HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	苫小牧周辺の第四紀の地史について
Author(s)	藤原, 嘉樹
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 44(2), 395-404
Issue Date	1987-07
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21209
Type	bulletin (article)
File Information	44(2)_P395-404.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

苫小牧周辺の第四紀の地史について

藤　原　嘉　樹*

Geologic History of Tomakomai and its Surrounding Area

By

Yoshiki FUJIWARA*

要　旨

苫小牧から石狩へ南北に広がる低地帯は，札幌・苫小牧低地帯あるいは石狩低地帯と呼ばれ，古くから北海道の地質構造区分の境界として知られている。低地帯周辺にみられる地質構成ならびにボーリング調査の結果より推定すると，新第三紀の中期中新世以降，この地域は沈降帯として位置ずけるのが妥当である。南部の苫小牧周辺では，支笏カルデラに由来する支笏火山噴出物がひろい台地をつくり，その下位には，中新統から鮮新統にわたる堆積岩類ならびに種々の火山噴出物類が伏在する。最上位には，樽前ならびに恵庭火山に由来する降下火山灰層や降下軽石層が広くみられるが，現在の森林は，これらの火山噴出字類の活動ののち，その上面に形成されたものである。

キーワード： 札幌・苫小牧低地帯，支笏火山噴出物，恵庭・樽前火山，森林形成。

1. はじめに

苫小牧より北方に石狩湾に至るまで追跡される低地帯は，札幌・苫小牧地帯あるいは石狩低地帯と呼ばれている。この低地帯は，北海道の地質構造区分の境界として重要な位置を占める。すなわち，低地帯の西側では新第三紀に始まる一連の膨大な火山活動で特徴ずけられ，種々の火山岩類やグリーンタフと呼ばれる特有の火山砕屑岩類が発達する。同時に，数多くの金属鉱床が胚胎する地域でもある。一方，東側では中生代の厚い地向斜性の堆積岩類や古第三系などが発達し，低地帯をはさみその西と東側では明瞭な差が認められる。苫小牧付近の低地帯およびその周辺の地形は，その特徴により二つに区分できる。すなわち，石狩平野につらなる沖積平野と，標高20～100 m 程度の，主として第四紀火山噴出物によって構成される丘陵地の地域である。いずれにも，その下位には広く新第三系が伏在する。

1987年2月28日受理　Received February 28, 1987.

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University.

2. 苫小牧及びその周辺の地質構成

苫小牧周辺に発達する地質系統をまとめると表-1のようになる。以下に各々の地質系統の特徴を簡単に述べる。

鮮新統

西部では，火山噴出物を主体とする地質系統が発達し，三区分されている（松下ほか，1972）。すなわち火山角礫岩，凝灰岩等を主体とする下部層と，砂岩・凝灰岩などを主体とする中部層および溶岩流や火山角礫岩からなる上部層によって構成される。下部を構成する火山角礫岩の

表—1　札幌・苫小牧周辺に発達する第四紀地質系統表

Table 1. Stratigraphic columns of the Quaternary deposits developed around Sapporo and Tomakomai

地質時代	野幌丘陵（木村ほか 1983）	馬追丘陵（馬追団研 1983）	苫小牧市 静川台地（近藤ほか，1984）	示標となるテフラ
完新世	沖積層	樽前火山灰層 恵庭火山灰層	樽前火山灰層 恵庭火山灰層	Ta-a Ta-b Ta-c Ta-d
更新世後期	美里段丘堆積物			
	支笏軽石流堆積物			En-a En-b
	支笏降下軽石堆積物			Spf1
	小野幌層	鵡川降下軽石堆積物		Spfa-1 Spfa-2 Spfa-3
		本郷層	Sz-V, VI層	Spfa-4 Spfa-5
		厚真層	Sz-IV層	Spfa-6 Spfa-7
更新世中期	竹山礫層		Sz-III層	Spfa-8 Spfa-9
	音江別川層	早来層	Sz-II層	Spfa-10
	下野幌層			Mpfa-1 Mpfa-2 Mpfa-3
更新世前期	裏の沢層	?	Sz-I 層	Aafa-1 Aafa-2 Aafa-3 Aafa-4
	鮮新統			

