

北海道東部, 十勝海岸南部地域における 17世紀の津波痕跡とその遡上規模の評価

Tsunami traces in the 17th century and evaluations of their inundation limits from distribution of event deposits along the southern Tokachi coasts, eastern Hokkaido, northern Japan

七山 太¹・重野聖之²・添田雄二³・古川竜太⁴
岡橋久世⁵・斎藤健一⁶・横山芳春⁷・佐竹健治⁸・中川 充⁹

Futoshi Nanayama¹, Kiyoyuki Shigeno², Yuji Soeda³, Ryuta Furukawa⁴, Hisayo Okahashi⁵,
Kenichi Saito⁶, Yoshiharu Yokoyama⁷, Kenji Satake⁸ and Mitsuru Nakagawa⁹

¹海洋資源環境研究部門 (Institute for Marine Resources and Environment, GSJ/AIST, nanayama-f@aist.go.jp)

²明治コンサルタント株式会社 (Meiji Consultant Co., Ltd., shigeno-k@meicon.co.jp)

³北海道開拓記念館 (Historical museum of Hokkaido, soeda@jg8.so-net.ne.jp)

⁴地球科学情報研究部門 (Institute of Geosciences, GSJ/AIST, furukawa-r@aist.go.jp)

⁵大阪市立大学大学院理学研究科生物地球系専攻 (Graduate School of Science, Osaka City University,
hisayo@sci.osaka-cu.ac.jp)

⁶筑波大学大学院地球科学研究科 (Tsukuba University, saiken@erc2.suiri.tsukuba.ac.jp)

⁷早稲田大学大学院理工学研究科 (Graduate School of Science and Engineering, Waseda University,
yokoyama-y@uri.waseda.jp)

⁸活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, kenji.satake@aist.go.jp)

⁹北海道地質調査連携研究体 (Hokkaido Branch, GSJ/AIST, nakagawa.gsj@aist.go.jp)

Abstract: Large earthquakes along the Kuril subduction zone have caused tsunami damage on the Pacific coast of eastern Hokkaido, between Nemuro and Tokachi. We have previously reported 15 layers of tsunami deposits in peat beds and 20 layers of tsunami deposits in lacustrine sediments between Nemuro and northern Tokachi. In this study, we report tsunami deposits from the southern part of Tokachi coast between Taiki and Hiroo Towns. We studied terrace deposits along the Pacific coast between Hiroo and Taiki and lacustrine deposits in Lake Horokayanto. At these sites, we identified only one layer, which we correlate to Ts3 (17th century tsunami deposit) based on two key tephra layers named Ta-b (1667) and Us-b (1663). We estimated the inundation distances of 150-700 m on the terrace area and 1200-1800 m in Lake Horokayanto. The sedimentary structures of Ts3 on the terrace show inverse grading, and we interpreted that these sediments were transported by traction currents such as a high-density turbidity current. However, we could not find other deposits such as Ts1 formed by 1952 Tokachi-oki tsunami (Mt 8.2) or 1960 Chilean tsunami (M 9.5), Ts2 by 1843 Tokachi-oki tsunami (Mt 8.0) and older event deposits (Ts4~) in this area.

キーワード: 津波, イベント堆積物, 津波の遡上規模, 千島海溝, 北海道東部, 十勝海岸南部地域, 段丘堆積物

Keywords: tsunami, event deposit, inundation limit, Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, southern part of Tokachi coast, terrace deposit

1. はじめに

千島海溝沿いは本邦屈指の地震多発地帯であり, 頻繁に津波被害を被ってきた (Fig. 1). この地域では, 津波が陸域に残した痕跡と考えられる海成砂層 (以下, イベント堆積物と呼ぶ) に着目した研究が七山・重野 (1998, 1999) 以来, 多数行われている.

18世紀以前の地震津波の史料が存在しない北海道東部, 太平洋沿岸域において, 歴史~先史津波履歴解明を目的とした調査を過去6年間にわたって行っ

きた (七山ほか, 2000, 2001a, b, 2002a, b). その結果, 根室南部沼地域および霧多布湿原地域の泥炭中に15層, 釧路市春採湖の湖底堆積物中に20層のイベント堆積物を記載し, その年代値から約400~500年間隔で巨大津波が来襲した可能性を既に示唆した (七山ほか, 2002b; Nanayama *et al.*, 2003). さらに, このうち現在も保存状態の良い13世紀以降に生じた4層のイベント堆積物, 即ち Ts1: 20世紀, Ts2: 19世紀, Ts3: 17世紀, Ts4: 13世紀の各イベント堆積物を広

域火山灰層に基づいて追跡し、千島海溝沿岸域に襲った津波の遡上範囲を相対的に評価することを試みた。既にこの調査結果の一部を公表してきた(七山ほか, 2000, 2001c; Fig. 1)が、十勝海岸南部地域のデータは未だ十分とは言い難い状況である(Fig. 1)。

十勝海岸地域における津波痕跡の記載は、平川ほか(2000a, b), 平川・原口(2001)および平川(2003)によって公表されている。特に、平川ほか(2000b)による海成段丘面上の“津波堆積物”の地形学的な考察は、この種のイベント堆積物研究として特筆すべきものと高く評価できる。但し、これら一連の平川論文では、堆積物そのものに関する記述が明らかに不足しており、この地域に分布する全てのイベント堆積物(彼らの言う“津波堆積物”)が海成(津波)イベントに起因すると積極的に解釈できる根拠が示されているとは言い難い。

本稿では、平成13年度に実施された十勝海岸南部地域(大樹町晩成～広尾町晩間)の調査結果とその後室内で行われた堆積学的な分析結果を併せて報告する(Fig. 1)。

2. 研究手法

今回の調査・分析は他の千島海溝沿岸地域と同様に、七山ほか(2000)を参照して実施した。

1) 現地調査: 段丘面上においては、海岸線と直交する方向に調査測線を引き、検土杖でイベント堆積物の分布を調べた。特にイベント堆積物の陸側分布限界付近では、検土杖で堆積物の有無を確認し、国土地理院の1:25,000地形図を基図として、分布範囲の正確なマッピングを行った。その後、各測線上の代表的な地点においてpp法定方位試料採取(重野ほか, 1999)を実施した。ホロカヤントー沼においては、厳冬期に湖面が氷結することを利用して、氷上に測線を設定し、シンウォールサンプラーを油圧で地中に押し込む方法で、定方位試料採取を実施した。

2) コア記載: コア記載は、堆積物の色調、粒度、堆積構造、古流向、荷重による変形構造、広域火山灰層の特徴などをcmオーダーで記載した。また、実体鏡での観察および作成したスミアスライドの観察によって、碎屑粒子、火山灰組成および海生生物(海綿の骨針、珪藻および有孔虫)遺骸の記載を行った。

3) 分光測色計による色調測定: SPAD-503型分光測色計(ミノルタ製)を用いて、各試料の代表的な層準の色調をマンセルカラーモードで測定した。

4) 堆積物物性値の測定: 外径2.2cmの立方体で7ccの容積を持つポリカーボネートキューブを半割したpp試料に差し込み、湿潤・乾燥重量、含砂量、帯磁率測定用の試料として用いた。含砂量は、乾燥重量測定後のキューブ試料を用いて62 μ mの篩で水洗し、再乾燥後、電子天秤を用いて求めた。帯磁率測定には、海洋資源環境研究部門の所有するMS-2 Magnetic Susceptibility System(Bartington社製)を用いた。

5) 軟X線写真撮影に基づく検討: 25cm \times 5cm \times 1cmのプラスチックケースを用いて試料を採取し、軟X線写真撮影を実施した。

6) 珪藻遺骸の分析: シルトから約0.2g、砂から約3.0gを採取し分析に用いた。最初に有機物の除去と堆積物の拡散のため、15%過酸化水素水で処理した。さらに、蒸留水を加えて放置した後、上澄みを捨てる作業を2~3回繰り返して、残った懸濁液からスライドを作成した。本地域の試料からは、いずれも、ごく少数の珪藻遺骸しか産出しなかったため、50殻について計数を行った。検鏡は1000倍で行った。

3. 十勝海岸南部地域の史料と被災履歴

文書に残された十勝地域の歴史は慶長年間(1596~1614年)の松前藩によるトカチ場所の設置、寛文6年(1666年)のピロウ場所の設置以降に限られる。先史時代の道東地域に主に居住していたのはアイヌ人であるが、史料は残されていない。

1804年(文化元年)には厚岸町に国泰寺が建立され、それ以降「日鑑記」が記されており、道東の歴史が刻まれることとなった(高橋・佐藤, 1982)。但し、1843年(天保14年3月26日)十勝沖地震津波による白糠以西の被災は、どの史料にも記録されていない(羽鳥, 1984)。

1883年(明治16年)に、依田勉三率いる晩成社が十勝に本格的に入植し、和人の定住地となった。19世紀以降、十勝海岸地域における地震津波災害は、2つ知られている。1つは1952年十勝沖地震(Mt 8.2)津波(昭和27年3月4日)であり、特に震度6の強震動により、多数の死傷者ができるとともに建造物の倒壊が起こった。この際、氷結したホロカヤントー沼湖面に亀裂が生じ、水とともにカレイが数匹噴上げられた記録がある(十勝沖地震調査委員会, 1954)。また、小紋別、浜大樹(旧地名: アイボシマ)、生花苗漁場の各地域において、最大波高3m程度の津波が2波に渡って襲来したことが目撃されている。

もう一つは1960年チリ地震(M9.5)津波(昭和35年5月24日)であり、浜大樹においては潮位が2m程高くなり、汀線位置より90m地点(海食崖付近)まで海浜を遡上した(気象庁, 1961)。この際、広尾町の十勝港においては最大波高2.8mを記録し、浸水被害を被ったことが知られている。

4. 調査地域各説

十勝海岸南部、広尾～大樹地域の沿岸地域には、酸素同位体ステージ3, 2, 1の各ステージの歴舟川起源の河成段丘が様々な比高の海食崖をなして分布している。そして、その間には現在の歴舟川の沖積低地、海跡湖起源のホロカヤントー沼および当縁湿原が分布している(平川・小野, 1974; 平川ほか, 2000a, b; 磯部ほか, 1999; Fig. 1)。

4.1 大樹町晩成～広尾町晩間の段丘地域

日高山脈に発し、直接太平洋に注ぐ歴舟川に代表される南十勝の大河川は、最終氷期に扇状地を拡大し、後氷期には離水し段丘化した。これらの段丘面は広尾から大樹にかけての沿岸域にほぼ連続的に分布するもの、段丘面の標高は2～30mと様々な高度を示し、海側は切り立った海食崖をなしている (Fig. 4c, d)。特に本地域の段丘面は Ta-c2 降灰直前 (約 2.5 ka) に離水した最低位段丘面であると報告されている (平川ほか, 2000a)。海食崖には、最終氷期に形成された段丘礫 (歴舟川起源の河川砂礫層：層厚 3～5m) が広く露出し、これをローム層 (層厚 1～3m) と現土壌 (層厚 0.5m) が広く覆っている (Fig. 4c)。

一方、この地域の礫浜の幅 (現汀線から海食崖までの距離) は 30～90m 程度である。現地における観察でも、暴浪時のみ海食崖まで波浪が到達することが、流木の分布から読みとれる。また、本地域の海食崖は完新世を通じて後退を続けていることは確実である。平成 15 年現在、広尾～浜大樹間においては、沿岸浸食防止のために、テトラポットを用いた護岸工事が急ピッチで進められている。

