

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・

Evaluation of tsunami inundation limits from distribution of tsunami event deposits along the Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, northern Japan: case studies of Lake Choboshi-ko, Lake Tokotan-numa, Lake Pashukuru-numa, Kinashibetsu Marsh and Lake Yudo-numa

七山 太¹・重野聖之²・牧野彰人²・佐竹健治¹・古川竜太³

Futoshi Nanayama¹, Kiyoyuki Shigeno², Akito Makino², Kenji Satake¹ and Ryuta Furukawa³

Abstract: Large earthquakes in the Kuril subduction zone have caused tsunami damage along the Pacific coast of eastern Hokkaido, between Nemuro and Tokachi. We have reported 15 postulated tsunami deposits (named Ts1 through Ts15) in peat layers at Nemuro and Kiritappu Marsh. In this study, we report tsunami deposits from five additional sites in the region: Lake Choboshi-ko, Lake Tokotan-numa, Lake Pashukuru-numa, Kinashibetsu Marsh and Lake Yudo-numa. Three tsunami deposit layers are identified in these sites and we correlate them to Ts2 through Ts4 based on key tephra layers. The Ts2 event may correspond to the 1843 Tokachi-oki tsunami (Mt 8.0). The inundation distance of Ts3 (17th century) and Ts4 (13th century) events are longer than that of Ts2 event. In addition, the Ts3 distance is larger than Ts4 in the west, while opposite in the east. These suggest that earthquakes which caused Ts3 and Ts4 deposits were larger in size than the causative earthquake of Ts2, and the source of Ts3 was located west of the Ts4 source.

Key words: tsunami event deposit, inundation limit, Kuril subduction zone, eastern Hokkaido

1. はじめに

北海道東部, 十勝から根室地域にかけての千島海溝に沿った沿岸域には, 湿原や海跡湖が多数存在する。これらは人工改変を受けていないものが多く, 3000年以上にわたって堆積した泥炭層がほぼ手つかずのまま保存されている。また, 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。この地域では, 津波が陸域に残したと考えられる海成砂層(以下, イベント堆積物と呼ぶ)に注目した研究が近年行われている(七山・重野, 1998; 七山・重野, 1999; 七山ほか, 2000; 西村ほか, 2000; 平川ほか, 2000; 七山ほか, 2001)。

七山ほか(2001)は根室南部沼地域および霧多布湿原地域の泥炭中に15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示唆している。さらに, このうちTs1~Ts4の上位のイベント堆積物の分布範囲を平面的に追跡することによって, 千島海溝沿岸域に襲来した津波の遡上規模を相対的に評価することを試み, このうち霧多布湿原地域および根室南部沼地域のデータは既に公表した(七山ほか, 2001)。

本報告では北海道太平洋沿岸域における津波履歴研究の一環として, 根室市長節湖, 厚岸

¹ 活断層研究センター (Active Fault Research Center)

² 明治コンサルタント株式会社 (Meiji Consultant Co., Ltd.)

³ 地球科学情報研究部門 (Institute of Geoscience)

8月1日受付, 8月31日受理

町床潭沼，白糠町と音別町にまたがる馬主来沼周辺，音別町キナシベツ湿原，および豊頃町湧洞沼の 5 地域（第 1 図）の調査データを公表し，現時点における各イベント堆積物の広域対比に基づき，津波の遡上規模の推定を試みる．

2．調査地域概説

2.1 根室長節湖^{ちようぼし}

長節湖は南北約 1300m，東西約 450m，最大深度 7.5m の小沼であり，幅約 300m，標高約 4m の砂州を隔てて太平洋に面している（第 2 図）．現在長節湖と太平洋は，幅数 m，長さ約 300m の河川によって結ばれているが，満潮時や波浪時の海水逆流は認められていない（高山，1984）．一方，湖に流入する 2 つの小沢は認められるものの，これらによる土砂の流入量は有意ではなく，湖底には軟泥が堆積している（高山，1984）．

長節湖周辺において記録された歴史津波としては，1843 年（天保十四年）北海道東方沖地震津波が知られており，この際，和船が湖奥に流され，現在湖底に埋積されているとの伝承がある（落石漁業共同組合，1976）．長節の集落は明治時代以降に開拓されたものではあるが，1952 年十勝沖地震津波，1960 年チリ沖地震津波を含めて津波被害は知られていない（住民の証言）．

本地域では，汀線から砂州を越え，長節湖の中心を通る C 測線を設定し，湖上の 3 地点（第 2 図の Site 1, Site 2, Site 3）において氷上機械ボーリングを実施し，それぞれ 60cm，1m，60cm のコアを回収した．

2.2 床潭沼^{とこたん}

床潭沼は厚岸湾の東側出口に位置しており，沼の周囲約 2.5km，面積約 10ha で，南北約 600m，東西最大 450m の海跡湖である（第 3 図；高山，1984）．現在の床潭沼と太平洋は幅 250～400m，標高約 3m の砂州で境されており，砂州の上には住宅が多数建設され，沼の南部の埋め立ても過去に行われたらしい．沼の周囲には脆い岩質の根室層群が分布し，地すべりが多発している．水深は全般に 1～2m と浅く，沼南西部に 3.5m の最深部を持つ．底質は軟泥主体である（高山，1984）．沼の水は，周辺の沢地から数本の小川と浸透水によって涵養され，南端の床潭川によって唯一流出しているが，満潮時や波浪時の潮の逆流は知られていない．

床潭沼に來襲した歴史津波として，1843 年北海道東方沖地震津波と 1952 年十勝沖地震津波が知られている．厚岸町国泰寺の『日鑑記』には，1843 年の津波によって床潭の集落が大被害を被ったことが記されている（羽鳥，1984）．

1952 年十勝沖地震津波の際には，3 波の津波の來襲が記録されているが，このうち第 1 波は波高 5m 以上の大津波で，海岸部で高さ 2m くらいに砕波したものの，その後約 400m 遡上したと言われている．この際，床潭川を津波が遡上し，船が沼奥に流された（住民の証言）．この津波によって，死者 2 名，重傷 4 名，倒壊家屋 37 戸，床上および床下浸水約 100 戸に及ぶ被害が生じた．また，漁船等の漁協関係の被害が多く，集落民のほとんどが被害を被った．幸いなことに，霧多布のような流氷による被害は無かった．

本地域では，汀線から砂州を越え，床潭湖の中心を通るように T 測線を設定し，湖上の 4 地点（第 3 図の Site 1', Site 1, Site 2, Site 3'）において氷上手掘りボーリングを実施し，それぞれ 30cm，30cm，50cm，150cm のコアを回収した．

2.3 馬主来沼^{ばしゆくろ}

馬主来沼は白糠町と音別町との境界線上に位置する周囲約 6km，幅約 2200m，奥行約 2750m の汽水湖である（第 4 図）．沼の南部は砂地で，国道 38 号線がその上を通過している．空中写真の判読から，汀線から 100m の位置と 350m の位置に海岸線と平行な浜堤が 2 列確認される．馬主来沼の底質は軟泥で，沼の北縁部ほど河川成の砂礫を伴う（高山，1984）．さらに沼

の北側一帯は泥炭湿原となっており、ヨシによって覆われている。

馬主来沼と太平洋は現在幅数 m、標高約 4m の浜堤によって境されるが、海岸に面した沼尻の部分では高潮時や台風時の高波がこの砂州を乗り越えて沼に流入する場合もある。さらに、年数回、沼の増水時には、沿岸道路の道床の保護のため人為的に浜堤が開削されている（住民の証言）。そのため沼は慢性的に汽水環境となっており、湖底にはシジミが生息する（高山，1984）。

1843 年北海道東方沖地震津波の際、隣接する白糠で津波の河川遡上が記載されている（羽鳥，1984）。1952 年十勝沖地震津波や 1960 年チリ沖地震津波来襲の際も、3～4m の津波が記録されているが、被害はなかった（住民の証言）。

