

ボーリングデータ解析に基づく長沼低地と隣接地域の浅部地下地質モデル

The shallow-level subsurface geologic structure based on analysis of borehole data in the Naganuma lowland and the adjacent area of the central Ishikari Lowland Zone, Hokkaido

木村克己¹・康 義英¹・花島裕樹²

Katsumi Kimura¹, Yoshihide Kou¹ and Yuki Hanashima²

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 筑波大学生命環境科学研究科 (現: スマートソリューション株式会社)

(Department of Earth and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Graduate; present: Smart Solutions Corporation)

Abstract: The article have constructed the shallow-level subsurface of 3D geologic model in the Naganuma lowland and the adjacent area based on both 2,110 numbers of borehole data and the stratigraphic reference data due to existing research articles. The 3D model is demonstrated by eleven sheets of geologic sections, the three surface models of geologic divisions and the two contour maps of the thickness of formation. The Quaternary stratigraphy in the model area is divided into the Shimonoporo formation, the pre-Kitanaganuma formation, the Kitanaganuma formation, the Shikotsu-pyroclastic deposits, the Moseushi formation, the Chuseki-so and the associated river terrace deposits, in the ascending order.

The basal surface of the Kitanaganuma formation presents a lowland plain formed for the period of regression of about 110,000 years ago, which extended widely in the Ishikari lowland area. This is why it is effective as a datum level to evaluate the quantity of displacement of active structures. The surface model represents an active synclinal fold (named the Naganuma Syncline) structure. The fold axis is traced in a north-south direction along the central part of the Naganuma lowland in the northern area, but along the eastern slope of the Shikotsu volcano in the southern area. The hill area of both sides of the lowland, which is characterized by the wide area of the Middle terrace surface, rise and constitute the fold limb with an active flexure in the eastern one. This active flexure is equivalent to the western margin of the main zone of the Ishikari-teichi-toen Fault Zone. In the area from the southern Naganuma lowland to the Shikotsu pyroclastic upland, the pair of the fold of an anticline (named the Bibi Anticline) and a syncline (named the Toasa Syncline) develops for 20km in the north-south direction. The geomorphic surface reflects the fold structure. It is compared with the southern zone of the Ishikari-teichi-toen Fault Zone, while the location and geometry are different from the conventional model. The surface model of the basal plane of the Chuseki-so, which reflects the geomorphology of the incised-valley, is characterized by the trough-shape traced in the north-south direction in the axial area of the Naganuma lowland. The bottom of the surface plane is -50 to 20m above sea level.

Keywords: Naganuma lowland, Umaoi hill, Ishikari Lowland Zone, Chuseki-so, Kitanaganuma formation, Moseushi formation, Shikotsu pyroclastic flow, 3D geologic model, flexure, borehole data, surface model

要 旨

本報告において、2,110本の建築・土木事業に関連したボーリングデータの地質学的解析に基づき、長沼低地・支笏火山砕屑台地の地下構造を代表する11葉の地質断面図、北長沼層・支笏火山砕屑物・沖積層の各基底面モデルを作成し、石狩低地帯中央部の標高

-100m以浅の浅部地下地質構造の詳細を明らかにした。第四系層序は、下部から、下野幌層、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、古期河成堆積物、埋没河成段丘堆積物、沖積層に区分できる。北長沼層の基底面は11万年前頃の海退期の低地面であり、石狩低地帯の全域に広がっていた。そのため、活構造の変動量評価の指標として有効である。同層基底面の標

高分布によれば、長沼低地では野幌・馬追両丘陵側が隆起し、低地中央部付近で最深部を示す向斜構造を呈し、中位段丘面をなす東西の丘陵麓と長沼低地間の北長沼層基底面標高の違いは20m以上に達する。この変位は、従来、変動地形に基づき設定されていた丘陵側隆起の活撓曲にあたる。馬追丘陵麓の活撓曲は石狩低地東縁断層帯主部の活構造の西縁に相当する。一方、千歳市以南の長沼低地から支笏火砕流台地域・支笏火山麓にかけて、南北方向に20kmにわたって、東隆起の活撓曲と1対の背斜・向斜からなる褶曲構造が発達する。これらの活構造は、支笏火砕流台地と沖積低地の地形標高の変化によく反映されている。これらは、石狩低地東縁断層帯南部の活構造にあたるが、変動地形に基づき推定されていた従来の褶曲や断層とは位置と形状が異なる。沖積層基底面モデルは、最終氷期最盛期頃の開析谷地形を表しており、長沼低地中央部付近を中心に南北に伸びる標高-40～20mの舟底状の形状を示す。この形状は、支笏火砕流堆積物が厚い南部を除く、北部と中央部の中・上部更新統の地質構造に符合している。沖積層の地質構造と活構造との関係は明らかではない。

1. はじめに

石狩低地帯は、北部の石狩平野、中央部の長沼低地、そして支笏火砕流台地をはさんで南部の勇払平野にいたる低平な地域を指しており、北海道中央部の古期堆積岩類が卓越する山地列と南西部の古第三紀の火成岩類が卓越する山地列とを分ける低地域として、早くからその地質構造的な重要性が注目されていた(長尾, 1941; 吾妻, 1962; 山口ほか, 1964)。

