

泥炭層中の津波堆積物－霧多布湿原における産状－

西村裕一（北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター）

宮地直道（静岡県農業試験場海岸砂地分場）

Tsunami Deposits Identified in the Kiritappu Marshlands

Yuichi NISHIMURA* and Naomichi MIYAJI**

*Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

**Shizuoka Prefectural Agricultural Experiment Station

Abstract

We investigated tsunami deposits in the Kiritappu marshlands, eastern Hokkaido, Japan. Columnar sections show that there exists, from the upper, a thin sand layer and two volcanic ash layers in the peat deposit. We regard the sand layer as tsunami deposit because spatial distribution and lithofacies of them are similar to those of typical tsunami deposits we have investigated. Two ash layers are identified to be Ta-a (1739) and Ko-c2 (1694). Based on the date of these ash layers and growth rate of the peat layers lie between the tsunami and ash layers and between two ash layers, we determined the date of the tsunami layer as 1842 AD. It is inferred that the tsunami deposits are originated by the 1843 ADearthquake tsunami which caused 46 death at Akkeshi area.

1. はじめに

北海道東部の太平洋岸は、かつて十勝沖地震津波（1952年）やチリ地震津波（1960年）で大きな被害を経験している。しかし、同地域は古文書記録が乏しく、歴史時代の津波について知るためには、津波の堆積物を探すしか方法がない。

著者らは、これまで北海道各地において、土壌や砂丘砂中における津波堆積物（津波により陸上に運ばれて堆積した石や砂）の分布とその産状を調べてきた。その結果、津波堆積物は海から離れるにしたがい層厚と平均粒径が徐々に減少するなど、特徴的な分布や層相を示すこと、またこれらの特徴は地層中によく保存されていること、などがわかってきた（西村・宮地、1994；Nishimura and Miyaji, 1995）。ここでは、これまでに得た結果をふまえ、主に泥炭地からなる北海道東部の湿原地帯において津波堆積物の調査を実施した。

2. 浜中、琵琶瀬地区の地形と土地利用、水分環境の変化

歴史時代の津波堆積物を発見するために、1952年の十勝沖地震津波や1960年のチリ地震津波で大きな被害を受けた浜中町浜中地区および琵琶瀬地区を調査対象とした(図1)。津波堆積物は、大幅な人工的土地改変を受けた地域では削剥されたり埋積されて見いだされない。そこで、津波堆積物を発見するための土壌調査に先立ち、これらの地区の地形および土地利用の変化を、空中写真や現地調査などを基に検討した。

両地区は、内陸側の霧多布湿原と太平洋側の浜中湾ないし琵琶瀬湾に挟まれた標高2~3mで幅数100mの帯状の地域内に位置し、海岸沿いに発達する1~2列の砂丘列およびその間に分布する湿地帯からなる。この地域の土壌調査を行った飯塚・瀬尾(1966)によると、浜中地区は砂丘未熟土とグライ低地土からなり、内陸側に一部中間泥炭土が分布する。一方、琵琶瀬地区も砂丘未熟土とグライ低地土からなるが、地表から20cm以上の泥炭の存在を必要とする「泥炭土」の分布域はより内陸側に限られる。霧多布湿原の中心部の泥炭層の層厚は1.1~1.3mで、その形成開始年代は約3000年前と推定されている(岡崎, 1982)。

浜中、琵琶瀬両地区の海岸線沿いには1960年代に作られた防潮堤が連なり、堤防の内側には堤防に沿って顕著な水域が認められている。ここでは1954年と1978年に撮影された空中写真を比較することにより、この間の土地利用の変化を明らかにするとともに、堤防の内側ないし砂丘列の内陸側に発達する湿地帯(湿原)の分布およびその水分状況の変化について考察する。使用した空中写真は堤防建設前の1954年9月に米軍により撮影された10,000分の1の白黒の空中写真と、堤防建設後の1978年10月に国土地理院により撮影された8,000分の1のカラー空中写真である。解析域はそれぞれ東西850m、南北550mの範囲に設定した。

空中写真に基づき作成した土地利用図を図2に示す。まず、1954年と1978年の土地利用図を比較すると、浜中地区では内陸側の湿原内に排水路が整備されたものの草地面積はそれほど増加していない。これに対し、琵琶瀬地区では道路が建設されるとともに草地面積が拡大している。両地区とも海岸の砂浜沿いに堤防が建設されたが、大規模な地形改変はみられない。