本地域では、馬主来沼の西岸沿いに、浜堤から陸側に長さ約 3500m の P 測線を設定し、測線上において pp 法とジオスライサーによる定方位試料の採取を行った。

2.4 キナシベツ湿原

キナシベツ湿原は、音別町市街地から南西約 5.5km に位置し、太平洋に面した幅約 1900m、奥行き約 1250m の湿原である（第 5 図）。北東部の湿原地帯にはキナシベツ川が蛇行しながら流れ、南西部の牧草地沿いには直別川が流れる。汀線より 20m 背後には、標高約 4m の浜堤が海岸線沿いに発達し、さらにその 30m 背後にはキナシベツ川を挟んで高さ 4m の台地状の地形が広がる。北東部の湿原地帯は、この台地よりも低い場所に位置し、沼地や小さな池が多数存在する。

キナシベツ湿原においては、1952 年十勝沖地震津波や 1960 年チリ沖地震津波来襲の際も、浜堤を越えて津波が進入した事実はない（住民の証言）。

本地域では湿原の北東部の道沿いに K 測線を設定し、測線上において pp 法による定方位試料の採取を行った。

2.5 湧洞沼

湧洞沼は、幅約 4km、奥行き最大約 2km の汽水湖である。湧洞沼と太平洋は標高約 5～6m の砂州（湧洞浜）によって境されるが、沼の南西端にある潮流口で繋がっており（第 6 図）、沼には海水が常時流入する（高山，1984）。

湧洞沼付近における 1843 年北海道東方沖地震津波の歴史記録は知られていない。1952 年十勝沖地震津波では、湧洞浜で地震による亀裂が確認されたが、津波の沼への進入は無かったとされている。1960 年チリ沖地震津波の際の被害報告はない。

本地域では、津波の流入が最も容易と推定される潮流口付近の汀線を起点として、大樹町営の生花牧場の農道沿いの湖岸湿原に Y 測線を設定し、測線上で pp 法とジオスライサーによる定方位試料の採取を行った。

3. 調査手法

今回の調査は、七山ほか（2000）の手法に基づいて実施した。

現地調査：上述のように、各調査地域において海岸線と直交する方向に調査測線を設定し、馬主来沼、キナシベツ湿原、湧洞沼の 3 地域では、一定区間ごとに pp 法（重野ほか，1999）もしくはジオスライサー（中田・島崎，1997）によって、定方位試料を採取した。また、長節湖と床潭沼では、厳冬季の氷結した湖上でそれぞれ機械式ボーリングと手掘りボーリングを実施し、定方位試料を採取した。さら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、分布範囲の正確なマッピングを行った。

コア記載：コア記載は、津波堆積物の色調、粒度、堆積構造、古流向、荷重による変形構造、広域テフラの特徴などを cm オーダーで記載した。また、スミアスライドを作成し、鏡下において碎屑粒子、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。

剥ぎ取り試料の作成・記載：剥ぎ取り試料を作成することにより，イベント堆積物の堆積構造，変形構造，粒度，浸食面がより明確となる．剥ぎ取り試料の記載は，各調査地で採取されたコアを対象に行った．

軟 X 線写真の撮影・記載：イベント堆積物の細粒部（細粒砂～シルト）の軟 X 線写真を撮影・記載することによって，コア記載では判明しにくい細粒部の葉理，堆積構造が分かる．軟 X 線写真の撮影・記載は床潭沼と長節湖で採取されたコアを対象に行った．

有孔虫分析：試料を 10g 秤量し，120 メッシュと 200 メッシュの篩を用いて有孔虫化石を分離した，その後抽出した有孔虫化石の種類と個体数を調べた．

4．調査結果

各調査地域におけるテフラの出現深度とイベント堆積物の層序，イベント堆積物の層相，およびイベント堆積物の分布状況について以下に述べる．なお，各地点のイベント層序は七山ほか（2001）に準拠した．

4．1 根室長節湖

（1）イベント堆積物の層序

コア解析の結果，湖底下 5～10cm に Ko-c2（駒ヶ岳起源；1694AD）が確認された．道東地域に広く分布する Ta-a（樽前山起源；1739AD）は，今回のボーリングコアでは確認できなかった．Ko-c2 を鍵層としてイベント堆積物の浸食面を対比すると，Ko-c2 の上位に 1 枚，Ko-c2 の下位に 2 枚のイベント堆積物が確認され，それぞれ，七山ほか（2001）による Ts2，Ts3，Ts4 に対比された（第 7 図）．

（2）イベント堆積物の層相

長節湖のイベント堆積物は，下位より中～細礫層，中粒砂層，シルト層からなり，全体的に級化する．中～細礫層は礫支持で亜円～円礫からなり，基底は明瞭な浸食面を示す．礫は長軸が一定方向に傾くグラベルデューンが認められ，礫間は細粒砂もしくは極粗粒砂によって充填されている．また，礫には潮間帯に生息するエゾイソシジミ（*Muttallia ezonus*）の貝殻片が混在している（第 7 図）．

中粒砂層は厚さ 2～5cm で弱い浸食面を持つ中粒砂からなり，平行葉理やまれにデューンが認められる．また，細粒砂へ級化する場合がある．これらイベント堆積物を遡上方向に追うと，汀線近傍では最下部の中～細礫層が主体であるのに対し，汀線から遠く離れたところでは中粒砂層が主体となり，総じて細粒化している．

（3）イベント堆積物の分布状況

C 測線上で，イベント堆積物 Ts2，Ts3 および Ts4 の陸方向への分布限界を求めた．その結果，Ts2 は，汀線から 701m を越えて分布するが，853m までに消滅することが判明した．これに対して Ts3 および Ts4 は，汀線から 853m を越えてさらに広域に分布することが確認された（第 7 図）．

4．2 床潭沼

（1）イベント堆積物の層序

調査の結果，湖底下 15～65cm に広域テフラである Ko-c2（駒ヶ岳起源；1694AD）が確認された．この Ko-c2 を鍵層としてイベント堆積物の対比を行うと，Ko-c2 の上位に 1 枚，下位に 2 枚のイベント堆積物が確認され，それぞれ，七山ほか（2001）の Ts2～Ts4 に対比された（第 8 図）．

（2）イベント堆積物の層相

床潭沼のイベント堆積物は，下位より細～中礫層，中～細粒砂層，有機質シルト層の順に漸移的に累重し，全体的に級化する．細～中礫層には礫の長軸が一定方向に傾斜する堆積構造が認められ，礫間をシルトが充填する．中～細粒砂層は 3～4cm の級化砂層の積み重なりか

らなり、厚さ数 mm の腐植物濃集層を挟在する。砂層には平行葉理が認められる。これらには植物片が混じるため、淘汰度は悪い。有機質シルト層は、未分解の植物根・茎が多量に混じる（第 8 図）。なお砂層中には摩耗された貝殻片も認められた。

有孔虫分析の結果、Ts3 から水深 10m 以浅に棲む底生有孔虫化石群集 (*Buccella frigida*, *Porosorotalia makiyamae*) が産出した。よってイベント堆積物の起源は、水深 0~10m 付近の浅海成砂の可能性が高いと考えられる。イベント堆積物の中～細粒砂層はモード径 (2.0 前後) が海岸砂と類似していることから、その供給源は水深数 m~10m 程度と考えられる。

(3) イベント堆積物の分布状況

T 測線上で、イベント堆積物 Ts2 および Ts3 の陸方向への分布限界を求めた。その結果、現汀線から Ts2 は約 1000m、Ts3 は約 1300m、Ts4 は 1260m 上流まで分布することが確認された（第 8 図）。