同地帯の地下構造探査では、石油資源探査を目的とした深部地下構造探査が石狩低地帯北部・南部を中心に、1950年代から実施された。1990年代以降は、勇払平野から太平洋沿岸域における石油資源探査に加え、日高造山帯の地下構造の解明、及び活断層調査を目的とした反射法地震探査・深部ボーリング調査などの地下構造探査が行われ、深部地下構造及び活断層の活動性について、詳細な研究成果が蓄積された。その中で、北海道中央部は、日高衝突帯及び前縁褶曲・スラスト帯をなし、岩見沢、栗沢、馬追の丘陵列はその前縁スラストによって東上りの伏在スラストに伴うfault-bend foldの背斜をなすことが明らかにされた(栗田・横井, 2000; 伊藤, 2000; 池田ほか編, 2002など)。この丘陵列に発達する断層は、石狩低地東縁断層帯と呼ばれ(伊藤, 2000; 池田ほか編, 2002など)、岩見沢・栗沢・馬追の丘陵列沿いに発達する一連の活断層群からなる主部とその南西方の勇払平野に認められる活褶曲からなる南部とに2分されている(地震調査研究推進本部, 2010)。同南部については、地表に現れている活構造は褶曲だけであり、スラストは地下

に伏在していると理解されているが、褶曲の位置や形状は、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)、平川ほか(2010)とで見解が異なるなど、地質構造の詳細は不明である。

一方、石狩低地帯を挟んでその西縁には野幌丘陵と支笏火山が位置し、その北側延長には石狩平野を挟んで石狩丘陵が位置する。野幌丘陵から石狩丘陵にかけては、主に新第三紀以降の堆積岩からなる南北方向の活褶曲帯が発達し、その西縁は石狩湾沿岸域まで広がり、その東縁をなすのが野幌丘陵の野幌背斜にあたる(土田ほか, 1962; 吾妻, 1962; 岡, 1986; 重川ほか, 1990)。野幌背斜の北方延長は石狩丘陵の金沢背斜に連続し、野幌背斜の西翼には西傾斜の活撓曲(野幌一大麻撓曲帯)が発達することが明らかにされている(第1図; 大津ほか, 2002)。大津(1999)、大津ほか(2002)は、これらの活構造と反射法地震探査断面による深部地下構造の解釈により、石狩低地東縁断層帯と同様に、野幌丘陵の背斜構造が東上りの伏在スラストによるfault-bend foldにあたり、当別断層はそのバックスラストにあたることを構造モデルを提示している。

これまでの石狩低地東縁断層帯や野幌丘陵の活断層の活動性評価は、主に地表付近に認められる活断層や活撓曲の活動性に関する知見に基づいている。しかし、断層本体は伏在スラストとして地下にあり、これら地表の活構造は断層本体の活動全体を反映していない可能性が指摘されている(地震調査研究推進本部, 2010)。岡(2007)が指摘しているように、伏在スラストの第四紀、特に後期更新世以降の活動性を評価する上で、上部更新統の詳細な地下地質構造の解析が重要であろう。本研究は、長沼低地の地下とそれに隣接する丘陵に分布する第四系、特に上部更新統・完新統に関する詳細な三次元地質構造を解明し、上記の課題に資することを目的としている。

長沼低地の地下構造については、長沼低地を横断する方向の反射法地震探査の反射断面解析に基づく、長沼低地は向斜褶曲をなし、長沼低地の広い範囲で第四系から古第三系までが水平に成層した向斜底部にあたり、向斜両翼の傾斜部は丘陵と低地境界付近に認められる(土田ほか, 1962; 吾妻, 1962; 産総研, 2007)。反射法地震探査と深部ボーリング調査結果の解析による鮮新統基底面の構造図は、石狩低地帯において、砂川低地、長沼低地、勇払平野を縦断する向斜褶曲をなし、向斜軸が長沼町南長沼付近を最高点とし、南北に傾斜していることを示している(吾妻, 1962)。しかし、これらの深部地下構造の探査を対象にした反射法地震探査では分解能が荒く、第四系の詳細な地質構造は明らかではない。

長沼低地及び隣接台地域の第四系の地下構造については、地下水資源探査及び地盤ボーリングデータを用いて、個々のボーリング柱状図の地層区分境界を対比することで、第四系の地層境界の広域的な空間分布が

求められている（山口ほか，1963，1964；広田ほか，1996；岡，2007ほか）。これらのボーリング柱状図の解析は，反射法地震探査に比較すると，長沼低地における第四系の地下構造の詳細だけでなく，長沼低地から丘陵にかけての第四系変動の実態が表現されていると考えられる。しかし，いずれの研究も，紙情報での地下構造の表示であるため，その精度や更新性，客観性には問題が少なくない。精度が高く，客観的で更新可能な地下構造モデルの構築には，ボーリングデータなどの地下情報の数値化とその計算処理を通じたモデリングが必要である（木村ほか，2013a）。加えて，地質境界面モデルの精度としては，できるだけ多くの地下情報によって確定されたコントロールポイントが必要であり，利用可能な地下情報と層序基準の地質柱状図情報のデータベース化とその共有が重要である。

本研究では，長沼低地の浅部地下構造の解明を目的に，①第四系層序の確立とその基準になる地質柱状図の収集，②建築・土木事業で得られるボーリングデータ（以下，ボーリングデータ）の収集とデータベース化，③浅部地下構造の三次元モデリング技術の開発を実施した。本論では，上記3点の成果を基礎に，木村ほか（2013c）での中間報告を踏まえて，既存研究の層序的研究と調査地域内の2,110本のボーリングデータ解析により，長沼低地とその南に隣接する支笏火砕流台地域の浅部地下地質構造について検討した結果の詳細を記述する。

研究対象地域は，北緯42度42分～43度12分，東経141度32分～141度46分の範囲で，東西20km，南北55kmのエリアをしめる（第1，2図；第1表）。石狩低地帯中央部の長沼低地とそれに隣接する丘陵斜面麓と支笏火山麓，及び支笏火砕流台地の北部が含まれる。