海食崖を伴った地域の海浜の傾斜は総じて緩く、主に礫浜から成り、大礫～中礫～砂が不淘汰に混在している。最大礫径は 30cm であり、15～20cm 径程度のものが卓越している。後浜には波浪時に流入した流木やゴミが散在しているが、前浜、バームと後浜では粒径の差が明瞭ではない。海浜礫は日高累層群起源の黒色泥岩・砂岩、かこう岩類、仁頃層群起源の赤色チャートからなる。これらは現在の海食崖に露出する河川礫層 (Fig. 4c) の組成と似ている。但し、現海浜の方が後者より粒径が細かく、円磨度が高く、円盤状と小判状の礫が多くなっている。

本地域においては 5 つの調査測線、Ba 測線：現汀線から標高 9～13m の段丘上に達する 310m の測線、Bs 測線：現汀線から標高 10～11m の段丘上に達する 200m の測線、Ks 測線：現汀線から標高 13～15m の海成段丘上に達する 165m の測線、Ah 測線：現汀線から標高 6～9m の海成段丘上に達する 700m の測線、Mb 測線：現汀線から標高 9～13m の海成段丘上に達する 740m の測線を設定した (Figs. 2 and 3)。

4.2 ホロカヤントー沼地域

ホロカヤントー沼は、沼面積 0.65km² 幅約 0.5 km、奥行きは最大約 1.9 km の汽水湖である (Fig. 2)。沼の平均水深は 2m 前後であり、最深部 (水深 3.6m) は沼尻付近に存在する (中尾, 1990)。沼への明瞭な流入河川は沼中央へ北東から流入する小河川の他に、沼奥の北西および南西から流入する 2 つの小河川のみである (Fig. 2)。現在、ホロカヤントー沼と太平洋との間には標高約 6～7m の沿岸砂州が存在する。沼は数年一度沿岸砂州を切って開口し、再び漂砂によって流出口が塞がれる (中尾, 1990)。

現海浜と沿岸砂州は細～中粒砂が卓越し、粗粒砂～

細礫を伴う。粒子の円磨度は高い。構成粒子は日高累層群起源の泥岩・砂岩、かこう岩類、仁頃層群起源の赤色チャートからなり、海食崖地域の構成粒子より有意に細粒であることから、これらは他の海浜より沿岸流によって運搬されて来たものが波浪によって打ち上げられたものと判断される (Fig. 4a)。

既に門村ほか (1986) が記載しているように、ホロカヤントー沼の沼側の砂州上には、越流によって生じたウォッシュオーバーファン (washover fan: Shepard, 1973) が多数認められる。このことから、暴浪時には遡上流は沿岸砂州上面を浸食し、湖沼域まで砂礫を運搬できると判断される (Fig. 4b)。

平成 14 年 2 月、本地域において、現汀線から沿岸砂州を越え湖岸湿原を通る Ho 測線を設定し、氷上ボーリング試料を採取した (Fig. 2)。

5. 柱状試料の記載結果

各調査地域のイベント堆積物の層序、層相およびイベント堆積物の分布状況について、以下に測線毎に記載する。

5.1 大樹町晩成～広尾町晩間の段丘面上のイベント堆積物の産状

(1) Ba 測線

今回 Ba 測線上において、pp 法により 4 個の定方位試料を採取した (Fig. 2)。これらは主に黒色土壌 (以下、マンセルカラーコードを示す; N2/0-3/0) からなり、Ba-01 地点の地表下 19～25cm の層準において、土壌中に白色軽石層の存在が確認された。この軽石層は野外において見かけ上 1 層に見えるものの、採取試料を詳細に観察すると薄い腐植層が認められ、2 層に区分できる。

上位の軽石層は明褐色 (7.5YR4/2) で発泡の悪い軽石を主体とし、単斜輝石・斜方輝石斑晶を多量に含む。粒径は中粒砂サイズである。鉱物の含有量が下位層より多い。これに対して下位の軽石層は、上位層より白色 (7.5YR4/1) で発泡のよい軽石を多く含み、鉱物は角閃石と石英を特徴的に含み、単斜輝石・斜方輝石を少量伴う。粒径は細～粗粒砂サイズである。古川ほか (1997) の火山灰層の分布図を参照すると、これらは Ta-b (1667 年降灰、樽前山起源) と Us-b (1663 年降灰、有珠山起源) にそれぞれ対比可能である。これら 2 層の火山灰層を鍵層としてイベント堆積物の対比を行うと、Us-b 直下に 1 層のイベント堆積物の存在が確認される (Fig. 5)。

Ba-01 地点のイベント堆積物は、層厚 4 cm であり、土壌中に砂層がレンズ状に夾在、もしくは土壌中に散在する産状を呈する。イベント堆積物は細～中粒砂から構成されるが、その層理は明瞭ではない。特に汀線に最も近い Ba-01 試料においては、最大径 0.5cm の垂円礫 (黒色泥岩) を含み、細粒から粗粒砂への明瞭な逆級化が観察される (Fig. 5)。イベント堆積物の層厚

は汀線距離(汀線から調査地点までの距離)に明確に逆比例し、汀線距離が増加するに伴い層厚は減少する(Fig. 5)。

実体顕微鏡観察の結果、イベント堆積物の構成粒子の円磨度は総じて高く、その組成は石英、長石、重鉱物、黒色泥岩・砂岩岩片、赤色チャートからなり、現海浜の粒子組成と似ている。

今回の現地調査の結果、イベント堆積物は本測線において、汀線から 297.5m 地点まで確認された(Fig. 5)。

(2) Bs 測線

Bs 測線において、pp 法により 3 個の定方位試料を採取した(Fig. 2)。試料解析の結果、これらは主に土壌から構成され、Bs-01 地点の地表下 22~30cm に 2 層の軽石層の存在が確認された。これらは Ta-b と Us-b に対比された。これら 2 層の火山灰層を鍵層として測線上の層序の対比を行うと、Us-b 直下に 1 層のイベント堆積物の存在が確認される(Fig. 5)。

Bs-1 地点において、イベント堆積物の層厚は 5cm 以下であり、土壌中に砂層がレンズ状に夾在、もしくは土壌中に砂粒子が散在する産状を呈する。構成粒子は細~中粒砂である。砂層としての層相が不明瞭なため、層厚変化、粒度変化は不明瞭である。

実体顕微鏡観察の結果、イベント堆積物の円磨度は総じて高く、その構成粒子は石英、長石、重鉱物、黒色泥岩・砂岩岩片、赤色チャート、かこう岩からなることが分かった。これらは現在の海浜の粒子組成と同様である。

今回の調査の結果、イベント堆積物は本測線において汀線から 159.7m 地点まで確認することができた(Fig. 5)。

(3) Ks 測線

Ks 測線において pp 法により、3 個の定方位試料を採取した。試料解析の結果、これらの試料は主に土壌から構成され、Ks-01 地点地表下 15~20cm において Us-b が確認された。これを鍵層として層序対比を行うと、Us-b 直下に 1 層のイベント堆積物が確認される(Fig. 6)。

海に最も近い Ks-01 地点のイベント堆積物の層厚は 3cm であり、細粒砂~中礫の粗粒層からなる Ks-01 地点では、N40°W の上げ潮方向を示す明瞭な覆瓦構造が観察された。礫の長軸(a軸)の配列方向はインプリケーションの傾斜方向と平行であり、高密度乱泥流的な運搬過程が示唆される。同時に本層は細粒砂から細礫~中礫への逆級化構造を示す。但し、基底部には明瞭な浸食面が認められない。また、円盤状~小判状を呈するものが多い。

イベント堆積物の粒度は、汀線距離とともに明瞭に細粒化する。海に最も近い Ks-01 地点の海食崖の露頭では最大礫径 13 cm の黒色泥岩礫を含む中~粗粒砂層であるが、Ks-02 地点では最大礫径 0.5cm を含む

細~中粒砂層となり、さらに海から最も離れた Ks-03 地点では、土壌に中粒砂が散在する産状へと変化する。その層厚は汀線距離とともに減少するものの、Ks-02 および Ks-03 では層理が不明瞭なため、層厚変化は不明瞭である(Fig. 6)。

実体顕微鏡観察の結果、イベント堆積物の円磨度は高く、その組成は石英、長石、重鉱物、黒色泥岩、砂岩、赤色チャートからなり現在の海浜の粒子組成と似ている。

今回の調査の結果、イベント堆積物は本測線において、汀線から 154.3m 地点まで確認することができた(Fig. 6)。

(4) Ah 測線

Ah 測線において、pp 法により 5 個の定方位試料を採取した(Fig. 3)。試料解析の結果、これらは主に土壌からなり、Ah-01 地点の地表下 14~20cm に Us-b が確認された。これを鍵層として層序対比を行った結果、Us-b 直下に 1 層のイベント堆積物の存在が確認された(Fig. 7)。

海に最も近い Ah-01 地点におけるイベント堆積物の最大層厚は 5cm であり、細粒砂~中礫の粗粒碎屑物からなり、粗粒砂~中礫への逆級化構造が認められる。但し、その基底部には明瞭な浸食面が認められない。また、円盤状~小判状を呈する礫が多い。これに対し、Ah-03 地点や最も海から離れた Ah-04 地点においては、層厚 1.5cm の中~細粒砂が土壌に散在する産状しか確認できない。このように、イベント堆積物の層厚と粒度は、汀線距離とともに減少している。実体顕微鏡観察の結果、イベント堆積物の円磨度は高く、その組成は石英、長石、重鉱物、雲母、黒色泥岩・砂岩岩片、赤色チャートからなり、現在の海浜の粒子組成と似ている。

今回の調査の結果、イベント堆積物は本測線において汀線から 664.8m まで確認できた(Fig. 7)。

(5) Mb 測線

この測線において pp 法により、4 個の定方位試料を採取した(Fig. 3)。試料解析の結果、これらは主に土壌からなり、Mb-01 地点の地表下 30~35cm の土壌中に Us-b が確認された。これを鍵層としてイベント堆積物の対比を行なった結果、Us-b 直下に 1 層のイベント堆積物が確認された(Fig. 6)。

Mb 測線上のイベント堆積物は、海に最も近い Mb-01 地点において層厚 3.5cm の層厚をもち、粗粒砂~中礫層からなり、明瞭な逆級化構造を示す。最大礫径 7.5cm の黒色泥岩礫を含む。更に N40°W の上げ潮方向を示すデューン構造が認められる。これに対し、海から離れた Mb02~04 には、土壌に層厚 1 cm 未満の中~粗粒砂が散在する程度であり、その層相は不明瞭である。その層厚は汀線距離とともに減少する(Fig. 6)。