一方、この間に海岸部の湿原の水分環境は大きく変化した。1954年、浜中には海岸の砂浜の内陸側に砂丘列があり、さらにその陸側に幅30~50mの湿原が存在した。また、琵琶瀬には海岸の砂浜に続く湿原が存在した。しかし、1978年には、両地区とも海岸に平行して建設された堤防の陸側50~100mの幅の範囲が、1954年に比べてより過湿になったり新たな水域となっている。このことは、堤防建設により、陸側から海側への水移動が十分行われず、堤防の陸側が湿原化したことを強く示唆する。一方、浜中、琵琶瀬地区とも海から300m以上内陸側の湿原では1954年に過湿だった地域の多くが、1978年にはより乾燥した状態に変化した。これは、湿原内では農地開発などのために排水路が整備され、湿原の乾燥化が進んだためと思われる。

北海道釧路土木現業所によれば、琵琶瀬湾および浜中湾の海岸沿いでは、チリ地震津波後の1960~66年にかけて、津波災害を軽減するために堤防(海岸防潮堤)が建設された。防潮堤は、解析を行った浜中地区では1961~1963年、琵琶瀬地区では1964~1965年にそれぞれ建設された。従って、堤防建設により堤防内側の湿原の過湿化が始まったとすると、その年代は1960年代前半と推定される。

3. 土壌調査地区の概況と調査結果

土地利用などを検討した結果、浜中、琵琶瀬地区ともに大きな人工改変を受けていないことがわかった。よって、両地区には津波堆積物が分布する可能性がある。本研究ではまず、琵琶瀬地区に絞り詳細な土壌調査等を行った。調査地点として比較的人為の影響が少なく、地形が平坦な琵琶瀬地区のペンション・ポーチ東側の湿原を選んだ。1978年撮影の空中写真によれば、本湿原のうち内陸側（西側）半分は草地であった（図2）。

調査は1997年8月と10月の2回実施した。これらの調査では、地表下の土層の層序を面的に把握するため、海岸線に垂直な2本の測線を設定、測線上を約10m間隔で掘削し、層序の記載と試料採取を行った。掘削にはスコップと検土杖を用い、地表下数10cmから必要に応じて1m程度の深さまで調べた。なお、2本の測線の間隔は30mで、それぞれの測線長は道路から堤防までの約100mとした。掘削地点の測量は、巻き尺と簡易レベルで実施した。調査地点の様子を図3に示す。

本調査地点は、海沿いに設けられた堤防からの距離により水分状態が異なり、これに対応して植生も異なる。すなわち、堤防から内陸側に向かい約40mまでは比較的乾燥していてハマナスなどの非湿原植生が分布するが、40~50mは湛水域でヨシなどの低層湿原植生が見られる。一方、50~80mはやや表面水位が低下してスゲ類などが主体をなし多数の谷地坊主がみられ、80~100mは比較的乾燥していてスゲ類に混じりチモシーなどの飼料用草本類が認められる。

土壌調査の結果、基本的な層序として、地表から20~80cm下まで未分解から弱分解泥炭があり、その中に数mm厚の砂層、その下位に2枚の火山灰層があることがわかった。下位の火山灰層のさらに下には弱分解泥炭を挟み厚い砂層が存在する。掘削した土塊の例を図4に示す。

海岸線に垂直な測線における各層の層厚分布、すなわちクロスセクションを図5に示す。横軸は道路からの距離で、堤防は約100m、波打ち際は約150mの距離にある。地表面は陸側から海側へ緩やかに傾斜している。表層を形成している未分解泥炭の層厚は10~20cmで、現在ヨシが繁茂している付近で最も厚い。また、内陸側の道路から海側へ10m付近までには、未分解泥炭の直下に道路建設時に使用したと思われる土砂や角レキが認められる。さらに、堤防から内陸側へ40m付近まででは、未分解泥炭層の下位に堤防工事時に撒かれたと思われる最大1m以上の厚さの浚渫土層（主に砂とレキと人工物からなる）が存在する。以下、レキや人工物のなじった砂層を「レキ混じり砂」と記す。レキ混じり砂の厚い部分では、地表高がやや高くなっている。火山灰層などが堤防の下に潜り込んでいるように見えるのは、堤防建設に伴う加圧・加重により、下位の層が変形したためと解釈した。