2. 地形・地質概説

2.1 地形

調査地域の長沼低地は，その東に馬追丘陵を始めとする西に凸の弧状をなす岩見沢，栗沢，馬追の3つの丘陵群，西に野幌丘陵と支笏火山群，南は支笏火砕流台地と隣接し，北は石狩川の沖積低地に面している（第1図）。これらの丘陵は，いずれも幅2～4kmで，尾根沿いの高さは100～270mの高まりをなし，丘陵をとりまくように，河成の低位段丘面，海成の中位・高位段丘面からなる段丘地形が発達している（第2図；池田ほか，1996a，1996b；岡ほか，2001；大津ほか，2002；平川ほか，2010；石山ほか，2010；澤ほか，2010）。岩見沢・栗沢・馬追の丘陵列においては，西斜面麓沿いに活拗曲が，斜面中腹には，東向きの逆向き低断層崖が発達している。これらは，石狩低地東縁断層帯の前縁をなす活断層に伴う変動地形と考えられている（第2図；岡ほか，2001；池田ほか編，2002；

石山ほか，2010）。野幌丘陵では，その北西斜面麓に活拗曲が発達している（第2図；大津ほか，2002）。

長沼低地を流れる主な河川には，支笏火山に源を発し北に流れ江別市で石狩川に合流する千歳川があり，その他，千歳川の支流として，支笏火山に端を発する漁川，夕張山地の広大な流域を有する夕張川，馬追丘陵に端を発する嶮淵川，野幌丘陵に端を発する輪厚川・音江別川・島松川などがある（第1図）。長沼低地はこれら河川の氾濫原であり，開拓前には沼地と泥炭地が発達していた（大矢，1993）。千歳川に沿う長沼低地の標高は，石狩川との合流地点で5m，最南部の千歳市付近で標高10mであり，縦断方向約30km間の河床勾配は約0.2/1000と大変緩いという特徴がある。一方，東西方向には，標高変化が顕著であり，千歳川が野幌丘陵麓を流れる北広島市以北では，東高西低で比高が15mあるのに対して，千歳川がほぼ中央部を流れる北広島以南では，西高東低で比高が8mある（第2図参照）。

長沼低地の南縁は支笏火山麓からのびる支笏火砕流台地によって画される。同台地内の千歳市付近に谷中分水嶺があり，その南部では，河川は太平洋に流出し，勇払川の支流の美々川，遠浅川・安平川，及びそれらの支流によって台地は下刻され，南北ないし北西－南東方向に併走する台地と沖積低地列をなしている（第1図）。この支笏火砕流台地では，変動地形に基づいて，石狩低地東縁断層帯南部に相当する活拗曲が北西－南東方向に2対の褶曲群と縦ずれ活断層が発達していると考えられていた（第2図；平川ほか，2010）。しかし，詳細は後述する通り，第四系の浅部地下構造に基づく，これらの活構造はなく，台地の延びの方向に沿った1対の背斜（美々背斜：小松原・康，2013）と向斜（遠浅向斜）の褶曲が認められるだけである。

2.2 第四系の層序

野幌丘陵，由仁－安平低地，馬追丘陵，及び南に隣接する厚真－早来地域に分布する台地・段丘の露頭を利用して，第四系層序の詳細な研究が実施されている（赤松ほか，1981；馬追団研，1983，1987；能篠ほか，2002，2008など）。これら各地域の第四系層序とその対比は，クッチャロ羽幌テフラ（Kc-Hb）（115～120ka：町田・新井，2003），洞爺テフラ（Toya）（112～115ka：町田・新井，2003），支笏第一テフラと支笏火砕流堆積物（Spfa1/Spfl）（42～44ka：町田・新井，2003）などのテフラが鍵層となっている（第3図）。

調査地域における第四系基盤岩としては，岩見沢・栗沢・馬追丘陵の背斜軸部沿いに，漸新世後期の南長沼層，中新世の幌向層・滝上層・馬追層～岩見沢層が（栗田・横井，2000），石狩丘陵には，鮮新統の当別層が分布する。これらの古第三系から新第三系は，その層序の詳細は不明だが長沼低地地下にも連続的に分布し

ていることが知られている。

前期更新世の地層としては、野幌丘陵地域の裏の沢層、下野幌層がある。裏の沢層は、野幌背斜軸部に分布し、層厚 50m 以上で、生痕化石や貝殻化石を含む（北川ほか、1974、1976）。年代は鮮新世から前期更新世におよぶと考えられている（赤松・鈴木、1992）。下野幌層は、裏の沢層を不整合に覆い、層厚は野幌背斜東翼で 50m、西翼で 200m であり、基底礫層から始まり海成シルト・砂層を含む（北川ほか、1974、1976）。年代は古地磁気層序からは前期更新世末～中期更新世（木村ほか、1983）、貝化石群集からは前期更新世を示す（赤松・鈴木、1992）。

中期更新世の地層としては、厚真一早来地域の早来層、野幌丘陵地域の竹山礫層、音江別川層、そして、馬追丘陵地域で、山根川層・馬追層がある。これらの中部更新統は、竹山礫層を除いて他は海成相を含む地層とされている（第 3 図）。

後期更新世の地層は、最終間氷期最盛期のステージ 5e の海成層、その上位には、その後の海退期に形成された氾濫原堆積物、そして、約 4 万年前の Spfa1/Spfl を挟んで、沼沢地環境、河川成及び古砂丘の堆積物などから構成される。

最終間氷期最盛期のステージ 5e の海成層は、厚真一早来地域の厚真層、野幌丘陵地域のもみじ台層である。由仁一安平低地北部では海成層がなく、陸成層の東千歳層がそれに相当し、ステージ 6 まで下限が延びると推定されている（能篠ほか、2002）。