実体顕微鏡観察の結果、イベント堆積物の円磨度は

高く，その組成は石英，長石，重鉱物，雲母，黒色泥岩・砂岩岩片，赤色チャートからなり現在の海浜の粒子組成とよく似ている。

今回の調査の結果，イベント堆積物は本測線上において汀線から 695.3m 地点まで確認された。

5.2 ホロカヤントー沼地域

ホロカヤントー沼地域においては，現汀線から沿岸砂州を越え，湖岸湿原を通る Ho 測線を設定し，氷上ボーリング試料を 5 地点において採取した (Fig. 8)。

ホロカヤントー沼の湖底堆積物は生物擾乱を著しく被ったシルト層 (Y3/1-4/1) からなり，ヌマコダキガイ (*Potamocorbula amurensis*)，ヤマトシジミ (*Corbicula japonica*) の遺骸を多数含んでいる。また，*Ammonia beccarii*，*Buccella frigida* 等の本邦浅海域に生息する底棲有孔虫遺骸を多産することから，今回湖底から採取された堆積物は，浅海～汽水環境で生成されたものと判断される。

Ho-02 地点の湖底下 3.5～4.5cm において Us-b の存在が明らかとなった。これを鍵層として柱状対比を行うと，Us-b 直下に連続する 1 層のイベント堆積物の存在が確認される (Fig. 8)。

Us-b 直下のイベント堆積物は黒色を呈し (N4/0-3/0)，汀線距離とともに明瞭に粒度変化を示す。イベント堆積物を構成する礫は円礫～亜円礫であり，全体に円磨度が高い。礫種は黒色泥岩・砂岩，赤色チャートが多い。礫の円磨度は総じて高く，現海浜に分布するものとの類縁性が高い。

Ho-02 地点においては，貝殻遺骸を含む粗粒砂～細礫層が主体となっている。一方，汀線から最も遠方である Ho-05 地点のイベント堆積物は，レンズ状の細粒砂層からなっている (Fig. 8)。

実体顕微鏡観察の結果，イベント堆積物を構成する砂粒子の円磨度は総じて高く，その組成は石英，軽石，長石，重鉱物，雲母，黒色泥岩・砂岩岩片，かこう岩，赤色チャート，緑色岩，貝殻片からなり，現在の海浜の粒子組成とよく似ている。

Ho 測線上においてイベント堆積物の分布限界を求めた結果，汀線から Ho-05 地点 (約 1200m) までは確認され，1800m 付近では確実に消滅していた (Fig. 8)。

汀線に近い Ho-01，Ho-02 の両地点では，この他にも複数のイベント砂層の存在が確認された (Fig. 8)。但し，これらの砂層の連続性はあまりよくなく，火山灰層の保存状態も不良のため，両地点からこれ以上の情報を得ることは難しい。

最も汀線に近い Ho-01 地点に認められる 4 層のイベント堆積物は明瞭な級化構造を示し，春採湖湖底で観察されたイベント堆積物の層相 (七山ほか，2001b) に似ている (Fig. 8)。

前述した如く，ホロカヤントー沼は汽水湖である。また沿岸砂州上には越流によって生じたウォッシュオーバーファンが多数認められることから，暴浪時には高波は砂州を乗り越え，湖沼域まで容易に到達し得

ると判断される。今回，Ho-01，Ho-02 両地点で採取された柱状試料中には多数の砂層の存在が確認された。しかし，Us-b 直下のイベント堆積物以外は，海成起源と断定することはできても，津波起源と断言することは，現状では難しいと判断される。

6. 堆積学的分析とその結果

Ah 測線で採取した Ah-01～04 の 4 試料の軟 X 線撮影を行った。更に Ah-01 試料の堆積物物性値の測定を行った (Fig. 9)。

6.1 軟 X 線写真の観察結果

軟 X 線写真の観察の結果，海側に近い Ah-01，Ah-02 両地点の試料は明瞭な逆級化構造を示す。一方，汀線距離が長い Ah-03，Ah-04 両地点の試料は明瞭な層理を示さず，土壤中に砂粒子が散在する。また 4 試料とも，イベント堆積物下位の砂混じり土壌とイベント堆積物との境界には，明瞭な浸食面が認められず，両者は漸移関係にある。よって，今回，裸眼によって記載されたイベント堆積物の層厚と，実際のイベント堆積物の層厚との間には，数 cm オーダーでの誤差が含まれているものと判断される。

6.2 堆積物物性値の測定結果

Ah-01 地点の定方位試料を用いて，帯磁率，乾燥重量および含砂量を測定した。この結果，以下の 3 点が明確となった (Fig. 9)。

(1) 帯磁率は Us-b の降灰層準に対応したピークを示す。これは Us-b 中に含まれる磁性鉱物の影響と判断される。他の層準では測定値の有意な差は認められない。

(2) 乾燥重量は含砂量と明瞭に相関する。これは重量比の 30～90% を砂粒子が占めていることに起因する。イベント堆積物層準の含砂量は 3～10g/キューブであり，イベント堆積物の粒度変化 (逆級化層理) に対応した変化を示し，単層上方への重量増加傾向を明瞭に示している。

(3) イベント層準以外の土壌中には，2～3g/キューブ程度の砂の含有が認められる。これらは極細粒砂からなり，海浜から飛来した飛砂起源と判断される。

7. 珪藻遺骸分析とその結果

Ah 測線上の 4 地点 (Ah01～04) および Ba 測線上の 4 地点 (Ba01～04) における，火山灰層 (Us-b または Ta-b) から 4cm 上位の土壌，Us-b 直下のイベント堆積物，イベント堆積物から 4 cm 下位の土壌をそれぞれ予察的に分析した。

Ah 測線上の全ての試料において，陸域指標種の *Pinnularia borealis*，*Hantzschia amphioxys*，*Luticola mutica* が優占し，全体の 93% 以上を占めている。このうち，Us-b 直下のイベント堆積物中には，海生種 の

Thalassiosira eccentrica, *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus marginatus* が 2~7% 認められた。これら砂層中の海生種は破片化したものが多く、海側の Ah-01 から陸側の Ah-04 に向かって産出数が減少する傾向も認められた。また、Ah-01~03 のイベント堆積物の下位の砂混じり土壌からも、海生種 *Thalassiosira* sp. が 1% 産出した。

Ba 測線の 4 地点についても同様の分析を行った。Ba-01 地点の Ta-b 上位の土壌においては、陸域指標種の *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica* が 100% を占める。一方、Us-b 直下のイベント堆積物中では、*Eunotia* 属、*Pinnularia* 属といった淡水生種が約 80% と優占し、ついで陸域指標種が 18% 産出する。また、破片化した海生種の *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus marginatus*, *Hyalodiscus* sp. が 2% 認められる。イベント堆積物の下位の土壌では、淡水生種と陸域指標種が優占し、海生種の産出は見られない。

一方、Ba02~04 地点の Ta-b より上位の土壌においては、陸域指標種の *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica* が 100% を占め、Us-b より下位でも 98% 以上を占める。Us-b 直下のイベント堆積物では、海生種の *Thalassiosira* sp. が 2% 認められる。また、Ba-2 地点ではイベント堆積物下位の砂混じりの土壌からも *Thalassiosira* sp. が 1% 産出した。

Ah, Ba 両測線での珪藻遺骸分析の結果、この地に定常的に生成された土壌では、陸域指標種が優占することが判明した。一方、Us-b 直下のイベント堆積物では、どの試料においても海生珪藻が 2~7% 程度認められる。この結果から、わずかな陸生珪藻しか生息できないような環境に、海水が急激に侵入したものの、短時間で引いたため、微量の海生珪藻しか残らなかったと判断される。

8. 考察

8.1 十勝海岸南部地域において認定された 17 世紀の津波痕跡とその発生年代

今回の調査の結果、十勝海岸南部地域の高成段丘面上において、1 層のイベント堆積物の存在が確認された。これらは共通して Ta-b および Us-b 直下に位置する。これらは、七山ほか (2002b) が道東太平洋沿岸域において広域にイベント対比を行っている Ts3 (17 世紀のイベント堆積物) に対比される可能性が極めて高い。

本地域の Ts3 は、平川ほか (2000b) の RT01 および TT01 と、平川ほか (2000a) の “1611 年津波堆積物” にほぼ相当すると推定される。しかしながら、彼らの言う “津波堆積物” と我々が論じる “イベント堆積物” の研究手法と認定根拠には大きな違いがあり、この場合、厳密な意味での対比の議論は困難である。また、今回の調査においては、特に段丘上においては、Ts3 以外のイベント堆積物の認定は難しく、平川ほか

(2000b) の報告した RT02, RT01, RT-2, RT-3, RT-4, RT-5 の追認はできなかった。

一方、旭浜付近の段丘面の比高は 1~2m 程度であり、浜大樹において波高 2~3m が記録されている 1952 年十勝沖地震津波や 1960 年チリ地震津波が、この地に遡上したことは容易に予想される。しかし、今回、地表付近の土壌中には、広域イベント対比の議論に耐え得るような、明瞭な津波痕跡は確認できなかった。この事実は、もともと “堆積場” ではない離水した段丘面上においては、この種の海成イベント堆積物が長期間保存されにくいことを意味しているのであろう。さらに、十勝海岸が浸食海岸であることから類推して、相対的に現在の海食崖の海側に存在していた古いイベント痕跡 (Ts4, Ts5, Ts6 など) は既に浸食されてしまっていると考えるのが妥当であろう。

段丘面上に下刻された小河川跡の埋積堆積物中には、今後複数のイベント堆積物が発見される可能性もある。但し、この種の “地点” での情報は極めて断片的なものとなってしまうことは否めない。よって、イベント堆積物の面的な広がりを吟味せず、地点情報のみから広域的なイベントを論じることは、後述する飛砂の影響を考慮しても難しいと考えられる。

また、ホロカヤントー沼湖底から採取されたコア中にも Ts3 に対比されるイベント堆積物の存在がほぼ確認された。しかし、この沼は暴浪時においても海水が容易に流入し得る汽水環境にあり、湖底堆積物の生物擾乱も著しい。よって、この沼は津波履歴研究には適していないと判断される。

8.2 17 世紀のイベント堆積物の供給源と飛砂の影響の吟味

今回記載されたイベント堆積物に含まれる砂礫は現世の海浜に分布するそれとよく似ている。また、イベント堆積物に含まれる砂礫の組成は、現在の海食崖に露出する、最終氷期に形成された歴舟川起源の砂礫層の組成ともよく似ている。但し、前者の方が後者より粒径が細かく、かつ円磨度が高く、円盤状の礫が多くなっている。これらの事実ならびに十勝海岸は現在も浸食海岸である事実から推測すると、調査地域の海浜砂礫の供給源は主に海食崖であり、暴浪時にストームによって海食崖が浸食され、海浜に供給されたと考えるのが妥当であろう。

平川ほか (2000b) は、この地域の “津波堆積物” の海からの供給の証拠として、軽石礫と扁平礫の含有の 2 点をあげている。今回の我々の調査において、イベント堆積物中に軽石礫の存在が確認できたのは Bs-01 など数地点のみであり、現海岸でも軽石礫は稀にしか発見できなかった。よって、軽石礫から十勝海岸全域のイベント堆積物を海成と論証するのは困難であると考えられる。

一方、現海岸に散在する扁平礫 (円盤状~小判状) の成因は、海浜波浪による球礫の淘汰の結果と考えられており (Dobkins and Folk, 1970)、本調査地域にお

いても河川成と海浜成では礫の形態に明瞭な差がある。よって、この地域の場合、平川ほか(2000b)の指摘の通り、扁平礫の含有は海成イベントの論拠に十分なり得る。さらに、今回我々が当地域において初めて記載した珪藻遺骸の分析結果も、これを強く支持する。