中からは，しばしば海棲の貝化石を産する。東部地域の鮮新統は，砂岩・泥岩・礫岩といった砕屑岩を主体とする海成層で構成され，貝化石を多産する。

更　新　統

表-1で，裏の沢層，下野幌層，音江別川層，小野幌層（赤松ほか，1980；木村ほか，1983）と区分した地質系統や，早来層，厚真層，本郷層（馬追団体研究会，1983）などと区分したものがこれに当たる。

裏の沢層は，クロスラミナの発達する軽石質砂層，シルト層などによって構成される地層で，軽石のフィション・トラック年代は前期更新世を示す（輿水，1980）。下野幌層と区分される地層は，裏の沢層の上位に位置する礫層および青灰色シルト層で構成される地質系統で，基底の礫層から *Chlamys daishakaensis*, *Papyridea kurodai* などの絶滅種を食含むいわゆる瀬棚型の貝化石を産する。下位の裏の沢層との関係は不整合とされている（外崎ほか，1981）。音江別川層とは，かつて石狩低地帯研究グループ（1965）によって西の里層と区分されたものに当たり，礫・砂・シルト層から成り海棲の貝化石および巣孔の化石を多産する。中期更新世の温暖期の堆積物と考えられる。小野幌層は，海の地質系統を不整合に覆うもので主として礫層から成る。狭在する泥炭の C^{14} 年代は，30,000 y.B.P. の報告があり（北川ほか，1976），最終間氷期の堆積物と考えられる。これらの地質系統を，支笏カルデラを起源とする火山噴出物類が不整合に覆う。

低地帯の南部にみられる早来層は，主として青灰色シルトよりなる地層で *Cyclina orientalis*, *Rapana venosa*, *Arca boucardi* といった，現在北海道には生息しない暖流系の貝化石を産する。又，矢野（1968）はこの地層より，現在北海道には自生しないホウゼンジクルミやエゴノキなどの特徴的な植物化石が産することを報告している。前述の音江別川層と同じく中期更新世の温暖期の堆積物と考えられる。この地層の下部が，従来ニッタポロ層（藤田ほか 1967）と呼ばれたものにあたる。厚真層と区分された地層は，砂礫層および火山灰質粘土層より成り，産出する化石並びに層相より下位の層準は陸域の堆積物と思われるが，上位は，あきらかに海成ないしは高かん水域の堆積物によって構成される（馬追団体研究会，1983）。この地層の上位には，主として泥炭，火山灰質粘土などにより構成され，数枚の火山灰層（厚真降下火山灰層 Aafa，春日井ほか，1980）を狭在する数 m 程度の堆積物がみられ，本郷層（馬追団体研究会，1983）と呼ばれる。層相より陸域の湿地で形成された堆積物と考えられ，後期更新世の海退期を指示するものであろう。

これらの地質系統の上位は，広い地域にわたり一連の降下火山噴出物によって覆われている。

支笏火山噴出物

支笏カルデラをその起源とする一連の火山噴出物で，広大な分布と膨大な噴出量を特徴とする。C^{14} 年代によると，最初の活動は少なくとも 32,000 年より以前で軽石の放出に始まる。

これらの火山噴出物は，一連の降下軽石堆積物としてカルデラ東方に広く堆積している。降下軽石の活動は，しばしば休止期が見られ野外においていくつかの fall unit が認められる。早来町の周辺でもっとも厚く発達する部分が見られ，勝井 (1959) は，Spfa-1 より Spfa-10 までの十層に区分している。又，MINATO et al. (1972) はそれらを Sh 2-a から Sh 2-j の 9 層に区分した。これらのうちもっとも広大な分布を示すものは，最上位の Spfa-1 あるいは Sh 2-i と呼ばれるもので，日高山脈をこえ十勝平野にまで分布している。この降下軽石層のなかには，しばしばエゾマツの炭化したものが直立しているのがみられ，当時の針葉樹林の様子をよく示

図—1　支笏軽石流堆積物の分布図（黒色部）
土居 (1959) による

Fig. 1. Distribution map of the Shikotsu pumice flow deposit (black). After DOI (1959).