これらのステージ 5e の地層の上位には、不整合関係で、厚真一早来地域の本郷層、野幌丘陵の小野幌層、馬追丘陵地域の北長沼層、由仁一安平低地北部地域の角田層が重なる（第 3 図）。これらの地層は、有機質土と有機質粘性土を特徴とする陸成層であり、テフラを多く含み、鍵層として、クッチャロ羽幌テフラ（Kc-Hb）、洞爺テフラ（Toya）を最下部に挟むという共通した特徴が認められる。その中で、厚真一早来地域の本郷層は、鶴川降下火山灰層を含む風成火山灰層に覆われることから、時代範囲はステージ 5 までであり、ステージ 3 の宇隆段丘堆積物に不整合で覆われる（山田ほか、1981）。

小野幌層、北長沼層、角田層は、支笏第一降下テフラ／支笏火砕流堆積物（Spfa1/Spfl）、及び最終氷期後半（ステージ 3～2）の陸成層に覆われる。支笏火砕流台地以南においては、上部に軽石やスコリアを含む支笏火山起源のテフラ（Spfa10～Spfa3）が頻繁に挟まれる（能篠ほか、2002）。小野幌層、北長沼層、角田層は、上記のテフラとの層序的關係に基づいて、ステージ 5e～3 に相当する堆積物と考えられている（能篠ほか、2002）。これら本郷層、小野幌層、北長沼層、角田層は、ステージ 5e 以降の氾濫原堆積物であり、その基底面は水平面を近似する平坦面として、活構造の活動度評価に利用されている（岡、2007；地震調査

推進本部、2010）。

Spfa1 と Spfl は支笏火山起源の火砕物で、噴出・流出年代は約 4 万～4.5 万年前（町田・新井、2003）である。最終氷期後半の陸成層には、由仁一安平地域北部、馬追丘陵北部から栗山・岩見沢丘陵麓、及び野幌丘陵において、沼成のシルト・粘土層主体の茂世丑層と同相当層の元野幌粘土層がある（能篠ほか、2002）。その上位には、それらを侵食面を介して覆う河川成の広島砂礫層や古砂丘堆積物の江別砂層がある。一方、由仁一安平地域南部地域と厚真一早来地域には、美里段丘堆積物が認められている。

長沼低地下の第四系については、詳細は後述するが、下川ほか（1993）による長沼町南長沼、産総研（2007）による長沼市及び千歳市祝梅における層序ボーリング調査が実施され、これら陸域の第四系との対比がなされている。

以上の既存の研究に基づき、本研究においては、第四系について、下部から、先北長沼層と北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、古期河成堆積物、河成段丘堆積物、沖積層とに層序区分する（第 3 図）。各層の詳細は後述する。

長沼低地周辺の丘陵においては、活構造の研究を目的に海成ならびに河成段丘面が区分され、第四系の各層はその段丘堆積物との関係が整理されている（岡ほか、2001；大津ほか、2002）。馬追丘陵では、海成段丘面は、その標高の上位から下位へ、T1、T2、T3 の 3 面に区分され、T2 面は早来層、T3 面は厚真層がそれぞれの構成層にあたる（岡ほか、2001）。野幌丘陵では、段丘面は、その標高の上位から下位へ、T1 面、海成段丘の T2 面と T3 面が識別され、それぞれ竹山礫層、音江別川層ともみじ台層が構成層にあたる（大津ほか、2002）。これらのうち、T1～T2 は高位段丘、T3 は中位段丘にあたる。なお、両地域では低位段丘面として、T4～T7 が識別されている（岡ほか、2001；大津ほか、2002）。なお、千歳市以南における更新統の台地域では、厚い支笏火砕流堆積物により覆われている。平川ほか（2010）の活断層図では、そのために段丘面の詳細は不明であると判断されて、段丘面区分はされずに支笏火砕流台地に一括されている。一方、岡ほか（2001）では、地下地質の特徴に基づいて中・高位段丘の分布を表現している。本論では、浅部地下構造からは、第 10～14 図の地質断面図で表現されているように、中・高位段丘堆積物の上位に支笏火砕流堆積物が重なっていると判断できるので、地質平面図では支笏火砕流で覆われた中・高位段丘面の分布を表現した（第 2 図）。

2.3 活構造と浅部地下地質構造

長沼低地は、東の岩見沢・栗山・馬追丘陵沿いに発達する石狩低地東縁断層帯の fault-bend fold（横井・栗田、2000；産総研、2007）の前方で、かつ、西の野幌丘陵の同褶曲（大津ほか、2002）の後方に位置する。

長沼低地の東縁をなす岩見沢・栗沢・馬追の丘陵列では、T1, T2, T3 の3面の海成段丘面が識別され、これらが丘陵西斜面では西へ傾斜し、岩見沢・栗山丘陵及び千歳市祝梅以南の馬追丘陵麓沿いに東隆起の活撓曲、中腹の斜面には西隆起の逆断層（バックスラスト）が発達している（第2図；岡ほか，2001；平川ほか，2010；石山ほか，2010；澤ほか，2010）。千歳市以南では、馬追丘陵西方の支笏火砕流台地に逆断層を伴った褶曲構造が発達している（伊藤，2000）。馬追丘陵北端部の夕張川左岸では、完新世後期の地形面を西向きに変形する撓曲崖の存在が報告されている（産総研，2007；石山ほか，2010）。この新しい撓曲崖は、上記の中位段丘面を変形させる活撓曲の延長にあたる。一方、この北端部を除く、千歳市祝梅以北の馬追丘陵の西麓では、中位段丘面のT3面が撓曲崖もなく低地下に連続する（岡ほか，2001；石山ほか，2010）。野幌丘陵では、海成段丘面のT2, T3面、下部更新統の下野幌層が背斜構造（野幌背斜）をなし、背斜軸は北傾斜で尾根線に沿いに走り、丘陵西斜面麓には活撓曲が認められている（大津ほか，2002）。一方、東麓では中位段丘面相当のT3面（岡ほか，2001；大津ほか，2002）は長沼低地下に段丘崖を経ずに連続する。