一方、平川ほか(2000a)は、十勝海岸南部地域においては、「風成砂の影響が無視できる」と論じている。しかし、十勝海岸南部地域には、従来より防砂林が植林されている事実から推察しても、風成砂の影響が全く無視できるわけではない。

今回キューブ試料を用いて測定した土壌中の含砂量は 2~3g/キューブ程度であり、イベント堆積物層準の含砂量(3~10g/キューブ)とは有意な差がある。また、これらの砂粒子の粒径は極細粒砂に限られており、この地域の場合、イベント堆積物と風成砂の識別は可能と考えられる。

8.3 17 世紀のイベント堆積物の堆積過程

今回記載した段丘上のイベント堆積物のうち、海側のものには上げ潮方向を示す明瞭な覆瓦構造やデューン構造が観察された。しかも、これらの堆積物に含まれる礫の長軸(a軸)は、インプリケーションの傾斜方向と平行に配列している。同時に本層は、細粒砂から細礫~中礫への逆級化構造を示し、掃流状態での粒子衝突による分散圧力(バグノルド効果; Bagnold, 1954)によって粒子支持が行われたと判断される。

しかし、今回の検討の結果、イベント堆積物基底部には明瞭な浸食面が認められないことが分かった。これは遡上流により土壌が拡散され、海浜から輸送されてきた砂粒子と混在し、両者が流水中で淘汰される前に定置したためと考えられる。

これらの諸特徴は、この種のイベント堆積物が陸上遡上時に波浪の営力ではなく、「高密度乱泥流(Lowe, 1982)のような一方向流」によって運搬され、定置したことを示唆している。

8.4 17 世紀のイベント堆積物の分布情報から得られる津波情報

イベント堆積物の分布範囲は、運搬される粒子の粒径や比重によって主に支配され、津波の遡上限界とは必ずしも一致しないことが現世の津波被災地の調査で明らかになっている(七山ほか, 2000)。また、陸上の湿原環境で一度定置したイベント堆積物の一部は、その後の風雨によって削剥され、堆積時の分布状況をそのまま保存しているとは考えにくい。このような問題点を含んだミニマムな数字であるにしても、イベント堆積物の分布状況は、先史時代の津波の遡上規模を議論する上で重要な指標となり得る(重野・七山, 2002)。今回の調査の結果、Ts3 はホロカヤントー測線において 1200~1800m の間、当縁湿原において 1650m、段丘面上において 150~700m の汀線距離を持つことが判明した。段丘面上の Ts3 の示す汀線距離は、

湿原地域の半分以下の値となっている。このようなイベント堆積物の分布範囲の違いを生んだ主な原因としては、海食崖直下の海浜に分布する砂礫の粒径が相対的に粗粒なこと、海食崖の防波堤効果、段丘面上にのみ認められる大型樹木による遡上時の抵抗が考えられよう。

イベント堆積物の分布高度については、既に平川らが一連の論文において、段丘の標高と津波堆積物の分布には一定の法則性があり、それゆえ地形学的データから津波の大きさをある程度推測できることを指摘している。この見識は、特筆されるべきであるが、同時に彼らは、「十勝海岸の段丘はほぼ垂直に切り立っており、津波砂礫層は津波の(遡上高ではなく)波高を示すと考えられる。」と論究している(平川, 2003)。

この見解に対して、我々は碎屑物運搬のプロセスを議論する立場から異論を唱えたい。今回記載されたように、当地域のイベント堆積物の粒径は、その供給源となった海浜の粒径に支配され、大~中礫サイズの礫と中~粗粒砂が卓越する。これらの粒子は、流体中において掃流状態(bed load)でのみ運搬可能であり、決して浮遊粒子(wash load)として運搬されることはない。したがって、浮遊粒子が支配的な津波の波高ではなく、掃流状態が卓越する津波の遡上高を示すと考える。

我々は、これらのイベント堆積物の分布高度は、単に“ミニマムな津波遡上高”を示すものと考えており、今回の我々のデータからも、当地域の最大遡上高は 15m 以上と判断できる。

以上の考察に基づくならば、17 世紀の津波遡上時に、この地域において現在の標高約 15m 以上に達する津波遡上が生じたことは確実であるが、現汀線での波高が約 15m であったとは必ずしも言えない。むしろ波高が小さい津波が海食崖を越流し、現在の標高約 15m 以上にまで遡上したと考える方が自然であろう。

9. まとめ

- (1) 十勝海岸南部地域において、広域に分布する 1 層のイベント堆積物を認定することができた。これは Ta-b および Us-b 直下に位置することから、17 世紀に生じたイベント堆積物と推察され、Ts3 に対比される。
- (2) さらに、今回記載された Us-b との層序関係から、Ts3 は 1663 年以前に発生したことが明確となった。
- (3) 今回記載された段丘面上のイベント堆積物は、明瞭な逆級化構造を示し、掃流状態での粒子衝突による分散圧力によって粒子が支持され、運搬されたと考えられる。よって、この種のイベント堆積物は、陸上遡上時に“高密度乱泥流のような一方向流”に支配されて運搬され、堆積したと判断される。
- (4) 今回の調査の結果、Ts3 はホロカヤントー測線において 1200~1800m の間、当縁湿原において 1650m、段丘面上において 150~700m の汀線距離を持つことが判明した。

(5) 17世紀の津波遡上時に、この地域においては現在の標高約 15m 以上に達する津波遡上が生じたことは確実であるが、現在の汀線での波高が約 15m であったとは必ずしも言えない。

謝辞 本報告の内容は、平成 13 年度の現地調査結果を主体とするが、本調査地域、特に段丘上の津波堆積物の研究プライオリティが北海道大学の平川一臣教授にあることは明らかであり、平川教授と筆頭筆者（七山）との協議により、平成 15 年度に誌上发表できる運びとなった。平川一臣教授には、十勝海岸南部地域の調査実施に当たって、多くの貴重なコメントを頂いた。また、本研究を遂行するに当たり、太田英順連携研究体長、北海道庁、大樹町役場、広尾町役場の皆様には、多大なご配慮を賜った。明治コンサルタント株式会社の石井正之氏には、本研究に際して献身的にご協力頂いた。筆頭筆者は筑波大学の池田 宏助教授に平素から地形学と水理学の基本を教えていただいている。また、有限会社シーマスの山木 滋氏には、調査測線の設定に際してご意見を頂いた。以上の方々には、筆者一同、厚く御礼申し上げる次第である。

文 献

- Bagnold, R.A. (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London (A)*, **225**, 49-63.
- Dobkins, Jr., J.E. and Folk, R.L. (1970) Shape development on Tahiti-Nui. *Jour. Sed. Petrol.*, **40**, 1167-1203.
- 古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英, 1997, 北海道駒ヶ岳火山は 1694 年に噴火したか? -北海道における 17~18 世紀の噴火年代の再検討-. *火山*, **42**, 269-279.
- 羽鳥徳太郎 (1984) 天保 14 年 (1843 年) 北海道東部津波の波源域. *地震研究所彙報*, **59**, 423-431.
- 平川一臣 (2003) 十勝地方太平洋沿岸域の巨大古津波. 北淡活断層シンポジウム 2003-21 世紀の海溝型地震を探る-発表要旨集, 6-9.
- 平川一臣・原口 強 (2001) 十勝平野太平洋沿岸の津波堆積物. *活断層研究*, No. 20, 口絵 2, i-ii.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000a) 十勝地方太平洋沿岸域の巨大古津波. *月刊地球号外*, No. 31, 92-98.
- 平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000b) 北海道十勝沿岸域における巨大津波と再来間隔. *月刊地球号外*, No. 28, 154-161.
- 平川一臣・小野有五, 1974, 十勝平野の地形発達史. *地理学評論*, **47**, 607-632.
- 磯部一洋・横田節也・羽坂俊一・佐藤卓見 (1999) 北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を訪ねて. *地質ニュース*, No. 534, 7-18.
- 門村 浩・新井健司・神沢公男 (1986) ホロカヤントー沼海岸砂州の地形変化と周辺低地の堆積物. 中尾欣四郎編, 閉塞湖の海への開口頻度から見た古湖沼学的研究. 昭和 61 年文部省科研費総研 A 研究成果報告書, 31-51.
- 気象庁 (1961) 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告. *気象庁技術報告*, 第 8 号, 397p.
- Lowe, R. D. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 279-297.
- 中尾欣四郎 (1990) 海岸湖沼の海への開口頻度の水収支評価と沼環境の変遷. *地質学論集*, No. 36, 89-102.
- 七山 太・重野聖之・三浦健一郎・牧野彰人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・嵯峨山積・中川 充 (2002a) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史~歴史津波の遡上規模の評価-十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較-. *活断層・古地震研究報告*, No. 2, 209-222.
- 七山 太・牧野彰人・古川竜太・重野聖之・佐竹健治・加賀 新・小坂橋重一・石井正之, (2002b) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の評価-千島海溝沿岸域における研究例-. *月刊海洋号外*, No. 28, 138-148.
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之・加賀 新 (2001a) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討-霧多布湿原と根室南部地域の検討例-. *津波工学研究報告*, No. 18, 37-44.
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充 (2001b) 釧路市春採湖コア中に認められる、千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物. *活断層・古地震研究報告*, No. 1, 233-249.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・古川竜太・廣田 勲・牧野彰人・野島順二・小坂橋重一・石井正之 (2000) 千島海溝沿岸地域, 霧多布湿原において確認された巨大地震津波イベント. *月刊地球号外*, No. 28, 139-146.
- 七山 太・重野聖之 (1998) 北海道東部, 千島海溝沿岸域における歴史津波堆積物. 研究序説. *月刊海洋号外*, No. 15, 177-182.
- 七山 太・重野聖之 (1999) 千島海溝沿岸, 霧多布湿原において確認された先史・歴史津波? 堆積物 (口絵). *地質ニュース*, No. 542, 1-4.
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太 (2001c) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価-根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原および湧洞沼における研究例. *活断層・古地震研究報告*, No. 1, 251-272.
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B.F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki (2003), Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**,

660-663.

