洋科学』Vol.12，No.7，pp.495-503。

参考文献

- 羽鳥徳太郎 (1980b) 「大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査」『地震研究所彙報』Vol.55, pp.505-535。
- 羽鳥徳太郎 (1982) 「高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査－久礼・入野・土佐清水の津波の高さ」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.547-570。
- 羽鳥徳太郎 (1984) 「関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.59, pp.501-518。
- 羽鳥徳太郎 (1985a) 「東海地方の歴史津波」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.182-191。
- 羽鳥徳太郎 (1985b) 「小笠原父島における津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.97-104。
- 羽鳥徳太郎 (1986) 「九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波－」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.439-459。
- 羽鳥徳太郎 (1988) 「瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永 (1707) ・安政 (1854) ・昭和 (1946) 南海道津波の挙動」『歴史地震』第4号, pp.37-46。
- 羽鳥徳太郎 (1991) 「鎌倉における明応 (1498) ・元禄 (1703) ・大正 (1923) 津波の浸水域」『歴史地震』第7号, pp.1-10。
- 羽鳥徳太郎 (2005) 「伊勢湾岸市街地における安政東海津波 (1854) の浸水状況」『歴史地震』第20号, pp.57-64。
- 羽鳥徳太郎 (2006) 「東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東 (1703) , 安政東海 (1854) 津波とその他の津波の遡上状況」『歴史地震』第21号, pp.37-45。
- 浜岡町 (2004) 『風紋 浜岡町・閉町記念写真集』静岡県小笠郡浜岡町, 218p。
- 原口強, 鳥居和樹, 山崎秀雄, 関口秀雄 (2008) 「和歌山県田辺湾で発見された昭和南海地震津波堆積物」『北淡活断層シンポジウム2008講演要旨集』pp.41-42。
- 平川一臣 (2013) 『津波堆積物が示す南海トラフの津波履歴, 津波挙動 (海食急崖, 斜面からの証拠) 伊良湖水道・菅島, 志摩半島, 紀伊長島, 熊野, 潮岬・串本』南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第35回) 及び首都直下地震モデル検討会 (第17回) 合同会議 参考資料2 平川委員提供資料, 平成25年3月19日。
- 廣内大助, 佐藤善輝, 松多信尚, 堀和明, 清水龍来, 遠藤悠, 西川由香, 安江健一, 顔一勤 (2014) 「静岡県太田川低地の堤間湿地における完新世後期の堆積環境変化」『愛知工業大学地域防災研究センター年次報告書』Vol.10, pp.43-46。
- 藤則雄 (1971) 「北陸の海岸砂丘の埋積腐植土層の編年とその生成環境」『第四紀研究』第10巻, 第3号, pp.134-146。
- 藤野滋弘 (2013) 「インド洋における過去の巨大地震・津波」『地震予知連絡会会報』第89巻, 12-10, pp.429-431。
- 藤原治, 平川一臣, 入月俊明, 長谷川四郎 (2006) 「静岡県御前崎付近の完新統に見られる地震性地殻変動を示すサイクリックな岩相変化 (総特集 堆積物から紐解く自然災害)」『月刊地球』Vol.28, No.8, pp.577-581。
- 藤原治, 小野映介, 佐竹健治, 澤井祐紀, 海津正倫, 矢田俊文, 阿部恒平, 池田哲哉, 岡村行信, 佐藤善輝, Than Tin Aung, 内田淳一 (2007) 「静岡県掛川市南部の横須賀湊跡に見られる1707年宝永地震の痕跡」『活断層・古地震研究報告』No.7, pp.157-171。
- 藤原治 (2007) 「地震津波堆積物: 最近20年間のおもな進展と残された課題」『第四紀研究』Vol.46, No.6, pp.451-462。
- 藤原治 (2008) 「静岡県中部沿岸での1707年宝永地震による地殻変動の調査」『活断層研究センターニュース』第80号, pp.1-5。
- 藤原治, 小野映介, 矢田俊文, 海津正倫, 鎌滝孝信, 内田淳一 (2008) 「完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物」『活断層・古地震研究報告』No.8, pp.187-202。
- 藤原治, 小野映介, 矢田俊文, 海津正倫, 岡村行信, 佐竹健治, 佐藤善輝, 澤井祐紀, Than Tin Aung (2009) 「歴史と地層記録から確認された1707年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起」『月刊地球』Vol.31, No.4, pp.203-210。

