

北海道北部, 日本海沿岸における津波堆積物調査

北海道大学大学院理学研究科・地震火山研究観測センター*

西村 裕一

静岡県農業試験場海岸砂地分場**

宮地 直道

北海道大学大学院理学研究科・地球惑星科学専攻***

吉田 真理夫

Survey of Tsunami Deposit along the Western Coast of North Hokkaido, Japan

Yuichi NISHIMURA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University,
Sohbetsu 59, Usu-gun, Hokkaido 052-0103, Japan

Naomichi MIYAJI

Coastal Sandy Area Branch, Shizuoka Prefectural Agricultural Experiment Station,
4433 Kaigan Godo, Hamaoka, Shizuoka 437-1613, Japan

Mario YOSHIDA

Graduate School of Science, Hokkaido University,
N10, W8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-0810, Japan

There are few historical documents describing large earthquakes nor tsunamis in northwestern Hokkaido, Japan. We made a survey along the western coast of northern Hokkaido to look for onshore tsunami deposit as geological evidence for possible paleo-tsunami. We observed outcrops or studied shallow underground stratigraphy by means of a soil auger. As the result, we could not find any candidates for certain tsunami deposit even where thick peat deposits are distributed near the beach. According to our experiences, it may be inferred that in the northwestern Hokkaido tsunami event is quite rare compared with the other areas.

§ 1. はじめに

日本海の東縁部には、新潟沖から北海道南西沖、さらにサハリン南西沖へと続くプレート境界があると考えられている(例えば、中村, 1983; 小林, 1983)。このプレート境界で発生した大きな地震としては、1964年の新潟地震、1983年の日本海中部地震、1993年の北海道南西沖地震、1940年の積丹半島沖地震があり、いずれも津波が発生して大きな被害が出た(渡辺, 1998)。

一方、積丹半島沖地震の震源域の北側、すなわち北海道北方沖では、他に2例の地震津波がこれまでに記録されている。1947年には雄冬(おふゆ)岬沖でM6.7の地震があり、羽幌で70cmの津波が観測された。また、1792年に積丹半島沖で地震津波が発生し数名の犠牲者が出た(渡辺, 1998)。石川(1994)は、北海道北西沖の地域について、地震の検知能力は低く、歴史資料も乏しいことを考慮しながらも、ここを「地震空白域」と認定している(図1)。岡村他(1999)は、礼文島西方の断層崖で潜航調査を実施し、最近地震が発生した痕跡は見いだせなかったことから、同地域が地震空白域であることを確認した。

過去の地震活動が詳しくわかっていない

* 〒052-0103 北海道有珠郡壮瞥町壮瞥温泉 59
nishi@eos.hokudai.ac.jp

** 〒437-1613 静岡県小笠郡浜岡町合戸字海岸
miyaji@ss.sand.agriexp.pref.shizuoka.jp

*** 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目
mario@ep.sci.hokudai.ac.jp

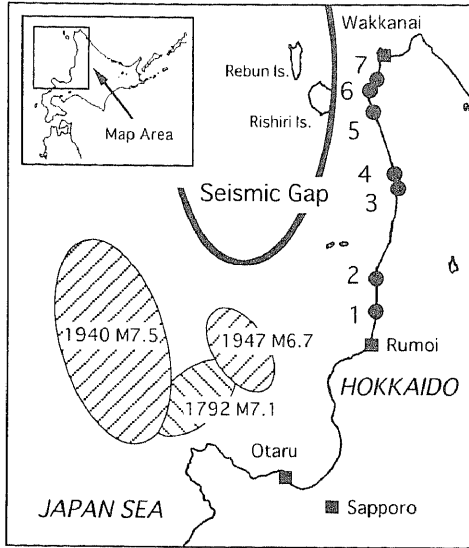


Fig. 1. Map showing northwestern Hokkaido and field observation sites for tsunami deposit. Closed circles with number 1 to 7 correspond to site 1 to 7 in the text. Seismic source areas of historical earthquakes (after Hatori, 1994) and a seismic gap (after Ishikawa, 1994) are also shown.