している。降下軽石の活動の後，大規模の軽石層の活動に移行する。30,000年前後のころである。図-1に示すように広大に分布し，所々にいわゆる火砕流台地を作っている。局所的には著しく混結が進んだ溶結凝灰岩の岩相をしめすが，一般には軽石およびそのあいだを充填する火山灰によって構成される軽石流堆積物の様相を示す。勝井 (1959) によると，支笏カルデラに由来する噴出物の全量は，軽石流堆積物が約25 km^3，降下軽石の全噴出量は約60～90 km^3 と見積られている。したがって，このような多量の噴出物が比較的短時間に噴出した結果，噴出源の中心付近が陥没してカルデラの形成に至ったとしている。

恵庭火山噴出物

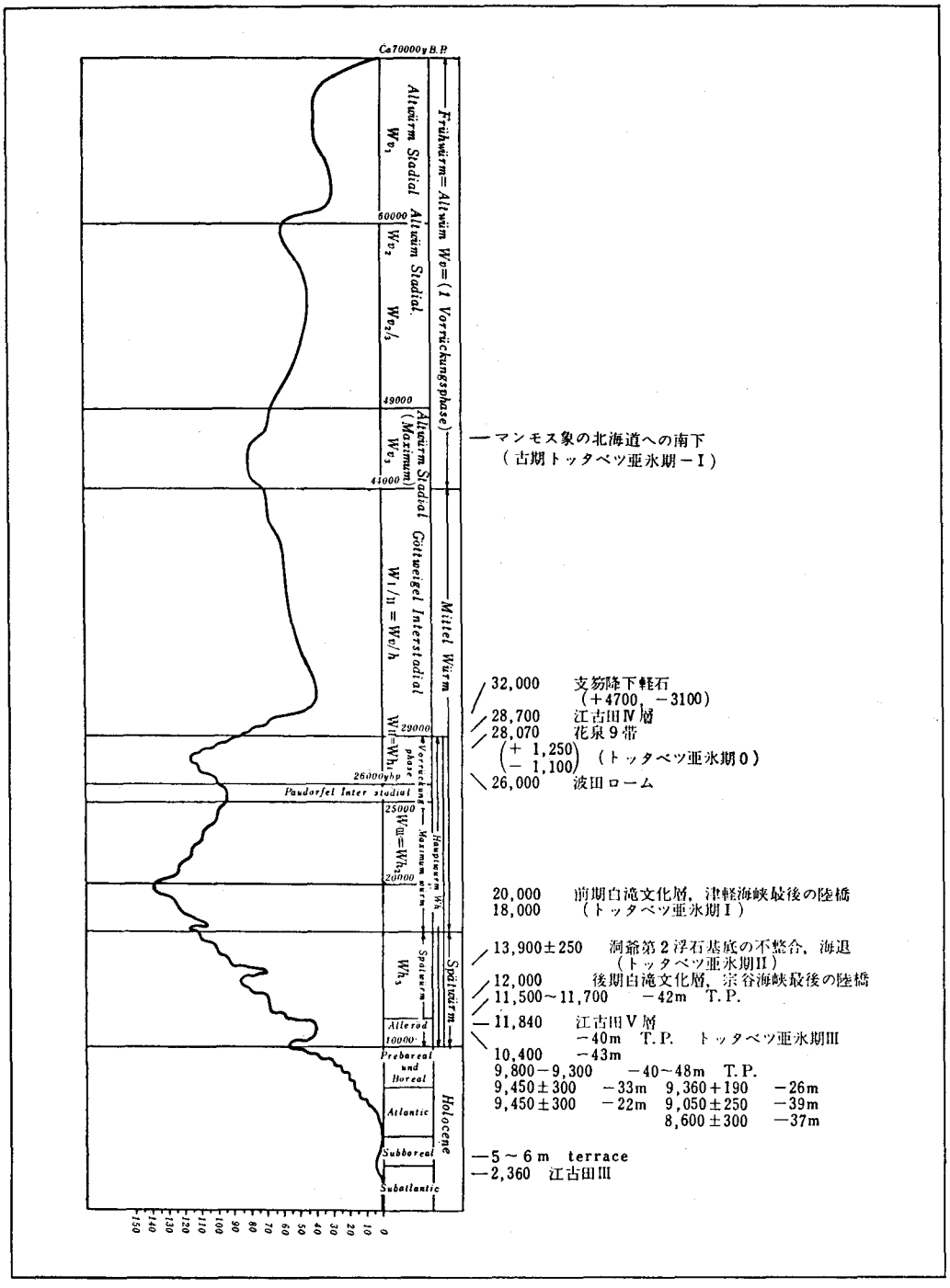
支笏カルデラの北西端に位置する恵庭岳 (1,319 m) に由来する火山灰・軽石層である。二つの fall unit に分けることができ，上位を恵庭A層 (En-a)，下位のものは恵庭B層 (En-b) と命名されている。恵庭A層は安山岩質の軽石を主体とするもので，山体より東方に分布する。苫小牧市周辺では1 m 程度の厚さであるが，恵庭岳山麓では20 m 以上にも及ぶところもある。恵庭B層と呼ばれるものは，財褐色の風化のいちじるしい火山灰層で，おなじく火山の東方に分布する。これらの火山灰層は，低位段丘堆積物を被覆し，8,940±160 y.B.P. なる C^{14} 年代が報告されている樽前火山灰層 (Ta-d) におおわれる。最近あらたに恵庭A層の上面より採集した腐植層の年代測定を試みた結果，8,500±160 y.B.P. (GAK-7541) という値を得た（五十嵐，藤原 1982)。