長沼低地及び隣接台地域の第四系の地質構造の研究では、地下水資源探査の深部ボーリング調査資料及び地盤ボーリングデータを用いた解析がある。山口ほか（1963，1964）は、地下水資源探査の深部ボーリング調査資料の解析に基づき、石狩低地帯における支笏火山噴出物基底面の標高分布図を示し、同標高が勇払平野南西部で最深の標高-75mに達し、千歳市付近で標高-40m、恵庭・北広島市付近で標高-20～0mと北方に次第に浅くなることを示した。岡（2007）は、地盤ボーリングデータの解析に基づき、長沼低地の範囲で、本郷層基底（約11万年前；第3図参照）、支笏火山噴出物基底、沖積層基底の各等高線図を示した。本郷層は湿原主体の低地に堆積した地層であることから、その等高線の比高は本郷層堆積後の上下変動を示すものと考えた。そして、千歳市市街地付近から南西方向に延びる本郷層基底の等高線の谷状部が支笏火山噴出物基底面の苫小牧市街地西部から千歳市街地に延びる等高線の谷状部（広田ほか，1996）に対応していることを指摘した。

3. 研究手法

地下地質構造の解析の基本データとして、建築・土木事業のボーリング調査の標準貫入試験で作成されるボーリングデータを利用する。主要な地盤の情報として、岩相（土質）とN値（標準貫入試験値）の柱状図と個々の岩相についての観察記載が得られる。以降、ボーリングデータと呼ぶとき、特に断らない限りこれらを指すものとする。以下、本研究の研究手法として、

①ボーリングデータベース整備と標準化、②層序対比の基準となる地質柱状図の収集・整備、③ボーリングデータ解析による地質断面図表現手法、④地層境界面モデル構築手法について、それぞれ記述する。

3.1 ボーリングデータベース整備と標準化

北海道開発局、北海道、岩見沢市、南幌町、恵庭市、北広島市、千歳市の各市町、地盤工学会北海道支部、寒地土木研究所、北海道総合研究機構地質研究所の協力を得て、ボーリング柱状図資料の収集・電子化を行い、地盤工学会北海道支部（2004）の北海道地盤情報データベースも含めて、ボーリングデータベースを整備した（木村ほか，2011）。電子化は、国土交通省（2004）の地質・土質調査成果電子納品要領のボーリング交換用データ（ver.2.10）の形式・基準にしたがった。今回、長沼低地の地下構造解析に利用したボーリングデータ数は2,110本である。その出典内訳は、北海道開発局954本、北海道及び各市・町自治体629本、北海道地盤情報データベース429本、その他（文献など）98本である。なお、建築・土木事業のボーリングデータの他に、深井戸柱状図（山口ほか，1963，1964；高橋ほか，1996；岡，2007）も約50本収集し利用した。深井戸柱状図は多くの場合掘進長が100mを越えるため、上記のボーリングデータではカバーされていない比較的深い地層の情報が得られる。しかし、利用にあたっては、岩相区分及び厚さの精度が悪く、N値情報をもっていないため、他のボーリングデータに比べて精度の悪いデータとみなした。地質断面図（第5～15図）に表現された柱状図では、基準柱状図を除く柱状図のうち、N値標示がなく、掘進長100m以上のものが深井戸柱状図にあたる。

元データにおいて、孔口標高が不明ないし仮基準点からの比高である場合は、国土地理院の数値地図5mメッシュ（標高）（以下、5mDEM）の標高値を基準にして定めた。数本のボーリングデータについては5mDEMの標高値が高架橋などの人工物面であったため、周辺のボーリングデータの標高値を参照して定めた。

ボーリングデータの土質名は、ユーザー定義によって、砂礫、砂、礫混り砂、砂質粘性土・シルト質砂（砂と粘性土との中間となる粒度の岩相であり、以後、砂泥と呼称する）、礫混り砂泥、粘性土（泥と同義）、礫混り粘性土、有機質土、火山灰・火山灰質土、軽石質火山灰（スコリアを含む）、堆積岩類、風化岩など、表土・盛土の13の土質種別に対応させて整理した。本報告で説明する地質断面図に表示されるボーリング柱状図の土質はすべてこのユーザー定義による土質名称を使用している。

3.2 層序対比の基準となる地質柱状図の収集・整備

既存研究で岩相層序やテフラ層序が明らかにされた

ボーリング及び露頭柱状図は、ボーリングデータ解析における層序区分・対比の基準となる地質情報である。本報告では以降、これらを基準柱状図と呼ぶことにする。本報告で参照した基準柱状図について、第1・2図に位置、第4図a～cに各柱状図と地層区分、第2表に内容の詳細をそれぞれ示した。

基準柱状図のうち、B-9は、長沼町南長沼で実施された180m長の層序ボーリング調査で得られた地質柱状図である(下川ほか, 1993)。同柱状図については、支笏第一、Toya、クッチャロ羽幌の各テフラの産出深度が報告されているだけであり(下川ほか, 1993)、その詳細は不明であった。本報告では、同コアから抽出されたテフラ試料について、ガラス、輝石・普通角閃石の屈折率を測定し、テフラの特徴の詳細とそれに基づくテフラ同定を実施することで、下川ほか(1993)の支笏第一テフラ、Toyaテフラの同定を検証し、一方、クッチャロ羽幌テフラの同定は誤りであることを明らかにした。下川ほか(1993)及び未公表の調査報告書(下川ほか, 1994)に基づくボーリング柱状図を第4図c、本報告で実施したテフラの分析結果を第3表にそれぞれ示す。なお、テフラの分析結果の詳細は、木村ほか(2014)で別途報告する。