4.3 馬主来沼

(1) イベント堆積物の層序

馬主来沼には定常的に生物擾乱の著しい汽水成のシルト層が堆積しており、コア中のシルト層からも、汽水域の中でも比較的低鹹性環境下の有孔虫群集 (*Haplophragmoides canariensis*, *Trochammina japonica*, *Trochammina hadai*, *Miliammina fusca* 等) が産出した。地表下 10~80cm に Ta-a, Ko-c2, Ta-b (樽前山起源: 1667AD) が、地表下 20~50cm に B-Tm (白頭山起源; 約 9 世紀) 等の広域テフラが確認された。これらの広域テフラを鍵層として馬主来沼地域のイベント堆積物の層序を総括すると、Ta-a の上位、すなわち地表下 5cm に 1 枚のイベント堆積物 (Ts1 もしくは Ts2) が、Ta-b と B-Tm の間に 2 枚のイベント堆積物 (Ts3, Ts4) が、B-Tm の下位に 1 枚のイベント堆積物 (Ts5) が認定された（第 9 図）。

さらにこの地域においても Ts3 イベント後、広域に湖沼環境から湿原環境に変化したことが判明した。

(2) イベント堆積物の層相

馬主来沼地域における 4 枚のイベント堆積物は、汀線からの遡上距離に応じて細粒化する。海に近い場所に堆積したイベント堆積物は、粗粒砂～細礫～中礫から構成される。これら礫質な部分は、粗粒砂から中礫への逆級化構造を示し、粗粒砂の基底は明瞭な浸食面を示す（第 9 図）。

一方、汀線から遠く離れた地域に堆積したイベント堆積物は、中～細粒砂もしくは細～極細粒砂から構成され、明瞭な級化構造を示す。イベント堆積物を構成する礫は円礫～亜円礫であり、全体的に円磨度が高い。礫種は赤色チャートと緑色岩が多い。礫の円磨度、礫種とも、イベント堆積物と現海岸の堆積物とは酷似する。

(3) イベント堆積物の分布範囲

馬主来沼で確認したイベント堆積物のうち、P 測線上で追跡可能な Ts2~Ts4 の陸方向への分布限界を求めた。その結果、Ts2 は汀線から約 200m まで、Ts4 は約 250m まで確認された。Ts3 は馬主来沼地域全体に分布しており、P 測線上では 3743m まで追跡可能である（第 4 図および第 12 図）。一方、暴浪時に陸に打ち上げられたと考えられる流木の分布を調査したところ、汀線 80m 付近に濃集していた。よって、イベント堆積物の分布範囲は暴浪の進入範囲よりもはるかに広く、特に、汀線からの分布距離が 3000m を超す Ts3 の分布は特筆される。

歴史津波との対応を考察すると、最上部のイベント堆積物は Ta-a の直上にあり、1843 年北海道東方沖地震津波、1952 年十勝沖地震津波および 1960 年チリ沖地震津波の可能性があり、特に北海道東方沖地震津波の可能性が高いと考えられる。

4.4 キナシベツ湿原

(1) イベント堆積物の層序

今回の掘削調査によって、キナシベツ湿原地域の地表下 1.8m には、湖沼成のシルト層が

分布することが判明した。コア解析の結果、地表下 10～15cm に Ta-a, Ko-c2, Ta-b が、地表下 20cm に B-Tm が確認された。Ta-b と B-Tm の間に 1 枚のイベント堆積物が分布し、Ta-b の直下 1～5mm に位置することから Ts3 と同定された（第 10 図）。

この地域においては、検土杖で地表下 1.8m まで地層を確認したが、イベント堆積物は Ts3 以外発見されなかった。さらに、かつてこの地域に存在していた湖沼は Ts3 イベント後、干上がって現在の湿原環境に変化したことが判明した。

（2）イベント堆積物の層相

Ts3 は 1 枚もしくは複数枚の級化構造が認められる砂層からなり、基底部にはシルト層もしくは泥炭層（有機質シルト層）を削る明瞭な浸食面が認められる。その層相は、汀線からの遡上距離に応じて変化する。すなわち、汀線から 350m 付近までは粗粒砂を主体とするのに対し、それより陸側では細～中粒砂から構成される。さらに遡上限界付近では、Ts3 は細粒砂からなり、層厚も非常に薄い（第 10 図）。

これら Ts3 の厚さ 5cm 以上の中～粗粒砂には、デューンが明瞭に認められる。

（3）イベント堆積物の分布範囲

K 測線上で、イベント堆積物 Ts3 の陸方向への分布限界を求めた結果、汀線から 1303m の地点までその存在が確認された（第 5 図および第 12 図）。さらに Ts3 の分布限界を平面的に調査したところ、北東部の湿原地帯のほぼ全域と南西部の牧草地帯のほぼ 3 分の 1 の面積に当たる地域に分布していることが判明した（第 5 図）。

一方、暴浪によってもたらされた流木は、汀線付近の浜堤を越えて分布しない（第 5 図）。よって、Ts3 の分布範囲は、年オーダーの暴浪の進入範囲よりもはるかに規模が大きいと判断される。

4.5 湧洞沼

（1）イベント堆積物の層準

今回の調査は潮流口に直接面した湖岸湿原で行ったが、上流ほど河川の影響が強く、イベント堆積物の保存も不良であった。

掘削調査の結果、地表下 10～60cm 付近に Ta-a, Ko-c2, Ta-b が観察された（第 11 図）。これらのテフラを鍵層として、イベント堆積物の浸食面を対比すると、Ta-a の上位に 1 枚のイベント堆積物、Ta-b の下位に 2 枚のイベント堆積物が認定可能であり、これらは七山ほか（2001）による Ts2～Ts4 のイベント堆積物と考えられる（第 11 図）。

この地域では河川が氾濫した際の堆積物も多く分布するが、層相、礫種ともに津波イベント堆積物と異なるため、両者の区別は容易である。イベント堆積物の粒度組成から、津波は主に浜堤の背後に位置する湧洞沼周辺の砂を浸食した可能性がある。

（2）イベント堆積物の層相

この地域のイベント堆積物は、極粗粒砂から中粒砂への級化砂層もしくは級化砂層の累重からなる。その色調は調査地域を通じて褐灰～灰色である。極粗粒砂～粗粒砂にはデューンが認められる場合がある。イベント堆積物の基底部には明瞭な浸食面があり、泥炭層または淘汰不良な河川成砂礫層を浸食する。最も陸側まで追跡できた Ts3 は不規則な層厚変化を示すが、遡上限界付近で薄層化し尖滅する（第 11 図および第 12 図）。

（3）イベント堆積物の分布範囲

Y 測線においてイベント堆積物の分布限界を求めた結果、Ts3 は汀線から約 1050m、Ts4 は約 950m 上流まで分布することが確認された（第 6 図および第 12 図）。Ts2 は、ほぼ中間に位置する Sk-4 コアでしか確認できず、分布限界は不明である。この地域では、Ts4 の分布範囲を越えて Ts3 が分布している。河川により Ts4 の先端が浸食されている可能性は否定できないが、これより北方のキナシベツ湿原、馬主来沼地域の分布状況とあわせて考えると、音別から豊頃にかけては Ts3 の津波のエネルギーが Ts4 のものよりも大きかったと推定されよう。

また、高波によって陸に打ち上げられた流木の分布域は、イベント堆積物の分布範囲を下回

ることが確認された(第6図)。

5. 考察

今回の検討の結果,七山ほか(2001)によって記載された Ts2~Ts4 の3枚のイベント堆積物は,広域テフラを用いることによって,十勝海岸湧洞沼地域から根室南部沼地域にかけて,対比できることが明らかとなった。ここでは,それぞれのイベント堆積物の遡上距離の広域比較に基づき,各々の津波の規模の比較を試みる(第13図)。