樽前火山噴出物層

現地形を広く覆う火山灰層で，瀬尾ら (1968) によって4層に区分されている。上位より樽前A層 (Ta-a)，B層 (Ta-b)，C層 (Ta-c)，D層 (Ta-d) と呼ばれている。それぞれ火山灰層の間には腐植層が狭在する。これらのうち，C層とD層の間にみられるものがもっとも厚く，広く追跡が可能である。美々の貝塚，植苗遺跡，高岡遺跡，明野遺跡など縄文中期の多数の人類遺跡は総てこの腐植層に含まれるものである。この腐植層の C^{14} 年代は，かなりの幅が認められ，5,190±100 から 3,230±160 y.B.P. にわたる。最上位の樽前A層は，いく枚かの腐植層が中に認められるので，単一の fall unit ではなく，更に細分が可能である。苫小牧周辺は，北海道でも比較的はやく開かれた地域で，古文書にも樽前山の活動が記記録されている。最古の記録は，寛文7年8月6日（西暦1667年9月23日）で，樽前A層の一部がこのときの放出物である。原典の津軽秘鑑には『樽前山崩シ基響キ当国聞ユ』との記述が見られるそうである（大森，1910)。従って現在の森林は，その活動以降のものであることは明かで，300～400年程度の歴史といえよう。

3. 苫小牧周辺の第四紀の地史

既に述べたように，苫小牧周辺の丘陵地は支笏カルデラに由来する火山噴出物で構成される。そのうち支笏軽石流堆積物の下底を，ボーリング資料などを参考にして追跡してみると，