参考文献

- 藤原治, 町田洋, 塩地潤一 (2010) 「大分県横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物」『第四紀研究』Vol.49, No.1, pp. 23-33。
- 藤原治, 青島晃, 佐藤善輝, 北村晃寿, 小野映介, 谷川晃一郎 (2012) 「静岡県磐田市の太田川低地で見られる歴史津波堆積物」『日本第四紀学会講演要旨集』第42巻, pp.46-47。
- 藤原治・佐藤善輝 (2012) 「静岡県浜松市西部高塚池跡における津波堆積物調査 (予察)」『日本地震学会講演予稿集2012年度秋季大会』P2-40。
- 藤原治 (2013) 「地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波 (東海地域の例)」『GSJ地質ニュース』Vol.2, No.7, pp.197-200。
- 藤原治, 佐藤善輝, 小野映介, 海津正倫 (2013) 「陸上掘削試料による津波堆積物の解析—浜名湖東岸六間川低地にみられる3400年前の津波堆積物を例にして—」『地学雑誌』第122巻, 第2号, pp. 308-322。
- 藤原治・澤井祐紀 (2014) 「静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査」『巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書』産業技術総合研究所地質調査総合センター, Vol.66, pp.39-48。
- 藤原治, 北村晃寿, 佐藤善輝, 青島晃, 小野映介, 小林小夏, 小倉一輝, 谷川晃一郎 (2015) 「静岡県西部の太田川低地で見られる弥生時代中・後期の相対的海水準上昇」『第四紀研究』第54巻, 第1号, pp.11-20。
- 藤原治 (2015) 『津波堆積物の科学』東京大学出版会、2015年11月。
- 松岡裕美・岡村眞 (2012) 「津波堆積物から見た南海トラフ沿いの巨大地震履歴」『地震予知連絡会会報』第87巻, 12-2, pp.495-496。
- 松多信尚, 佐藤善輝, 坂本絵梨, 廣内大助, 堀 和明, 川上賢太, 米原和哉 (2016) 「海岸平野の発達過程に基づく南海トラフ巨大地震時の地殻変動のパターンの解明」『第15回学術研究助成 (2015年度)』国土地理協会。
- 松本弾 (2017) 「三重県津市の海岸低地における津波堆積物掘削調査」『活断層・古地震研究報告』地質調査総合センター, 第17号, pp.15-30。
- 三上貴仁, 柴山知也, 武若聡, Miguel ESTEBAN, 大平幸一郎, Rafael ARANGUIZ, Mauricio VILLAGRAN, Alvaro AYALA (2011) 「2010年チリ沖地震津波災害の現地調査」『土木学会論文集B3 (海洋開発)』Vol.67, No.2, pp. I_529-I_534。
- 村上仁士, 島田富美男, 伊藤禎彦, 山本尚明, 石塚淳一 (1996) 「四国における歴史津波 (1605慶長・1707宝永・1854安政) の津波高の再検討」『自然災害科学』Vol.15-1, pp.39-52。
- 文部科学省 (2010) 「津波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究」『宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書』, pp.152-185。
- 矢沼隆, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011) 「静岡県下における1707年宝永地震津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』第28号, pp.93-103。
- 山田昌樹, 藤野滋弘 (2013) 「2011年東北地方太平洋沖地震津波により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴」『堆積学研究』第72巻, 第1号, pp.13-25。
- 渡辺偉夫 (1998) 『日本被害津波総覧 (第2版)』東京大学出版会。