図 1. 北海道北西部と津波堆積物調査地点 (黒丸の 1 ~ 7 ; 本文の地点 1 ~ 7 に対応). 過去の地震の震源域 (羽鳥, 1994) と北海道西方沖の地震空白域 (石川, 1994) も示す.

こともあり, 北海道北西沖, すなわち積丹半島沖地震 (1940 年) と樺太南西沖地震 (1971 年) の震源域の間では, プレート境界がどこに位置しているのかがはっきりしていない (中西, 1994). また, 都司他 (1994) は, 日本海東縁部における巨大地震発生間隔が江戸時代と最近では異なることを指摘している. 北海道北西沖の歴史地震の挙動を調べることの意義は大きい.

今回我々は, 北海道北部日本海沿岸で津波堆積物の調査を実施した. 津波堆積物は歴史地震津波の物証であり, 歴史資料に乏しい地域の地震活動を理解するための有効

な調査対象である. 齊藤他 (1997) は, 利尻島の沿岸湖沼を調査し, 1940 年積丹半島沖地震による津波堆積物の候補を見いだしたと報告している.

我々はこれまで, 北海道各地で歴史時代および最近の陸上津波堆積物を調査してきた (例えば, Nishimura and Miyaji, 1995). その結果, 陸上津波堆積物の一般的な性質や保存状況, またどのような場所を選んでどのような調査をすれば有効かがある程度あきらかになった. ここでは, これらの経験を踏まえた調査結果を報告する.

§ 2. 調査地域の位置と地形

調査は, 北海道北部の日本海沿岸, 留萌支庁管内の小平 (おびら) 町から宗谷支庁管内の稚内市までの延長約 180 km の地域で行った (図 1). 調査地域のうち, 小平町から遠別 (えんべつ) 町までは, 海岸線付近まで標高約 10m の丘陵や台地がせまり, 低地は河川の河口部に限られその面積は極めて狭い. この中で苦前 (とままえ) 町を流れる古丹別川や羽幌町を流れる羽幌川はその河口部に比較的広い低地を形成している. 遠別町から天塩町までは海岸線沿いには標高 5 ~ 10m の海岸段丘が分布する.

さらに, 天塩町と幌延町の境を流れる天塩川南部から稚内市の野寒布岬南部までの間は海岸線沿いに 3 ~ 5 列の砂丘列が見られる. そしてこれらの砂丘と砂丘の間の砂丘間低地には湿原や, かつての湿原が農用地などに開発された泥炭地が分布する. ただし, 砂丘の大部分は土砂採取の目的で大きな地形改変を受けている.

これらの地域ごとに標高が約 10m 以下の砂丘, 湿原, 河口部の低地について, 海岸から約 200m 以内の範囲で, 人為的な地形改変や大規模な土壌攪乱を受けておらず, 容易に調査ができる 7 地点を選び津波堆積物の有無を確認するための調査を行った.