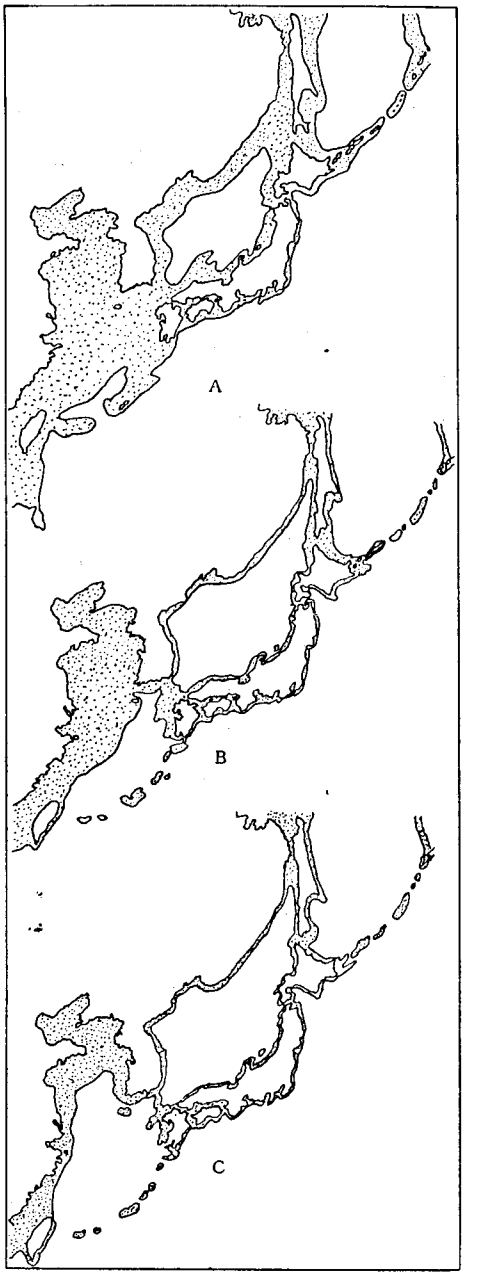


図—2　ウルム氷期以降の海水準変動の様子
湊 (1974) による

Fig. 2. Sea level changes during the Würm ice age and Holocene time. After MINATO (1974).

高速道路の地質調査の際おこなわれたボーリングでは，現海水準より −35 m のところに下底が位置する。苫小牧市周辺の沖積統下ではさらに深度が増大し，少なくとも −75 m 以深にも及ぶことも知られている(山口ほか, 1963)。安平川，勇払川の河口付近のボーリング資料では，−40 m のところに下底がみとめられる。軽石堆積物は，陸上における火山活動の産物である。したがって当時の海岸線は，現在よりかなり後退しており，少なくとも現在の等深線で −75 m より沖に求めなければならぬ。これはまさに，更新世後期の氷期のおり海水準が低下したことを示すものである。軽石流の活動した年代は 32,000 y.B.P. 前後であるから，第四紀における数回の氷期のうち最後のウルム氷期（最近，日本では最終氷期と呼ばれている）の中期に対比されよう。

第四紀は，氷河時代ともよばれるように気候の寒冷化をその始まりとする。鮮新世末より寒冷化が始まった様子は，苫小牧周辺では堆積物として残されていないため不明であるが，まず海が次第に退き陸域が広がり始めたものと推定される。支笏火山噴出物層より下位の更新統には，前の章で述べたように二つの層準にわたり海成層がみとめられる。下位のほうの海成層である早来層あるいは音江別川層からは，現在北海道にはみられない温暖な気候を指示する動・植物群が産する。また，これらの堆積物は，現海水準より +40 m 以上の高度にいたるまで分布している。つまり，これらの堆積物は氷期と氷期の間の高海水準の時に形成されたものに他ならない。これら二回の海進時の堆積物は，それぞれミンデル−リス間氷期およびリス−ウルム間氷期とよばれる時期に形成されたもので