参考文献

- Abe, Tomoya, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (2012), "Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.142-150.
- Fujiwara, Osamu, Kazuomi Hirakawa, Toshiaki Irizuki, Shiro Hasegawa, Yoshitaka Hase, Jun-ichi Uchida, Kohei Abe (2010), "Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan", *Island Arc*, Vol.19, pp.374-388.
- Fujiwara, Osamu, Eisuke Ono, Toshifumi Yata, Masatomo Umitsu, Yoshiki Sato, Vanessa M.A. Heyvaert(2013), "Assessing the impact of 1498 Meio earthquake and tsunami along the Enshu-nada coast, central Japan using coastal geology", *Quaternary International*, Vol.308-309, pp.4-12.
- Fujiwara, Osamu, Akira Aoshima, Toshiaki Irizuki, Eisuke Ono, Stephen P. Obrochta, Yoshikazu Sampei, Yoshiki Sato, Ayumi Takahashi(2020), "Tsunami deposits refine great earthquake rupture extent and recurrence over the past 1300 years along the Nankai and Tokai fault segments of the Nankai Trough, Japan", *Quaternary Science Reviews*, Vol.227, Article105999, pp.1-19.
- Garrett, Ed, Osamu Fujiwara, Philip Garrett, Vanessa M.A. Heyvaert, Masanobu Shishikura, Yusuke Yokoyama, Aurélie Hubert-Ferrari, Helmut Brückner, Atsunori Nakamura, Marc De Batist(2016), "A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan", *Earth Science Reviews*, vol.159, pp.337-357.
- Goto, Kazuhisa, Kohei Hashimoto, Daisuke Sugawara, Hideaki Yanagisawa, Tomoya Abe (2014), "Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay", *Marine Geology*, Vol.358, pp.38-48.
- Kitamura, Akihisa(2016), "Examination of the largest-possible tsunamis (Level 2) generated along the Nankai and Suruga troughs during the past 4000 years based on studies of tsunami deposits from the 2011 Tohoku-oki tsunami", *Earth and Planetary Science*, Vol.3, No.12, pp.1-20.
- Kitamura, Akihisa, Kazuyoshi Yamada, Daisuke Sugawara, Yusuke Yokoyama, Yosuke Miyairi, Hamatome team(2020), "Tsunamis and submarine landslides in Suruga Bay, central Japan, caused by Nankai-Suruga Trough megathrust earthquakes during the last 5000 years", *Quaternary Science Reviews*, Vol.245, Article.106527, pp.1-23.
- Komatsubara, Junko, Osamu Fujiwara, Keita Takada, Yuki Sawai, Than Tin Aung and Takanobu Kamataki(2008), "Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan", *Sedimentology*, Vol.55, pp.1703-1716.
- Nakamura, Yugo, Yuichi Nishimura, Purna Sulastya Putra(2012), "Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.216-227.
- Niwa, Masakazu, Takanobu Kamataki, Hideki Kurosawa, Yoko Saito-Kokubu, Masafumi Ikuta(2019), "Seismic subsidence near the source region of the 1662 Kanbun Hyuganada Sea earthquake: Geochemical, stratigraphical, chronological, and paleontological evidences in Miyazaki Plain, southwest Japan", *Island Arc*, Vol.29, Issue1, e12341, pp.1-26.
- NOAA(2010), "TSUNAMI BULLETIN NUMBER 015", PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER, ISSUED AT 2082z 27 FEB 2010", National Oceanic and Atmospheric Administration, (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/messages/pacific/2010/pacific.2010.02.27.202736.txt>, <http://oldwcatwc.arh.noaa.gov/2010/02/27/725245/15/message725245-15.htm>).
- Pinegina, Tatiana K., Joanne Bourgeois, Lilia I. Bazanova, Ivan V. Melekestsev and Olga A. Braitseva(2003), "A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia", *Quaternary Research*, Vol.59, pp.36-47.

参考文献

- Rajendran, Kusala(2013), "On the recurrence of great subduction zone earthquakes", Current Science, Vol.104, No.7, pp.880–892.
- Sato, Yoshiki(2013), " Late Holocene Geomorphic Development of Coastal Barriers Around Lake Hamana and in Hamamatsu Strand Plain", 九州大学学位論文.
- Shennan, Ian, Ronald Bruhn, George Plafker(2009), "Multi-segment earthquakes and tsunami potential of the Aleutian megathrust", Quaternary Science Reviews, Vol.28, pp.7-13.

参考文献

(1.1 歴史記録に関する文献調査の参照文献再掲)