1843年北海道東方沖地震津波(M8.4)の痕跡と推定される Ts2 は,馬主来沼地域から根室南部沼地域にかけて分布し,推定遡上距離は,馬主来沼で約300m,霧多布湿原で約200~1100m,根室南部沼において1400mと,東部ほど増大する傾向が認められる。

17世紀に生じた巨大津波の痕跡である Ts3 は,全調査地域に分布しており,遡上距離も西部の湧洞沼とキナシベツ湿原でそれぞれ950mと1350m,馬主来沼と霧多布湿原でそれぞれ約3700mと約3200m,東部の南部沼で1700mとなっている。

今回の調査により, Ts3 層準では,津波来襲時に千島海溝沿いの広い範囲で環境変化が起きたことが改めて確認された。この現象は地震性の隆起であったと推定される(Atwaterほか,1999)。

Ts4 は13世紀の巨大津波の痕跡で,キナシベツ湿原以外の各調査域において確認された。特に霧多布や南部沼での推定遡上距離は, Ts3 を上回っている事実は特筆される。

Ts4 と Ts3 のイベント堆積物の分布が Ts2 のそれを大幅に上回っていることから,これらは1843年北海道東方沖地震(Mt 8.0;阿部,1988)の津波よりも大規模な津波によってもたらされたと考えるのが妥当であろう。

ここで単純に Ts4 と Ts3 のイベント堆積物の分布を比較すると,霧多布湿原地域以東では Ts4 が Ts3 の分布距離を1000m以上上回っているのに対して,馬主来沼地域以西においては,逆に Ts3 が Ts4 を大幅に上回っている。この調査結果は, Ts3 の津波の震源域が Ts4 の震源域よりも西側にあった可能性を示唆する。

6. まとめ

(1) 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の5地域における検討の結果,七山ほか(2001)によって記載された Ts2~Ts4 のイベント堆積物は,広域テフラを用いることによって,十勝海岸湧洞沼地域から根室南部沼地域にかけて対比できることが判明した。

(2) Ts4 と Ts3 の分布が Ts2 の分布を大幅に上回っている事実は,これらが1843年北海道東方沖地震(M8.4)による津波よりも大規模な津波によってもたらされた可能性を示唆する。

(3) Ts4 と Ts3 の分布範囲を比較すると,霧多布湿原以東では Ts4 が Ts3 を上回っているのに対して,馬主来沼以西では逆に Ts3 が Ts4 を大幅に上回っている。この調査結果は, Ts3 の津波の震源域が Ts4 の震源域よりも西側にあった可能性を示唆する。

謝辞

本研究を遂行するに当たり,太田英順総括研究員ならびに中川 充主任研究員(北海道センター),北海道立地質研究所の嵯峨山 積博士,北海道庁,根室市役所,厚岸町役場,白糠町役場,音別町役場,大樹町役場の諸賢には,多大なご配慮を賜った。明治コンサルタント株式会社の廣田 勲氏,小坂橋重一氏,石井正之氏には,本研究に対し献身的にご協力いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文献

阿部勝征(1988)津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化。東大地震研彙報,

63, 289-303 .

- Atwater, B. F.・Hemphill-Haley, E.・Harvey, K.・七山 太・佐竹健治・下川浩一 (1999) 完新世における北海道東部,太平洋岸の隆起運動.1999年地球惑星科学関連合同大会 ,Sb-017 .
- 羽鳥徳太郎 (1984) 天保十四年 (1843年) 北海道東部津波の波源域. 東大地震研彙報, 59, 423-431 .
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000) 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 .
- 七山 太・重野聖之 (1998) 北海道東部, 千島海溝沿岸地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・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・牧野彰人・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之・加賀 新 (2001) 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 .
- 西村裕一・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔・中川光弘 (2000) 北海道霧多布湿原の泥炭層中から発見された1843年津波堆積物. 第四紀研究, 39, 451-460 .
- 落石漁業協同組合 (1976) 長節湖. 落石漁業協同組合研修センター竣工記念誌, 9p.
- 高山末吉 (1984) 道東海岸線における河川湖沼のプランクトン及び底生動物. 道東海岸線総合調査報告書, 釧路市立博物館, 187-209 .

付 記

本稿脱稿後，国際日本文化研究センターの沢井祐紀氏より，床潭沼の津波堆積物に関する文献（Sawai, in press）をご恵贈いただいた。

沢井論文には，床潭沼の湖底から採取した 3 本の柱状堆積物中に，津波によって形成されたと推測される 2 層の海成砂層の存在が詳細な珪藻分析の成果に基づいて報告されている。これらの海成砂層のうち，上位のもの（以下，A 層と呼ぶ）は，Ko-c2(1694 AD)と Ta-b(1667 AD)の間，下位のもの（以下，B 層と呼ぶ）は Ta-b 直下に位置することから，2 層の津波イベント堆積物は 17 世紀中～後期に堆積したと解釈されている。

このうち B 層は，テフラによる広域対比から本稿の Ts3（17 世紀）に読み替えが可能である。しかし A 層は，現在までの根室海岸から十勝海岸にかけての広域イベント対比についての知見（例えば，平川ほか，2000；七山ほか，2001）では，知られていない。この事実からは，A 層を生じさせた津波が床潭沼付近を集中的に襲ったローカルなものであった可能性も示唆されるが，詳細は明らかではない。

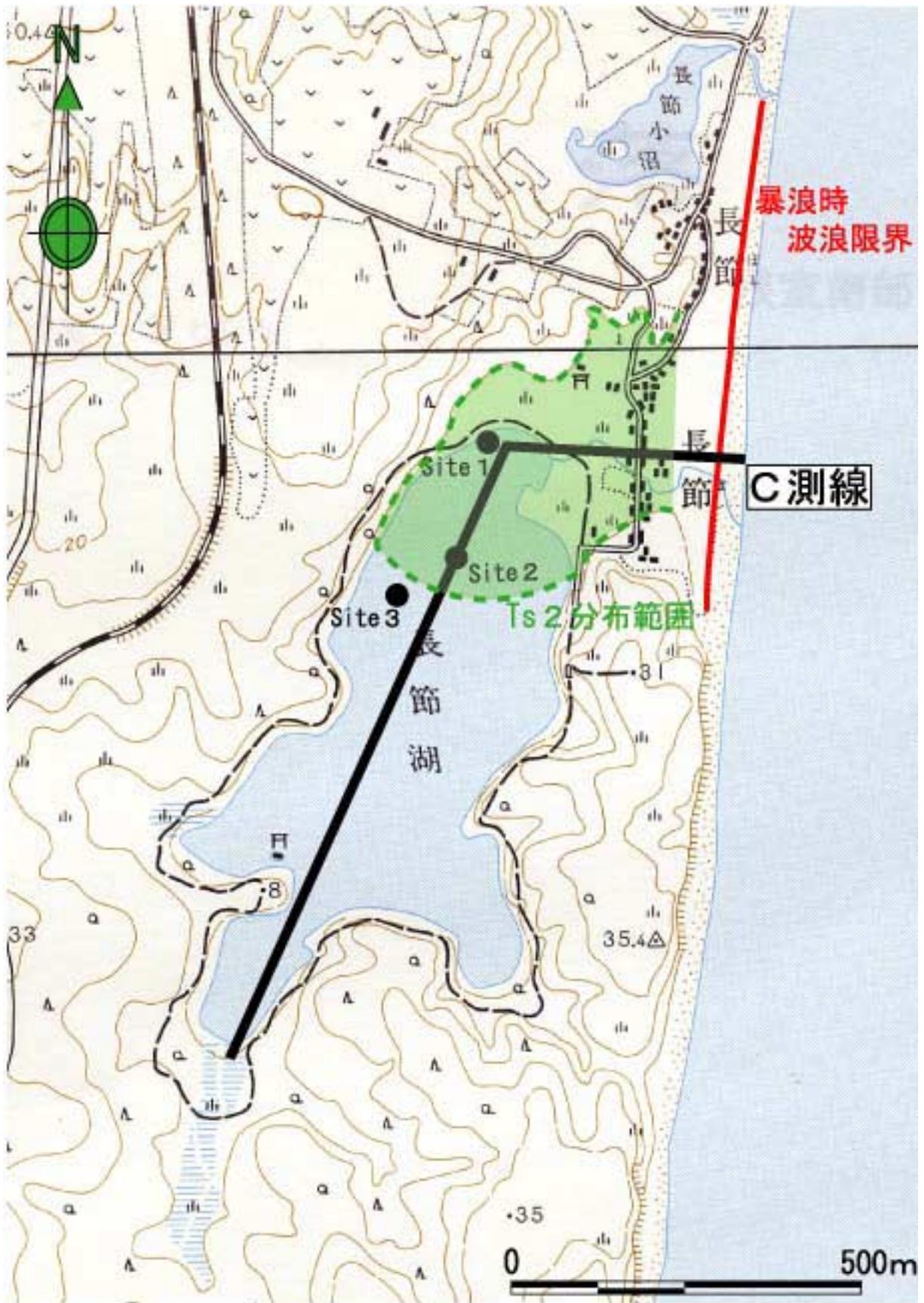
今後，床潭沼付近における A 層の存在をあらためて吟味し，千島海溝沿岸域全体の津波イベント堆積物層序の高精度化をはかりたいと考えている。