重野聖之・七山 太 (2002) 津波堆積物．地球科学，
56, 209-211．

重野聖之・七山 太・廣田 勲 (1999) 塩ビパイプと
速乾性ポンドを用いた未固結砂礫の定方位柱状
試料採集法．地質ニュース, No. 542, 39-45．

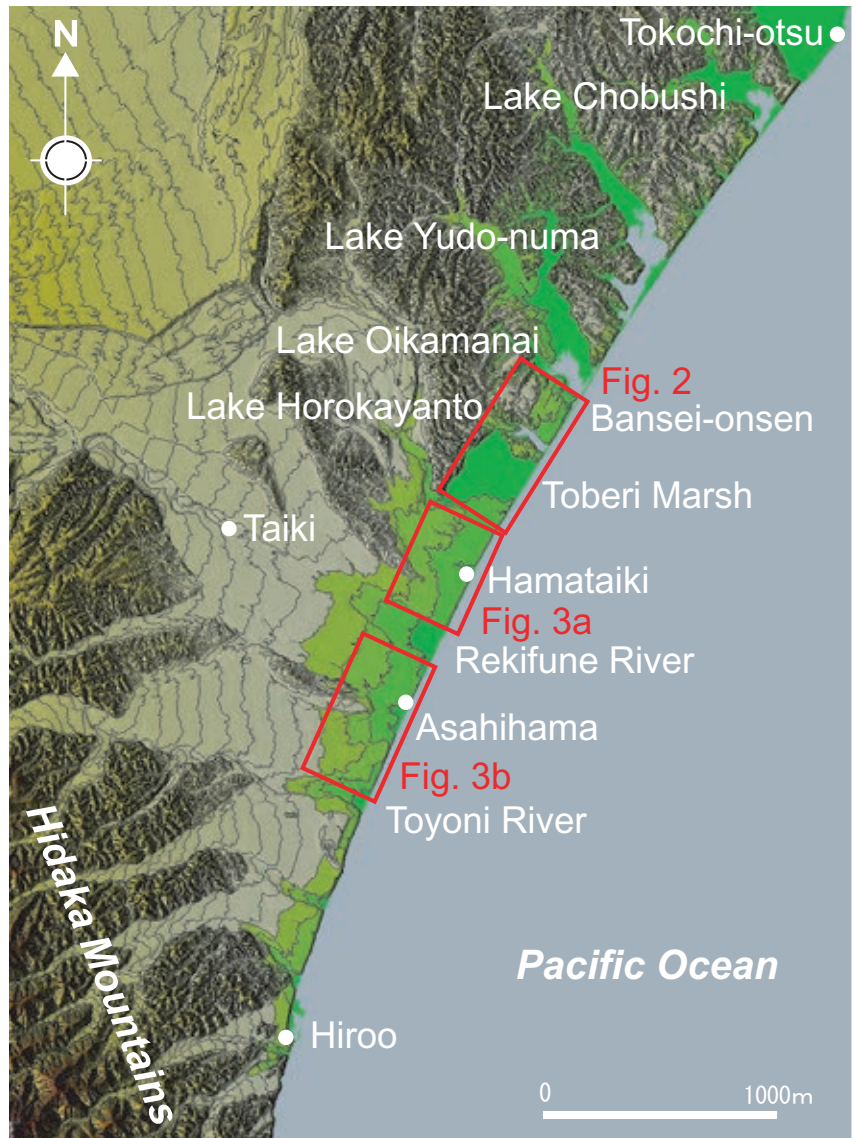
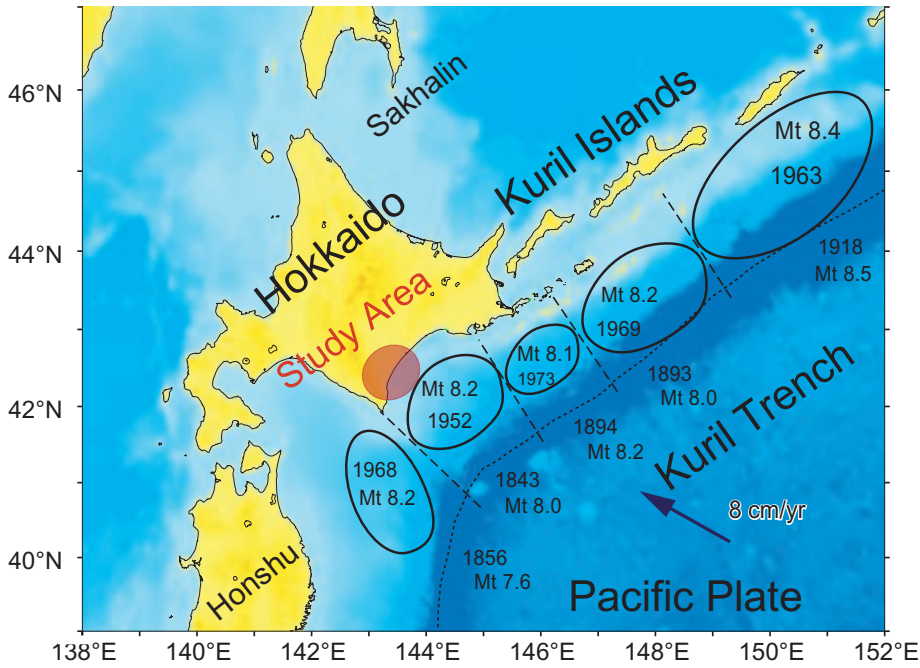
高橋訓子・佐藤宥紹 (1982) 蝦夷三寺の設置と教化の
方向・厚岸・国泰寺を中心に．釧路市立郷土博物

館紀要, No. 9, 43-52．

十勝沖地震調査委員会 (1954) 1952 年 3 月 4 日十勝
沖地震調査報告．1018p.

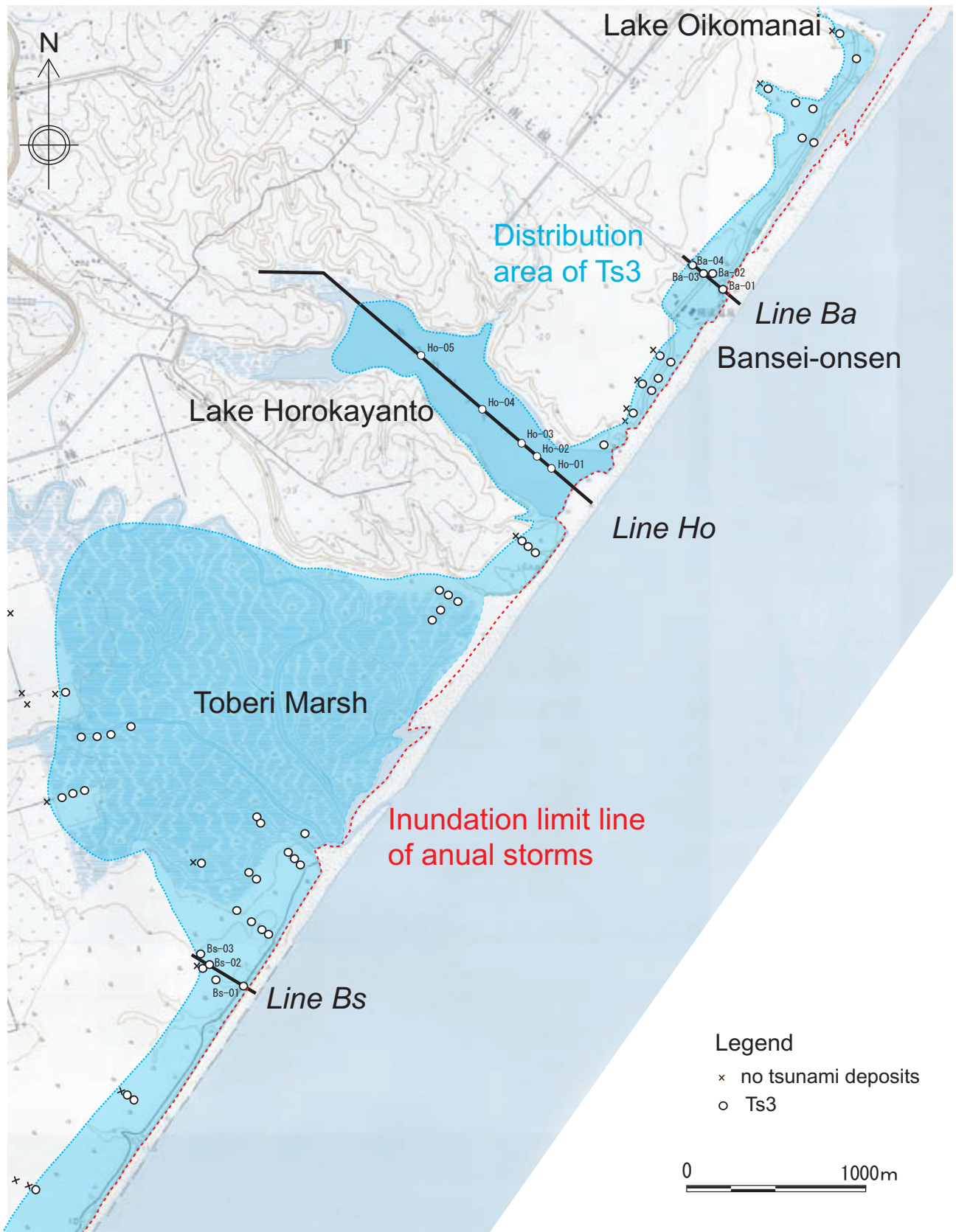
Shapard, F.P. (1973) *Submaine Geology*, 3rd ed. Harper
and Row, New York, 517 p.

(受付：2003 年 8 月 19 日，受理：2003 年 9 月 10 日)



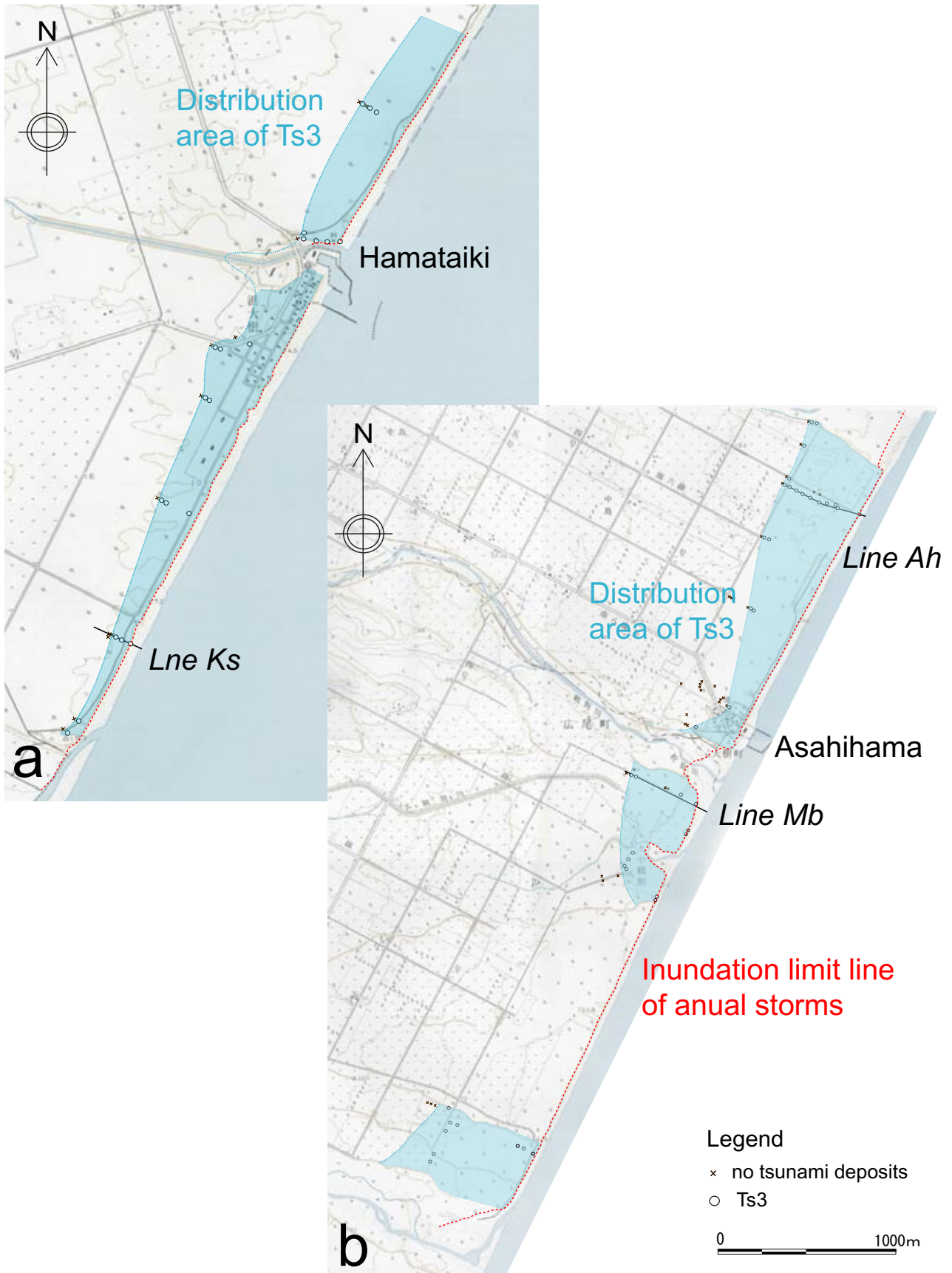
第1図. 千島海溝のテクトニクス, 海溝型地震の余震域 (上) と十勝海岸の調査地域位置図.