未分解泥炭層の直下に堤防工事の際の土砂が認められることや、先にも述べたように堤防建設により堤防内側の湿原の過湿化が始まったことから判断して、未分解泥炭の形成開始時期は1960年代前半と考えられる。一方、最下部の砂層は淘汰が良い中粒砂からなり、下位の火山灰層が降灰する少し前までこの地域は海ないし汽水湖であったことが示唆される。ただ、これを検証するためには、より深部までの掘削と堆積物中の生物化石の検討が必要である。

4. 津波堆積物

堆積物の中で最も注目したのは、火山灰層の上位にある砂層である。著者らは、以下に示す特徴から、この砂層を津波堆積物であると考えた。

砂層の堆積時の原地形は道路側から海側へ約35m離れた地点に地形の高まりがあるものの、概ね海側へ傾斜している。ただし、海側のレキ混じり砂が厚い部分では、圧密により原地形の海側への傾斜がより強調されている可能性が高い。35 m付近の高まりは泥炭層の下位に砂丘列が埋没しているためと推定される。砂層直上の未～弱分解泥炭は25m 付近の原地形の凹地付近では、この凹地を埋めるように厚く堆積している。

砂層の層厚は、35～60 m付近では2～3cm と厚いが、35 m付近の地形的高まりを越える（内陸側に）と1cm ないしそれ以下と薄くなる。一方、海側の65 m付近で砂層が認められないのは、直上のレキ混じり砂の埋積時に削剥されたためと思われる。砂層の平均粒径も、海岸から離れるに従い、粗～中粒砂から中～細粒砂へと減少する傾向にある。また、比較的厚く堆積した砂層には、級化構造が認められる（図6）。

著者らがこれまで調べてきた津波堆積物の一般的特徴は、(1)薄くシート状に分布する、(2)層厚は海岸から離れるに従い減少する傾向にある、(3)原地形の凹地では厚く堆積する、(4)平均粒径は海岸から離れるに従い減少する傾向にある、(4)堆積物に級化構造がみられる、等である（西村・宮地, 1994 ; Nishimura and Miyaji, 1995）。限られた領域内の調査ではあったが、今回調べた砂層は津波堆積物の特徴とよく一致する。なお、今回の調査で津波堆積物は現在の海岸線から内陸側に約150m 入った標高約1m の地点まで追跡できたが、この堆積物が消滅する地点は確認できなかった。このため、現時点では本堆積物をもたらした津波の調査地点付近における遡上高は不明である。

さて、この地域を襲った最近の津波としては、1952年の十勝沖地震津波、1960年のチリ地震津波がある。しかし、図5でも明らかなように、津波堆積物は、1960年代に建設された防潮堤の浚渫土の下位、数10cmの泥炭層の下にある。よって、津波堆積物がこれらの地震津波で運ばれたものではないことがわかる。この津波の年代を推定するには、さらに下位の火山灰層が鍵となるだろう。

5. 火山灰層の同定

2層の火山灰層の起源を推定するため、火山灰に含まれる火山ガラスの屈折率を測定した。屈折率の測定は(株)パレオラボに委託した。ここでは、上下2層の火山灰について、同一層準の試料を異なる2地点で採取した。採取した試料は湿式篩別により直径0.125～0.062mmの粒径に揃え、さらにこのうちの軽石型火山ガラスを30粒集めて、温度変化型屈折率測定装置(RIMS86)で測定した。

分析した2層の火山灰は屈折率では顕著な差異は認められなかった。すなわち、屈折率の主要モードは、上位の火山灰が2回とも1.500-1.504、下位の火山灰が1.497-1.505と1.500-1.503

で、上下の火山灰の屈折率のモードはほぼ重なった。従来、霧多布を含む道東地方では土壌の表層部に2層の細粒白色火山灰層が存在することが知られている。このうち、上位の火山灰層は樽前火山から1739年に噴出した樽前a火山灰(Ta-a)、下位の火山灰層は駒ヶ岳火山から1694年に噴出した駒ヶ岳C2火山灰(Ko-c2)に対比されている(徳井, 1989; 遠藤他, 1989)。