謝 辞

印刷中の文献をご恵贈下さった沢井祐紀博士に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 平川一臣・中村有吾・越後智雄（2000）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．
- 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（2001）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．
- Sawai, Y. (in press) Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamuchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *Jour. Asian Earth Sciences*.



第2図. 根室市長節湖地域の調査測線 (C測線).
Fig. 2. Survey line C and coring sites in Lake Choboshi-ko area, Nemuro City.



第3図. 厚岸町床潭沼地域の調査測線 (T測線)。

Fig. 3. Survey line T and coring sites in Lake Tokotan-numa area, Akkeshi Town.



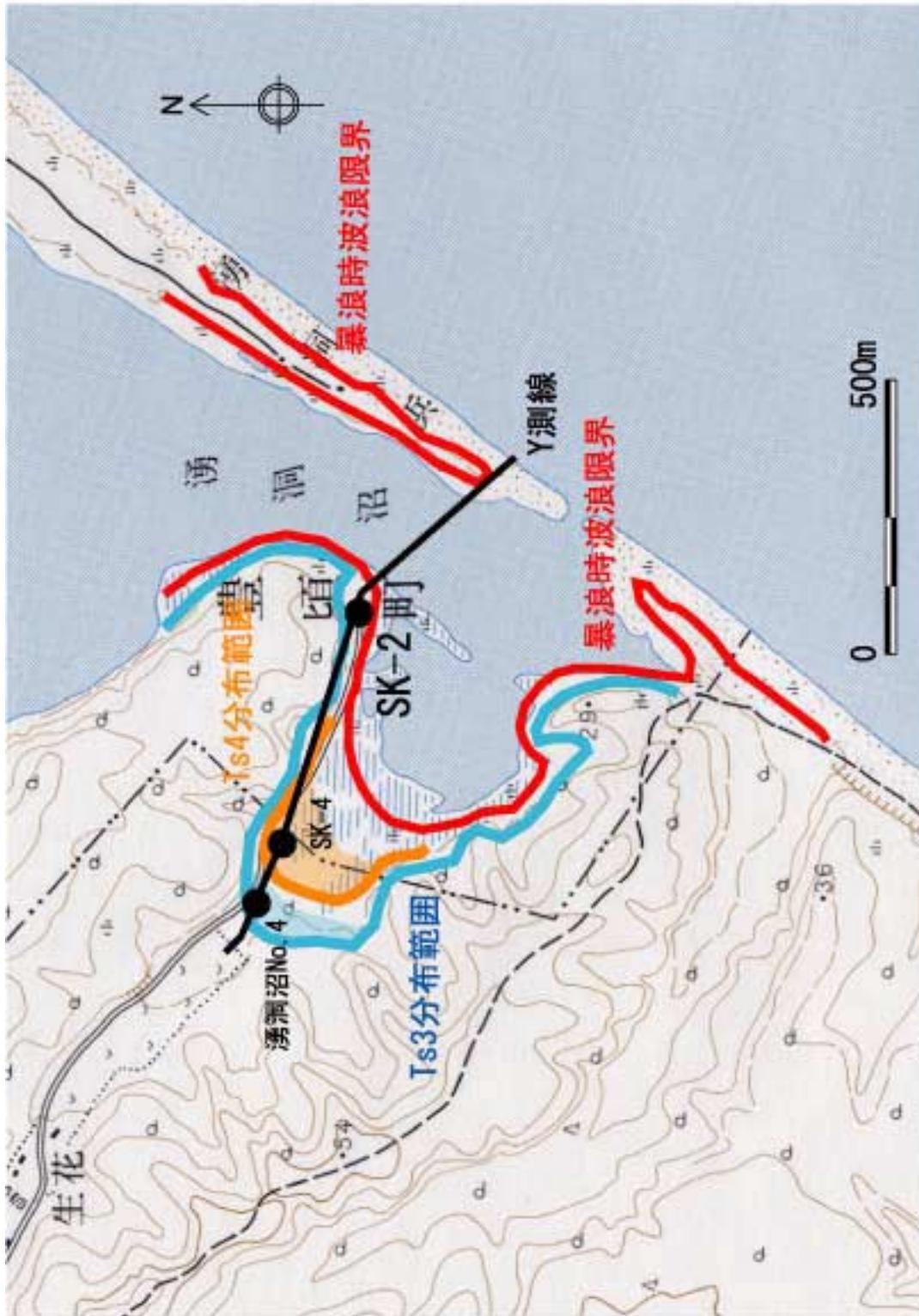
第4図. 白糠町および音別町の境界に位置する馬主来沼地域の調査測線 (P測線) と今回の調査で明らかとなったTs2, Ts3, Ts4各イベント堆積物の分布範囲.

Fig. 4. Survey line P, coring sites and distribution limits of Ts2, Ts3 and Ts4 in Lake Pashukuru-numa area, border between Onbetsu and Shiranuka Towns.