Fig. 1. Tectonic map around Hokkaido showing earthquake sources of the Kuril subduction zone (above) and index map of the study areas (below).



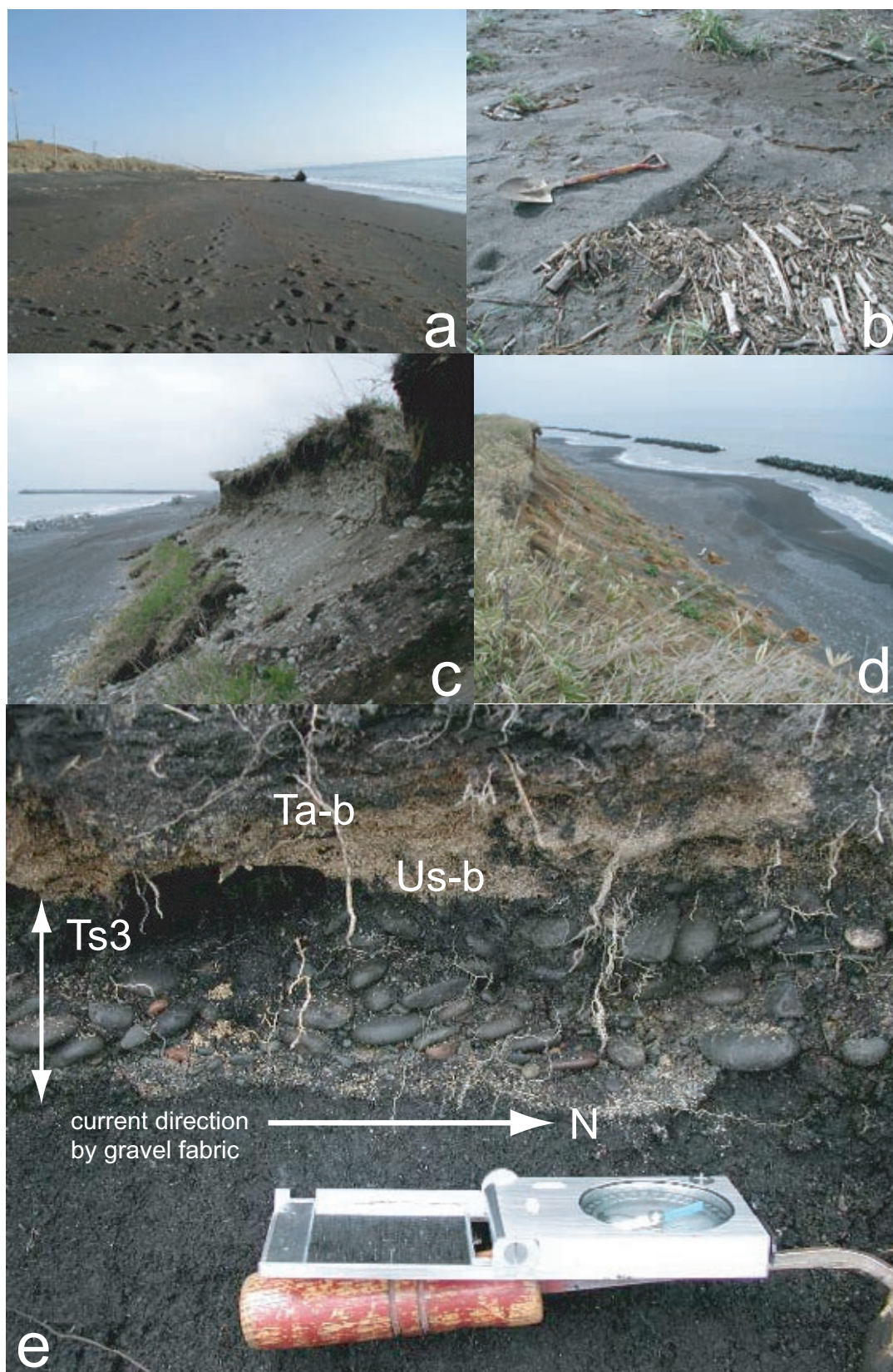
第2図. 大樹町，晩成温泉地域（Ba），ホロカヤントー沼地域（Ho）および美成地域（Bs）の各調査測線と今回の調査で明らかとなったTs3イベント堆積物の分布範囲．国土地理院発刊の1:2,5000地形図「晩成」および「浜大樹」を基図として使用．

Fig. 2. Survey lines Ba, Ho and Bs and coring sites and inferred distribution limits of Ts3 in Taiki Town.



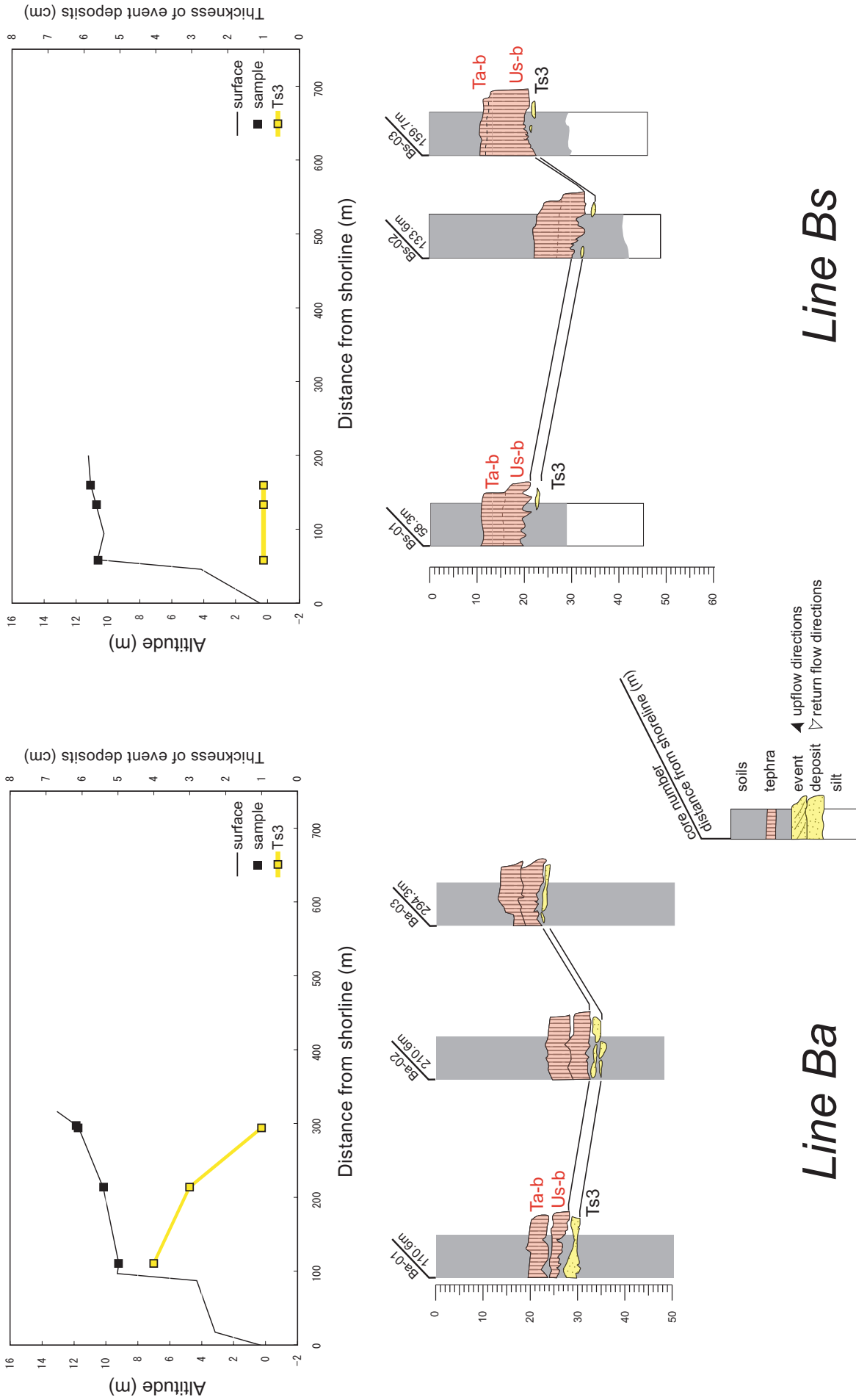
第3図. 大樹町～広尾町，更生地域（Ks），旭浜地域（Ah）および小紋別地域（Mb）の各調査測線と今回の調査で明らかとなったTs3イベント堆積物の分布範囲. 国土地理院発刊の1:2,5000地形図「浜大樹」および「豊似」を基図として使用.

Fig. 3. Survey lines Ks, Ah and Mb and coring sites and inferred distribution limits of Ts3 between Taiki and Hiroo Towns.