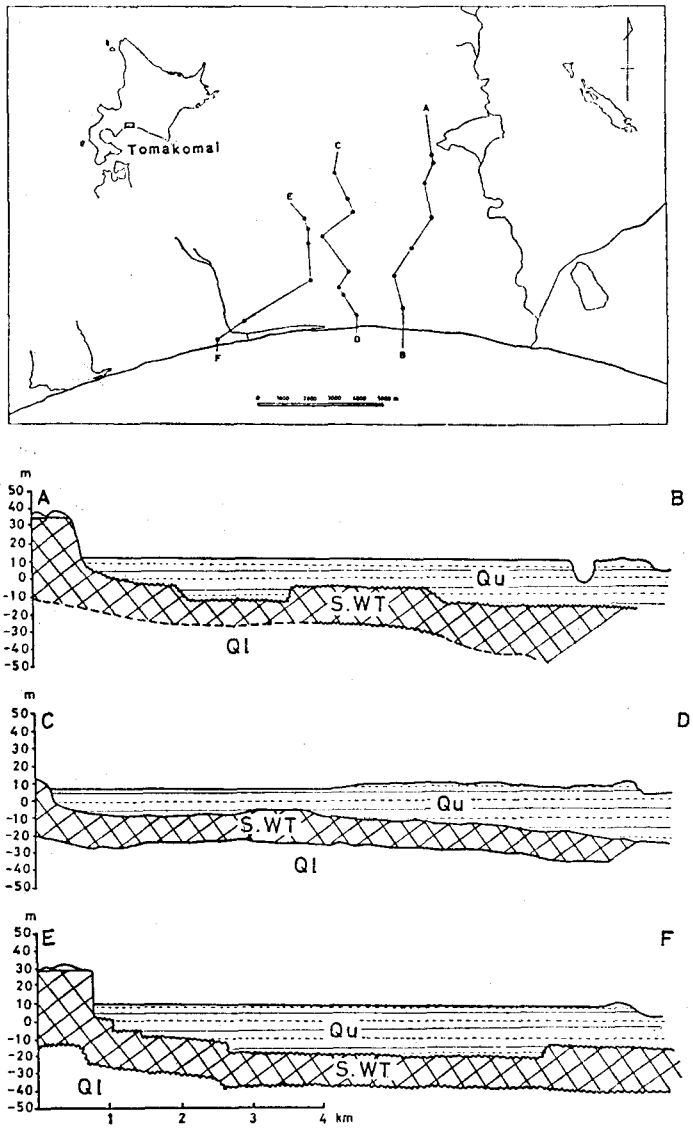


図—3　第四紀における日本列島の古地理の変遷
A：洪積世前期　B：リス氷期　C：ウルム氷期
湊 (1974) による

Fig. 3. Paleogeographic map of Islands of Japan and adjacent continental mainland. A: Early Pleistocene B: Riss ice age C: Würm ice ace After MINATO (1974).

あろう。図-2および図-3に推定される海水準の変動と当時の日本の海岸線の変遷の様子を示しておいた（湊, 1966, 1974）。

最終氷期（ウルム氷期）が始まる直前には，したがって，かなり広く海が入り込んでいたものと思われる。堆積物の分布より推定すると，おそらく現在の苫小牧付近の太平洋と石狩の



図—4　苫小牧周辺の地表下に伏在する支笏軽石流堆積物　Qu：上部洪積統—沖積統　S.W.T.：支笏軽石流堆積物　Ql：下部漢積統

Fig. 4. Sketch map showing the burial Shikotsu pumice flow deposits around the subsurface of Tomakomai area. Qu: Upper Pleistocene and Holocene deposits S.W.T.: Shikotsu pumice flow deposit Ql: Lower Pleistocene deposit.