3.3 ボーリングデータ解析による地質断面図表現手法

ボーリング柱状図解析システム(木村, 2011)を用いて、設定した断面線に100～1,700m幅でその範囲に含まれるボーリング柱状図を直交する方向に投影して地質断面図を作成した。地下構造と岩相解析を目的に、ボーリングデータの分布と地質構造が南北方向であることを考慮して、東西系を94葉、南北系10葉、岩相追跡を目的とした折れ線状を29葉の各断面図を作成した。これらのうち代表的な地質断面図を第5～15図に、断面線の位置と投影幅を第5表にそれぞれ示す。各地質断面図には以下の情報が表現されている。

投影された柱状図の情報として、孔口標高と掘進長、土質種別、 N 値の垂直分布、及び貝殻の含有が表現されている。孔口標高と掘進長は柱状図頂部の位置と長さによって、土質は先に述べたユーザー定義による土質区分によって、 N 値は0～50までの数値と50以上の場合は50<の記号が柱状図右横にそれぞれ表示されている。貝殻の含有については、各ボーリング柱状図の土質の記事項目に記載されており、各地質断面図ではその記事に基づき該当する土質の横にそれを示す記号が印されている。地形面の断面形状のトレースは一般的に国土地理院の5mDEMに基づくが、第7～10図の長沼低地の範囲は、5mDEMによって表示した。

地層境界については、個々の柱状図で特定した層準が柱状図横に三角シンボルで明示されている。長沼低地の東西縁を画する丘陵の段丘面の地形面区分は、主に岡ほか(2001)、大津ほか(2002)に基づく。活構造に関しては、北長沼層基底境界面及び相当層準を主な変

位基準にして、その位置や形状を定めている。基準面が急斜する構造については、その傾斜が急変する構造を急斜帯と呼び、地質図に表現できる幅を有する場合にはその範囲を示すことにする。なお、ボーリングデータの密度は、比較的密に分布している地域でも、水平距離間隔が50～300mであるため、逆断層や撓曲変形などの活構造によって側方に基準面が急変する場合でも、正確な基準面の傾斜角度を求めることができない。実際の傾斜は、地質断面図に表示されている以上に急であることに留意が必要である。

3.4 地層境界面モデル構築手法

地層境界面の面モデル(surface model)は、三次元的に表現された地層境界面のことを意味する。本報告では北長沼層、支笏火山砕屑物、沖積層基底面の各面モデルを作成し等高線図で表現した(第16a, 17a, 18図)。また、これらの面モデル間の厚さ分布から、該当する地層の層厚分布モデルを求めた(第16b, 17b図)。

サーフェスモデルの作成手法は木村ほか(2013a)に基づく。以下、その概要を記述する。

第一に、ボーリング柱状図解析システムを利用して作成した地質断面図上で、個々の柱状図の土質と N 値(標準貫入試験値)、及び周辺の柱状図との対比に基づき、個々のボーリング柱状図について地層境界の層準を定める。同システム上で、全柱状図の地層境界のデータは、地点の緯度・経度と標高データとして保存され、テキストでエクスポートすることができる。

第二に、地層境界面のサーフェスモデルの境界条件として、該当する地層境界面と地表面との境界線にあたる緯度・経度・標高値を有する三次元ラインを作成する。同ラインは、地表地質図の地層境界線に相当するものであり、同ライン上のポイントデータを50m間隔で作成した。地表地質図として、日本シームレス地質図(産総研)を参照し、標高データとして、国土地理院の5mDEMを利用した。

第三に、上記の作業で得られた地層境界面のポイントデータから、野々垣ほか(2008)の計算処理プログラムBS-Horizonを利用して、空間補間計算処理を行ってサーフェスモデルを得る。同プログラムは、不等式による境界面深度の制約条件を設定することができることから、各地層境界面について、境界面まで到達していないボーリング柱状図についても、ボーリングの孔底深度以深という制約条件の設定(以後、以深データと呼ぶ)を行った。サーフェスモデルの滑らかさの指標である m_1 、 m_2 、ポイントデータの充足度の指標であるペナルティ α の3つのパラメータについて、一般に地層境界面を求める場合の標準的な設定(塩野ほか, 2001)を利用し、 $m_1=0$ 、 $m_2=1$ 、 $\alpha=32$ とした。また、計算は全ポイントデータをUTMの平面直交座標系に変換した上で実施し、その結果を125mメッシュで表現した。各地層境界面で計算に用いたポイントデータ

数と平均誤差は、北長沼層 686 点, 0.14437m, 支笏火山碎屑物 583 点, 0.07735m, 沖積層基底面 7,393 点, 1.5664m である。なお、ポイントデータのうち、沖積層基底面の 5,699 点は低地境界線の設定から得られたものである。

4. 層序

本論における長沼低地及び隣接地域の第四系の層序は、下部から、下野幌層、先北長沼層、北長沼層、支笏火山碎屑物、茂世丑層、古期河成堆積物、河成段丘堆積物、沖積層である(第 3 図)。以下、各地層について、本研究のボーリングデータ解析で得られた特徴を記述する。

先第四系 (pQ; 暫定名称)

第 5 図と第 8 図の地質断面図に示すとおり、本層は、馬追丘陵麓の地下に分布する砂岩・頁岩・礫岩からなり、先北長沼層の粘性土・砂層に覆われる。岡ほか(2001)によれば、中新統の追分層と鮮新統の清真層にあたる。