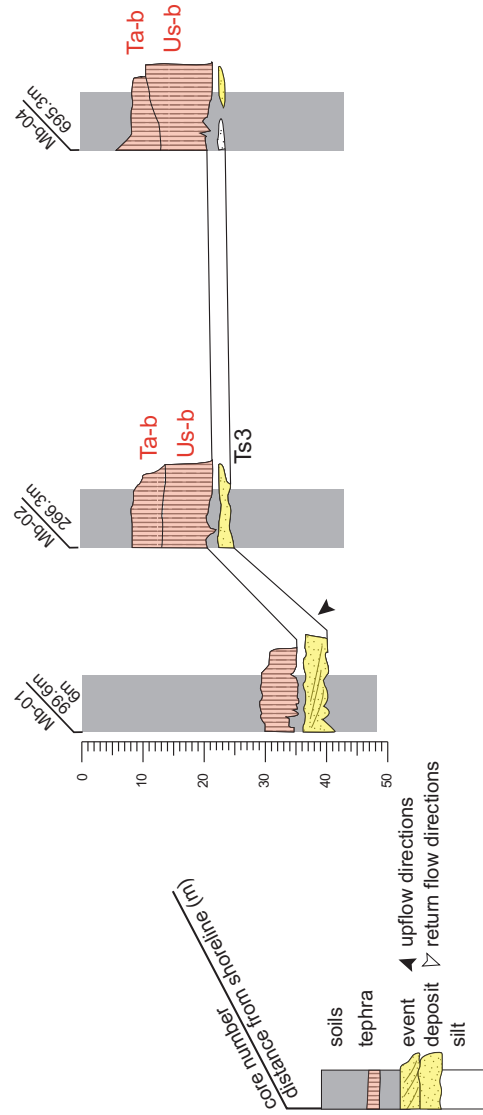
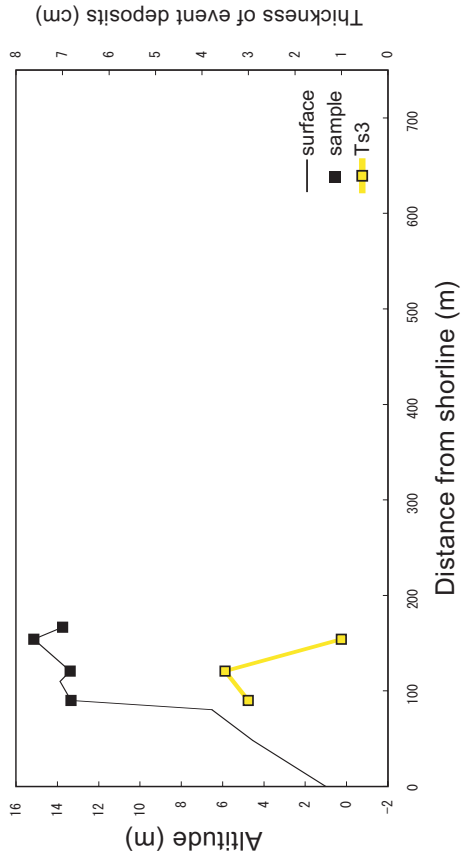
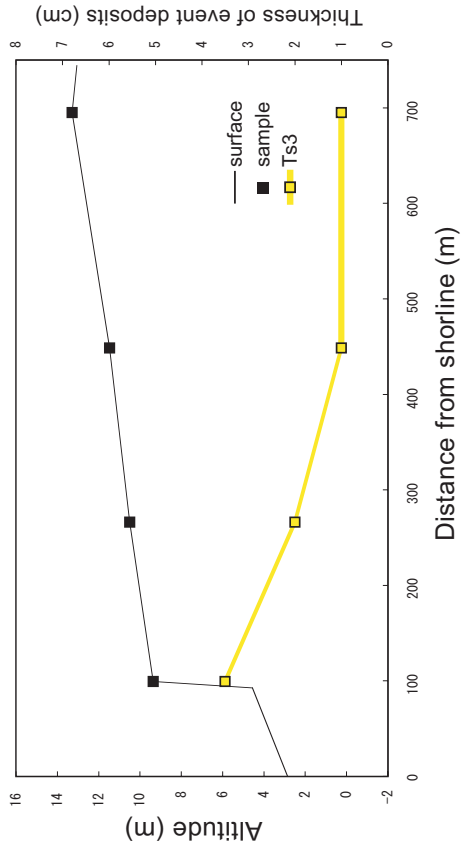


第4図．調査地域の野外写真．(a)Ba測線付近の海浜の状況，(b)Ho測線で見られる越流によって生じたウオッシュオーバーファンの産状，(c,d)海食崖と歴舟川起源の礫層（最終氷期）の産状，および(e)As測線のファブリックを示すイベント堆積物の産状．

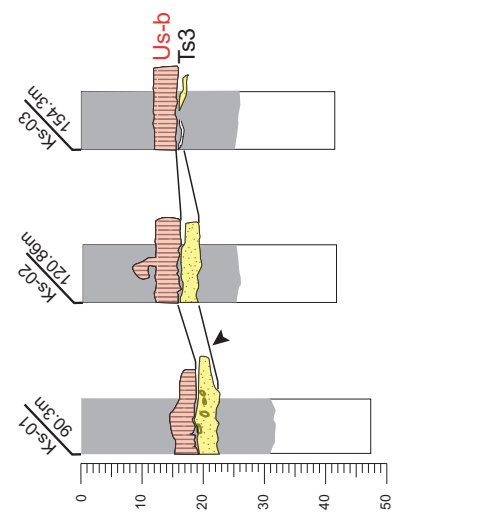
Fig. 4. Photographs showing field occurrences. (a) shoreline area of line Ba, (b) small washover fans at line Ho, (c & d) occurrences of coastal cliffs and their gravel beds of Rekifune River during LGS, and (e) an event deposit with gravel fabric at line As.



第5図. Ba測線およびBs測線の現地形ならびに現汀線から距離とイベント堆積物の層厚との対応(上), および堆積柱状対比図(下).
Fig. 5. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Lines Ba and Bs. Correlation of thickness of event deposits with topographic profile (above) and distance from present shoreline along the two survey lines (below).

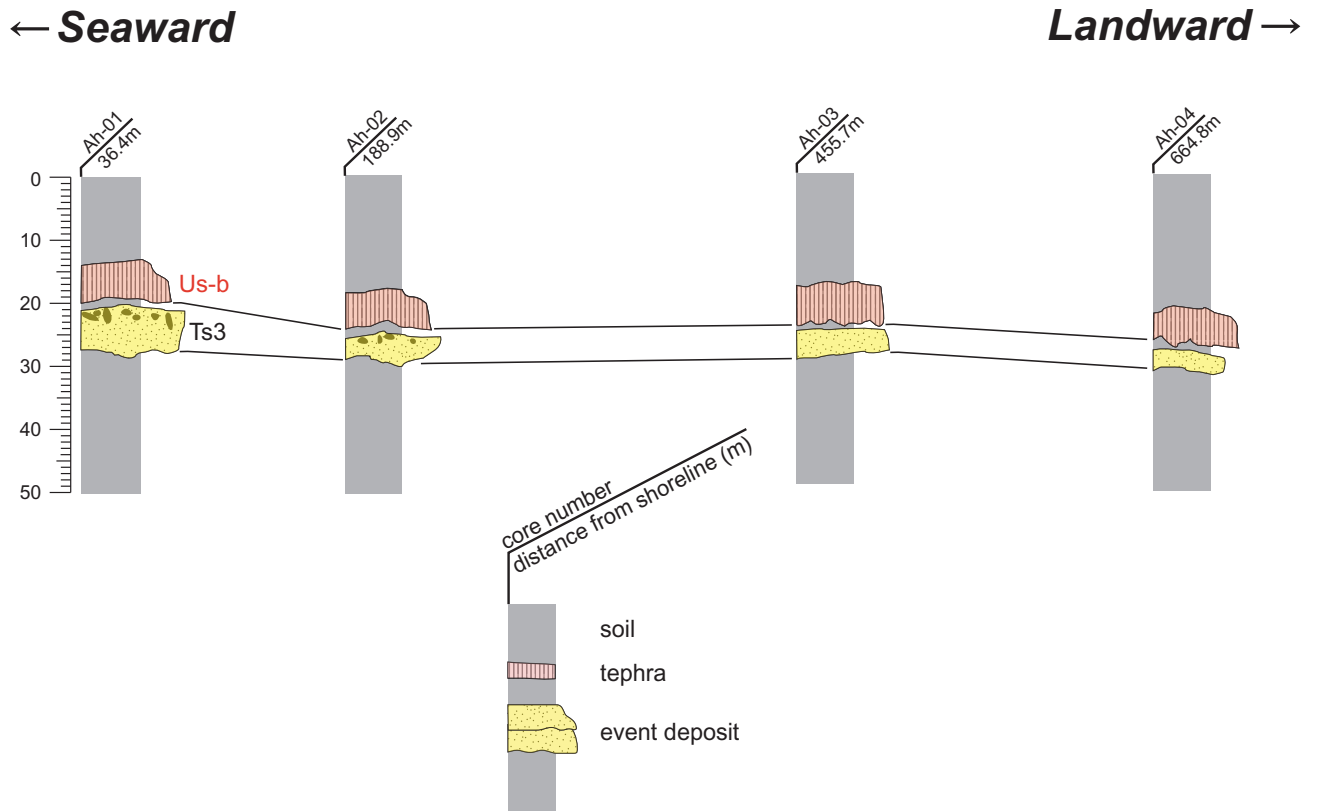
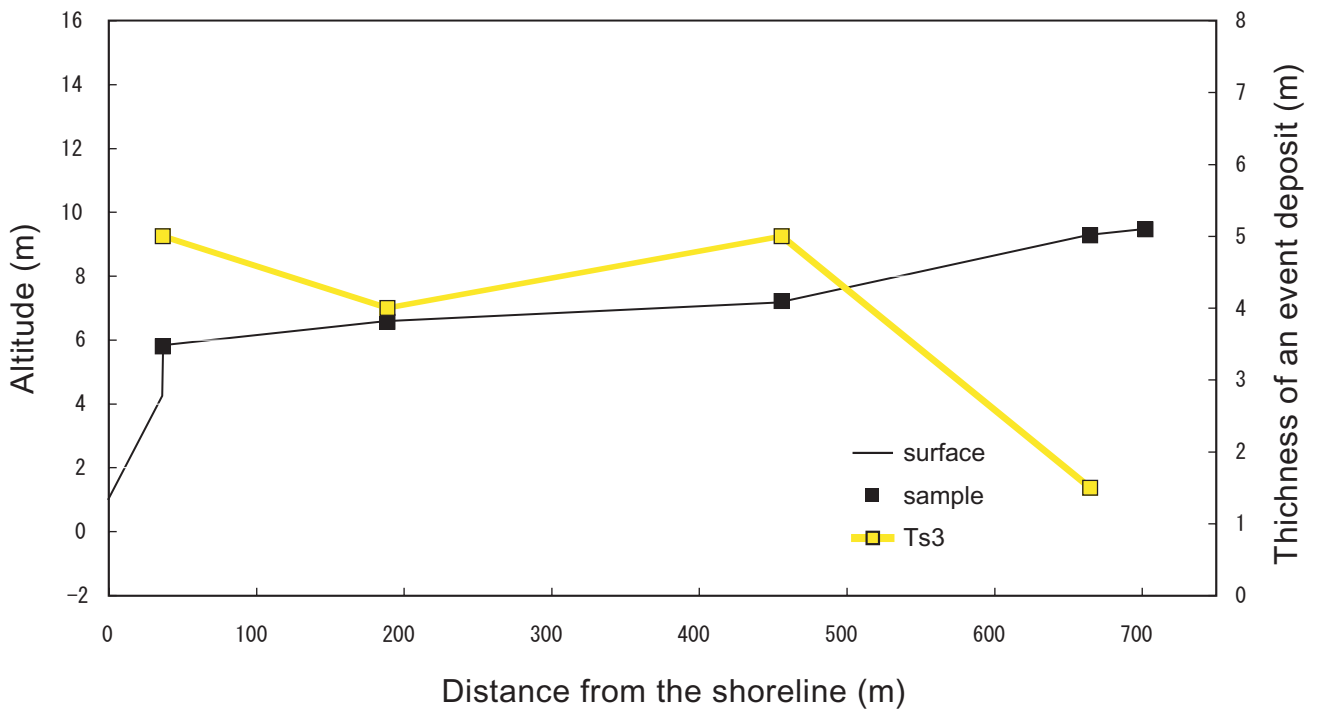