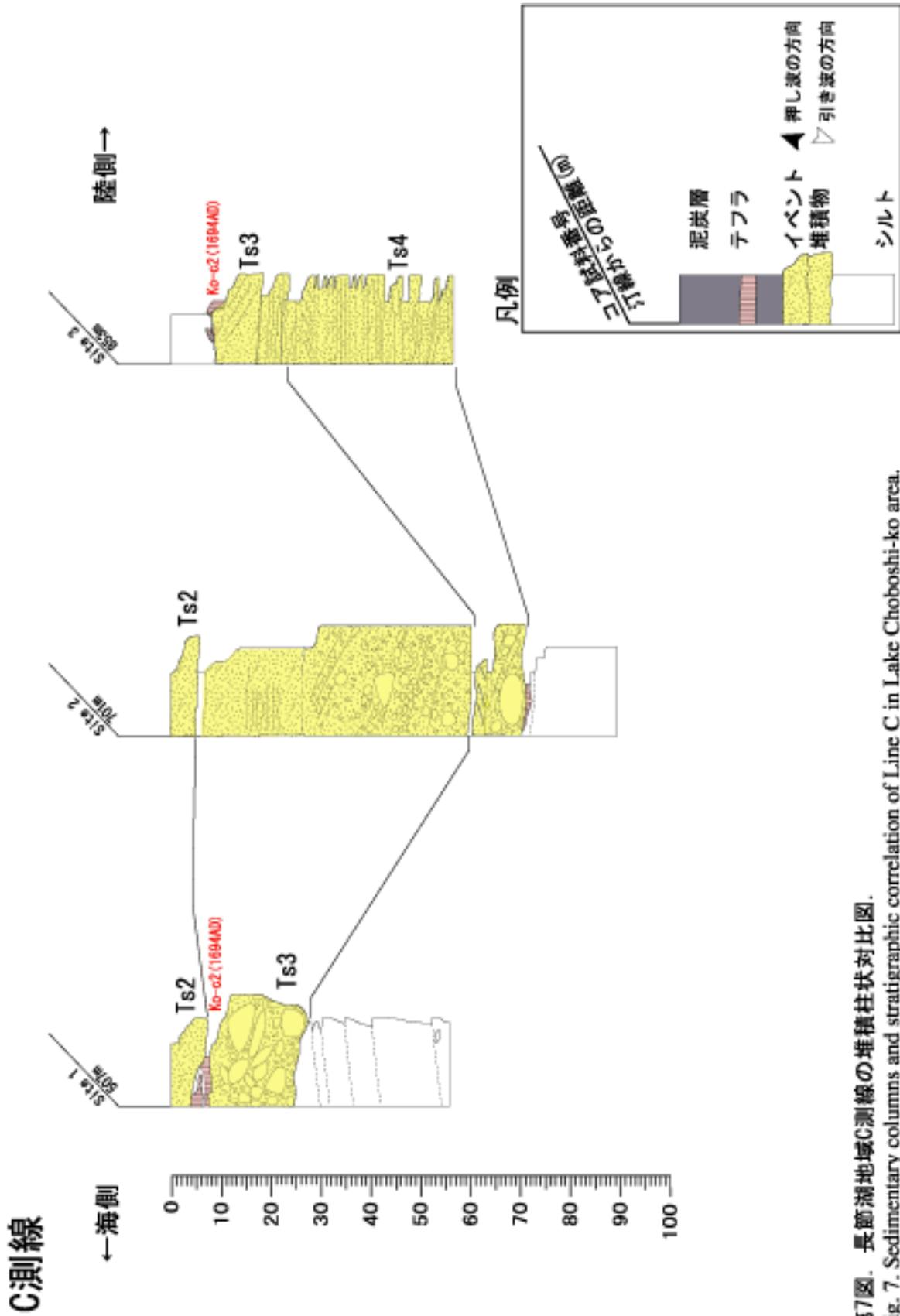


第5図. 音別町キナシベツ湿原地域の調査測線（K測線）と今回の調査で明らかとなった Ts3イベント堆積物の分布範囲.

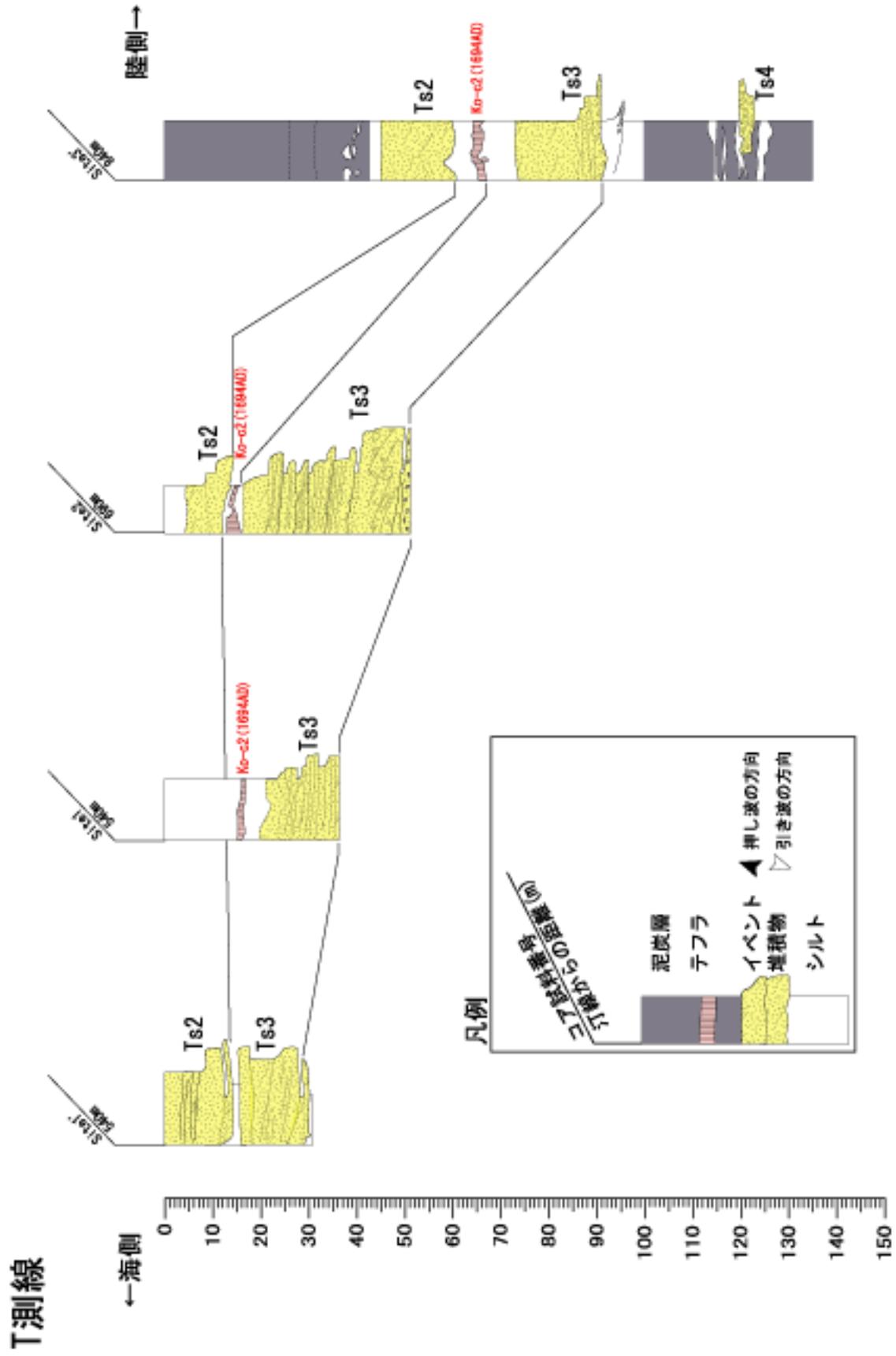
Fig. 5. Survey line K, coring sites and distribution limit of Ts3 in Kinashibetsu Marsh area, Onbetsu Town.