これらは, 南から, 小平町鬼鹿 (地点 1), 苦前町上平 (地点 2), 遠別町丸松 (地点 3), 遠別町北里 (地点 4), 豊富町稚咲

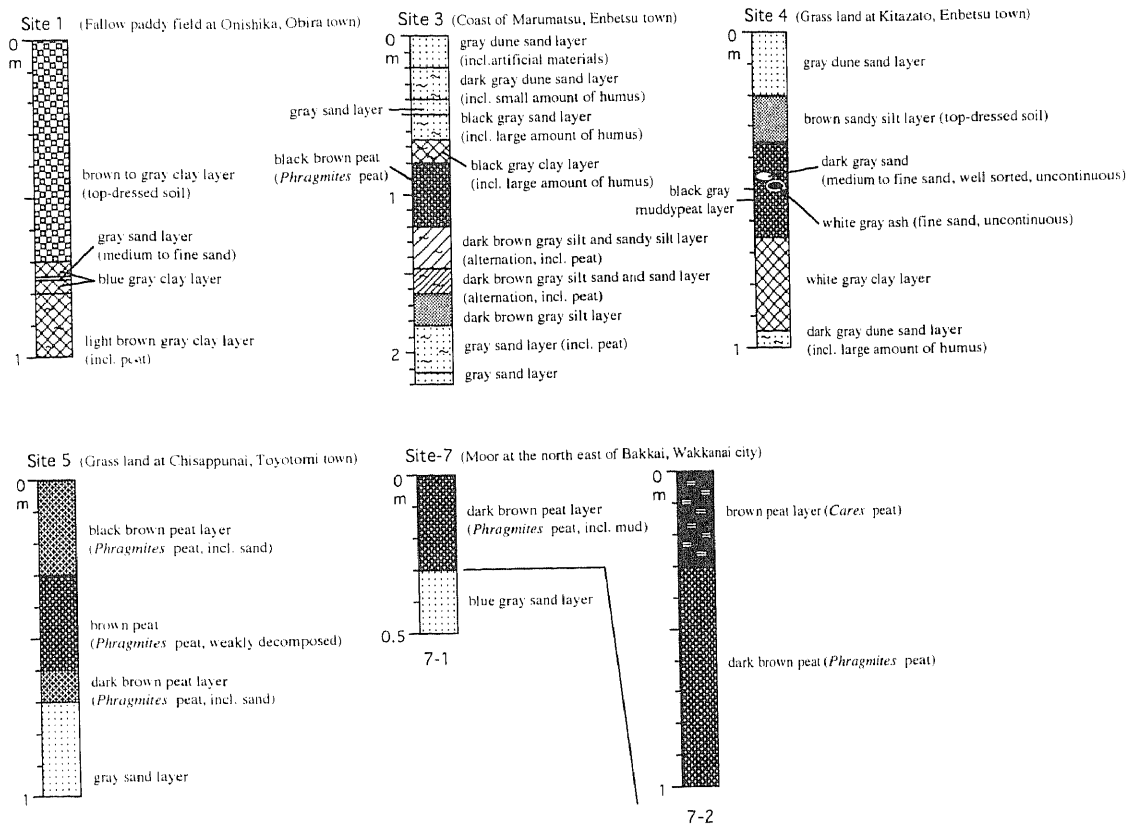


Fig. 2. Geological columnar sections at studied sites.

図 2. 調査地点の柱状図.

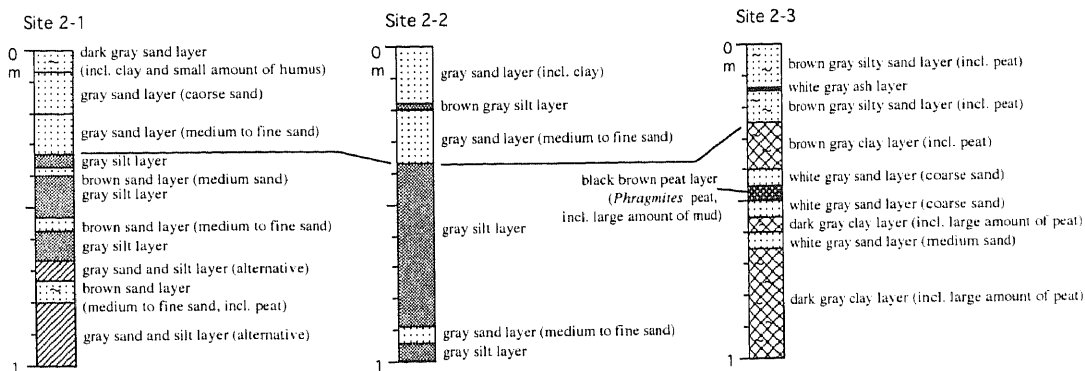


Fig.3. Geological columnar sections at the grass land on the mouth of Kotanbetsu River, Tomamae town (Site 2).