Line Mb

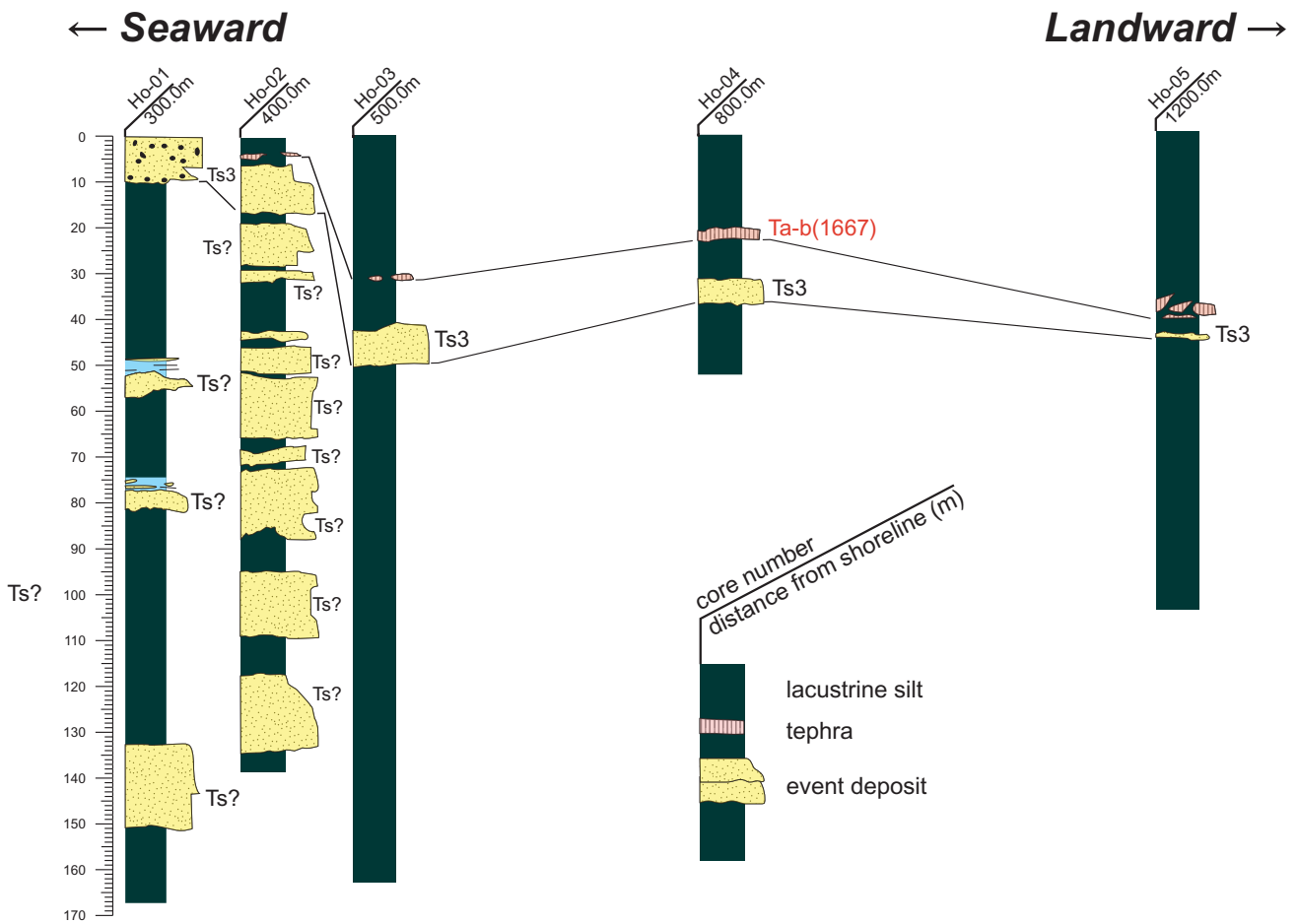
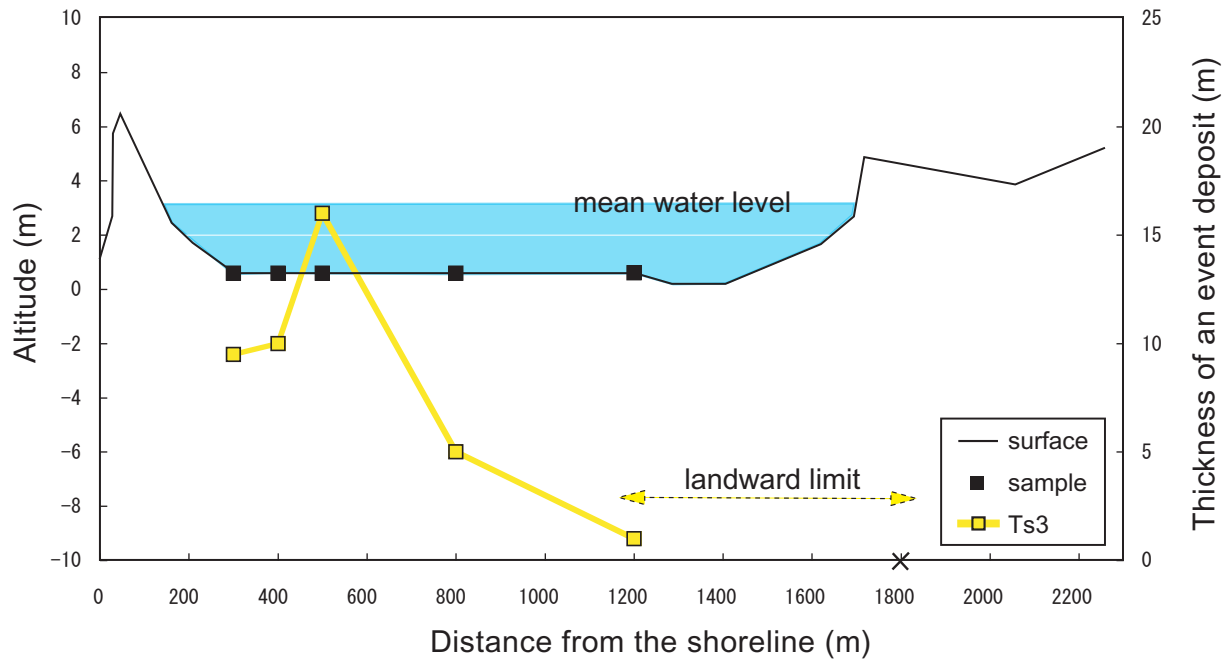


Line Ks

第6図. Ks測線およびMb測線の現地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (上), および堆積柱状対比図 (下).
 Fig. 6. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Lines Ks and Mb. Correlation of thickness of event deposits with topographic profile (above) and distance from present shoreline along the two survey lines (below).

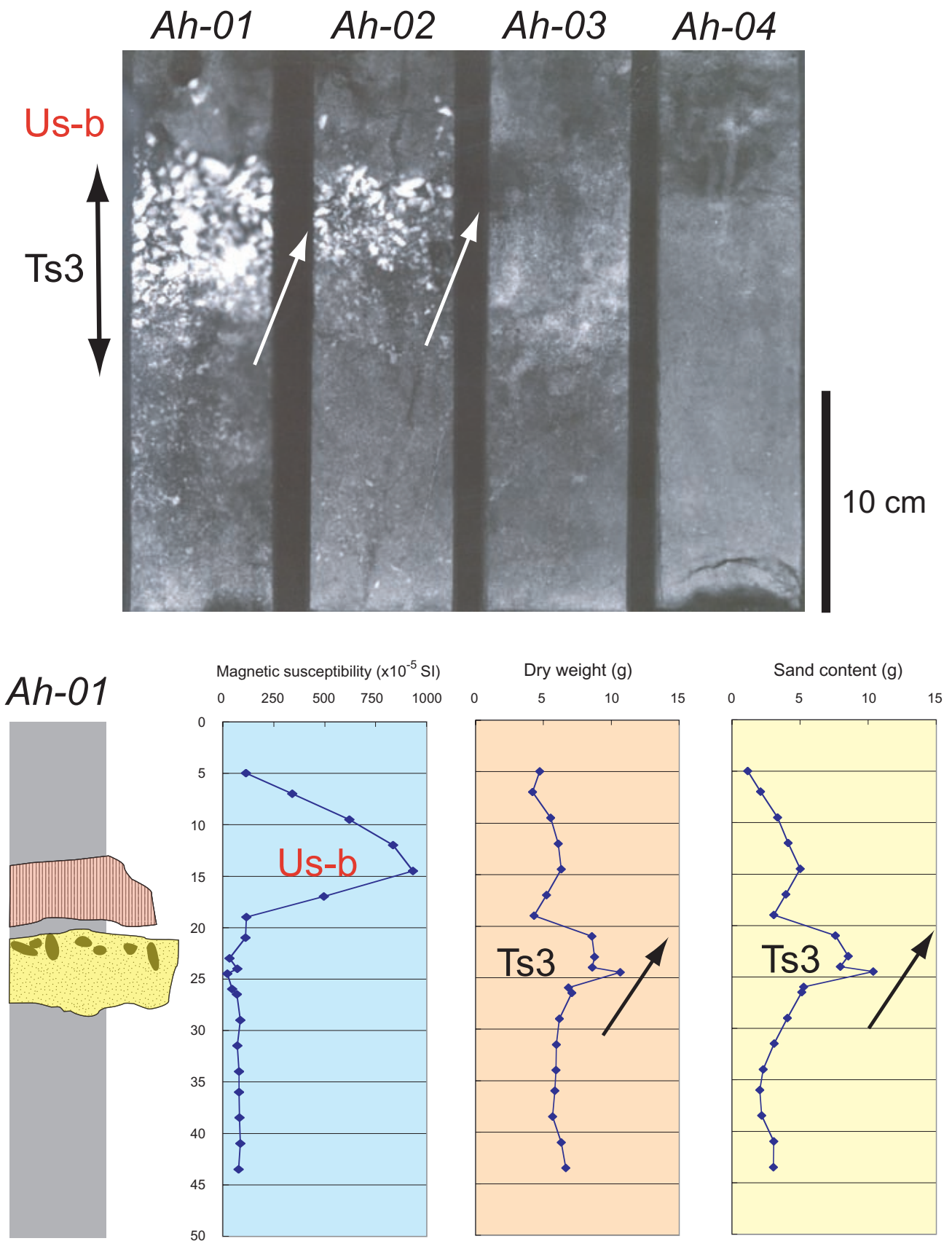


第7図. Ah測線の現地地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (上), および堆積柱状対比図 (下).
 Fig. 7. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Ah. Correlation of thickness of event deposits with topographic profile (above) and distance from present shoreline along the survey line (below).



第8図. ホロカヤントー沼Ho測線の現地地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (上) , および堆積柱状対比図 (下) .

Fig. 8. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Ho in Lake Horokayanto-numa. Correlation of thickness of event deposits with topographic profile (above) and distance from present shoreline along the survey line (below).



第9図. Ah測線の軟X線写真(上)ならびにAh-01試料の堆積柱状図と堆積物性値測定結果の対比(下).
 Fig. 9. Radiographs of four samples of line Ah (above) and correlation between the sedimentary column of Ah-01 and three physical properties: magnetic susceptibility, dry weight and sand content (below). Arrows show inverse grading.