1. 相田勇 (1981)「東海道沖におこった歴史津波の数値実験」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.367-390.
2. 相田勇 (1985)「東海地震津波の挙動－その数値実験－」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.204-215.
3. 飯田波事 (1981a)「宝永4年10月4日(1707年10月28日)の宝永地震の津波被害」『愛知県津波被害史』愛知県防災会議地震部会, pp.36-49.
4. 飯田波事 (1981b)「嘉永7年(安政元年)11月4日(1854年12月23日)の安政地震の津波被害」『愛知県津波被害史』愛知県防災会議地震部会, pp.50-78.
5. 飯田波事 (1985a)「愛知県及び隣接県被害津波史」『東海地方地震・津波災害誌』飯田波事教授論文選集発行会, pp.669-790.
6. 飯田波事 (1985b)「歴史地震の研究(4): 慶長9年12月16日(1605年2月3日)の地震及び津波災害について」『愛知工業大学研究報告. B, 専門関係論文集』Vol.16, pp.159-164.
7. 飯田波事 (1985c)「昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布」『東海地方地震・津波災害誌』飯田波事教授論文選集発行会, pp.449-570.
8. 岩瀬浩之, 原信彦, 田中聡, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011)「高知県土佐清水市内における1707年宝永地震の津波痕跡に関する現地調査報告」『津波工学研究報告書』第28号, pp.105-116.
9. 蝦名裕一, 今井健太郎, 大林涼子, 柄本邦明, 都司嘉宣 (2020)「古地図に基づく安政東海地震の浜名湖周辺における津波浸水域の分析」『歴史地震』第35号, pp.187-206.
10. 気象庁 (1945)『昭和十九年十二月七日東南海大地震調査概報』中央気象台.
11. 気象庁 (2022)『火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方(報告書)』火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方検討会, 令和4年7月.
12. 静岡県地震対策課 (1986)『安政東海地震津波被害調査報告書(特に伊豆半島東海岸について)』静岡県地震対策課.
13. 都司嘉宣, 上田和枝, 荒井賢一 (1994)「須崎市を襲った歴史津波」『歴史地震』第10号, pp.95-116.
14. 都司嘉宣 (2006)「小笠原諸島の津波史」『歴史地震』第21号, pp.65-79.
15. 都司嘉宣 (2012)「第二章 古文書から読む大地震・大津波の記憶」『千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～』しずおか文化新書10.
16. 行谷佑一, 都司嘉宣 (2005)「宝永(1707)・安政東海(1854)地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布」『歴史地震』第20号, pp.33-56.
17. 萩原尊禮 (1989)『続古地震・実像と虚像』東京大学出版会.
18. 萩原尊禮 (1995)『古地震探究－海洋地震へのアプローチ』東京大学出版会.
19. 羽鳥徳太郎 (1975)「明応7年・慶長9年の房総および東南海道大津波の波源」『地震研究所彙報』Vol.50, pp.171-185.
20. 羽鳥徳太郎 (1977)「静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『静岡県地震対策基礎調査報告書』静岡県地震対策課, pp.14-38.
21. 羽鳥徳太郎 (1978a)「高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑: 1946年南海道津波の挙動との比較」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.423-445.
22. 羽鳥徳太郎 (1978b)「三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.1191-1225.
23. 羽鳥徳太郎 (1980a)「宝永・安政津波の現地調査による波高の検討」『月刊海洋科学』Vol.12, No.7, pp.495-503.
24. 羽鳥徳太郎 (1980b)「大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査」『地震研究所彙報』Vol.55, pp.505-535.
25. 羽鳥徳太郎 (1982)「高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査: 久礼・入野・土佐清水の津波の高さ」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.547-570.