このうち、遠藤他(1989)は今回分析に使用したのと同じ温度変化型屈折率測定装置(RIMS86)を用いて屈折率を測定し、Ta-aについては1.494-1.496(降下軽石部)と1.502-1.503(火砕流部)、Ko-c2については1.498-1.500(上部降下軽石)と1.498-1.499(下部降下軽石)という値を得ている。降下軽石部のみの比較では屈折率はTa-aの方がKo-c2よりも低いが、Ta-aに火砕流部を加えると、Ta-aは1.494-1.503、Ko-c2は1.498-1.500となり両者の屈折率に顕著な差異は見られなくなる。

今回の分析結果と遠藤他(1989)の屈折率の分析結果を比較すると、上下の火山灰層とも概ねTa-a(火砕流部を含む)とKo-c2の屈折率のモードの範囲と重なる。従って、屈折率のみからでは火山灰層の特定は困難だが、これらの火山灰層がTa-aとKo-c2であるとしても矛盾はない。

6. 泥炭の分解度と灰分含量の垂直分布

以上の解析から、津波堆積物と認定した砂層の年代としては、上位火山灰層 Ta-a の年代の1739年以降であることが推測された。本研究ではさらに、砂層と火山灰層に挟まれた泥炭層の形成速度から津波の年代を決定することを試みる。

そこでまず、調査地点における泥炭の形成速度について詳しく検討する。泥炭の見かけの形成速度は泥炭の分解の程度や泥炭中の土砂含量により大きく異なるため、ここでは、泥炭の分解度および土砂含量の垂直変化を調べた。分析用試料は、土壌調査を行った琵琶瀬地区の道路から25m地点で、地表から2層の火山灰層の下位までの地表下40cmまでの泥炭より採取した。各試料は縦8cm、横10cm、厚さ2~3cmの直方体で泥炭層より連続して切り取った。作業の様子を図7に示す。採取した試料は乾燥機で110℃、1日乾燥させ、単位体積あたりの重量(乾燥密度)を求めた。分解度は近藤他(1997)の方法による繊維含量で示すこととした。すなわち、泥炭試料の過剰な水を濾紙で吸い取った後、試料5mLを注射筒で計り取り、目の開きが0.75mmのフルイに移し、水浴中で約30回すすぐ。さらに、水をきった後、残さを親指と人差し指の間で10回こすり、再びフルイに戻し、これを再び水浴中で約30回すすぐ、水を切って水分を調整し、注射筒で残りの容量を測定した。測定は5回以上繰り返し、平均値を%で表示した。また、土砂含量は灼熱減量による灰分含量で示すこととし、定法により分析を行った。

繊維含量および灰分含量の変化を、柱状図とともに図8に示す。繊維含量は土壌調査の際に肉眼で行った泥炭の分解度と良好な対応が見られた。すなわち、0~18cmまでの未分解泥炭(フォンポストの分解度H1~3)の繊維含量は22~43%、18~30cmまでの未~弱分解泥炭(H3~5)の繊維含量は14~29%、30~40cmまでは弱分解泥炭(H6~7)の繊維含量は7~10%であり、肉眼で分解程度が進んでいると判断された泥炭ほど繊維含量は少なかった。また、0~30cm

の深度では、地表に近づくにつれほぼ一定割合で繊維含量が増加した。

一方、灰分含量も肉眼で行った泥炭の分解度と良好な対応を示した。すなわち、0～18cm までの未分解泥炭の灰分含量は0.3～0.8%、18～30cm までの未～弱分解泥炭の灰分含量は1.1～1.7%、30～40cm までの弱分解泥炭の灰分含量は3.2～3.7%であり、肉眼で分解程度が進んでいると判断された泥炭ほど灰分含量は多かった。灰分含量は、0～20cm、30～40cm の深度ではほぼ一定であったが、20～30cm までの間は、浅くなるに従いほぼ一定割合で減少した。繊維含量および灰分含量から判断すると、泥炭が一定速度で形成されたと考えられるのは、繊維含量、灰分含量ともほぼ一定の、深度30～40cm の弱分解泥炭のみである。深度30cm 以浅では、泥炭の繊維含量、灰分含量のいずれかが浅くなるに従い増加しており、見かけの堆積速度は増加している可能性が高い。このことは、深度30～40cm の間は泥炭の形成環境がほぼ一定で、泥炭形成後もこの層位は大きな水分環境の変化にさらされなかったが、泥炭の分解程度が変化する深度30cm と18cm では急速な形成環境の変化が生じたことを示唆する。