下野幌層 (Sn; 北川ほか, 1976)

海成層を含む中・下部更新統であり、厚さ 50 ~ 200m で、野幌丘陵南部に広く分布している(大津ほか, 2002)。大津ほか(2002)によれば、第 8 図の地質断面図において、高位段丘堆積物直下に分布する砂・砂礫が卓越する地層が本層にあたる。N 値は 50 以上を示す。

先北長沼層 (pKn; 暫定名称)

本層は、北長沼層の下位で、下野幌層の上位にあたる、中期更新世から後期更新世最初期のステージ 5e の地層を一括した包括的な地層として定義している。この期間にあたる地層としては、野幌丘陵では、音江別川層、竹山礫層、もみじ台層(赤松ほか, 1981)、馬追丘陵では、馬追層、山根川層(能篠ほか, 2008)、厚真層(岡ほか, 2001)の分布が知られているが、長沼低地地下では、層序区分に必要な年代や指標テフラに関する情報が乏しいため、本論において地層の細分を行わなかった。

本層の下限は不明で、地質断面図上での最大層厚は約 70m である。岩相は、貝殻を含む粘性土・砂泥・砂が卓越する。最上部は、厚さ 5 ~ 20m の砂・砂泥からなり砂礫をしばしば伴う粗粒な堆積物から構成され、側方に比較的良好に連続する(第 5, 10 図など)。最上部の砂・砂泥では、N 値は 20 ~ 50 と比較的高い値を示す。千歳市祝梅で実施された層序ボーリング調査(産総研, 2007; 第 10 図の B-11)では、同砂層は厚真層に対比されている。一方、その直下の粘性土は、厚さ 10m からときに 20m にわたって、N 値が一般に 10 以下と低い傾向を示す(第 12, 14 図参照)。この粘性土の下位には、再び砂・砂礫層を伴っていることが多く、さらに下方に同様の岩相の繰り返しが認められる。ボーリング柱状図上の貝殻含有の記載は、第 10 図の地質断面図以南で頻出する傾向が認められる。

第 5 図及び第 8 ~ 10 図の各地質断面図は、長沼低地及び支笏火山碎屑物台地下に分布する本層と馬追丘陵及び野幌丘陵麓を縁取る中位段丘面 (M) を構成する中・上部更新統とが、撓曲ないし急斜構造を介して連続していることを示す。

北長沼層 (Kn; 赤松・鈴木, 1992)

本層は、小野幌層・角田層と年代・岩相ともに同一地層として対比できる(能篠ほか, 2002, 2008)。本層の岩相は、有機質土と粘性土が卓越し、砂、火山灰質シルトないし砂、テフラを挟む。本層最下部の有機質土ないし粘性土に、Toya テフラが挟まれる(基準柱状図の B-3, 4, 9, 11, O-1 ~ 3; 第 4 図 a, b, c)。厚さは 10 ~ 20m である。支笏火山麓に近接する長沼低地や支笏火山碎屑物台地(第 10 ~ 14 図の地質断面図)では、火山灰質堆積物は本層の上半部を占めている。特徴的なテフラとして、スコリアを濃集する厚さ 2 ~ 4m のスコリア層が本層上半部の下部付近にしばしば出現し、側方に追跡することができる。その層準とスコリア濃集の岩相から、曾屋・佐藤(1980)、岡ほか(2001)の Ssfa7 の支笏降下スコリア(山縣, 1994)に対比できる。一方、長沼低地北半部(第 8 図の地質断面図以北)では、本層には砂礫・礫混じり砂が挟まれ、多くのボーリング柱状図では本層の層厚の半分以上を占める。特に、古夕張川の流路に近接している地域(第 6, 7 図の地質断面図)では、本層に相当する層準に、厚さ 10m 以上に達する砂礫層が出現する。産総研(2007)では KN-B2 ボーリングコアにおいて、沖積層下位に厚さ 25m の河川成礫層が認められると指摘している。

本層の下限は、本層の有機質土ないしそれを伴う粘性土と、先北長沼層最上部の砂ないし砂泥層との岩相境界を、上限は本層と古期河成堆積物の砂礫、支笏火山碎屑物のテフラ、砂礫などの河成段丘堆積物、または沖積層の基底礫層との岩相境界をそれぞれ指標に設定した。

支笏火山碎屑物 (Sp; 新称)

支笏火山起源の火砕物のうち、支笏第一テフラ (Spfa1) と支笏火山碎屑物堆積物 (Spfl) からなる。後期更新世の支笏火山起源のテフラには、山縣(1994)によれば、Ssfa, Ssfl, Spfa6, Spfa5, Spfa1, Spfl, En-b, En-a とがある。曾屋・佐藤(1980)などでは、En-b, En-a を除くテフラを総称して、支笏火山噴出物と呼称している。一方、支笏火山噴出物のうち、Spfa1, Spfl 以外は、北長沼層及びその相当層に含まれる(例えば、能篠ほか, 2008)。本研究では、北長沼層の上限をなし、火砕流台地を形成した支笏カルデラ起源の火砕物として、Spfa1, Spfl だけを特定する名称として、支笏火山碎屑物という名称を用いる。

第 9 図の地質断面図以南の長沼低地、支笏火山麓付近から支笏火山碎屑物台地にかけて、本層の厚さは 10m 以上となり、支笏カルデラに向かって厚層化し、第 11 図に示すとおり、最大 100m に達する。ボーリング柱

状図では、支笏第一テフラは軽石、その上位に重なる支笏火砕流堆積物は軽石混じり火山灰や細粒火山灰、溶結凝灰岩などと記載されている。溶結凝灰岩は、本層が厚さ約 25m 以上の地点で出現する傾向が認められる。