26. 羽鳥徳太郎 (1984)「関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.59, pp.501-518.
27. 羽鳥徳太郎 (1985a)「東海地方の歴史津波」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.182-191.
28. 羽鳥徳太郎 (1985b)「小笠原父島における津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.97-104.
29. 羽鳥徳太郎 (1986)「九州東部沿岸における歴史津波の現地調査: 1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.439-459.
30. 羽鳥徳太郎 (1988)「瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永(1707)・安政(1854)・昭和(1946)南海道津波の挙動」『歴史地震』第4号, pp.37-46.
31. 羽鳥徳太郎 (1991)「鎌倉における明応(1498)・元禄(1703)・大正(1923)津波の浸水域」『歴史地震』第7号, pp.1-7.
32. 羽鳥徳太郎 (2005)「伊勢湾岸市街地における安政東海津波(1854)の浸水状況」『歴史地震』第20号, pp.57-64.
33. 羽鳥徳太郎 (2006)「東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東(1703), 安政東海(1854)津波とその他の津波の遡上状況」『歴史地震』第21号, pp.37-45.
34. 村上仁士, 島田富美男, 伊藤禎彦, 山本尚明, 石塚淳一 (1996)「四国における歴史津波(1605慶長・1707宝永・1854安政)の津波高の再検討」『自然災害科学』Vol.15-1, pp.39-52.
35. 矢沼隆, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011)「静岡県下における1707年宝永地震津波の痕跡調査」『津波工学研究報告書』第28号, pp.93-103.
36. 渡辺偉夫 (1998)『日本被害津波総覧(第2版)』東京大学出版会.
37. 気象庁 (1973)「1972年12月4日八丈島東方沖地震について」『地震予知連絡会会報』第9巻, 3-4, pp.46-50.
38. 気象庁 (2004)『2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地震について(第2報)』平成16年9月6日.
39. 気象庁 (2009)『平成21年8月11日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について』(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamiyoka/20090811surugawan/index.html>).
40. 気象庁 (2010)『2010年2月27日15時34分頃にチリ中部沿岸で発生した地震について(第3報)』平成22年2月28日.
41. チリ中部地震津波合同調査グループ (2012)「2010年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告」『津波工学研究報告』第29号, pp.37-54.
42. 都司嘉宣, 大年邦雄, 中野晋, 西村裕一, 藤間功司, 今村文彦, 柿沼太郎, 中村有吾, 今井健太郎, 後藤和久, 行谷佑一, 鈴木進吾, 城下英行, 松崎義孝 (2010)「2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査」『土木学会論文集B2(海岸工学)』Vol.66, No.1, pp.1346-1350.
43. 三上貴仁, 柴山知也, 武若聡, Miguel ESTEBAN, 大平幸一郎, Rafael ARANGUIZ, Mauricio VILLAGRAN, Alvaro AYALA (2011)「2010年チリ沖地震津波災害の現地調査」『土木学会論文集B3(海洋開発)』Vol.67, No.2, pp.I_529-I_534.
44. NOAA(2010), "TSUNAMI BULLETIN NUMBER 015", PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER, ISSUED AT 2082z 27 FEB 2010", National Oceanic and Atmospheric Administration, (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/messages/pacific/2010/pacific.2010.02.27.202736.txt>, <http://oldwcatwc.arh.noaa.gov/2010/02/27/725245/15/message725245-15.htm>).