日本海とはつながっていたものと思われる。最終氷期にはいり，海水準がしだいに低下し海岸線が後退し始めると共に，火山活動が始まる。支笏カルデラに由来する一連のものはもちろん，西側の白老—登別地域にも多くの火山噴出物が連続的にみられる。何れの場合も，広大な地域を降下軽石や軽石堆積物が覆った時期がいくどもあった。そのたびに当時の森林はほとんど埋積され，火山活動の休止とともに再び新しい森林が作られ始めるといった歴史をくりかえしていたに違いない。

地層からは，そういった火山活動の歴史とともに，火山活動による森林の破壊→休止期に入って腐植層の形成→森林の形成→ふたたび次の火山活動による森林の破壊といったサイクルを読み取ることができる。

参考文献

赤松守雄，山田悟郎 (1980)： 野幌丘陵の地質—特に東部地域を中心として—. 北海道開拓記念館調査報告，**19**, 1–8.

五十嵐八枝子，藤原嘉樹 (1982)： 苫小牧市高丘における恵庭a直上の腐植層の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (143)—. 地球科学，**36**, 4, 229–230.

石狩低地帯研究グループ (1965)： 北海道野幌丘陵の第4系について. 地球科学，**79**, 18–27.

馬追団体研究会 (1983)： 北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統—2つの海進について—. 地球科学，**37**, 1, 8–21.

大森房吉 (1918)： 日本噴火誌 上編. 震災予防調査会報告，86.

勝井義雄 (1959)： 北海道における火山に関する研究報告第2編『樽前山』北海道防災会議.

春日井昭，藤田 亮，細川貢四郎，岡村 聡，佐藤博之，矢野牧夫 (1980)： 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラー斜方輝石の屈折率とMg–Fe比との比較研究. 地球科学，**34**, 1–15.

北川芳男，中村 斎，森田知忠，松下勝秀 (1976)： いわゆる野幌層について. 北海道地下資源調査所報告，**48**, 129–137.

木村方一，外崎徳二，赤松守雄，北川芳男，吉田充夫，亀井節夫 (1983)： 北海道石狩平野野幌丘陵からの前期—中期更新哺乳動物化石群の発見. 地球科学，**37**, 162–17.

輿水達司 (1980)： 北海道中央部の鮮新・更新統のフイション・トラック年代. 地質学会講演要旨集，**87**, 99.

外崎徳二，赤松守雄，木村方一，吉田充夫，高木俊男，渡部真人，飯沢豊子 (1981)： 北海道野幌丘陵から発見された中期更新世の不整合について. 地球科学，**35**, 91–93.

瀬尾春男，後藤計二 (1968)： 北海道農業試験場土性調査報告，第18編.

土居繁雄 (1957)： 1/50,000地質図幅及び説明書『樽前山』北海道開発庁.

藤田郁男，石狩低地帯研究会 (1967)： 海成洪積統と海水準変化の問題点. 第四紀，**10**, 2–6.

湊 正雄 (1966)： 日本列島最後の陸橋. 地球科学，85/86, 2–11.

湊 正雄 (1974)： 日本の第四系. 築地書館.

MINATO, M., S. HASHIMOTO, Y. FUJIWARA, S. KUMANO and S. OKADA (1972): Stratigraphy of the Quaternary Ash and Pumiceous Products in Southwestern Hokkaido. N. Japan Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. ser. IV, 15, 3/4, 679–736.

山口久之助，ほか (1968)： 北海道水理地質図幅. 苫小牧・室蘭，北海道地下資源調査所.

矢野牧夫，石狩低地帯研究会 (1968)： 石狩平野の第四系から産出する植物遺体の概観. 第四紀研究，**7**, 41–48.

Summary

The Sapporo-Tomakomai Lowland which extends from north to south, may be defined as of the significant geologic boundary of Hokkaido. The subsurface of this lowland contains marine deposits representing the Riss/Wurm as well as the Mindel/Riss interglacial stage. These deposits are characterized by the production of fossil of molluscus that currently are found in warm water than that of the present. A large amount of volcanic products covers these marine deposits. Among them, the Shikotsu volcanic products, which have been dated as approximately 30,000 to 32,000 y. B. P., provide useful time markers because of their extensive converage. The present forest was formed after the last large eruption of Mt. Tarumae (1669 A. D.).