図 3. 苫前町古丹別川河口の草地における柱状図.

内（地点5）、稚内市浜勇知（地点6）、稚内市抜海（地点7）の7地点である。

§ 3. 方法

調査は人力による試掘および検土杖などを用いて行い、約 1m までの深さの土壌について津波堆積物の可能性がある砂層の有無を調べた。また崖がある場合は、崖の断面調査を行った。特に、海岸から 100m 以内の範囲に砂丘と湿地が連なる地点6では、湿原を中心とする幅約 50m の範囲で 2.5～5m 間隔で深さ 0.6～1.2m までの土壌調査を行うとともに、巻き尺とレベル計を用い海岸から内陸側の約 100m までの間の地形測量を行った。

§ 4. 結果

4. 1 地点1：小平町鬼鹿

調査地点は、小平町鬼鹿（おにしか）の小椴子（ことどこ）川河口部北の標高約 5m の休耕田である。この休耕田は、もともと小椴子川の後背湿地に形成された湿地に河川の土砂を客土して作られた水田跡地である。このため、海側の水田には 1m 以上の厚さの粘土質の客土層が存在する。河口から約 200m 地点では客土層の層厚は 70cm となり、この下位には 30cm 以上にわたり粘土層が続き、その中には層厚 5mm 程度の砂層が認められる。しかし、この砂層は側方への連続性は悪い（図 2）。

4. 2 地点2：苫前町上平

調査地点は、苫前町上平の古丹別（こたんべつ）川の河口部南の標高 5～10m の草地である。この草地は古丹別川の南側の自然堤防からその後背地にあたり、西側の海岸沿いには標高 10～15m の砂丘列が連なる。この草地で、北側の古丹別川に近い地点から南側に向かい 3箇所（地点 2-1～3）で土壌調査を行った（図 3）。海岸からの距離は 150～200m である。

その結果、これらの地点では、おおむね

上部 20～40cm に砂層があり、その下位にシルト層を主体とする地層が続く。このうち上部の砂層は、単層単位での対比は困難だが、全体には河川に近い地点 2-1 から地点 2-3 に向かい細粒になる。また地点 2-3 では層厚 1cm 程度の灰白色の細粒火山灰層が認められた。一方、下半部のシルト層を主体とする地層は河川に近い地点 2-1 では砂層を多数挟むが、河川から離れるに従い細粒になり、地点 2-2 ではシルト層に、地点 2-3 では泥炭質となる。地点 2-1～3 で連続する顕著な砂層は認められない。

4. 3 地点3：遠別町丸松

調査地点は遠別町丸松の海食崖で、標高約 5m の海岸段丘の末端にあたる。海からの距離は 20～30m である。この崖には最上部に砂丘砂層があり、その下位に泥炭層、シルト層、有機質な砂層などが認められる（図 2）。ただし、これらの砂層はいずれも淘汰が良く、級化構造を持つ砂層は認められない。このうち、最上部の砂丘砂層は陸側に数 10m 向かうと消滅する。

本地点を含む標高約 5m の海岸段丘面上は、大半が草地となっている。これらの草地のうち、海岸から 50～100m の範囲にある複数地点で土壌調査を行った。その結果、海岸段丘を構成すると思われる灰色粘土層を、この崖で見られたのと同質の泥炭層が 0.5～1m 以上の層厚で覆っていることがわかった。ただし、この泥炭層中には砂層は認められない。

4. 4 地点4：遠別町北里

調査地点は、遠別町北里の標高約 5m 草地内の土取り場の露頭である。海岸からの距離は約 150m で、海岸側には標高約 10m の砂丘列が連なる。この露頭には最上部に砂丘砂層があり、その下位に草地造成の際に形成された客土層、泥炭層、粘土層、砂層が続く。最下部の砂層は数 m 内陸側では高さ 1～2m の砂丘に移化する。泥炭層中には、連続性の悪い最大層厚 1.5cm の砂層と