7. 津波堆積物の年代推定

津波堆積物の年代は、火山灰層の年代と泥炭層の厚さから推定することができる。方法としては、2枚の火山灰層に挟まれた泥炭の平均層厚から平均算出速度を算出し、上位火山灰と津波堆積物層間の泥炭もこの速度で堆積したと仮定して津波堆積物の年代を求める。ここで、2枚の火山灰層に挟まれた泥炭、および上位火山灰と津波堆積物層間の泥炭の繊維含量はそれぞれ、9%、7%、土砂含量はそれぞれ、 3.7g/cm^3 、 3.4g/cm^3 である。比較した泥炭の分解程度がほぼ同じなので、泥炭の堆積速度は土砂含有量に比例するとみなすことができる。ここでは、堆積速度を求める際に、土砂含量の違いによる補正を実施した。

まず泥炭の平均層厚を、各層の境界が比較的はっきりしている地点10カ所の平均として求めた。その結果、火山灰層間、および上位火山灰－津波堆積物間の平均層厚（標準偏差）は、それぞれ、 $0.64(0.08)\text{cm}$ 、 $1.35(0.24)\text{cm}$ となった。よって、2枚の火山灰層に挟まれた泥炭の平均層厚 0.64cm が45年で堆積したとすると、平均堆積速度 0.0142cm/yr が得られる。堆積速度は土砂含有量に比例すると仮定すると、平均堆積速度の補正值は 0.0131cm/yr となる。上位火山灰と津波堆積物層間の泥炭の平均層厚 1.35cm を上記の平均堆積速度で割ると、堆積に要した時間として103年が得られる。すなわち、津波堆積物の年代は、 $1739\text{年}+103\text{年}=1842\text{年}$ ということになる。もちろん、この方法で1年の精度が得られるものではない。誤差の見積もりは難しいが、今回の場合は ± 20 年程度の精度で議論できるのではないかと考えている。

歴史時代に北海道東部を襲った津波イベントを表1にまとめる。表の作成には「地震の事典」（宇津他，1987）を参考にした。1842年前後では、1843（天保14）年に起き、国後、根室、厚岸、釧路地方で溺死者46人を出した北海道南東岸沖地震津波がある。津波の規模から考えても、この津波が堆積物をもたらしたと考えるのが、もっとも自然である。2枚の火山灰層は霧多布湿原に広く分布していることから、この津波堆積物を追跡することにより、今後1843年の津波について浸水域や波高の分布が得られる可能性は十分にある。

8. おわりに

今回の調査で、北海道東部の泥炭層中では津波堆積物や火山灰の保存状況がよく、堆積物から歴史時代の津波痕跡を調べる手法が有効であることが示された。一方、十勝沖地震津波（1952年）やチリ地震津波（1960年）の痕跡は明らかではない。霧多布では、より新しいイベントについては、防潮堤の建設過程なども考慮しながら調査を進める必要があるだろう。

また、泥炭層中の津波堆積物は、土壌や砂丘中の津波堆積物と比較して泥炭の堆積速度が比較的安定して見積もられるので、年代推定を行い易いという長所を有する。一方、泥炭地は平坦な低地なので、歴史津波の遡上高といった情報は、緩斜面上の津波堆積物に比べてなかなか得られないかもしれない。泥炭地で津波堆積物がどのように形成されるかという点も含め、この問題は今後の課題である。

謝辞

本研究は霧多布湿原センターの研究助成金を得て行われた。また、北海道釧路土木現業所厚岸出張所からは、浜中地区海岸防潮堤工事概要についての資料を提供していただいた。以上の機関に、記して感謝の意を表します。