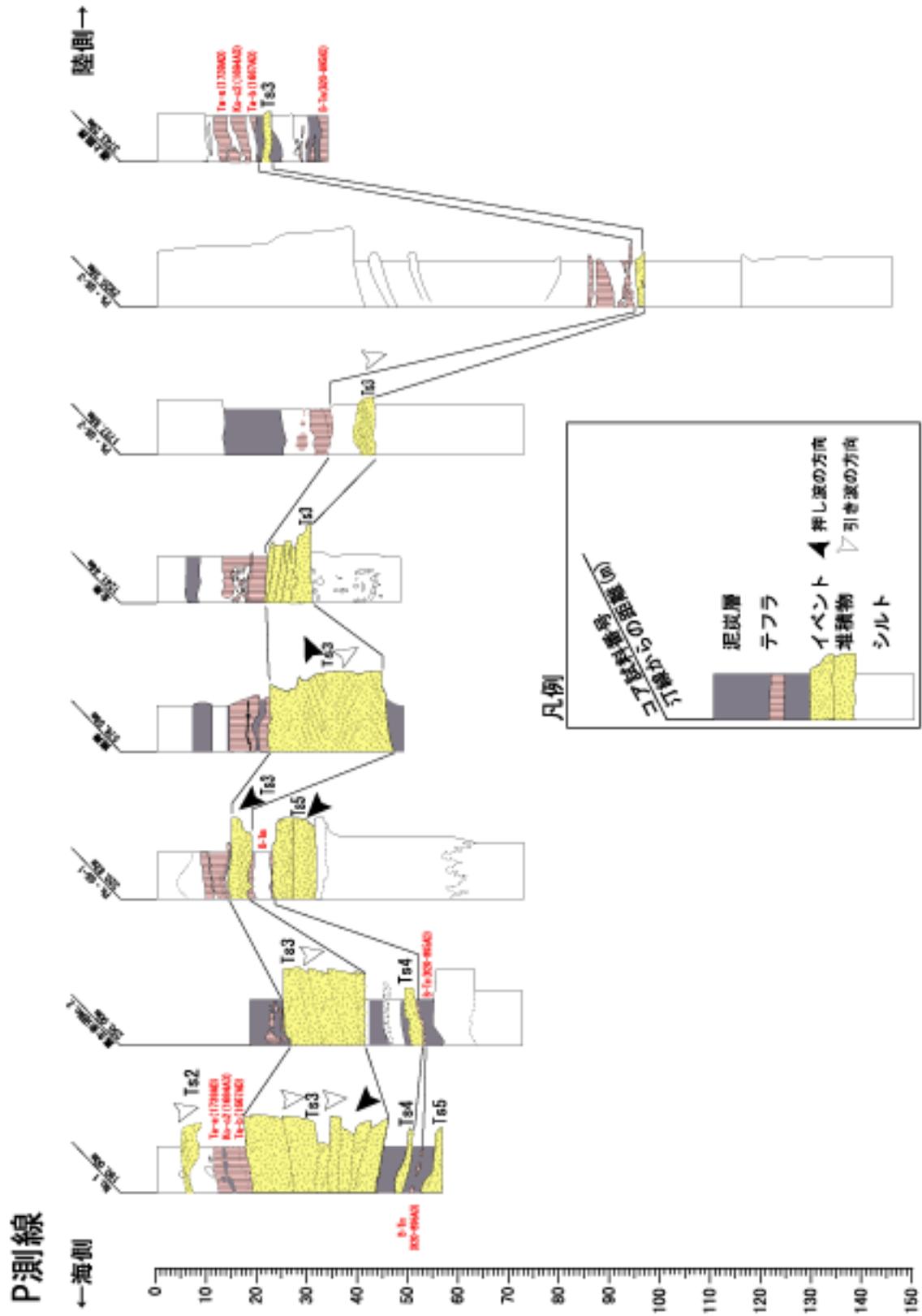
第6図. 豊頃町湧洞沼地域の調査測線 (Y測線) と今回の調査で明らかとなったTs3およびTs4イベント堆積物の分布範囲。
Fig. 6. Survey line Y, coring sites and distribution limits of Ts3 and Ts4 in Lake Yudo-numa area, Toyokoro Town.



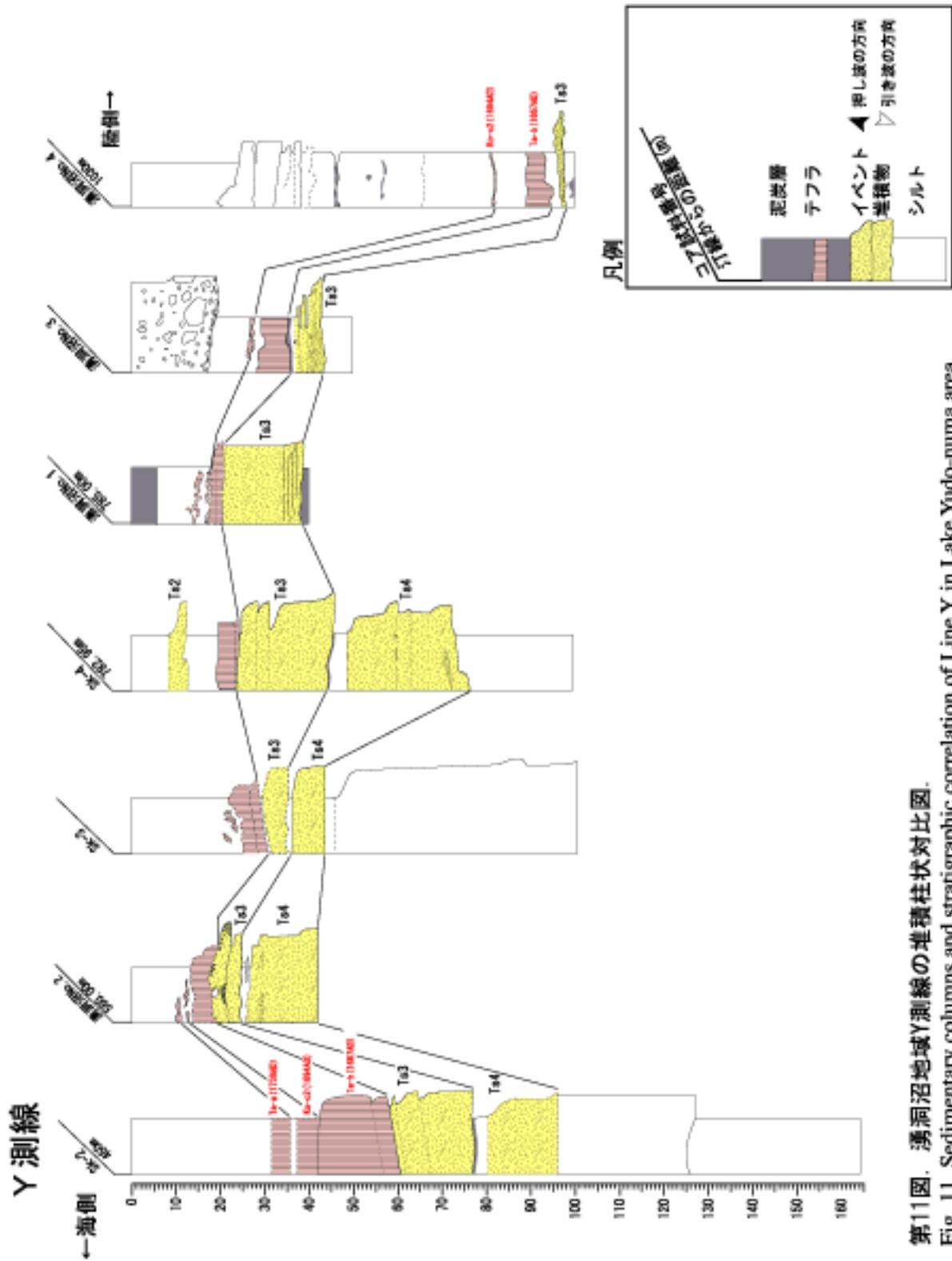
第7図. 長節湖地域C測線の堆積柱状対比図.
Fig. 7. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line C in Lake Choboshi-ko area.