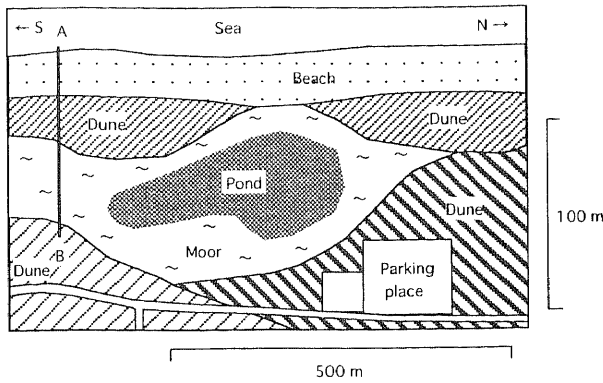


Fig.4. Modified geographical map of site 6 at Hamayuchi moor, Wakkanai city.
 図4. 稚内市浜勇知湿原(地点6)の模式平面図。

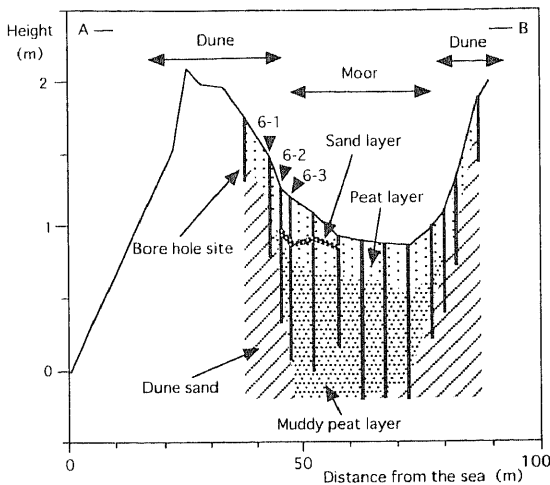


Fig.5. Geological cross section across A-B line at Hamayuchi (site 6). The site of A-B line is shown in figure 4.
 図5. 浜勇知湿原(地点6) A-Bライン(図4参照)の地質断面。

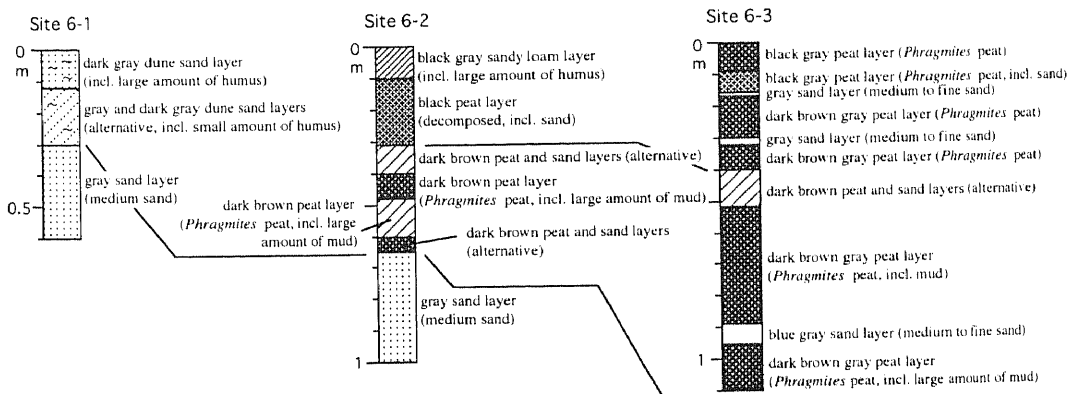


Fig. 6. Geological columnar sections at the sites 6-1 to 6-3 shown in Fig.5. Distance from the sea are 43m, 45m, 48m, respectively.
 図6. 浜勇知湿原の柱状図。6-1から6-2の地点は図5にある。各地点の海岸からの距離は、それぞれ43m, 45m, 48mである。