(2.1 津波堆積物に関する文献調査の参照文献再掲)

1. 阿部朋弥, 白井正明 (2013) 「愛知県渥美半島の沿岸低地で見出された江戸時代の津波起源と推定されたイベント堆積物」『第四紀研究』Vol.52, No.2, pp.33-42。
2. 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津浩, 高橋実 (1990) 「浜名湖の起源と地史的変遷 (湖沼の成因と環境・地質)」『地質学論集』第36号, pp.129-150。
3. 内田主税 (2002) 「遠州灘沿岸, 静岡県大須賀町付近における沖積層中のイベント堆積物と古地形環境」『日本地理学会発表要旨集』第61号, 135p。
4. 岡村眞, 松岡裕美, 佃栄吉, 都司嘉宣 (2000) 「沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング」『月刊地球/号外』Vol.28, pp.162-168。岡村眞, 松岡裕美, 古野北斗 (2009) 「浜名湖湖底堆積物に記録された2つの地震イベント」『日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集』T225-P004。
5. 岡村眞・松岡裕美 (2012) 「津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し」『科学』Vol.82, No.2, pp.182-191。
6. 岡村行信 (2012) 「西暦869年貞観津波の復元と東北地方太平洋沖地震の教訓 – 古地震研究の重要性と研究成果の社会への周知の課題 – 」『シンセオロジー』Vol.5, No.4, pp.234-242。
7. 北村晃寿, 小林小夏 (2014) 「静岡平野・伊豆半島南部の中・後期完新世の古津波と古地震の地質学的記録」『地学雑誌』第123巻, 第6号, pp.813-834。
8. 北村晃寿, 川手繁人 (2015) 「静岡県南伊豆・吉佐美の海岸低地における津波堆積物の有無の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号, pp.15-23。
9. 北村晃寿, 鈴木孝和, 小林小夏 (2015) 「静岡県焼津平野における津波堆積物の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号, pp.1-14。
10. 北村晃寿, 三井雄太, 石橋秀巳, 森英樹 (2018) 「伊豆半島南東部静岡県河津町の海岸低地における津波堆積物調査」『静岡大学地球科学研究報告』第45号, pp.1-16。
11. 熊谷博之 (1999) 「浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査」『地学雑誌』第108巻, 第4号, pp.424-432。
12. 後藤和久・菅原大助 (2021) 「津波堆積物の進展」『地質学雑誌』第127号, 第4号, pp.199-214。
13. 小松原純子, 藤原治, 高田圭太, 澤井祐紀, Than Tin Aung, 鎌滝孝信 (2006) 「沿岸低地堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮: 南海トラフ沿岸の例」『活断層・古地震研究報告』第6号, pp.107-122。
14. 小松原純子, 岡村行信, 澤井祐紀, 穴倉正展, 吉見雅行, 竿本英貴 (2007) 「紀伊半島沿岸の津波堆積物調査」『活断層・古地震研究報告』地震調査総合センター, Vol.7, pp.219-230。
15. 小松原純子, 藤原治, 高田圭太, 澤井祐紀, Than Tin Aung, 鎌滝孝信 (2009) 「東海道白須賀宿付近の堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮」『歴史地震』第24号, 169p。
16. 佐竹健治 (2013) 「第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要」『地震予知連絡会会報』第89巻, 12-6, pp.414-416。
17. 佐藤善輝, 藤原治, 小野映介 (2016) 「浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程」『第四紀研究』第55巻, 第1号, pp.17-35。
18. 産業技術総合研究所『津波堆積物データベース』 (https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/)。
19. 穴倉正展, 澤井祐紀, 行谷佑一, 岡村行信 (2010) 「平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦869年貞観津波—」『AFERC ニュース』No.16, pp.1-10。
20. 穴倉正展 (2011) 「津波堆積物からみた869年貞観地震と2011年東北地方太平洋沖地震について」『日本地震学会ニュースレター』Vol.23, No.3, pp.20-25。
21. 穴倉正展, 藤原治, 澤井祐紀, 行谷佑一, 谷川晃一郎 (2012) 「海溝型地震履歴解明の研究」『地質調査総合センター速報 No.59, 平成23年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告』pp.43-58。
22. 穴倉正展, 前李英明, 越後智雄, 小俣雅志, 郡谷順英, 渋谷典幸 (2013) 「南海トラフ沿いの和歌山県串本町で検出された完新世イベント堆積物」『日本地球惑星科学連合2013年度大会予稿集』SSS31-35。
23. 地震調査委員会 (2011) 『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について』平成23年11月25日。
24. 地震調査委員会 (2013) 『南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について』平成25年5月24日。
25. Cisternas, Marco, Brian Atwater, 鎌滝孝信, 澤井祐樹, 穴倉正展 (2006) 「1960年チリ地震震源域でくり返し生じた過去の巨大地震」『歴史地震』第21号, pp.87-91。
26. 高田圭太, 佐竹健治, 寒川旭, 下川浩一, 熊谷博之, 後藤健一, 原口強 (2002) 「静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査 (速報)」『活断層・古地震研究報告』第2号, pp.235-243。
27. 谷川晃一郎, 穴倉正展, 藤原治, 行谷佑一, 松本弾 (2017) 「高知県四万十町興津における津波堆積物調査 (予報)」『活断層・古津波研究報告』地質調査総合センター, No.17, pp.31-38。
28. 中央防災会議 (2011) 『東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告』東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会, 平成23年9月28日。
29. 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 村上嘉謙 (1998) 「浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査」『歴史地震』第14巻, pp.101-113。