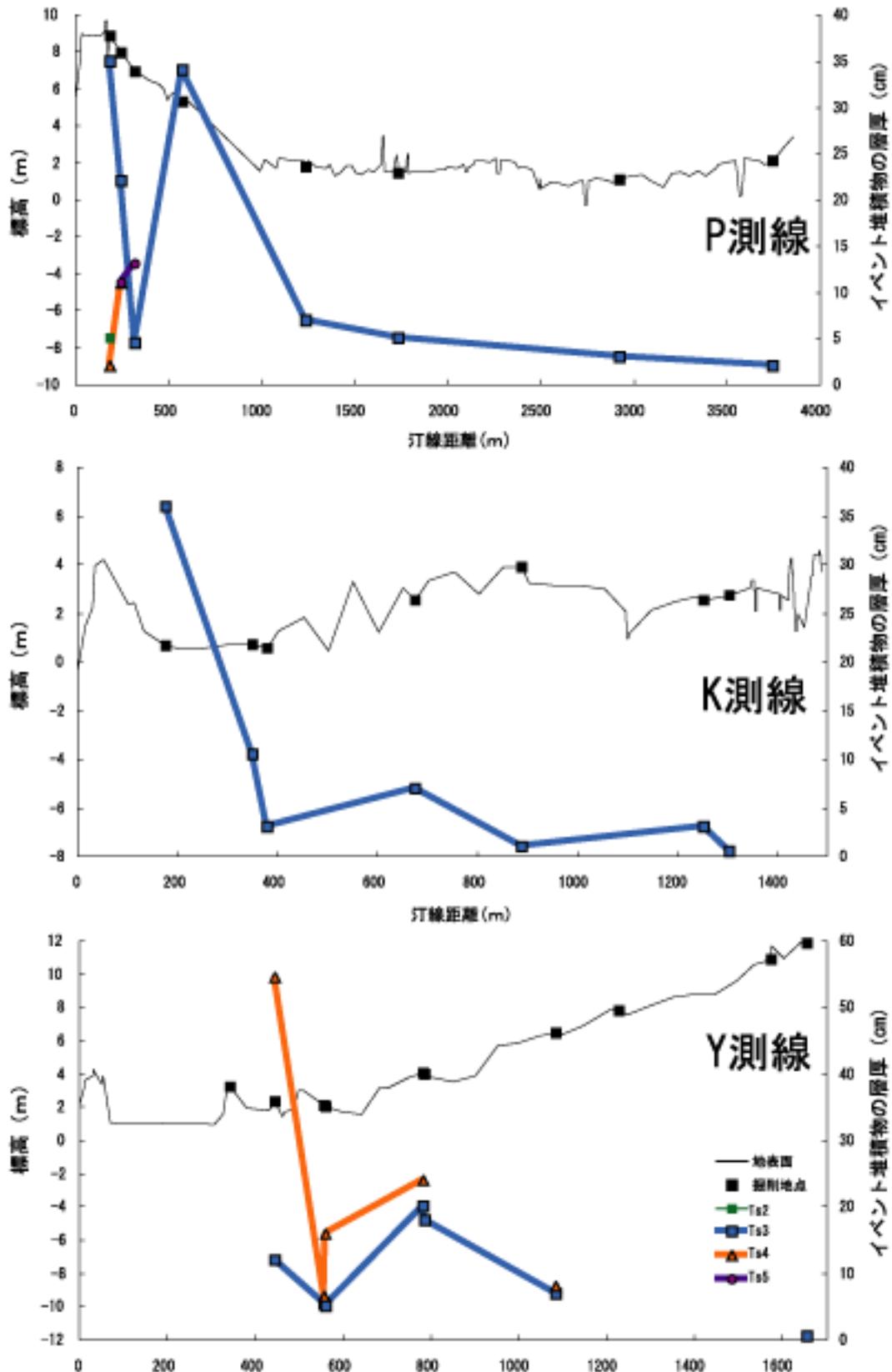
第8図. 床潭沼地域T測線の堆積柱状対比図.
Fig. 8. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line T in Lake Tokotan-numa area.



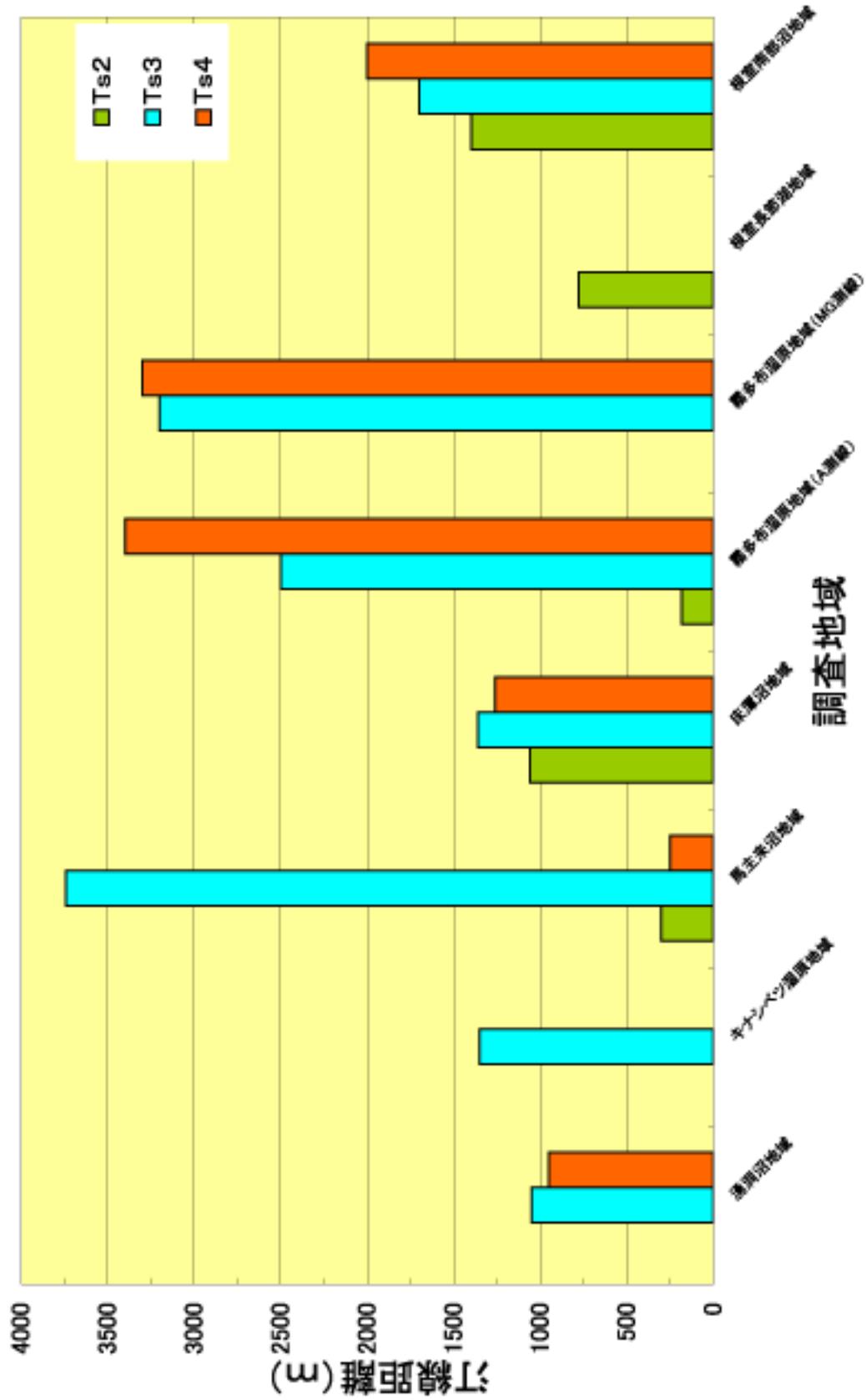
第9図. 馬主来沼地域P測線の堆積柱状対比図.
 Fig. 9. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line P in Lake Pashukuru-numa area.



第11図. 湧洞沼地域Y測線の堆積柱状対比図.
Fig. 11. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Y in Lake Yudo-numa area.



第12図. 各測線ごと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.
 Fig. 12. Correlation of thickness of tsunami event deposits with topographic profile and distance from present shoreline along each line.



第13図. Ts2, Ts3およびTs4の遡上距離の広域比較. 根室南部沼津地域および茅ヶ崎沖地域および茅ヶ崎沖地域(MG測線)のデータは七山ほか(2001)より引用.
 Fig. 13. Regional comparison of inundation distance of Ts2, Ts3 and Ts4.