2.5cm の細砂サイズの灰白色火山灰層が認められる(図 2)。この連続性の悪い砂層は中～粗粒砂からなり、火山灰層を覆うように見えるが、その関係は不明瞭である。

4. 5 地点 5：豊富町稚咲内

調査地点は、豊富町稚咲内(わかさかない)の標高約 3m の草地である。海岸からの距離は約 250m で海側に顕著な砂丘列は認められない。一方、30～50m 内陸側には高さ約 5m の砂丘列が海岸線に沿って連なる。土壌調査の結果、本地点には地表下約 70cm まで泥炭層があり、その下位に淘汰の良い砂層が続く。泥炭層には砂を含む層準があるものの、顕著な砂層は認められなかった(図 2)。

4. 6 地点 6：稚内市浜勇知

調査地点の稚内市浜勇知(はまゆうち)一帯には標高 1～2m の砂丘および湿原が広がる。砂丘は海側から陸側に向かい 3 列があり、1 列目と 2 列目・3 列目との間に湿原が広がりその中央部に池がある(図 4)。海から 1 列目の砂丘、湿原、3 列目の砂丘を横断する A-B 間で地形断面および地質断面をみると、海岸に面した 1 列目の砂丘列は海側斜面が急で、この砂丘列が浸食された可能性が高く、かつての海岸線はより海側にあったと思われる。

また、砂丘列間にある湿原の下には層厚 1m 以上の泥炭が堆積しており、泥炭層中には層厚 1～2cm の砂の薄層も認められる(図 5)。ただし、1 列目から東側の湿原にかけての土壌断面を地点 6-1～3 で詳しく見ると、泥炭層中には、連続性が悪く断面図に示せない砂層が他にもあり、これらは 1 列目の砂丘の砂と連続する可能性が高い。また、これらの砂層はいずれも淘汰の良い砂で外見上類似している(図 6)。

4. 7 地点 7：稚内市抜海

調査地点は、稚内市抜海(ぼっかい)北東の標高 1～2m の湿原である。ここでは、

海から 30～80m 付近に海岸線と平行して高さ 1～2m の砂丘列が連なる。土壌調査は、海岸から約 100m 内陸側の地点 7-1 と約 200m 内陸側の地点 7-2 で行った。地点 7-1 では地表下 30cm までは泥炭層で、それ以深には海岸側の砂丘列に連続すると思われる砂層がある。また、地点 7-2 では層厚 1m 以上の泥炭層が続く。地点 7-1、2 ともに泥炭層中に砂層は認められなかった(図 2)。

§ 5. 考察

今回の調査地点は、いずれも現在の海岸から約 200m 以内で標高が 10m 以下であり、歴史時代に規模の大きな津波が来襲した場合、その被害を被ったと考えられる地点である。今回、これらの地点の堆積物中より複数の砂層が確認された。しかし、これまで我々が津波堆積物の認定上重要な根拠としてきた、(1) 堆積物に面的に確認できること、(2) 海岸から離れるに従い層厚、粒径を減ずること、(3) 層厚が大きな部分では級化構造を有すること、といった条件(西村・宮地, 1994; Nishimura and Miyaji, 1995)を満たす、あるいはそれに近い砂層は認められなかった。むしろ、連続性が悪く、淘汰が良い砂層がほとんどで、これらは主として近傍の砂丘に由来する砂である可能性が高い。