(2.1 津波堆積物に関する文献調査の参照文献再掲)

30. 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 後藤智子, 韓世燮 (2002) 「三重県尾鷲市大池, および紀伊長島町諏訪池の湖底堆積層中の歴史・先史津波痕跡について」『月刊地球』第24巻, 第10号, pp.743-747.
31. 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 行谷佑一 (2003) 「高知県須崎市桐間池の湖底堆積層中の津波痕跡」『地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集』J078-006.
32. 土隆一 (2001) 「静岡県地質図」『静岡県の地形と地質 - 静岡県地質図20万分の1 (2001年改訂版) 説明書 - 』内外地図.
33. 津波痕跡データベース (<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>) 東北大学災害科学国際研究所.
34. 内閣府 (2012) 『南海トラフの巨大地震モデル検討会 (中間とりまとめ) 』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成23年12月27日. 『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) 』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年3月31日. 『南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編 - 津波断層モデルと津波高・浸水域等について - 』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年8月29日.
35. 七山太, 加賀新, 木下博久, 横山芳春, 佐竹健治, 中田高, 杉山雄一, 佃栄吉 (2002) 「紀淡海峡, 友ヶ島において発見された南海地震津波の痕跡」『月刊海洋号外』第28号, pp.123-131.
36. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2014) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成25年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 独立行政法人海洋研究開発機構, 平成26年5月.
37. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2015) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成26年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 独立行政法人海洋研究開発機構, 平成27年5月.
38. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2016) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成27年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 平成28年5月.
39. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2017) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成28年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 平成29年5月.
40. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2018) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成29年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 平成30年5月.
41. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2019) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成30年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 令和元年5月.
42. 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (2020) 『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト令和元年度 成果報告書』文部科学省研究開発局, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 令和2年5月.
43. 西仲秀人, 熊谷博之, 奥田 隆, 鳥居龍晴, 高野雅夫, 中村俊夫 (1996) 「浜名湖周辺の津波堆積物から探る過去の東海沖地震」『名古屋大学加速器質量分析計業績報告書』, Vol.VII, pp.193-203.
44. 原口強, 鳥居和樹, 山崎秀雄, 関口秀雄 (2008) 「和歌山県田辺湾で発見された昭和南海地震津波堆積物」『北淡活断層シンポジウム2008講演要旨集』pp.41-42.
45. 平川一臣 (2013) 『津波堆積物が見る南海トラフの津波履歴, 津波挙動 (海食急崖, 斜面からの証拠) 伊良湖水道・菅島, 志摩半島, 紀伊長島, 熊野, 潮岬・串本』南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第35回) 及び首都直下地震モデル検討会 (第17回) 合同会議 参考資料2 平川委員提供資料, 平成25年3月19日.
46. 廣内大助, 佐藤善輝, 松多信尚, 堀和明, 清水龍来, 遠藤悠, 西川由香, 安江健一, 顔一勤 (2014) 「静岡県太田川低地の堤間湿地における完新世後期の堆積環境変化」『愛知工業大学地域防災研究センター年次報告書』Vol.10, pp.43-46.
47. 藤野滋弘 (2013) 「インド洋における過去の巨大地震・津波」『地震予知連絡会会報』第89巻, 12-10, pp.429-431.
48. 藤原治, 小野映介, 佐竹健治, 澤井祐紀, 海津正倫, 矢田俊文, 阿部恒平, 池田哲哉, 岡村行信, 佐藤善輝, Than Tin Aung, 内田淳一 (2007) 「静岡県掛川市南部の横須賀湊跡に見られる1707年宝永地震の痕跡」『活断層・古地震研究報告』No.7, pp. 157-171.
49. 藤原治 (2008) 「静岡県中部沿岸での1707年宝永地震による地殻変動の調査」『活断層研究センターニュース』第80号, pp.1-5.
50. 藤原治, 小野映介, 矢田俊文, 海津正倫, 鎌滝孝信, 内田淳一 (2008) 「完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物」『活断層・古地震研究報告』No.8, pp.187-202.
51. 藤原治, 小野映介, 矢田俊文, 海津正倫, 岡村行信, 佐竹健治, 佐藤善輝, 澤井祐紀, Than Tin Aung (2009) 「歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起」『月刊地球』Vol31. No.4, pp.203-210.

(2.1 津波堆積物に関する文献調査の参照文献再掲)