参考文献

- 宇津徳治他編，「地震の事典」．朝倉書店，pp568，1987．
- 遠藤邦彦・隅田まり・宇野リベカ，北海道東部の完新世後期テフラ層序とその給源火山．地学雑誌，98，128-132，1989．
- 飯塚仁四郎・瀬尾春雄，釧路国泥炭地土性調査報告，その2 厚岸原野を主体とする釧路国東部．北海道農業試験場土性調査報告，17，2-41，1966．
- 近藤練三・筒木 潔・森 隆一，泥炭地の乾燥化と植生変化に伴う泥炭分解度指標の変化．日本土壤肥料学雑誌，68，527-535，1997．
- 西村裕一・宮地直道，北海道南西沖地震に伴う津波堆積物の分布および粒度特性．月刊海洋，号外，7，139-147，1994．
- Nishimura, Y. and Miyaji, N., Tsunami Deposits from the 1993 Southwest Hokkaido Earthquake and the 1640 Hokkaid Komagatake Eruption, Northern Japan. Pure and Applied Geophysics, 144, 719-733, 1995.
- 岡崎由夫，浜中町霧多布付近の地形・地質．霧多布湿原及びその周辺の科学調査報告書，3-8，釧路市立郷土博物館，道東海岸線総合調査団，1982．
- 徳井由美，北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響．お茶の水地理，30，27-33，1989．

図版説明

- 図 1. 霧多布周辺の地図. 土地利用図の作成は浜中地区および琵琶瀬地区で行った (■印).
- 図 2. 空中写真を基に作成した土地利用図. (a)浜中地区, (b)琵琶瀬地区.
- 図 3. 土壌調査地点 (図 2 参照) の全景. 写真の手前が道路, 後方に堤防が見える.
- 図 4. 掘削した泥炭層. 底には砂層があり, さらに上位に, 白い 2 枚の火山灰層, 砂層 (津波堆積物) が挟まれている. 表層は未分解泥炭.
- 図 5. 琵琶瀬地区の地質断面図
- 図 6. 津波堆積物のクローズアップ. 級化構造が見える.
- 図 7. 泥炭層の細分作業の様子
- 図 8. 調査した湿原の柱状図, および土砂含有率と繊維含有率の垂直変化.
- 表 1. 北海道, 東北地方の太平洋岸を襲った主な歴史津波

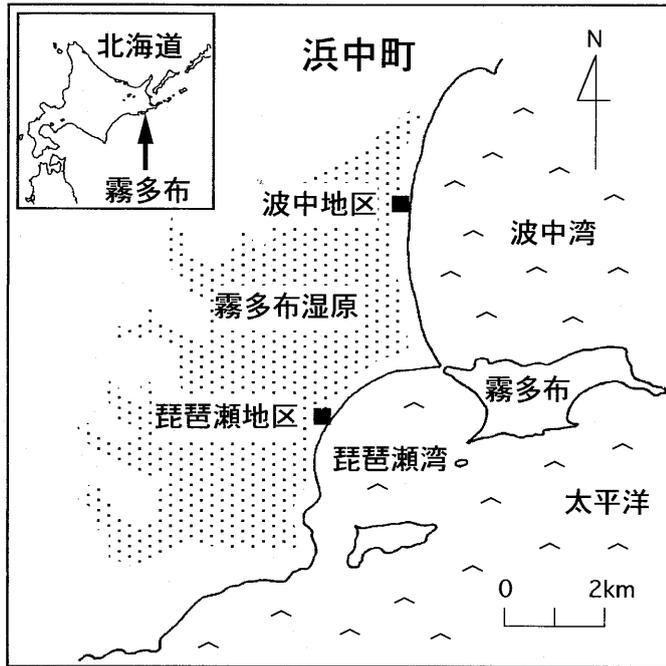
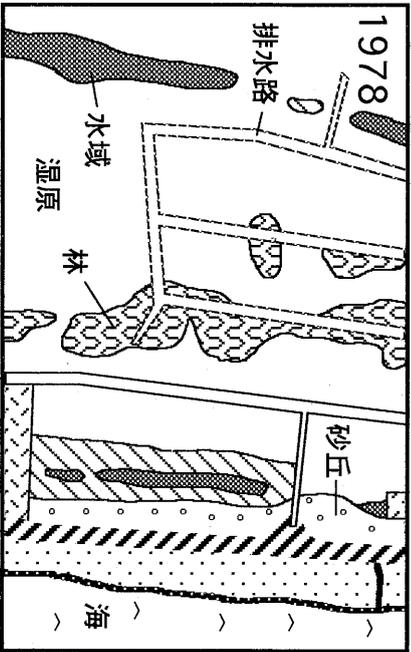
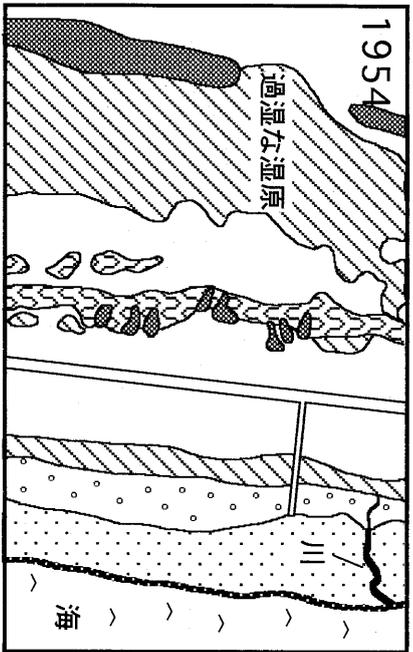