今回の調査では、地点 2 や 4 で地表下 50cm 以内に層厚 1cm 程度の火山灰層が確認された。これらの火山灰層を同定することは堆積物の年代を決定する上で重要である。完新世のテフラで当地域に分布が予想される火山灰としては既往の研究成果(徳井, 1989; 遠藤他, 1989; 町田・新井, 1992; 古川他, 1997)に基づけば、西暦 1739 年の樽前 a 火山灰層(Ta-a) および約 1000 年前の白頭山-苫小牧火山灰(B-Tm)などが挙げられる。今回は火山灰の同定に関する検討を行っていないためその起源は明かではないが、今後さらに研究を進める必要がある。

これまで、我々は北海道の中で道南の日本海沿岸、噴火湾一帯、道東の太平洋沿岸

で津波堆積物の調査を行ってきた。これらの調査を通じて、津波堆積物は、砂浜に続く人為による攪乱を受けていない平坦地ないし緩斜面であれば、黒ボクなどの土壌中、泥炭層中、そして砂丘砂層中に残されている可能性が高いことを明らかにしてきた (Nishimura and Miyaji, 1995; 西村他, 2000a, b)。特に道東では、泥炭層中に津波堆積物が明瞭に残されている。

今回、いくつかの調査地点では、海岸から数 10m 以内に厚い泥炭層があり、海岸との間に大きな砂丘列は存在しない。規模の大きな津波が襲来したとすれば、その痕跡が残されている可能性が十分にあるだろう。しかし、今回の調査ではこのような泥炭地でも、1940 年の積丹半島沖地震の痕跡も含め顕著な津波堆積物は発見されなかった。なお、痕跡調査を基に津波が来なかったと断定することは困難であり、北海道北部では今後さらに綿密な調査が必要である。

謝辞

本稿を改善するにあたり、七山 太氏から有益な指摘・コメントをいただいた。記して深く感謝したい。なお、調査の一部は文部省科学研究費補助金 (課題番号 11680466, 代表: 都司喜宣) により実施された。

文献

- 石川有三, 1994, 残された空白域, 月刊海洋, 号外, 7, 102-107.
- 遠藤邦彦・隅田まり・宇野リベカ, 1989, 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.
- 羽島徳太郎, 1994, 北海道南西沖地震津波と空白域, 月刊海洋, 号外, 7, 211-218.
- 古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英, 1977, 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.
- 小林洋二, 1983, プレート沈み込みの始まり, 月刊地球, 5, 510-514.
- 町田 洋・新井房雄, 1992, 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 276pp.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, 711-722.
- 中西一郎, 1994, 北海道南西沖地震: 残された問題, 月刊海洋, 号外, 7, 6-11.
- 西村裕一・宮地直道, 1994, 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.
- Nishimura, Y. and Miyaji, N., 1995, Tsunami Deposits from the 1993 Southwest Hokkaido Earthquake and the 1640 Hokkaid Komagatake Eruption, Northern Japan, Pure and Applied Geophysics, 144, 719-733.
- 西村裕一・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔・中川光弘, 2000a, 北海道霧多布湿原の泥炭層中で発見した 1843 年の津波堆積物, 第四紀研究, 投稿中.
- 西村裕一・鈴木正章・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔, 2000b, 北海道渡島半島, 熊石町鮎川海岸で発見した歴史津波堆積物, 月刊地球, 印刷中.
- 岡村行信・佐竹健治・荒井晃作・池原 研, 1999, 北海道西方沖の地震震源域及び空白域の潜航調査, 海洋科学技術センター深海研究, 15, 109-122.
- 齊藤文紀・井内美朗・中嶋 健・金井 豊・池田国昭・横田節哉・羽坂俊一, 1997, 津波・乱泥流堆積物調査, 「日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究 (第 I 期 平成 6~8 年度)」成果報告書, 114-127.
- 徳井山美, 1989, 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.
- 都司喜宣・加藤健二・荒井賢一・韓 世燮・山中佳子, 1994, 北海道南西沖地震津波の特徴, 月刊海洋, 号外, 7, 110-122.
- 渡辺偉夫, 1998, 日本被害津波総覧 [第 2 版], 東京大学出版会, 238p.