52. 藤原治, 町田洋, 塩地潤一 (2010) 「大分県横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物」『第四紀研究』Vol.49, No.1, pp. 23-33.
53. 藤原治, 青島晃, 佐藤善輝, 北村晃寿, 小野映介, 谷川晃一郎 (2012) 「静岡県磐田市の太田川低地で見られる歴史津波堆積物」『日本第四紀学会講演要旨集』第42巻, pp.46-47.
54. 藤原治・佐藤善輝 (2012) 「静岡県浜松市西部高塚池跡における津波堆積物調査 (予察)」『日本地震学会講演予稿集2012年度秋季大会』P2-40.
55. 藤原治 (2013) 「地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波 (東海地域の例)」『GSJ地質ニュース』Vol.2, No.7, pp.197-200.
56. 藤原治, 佐藤善輝, 小野映介, 海津正倫 (2013) 「陸上掘削試料による津波堆積物の解析—浜名湖東岸六間川低地にみられる3400年前の津波堆積物を例にして—」『地学雑誌』第122巻, 第2号, pp. 308-322.
57. 藤原治・澤井祐紀 (2014) 「静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査」『巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書』産業技術総合研究所地質調査総合センター, Vol.66, pp.39-48.
58. 藤原治, 北村晃寿, 佐藤善輝, 青島晃, 小野映介, 小林小夏, 小倉一輝, 谷川晃一郎 (2015) 「静岡県西部の太田川低地で見られる弥生時代中・後期の相対的海水準上昇」『第四紀研究』第54巻, 第1号, pp.11-20.
59. 松岡裕美・岡村眞 (2012) 「津波堆積物から見た南海トラフ沿いの巨大地震履歴」『地震予知連絡会会報』第87巻, 12-2, pp.495-496.
60. 松多信尚, 佐藤善輝, 坂本絵梨, 廣内大助, 堀 和明, 川上賢太, 米原和哉 (2016) 「海岸平野の発達過程に基づく南海トラフ巨大地震時の地殻変動のパターンの解明」『第15回学術研究助成 (2015年度)』国土地理協会.
61. 松本弾 (2017) 「三重県津市の海岸低地における津波堆積物掘削調査」『活断層・古地震研究報告』地質調査総合センター, 第17号, pp.15-30.
62. 文部科学省 (2010) 「津波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究」『宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書』, pp.152-185.
63. Abe, Tomoya, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (2012), "Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.142-150.
64. Fujiwara, Osamu, Kazuomi Hirakawa, Toshiaki Irizuki, Shiro Hasegawa, Yoshitaka Hase, Jun-ichi Uchida, Kohei Abe (2010), "Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan", *Island Arc*, Vol.19, pp.374-388.
65. Fujiwara, Osamu, Eisuke Ono, Toshifumi Yata, Masatomo Uimitsu, Yoshiki Sato, Vanessa M.A. Heyvaert (2013), "Assessing the impact of 1498 Meio earthquake and tsunami along the Enshu-nada coast, central Japan using coastal geology", *Quaternary International*, Vol.308-309, pp.4-12.
66. Fujiwara, Osamu, Akira Aoshima, Toshiaki Irizuki, Eisuke Ono, Stephen P. Obrochta, Yoshikazu Sampei, Yoshiki Sato, Ayumi Takahashi (2020), "Tsunami deposits refine great earthquake rupture extent and recurrence over the past 1300 years along the Nankai and Tokai fault segments of the Nankai Trough, Japan", *Quaternary Science Reviews*, Vol.227, Article105999, pp.1-19.
67. Garrett, Ed, Osamu Fujiwara, Philip Garrett, Vanessa M.A. Heyvaert, Masanobu Shishikura, Yusuke Yokoyama, Aurélie Hubert-Ferrari, Helmut Brückner, Atsunori Nakamura, Marc De Batist (2016), "A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan", *Earth Science Reviews*, vol.159, pp.337-357.
68. Goto, Kazuhisa, Kohei Hashimoto, Daisuke Sugawara, Hideaki Yanagisawa, Tomoya Abe (2014), "Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay", *Marine Geology*, Vol.358, pp.38-48.
69. Kitamura, Akihisa (2016), "Examination of the largest-possible tsunamis (Level 2) generated along the Nankai and Suruga troughs during the past 4000 years based on studies of tsunami deposits from the 2011 Tohoku-oki tsunami", *Earth and Planetary Science*, Vol.3, No.12, pp.1-20.
70. Kitamura, Akihisa, Kazuyoshi Yamada, Daisuke Sugawara, Yusuke Yokoyama, Yosuke Miyairi, Hamatome team (2020), "Tsunamis and submarine landslides in Suruga Bay, central Japan, caused by Nankai-Suruga Trough megathrust earthquakes during the last 5000 years", *Quaternary Science Reviews*, Vol.245, Article.106527, pp.1-23.
71. Komatsubara, Junko, Osamu Fujiwara, Keita Takada, Yuki Sawai, Than Tin Aung and Takanobu Kamataki (2008), "Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan", *Sedimentology*, Vol.55, pp.1703-1716.
72. Nakamura, Yugo, Yuichi Nishimura, Purna Sulastya Putra (2012), "Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.216-227.

(2.1 津波堆積物に関する文献調査の参照文献再掲)

73. Niwa, Masakazu, Takanobu Kamataki, Hideki Kurosawa, Yoko Saito-Kokubu, Masafumi Ikuta(2019), "Seismic subsidence near the source region of the 1662 Kanbun Hyuganada Sea earthquake: Geochemical, stratigraphical, chronological, and paleontological evidences in Miyazaki Plain, southwest Japan", *Island Arc*, Vol.29, Issue1, e12341, pp.1-26.
74. Pinegina, Tatiana K., Joanne Bourgeois, Lilia I. Bazanova, Ivan V. Melekestsev and Olga A. Braitseva(2003), "A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia", *Quaternary Research*, Vol.59, pp.36-47.
75. Rajendran, Kusala(2013), "On the recurrence of great subduction zone earthquakes", *Current Science*, Vol.104, No.7, pp.880-892.
76. Sato, Yoshiki(2013), " Late Holocene Geomorphic Development of Coastal Barriers Around Lake Hamana and in Hamamatsu Strand Plain", 九州大学学位論文.
77. Shennan, Ian, Ronald Bruhn, George Plafker(2009), "Multi-segment earthquakes and tsunami potential of the Aleutian megathrust", *Quaternary Science Reviews*, Vol.28, pp.7-13.



中部電力