図 1

(a) 浜中地区



(b) 琵琶瀬地区

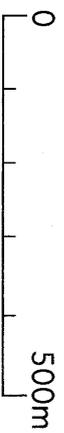
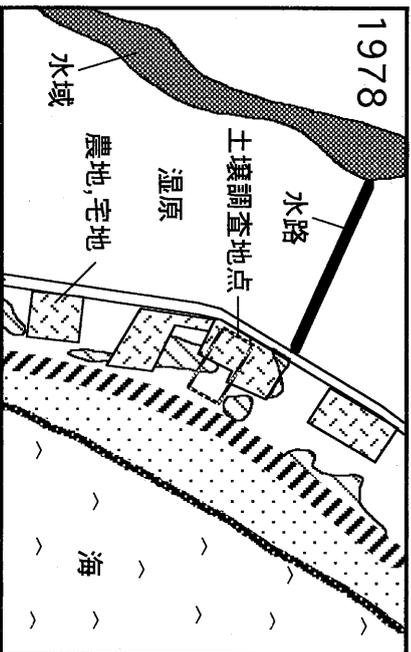
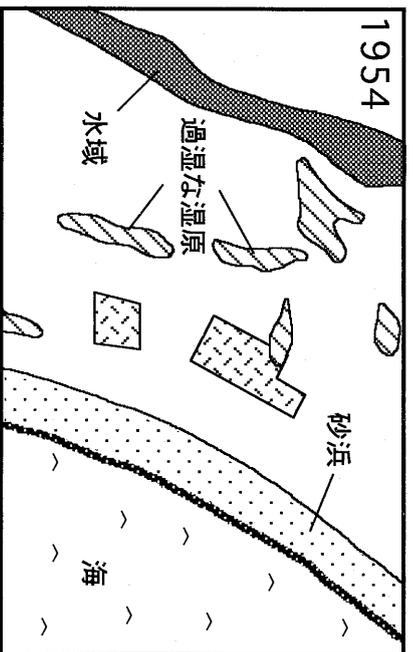




図 3



圖 4

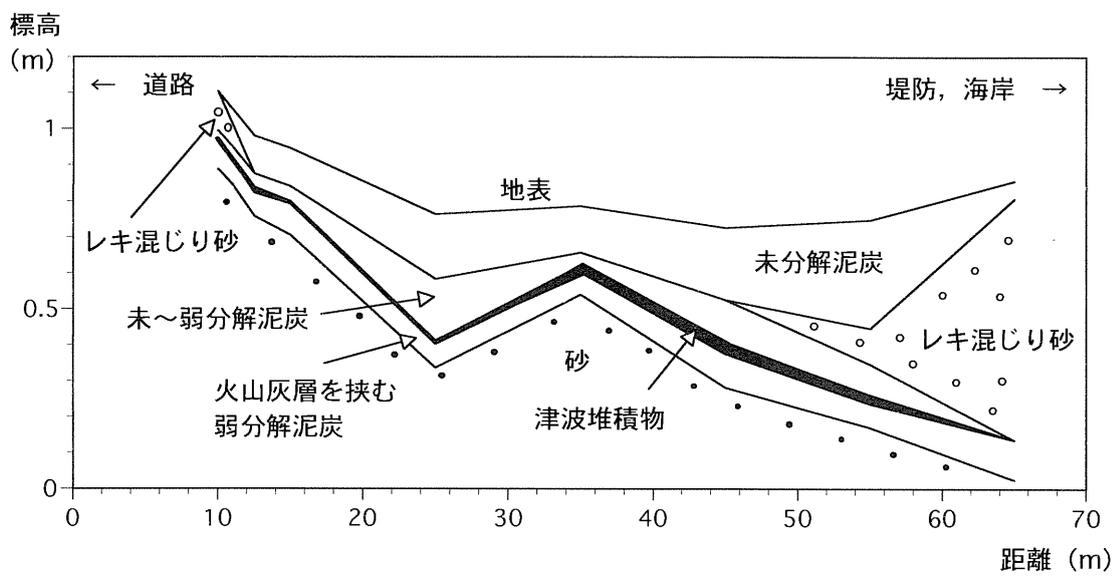


図 5



☑ 6



図 7

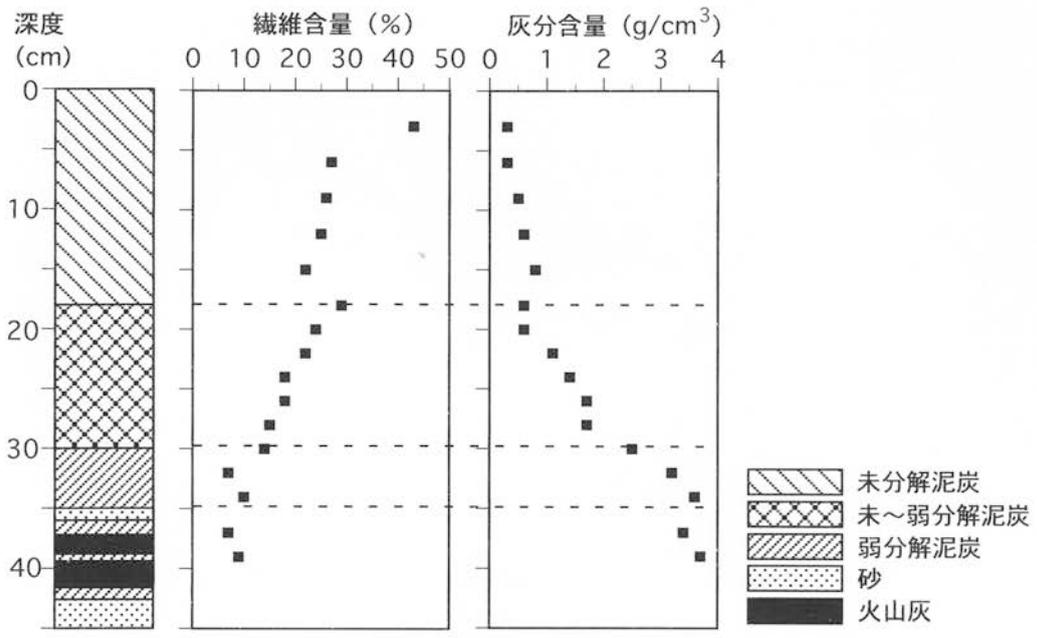


図 8

表1. 北海道, 東北地方の太平洋岸を襲った主な歴史津波 (1700年台半ば~1968年)

	西暦	日本歴	震源	被害地域	波高など
1	1763年	宝暦12年	十勝沖	青森県, 岩手県, 北海道南部	久慈で4m
2	1793年	寛政5年	三陸沖	宮城県, 岩手県	両石浦で4-5m
3	1843年	天保14年	釧路・根室沖	釧路支庁, 根室支庁	厚岸で4-5m
4	1856年	安政3年	十勝沖	三陸, 北海道南部	宮古から大船渡で被害大
5	1894年	明治27年	根室沖	北海道東部	厚岸で2m
5	1896年	明治29年	岩手県沖	東北, 北海道	明治三陸津波. 死者多数.
6	1933年	昭和8年	岩手県沖	東北, 北海道	三陸地震津波. 死者多数.
7	1952年	昭和27年	十勝沖	北海道, 東北地方	厚岸で6.5m, 霧多布で3m.
8	1960年	昭和35年	チリ南部沿岸	日本の太平洋岸	霧多布で3.3m
9	1968年	昭和43年	十勝沖	東北, 北海道	襟裳岬で3m