北長沼層上部の火山灰ないし火山灰質堆積物と支笏第一テフラとは、一般に、支笏第一テフラは軽石層、その下位の北長沼層上部は有機質土や火山灰質砂・シルト、及びスコリアを伴うことで、両者を区別することができる。本層の上限は、支笏火山麓や支笏火砕流台地では、丘陵及び台地の表層堆積物として一括している黒ボクや火山灰質砂・シルト層、火山灰の互層、ないし古期河成堆積物相当の礫・砂層の下面で、沖積低地では、沖積層の軟質な泥質堆積物の基底面を指標に定めている。

茂世丑層 (Ms; 能篠ほか, 2002: 再定義)

野幌丘陵の中位段丘面構成層の元野幌粘土層 (赤松ほか, 1981), 馬追丘陵の中位段丘面構成層上部の茂世丑層 (能篠ほか, 2008) にあたり、下位の小野幌層・北長沼層を整合的に覆う。地質断面図では、本層相当層が薄くてその分布が表現できていないが、第 5 図や第 8 図 (O-5 の柱状図) の馬追丘陵側の中位段丘構成層として分布している。長沼低地下では、茂世丑層を識別できていない。野幌丘陵の小野幌層と上位の元野幌粘土層、馬追丘陵付近の北長沼層ないし角田層とその上位の茂世丑層とは、同様の岩相と層序的關係にあることが知られている (能篠ほか, 2002)。赤松ほか (1981) や能篠ほか (2002) によれば、両層は支笏火砕流の層準をはさんで層序的に連続し、岩相的にも類似していること、両者の違いは、支笏火砕物由来の軽石を含むかどうかにあるとされている。北広島市以北では、長沼低地下において支笏火山碎屑物の層準が定められていないために、北長沼層最上部がこれらの層準にあたる可能性がある。

古期河成堆積物 (oFl; 暫定名称)

層位的には、支笏火山碎屑物の上位で、沖積層の下位の層準にあたる。茂世丑層との直接の層序関係は認められないが、同層と一部同時異相と推定される。本層に対比できる地層としては、野幌丘陵の河川沿いに分布する厚別砂礫層・広島砂礫層・輪厚砂礫層 (赤松ほか, 1981), 馬追丘陵の低位段丘堆積物 (産総研 (2007) の L2; 第 7 図参照) がある。野幌丘陵の砂礫層は、厚さ数 m で、支笏火山碎屑物の再堆積層とされる火山灰質砂・礫が卓越し、有機質土を伴うと記述されている (赤松ほか, 1981)。

本層は、長沼低地地下において、北長沼層や支笏火山碎屑物を侵食面を介して覆う砂礫主体の地層であり、その上部には粘性土・有機質土・テフラを伴うことがある。本層の分布は散点的であり、厚さは側方変化が大きく 2 ~ 15m である。古夕張川・古幌向川・古漁川・古千歳川などの大きな河川の丘陵や山麓の出口

にあたる付近に分布が認められる (第 19 図)。砂礫層が卓越するという岩相的特徴と 2/1000 ~ 5/1000 の比較的急な勾配をなす特徴 (第 5, 7 図の地質断面図参照) から、本層はこれら河川の扇状地性礫層にあたると思われる。産総研 (2007) の長沼町における層序ボーリング調査 (KN-B1) によれば、馬追丘陵麓の低位段丘面下では、表層のローム性堆積物の下位に、厚さ 15m ほどの砂と河成の砂礫層が分布する (第 4 図 a の B-6 柱状図, 第 7 図の地質断面図)。同層はその層位と岩相から本層に対比できると考えられる。

埋没河成段丘堆積物 (Tr1 ~ Tr3)

古千歳川の両岸に認められる砂礫主体で砂及び火山灰・火山灰質粘性土をその上部に伴う堆積物で、厚さは 1 ~ 10m である。その上面は平坦で、沖積層に被覆され、古千歳川沿いに狭長に分布する (第 19 図)。古千歳川谷底をなす沖積層基底礫層は桶状の平坦な底部をなすのに対して、本段丘堆積物は基底礫層分布域の東西両縁に沿って (第 19 図)、基底礫層底面とは比高 5 ~ 12m (第 5, 6 図) で分布している。これらの特徴から、本堆積物は古千歳川の埋没河成段丘堆積物にあたると思われる。古千歳川下流域に認められる段丘面は、その標高の違いから、-15 ~ -10m の Tr1, -25 ~ -20m の Tr2, -35 ~ -25m の Tr3 の 3 面に区分される (第 19 図参照)。

沖積層 (Ch)

最終氷期最盛期頃までに形成された開析谷地形を埋積した堆積物であり (例えば、木村ほか, 2006)、沖積低地面を構成している。

第 5 図と 15 図の地質断面図で示されている古千歳川などの谷底沿いでは、岩相に基づき、下部から上部へ、基底礫層、下部泥層、上部砂・泥層に区分できる。一方、谷底周辺の沖積層基底面上では、沖積層は基底礫層を欠き、下部泥層と上部砂・泥層から構成される。基底礫層は厚さ 1 ~ 7m で、N 値 15 ~ 50 以上の主に砂礫からなり、礫混じり砂・砂を伴う。下部泥層は、下部から上部へ、砂ないし砂泥から、標高 -30 ~ -10m を占める貝殻を含有する粘性土へと上方に細粒化する。基底礫層から下部泥層への上方細粒化は、粘性土・砂の上方への N 値の減少傾向と符合している。上部砂・泥層は、粘性土、有機質土、砂・砂泥からなる。その最下部は、厚さ 1 ~ 4m で、主に N 値 5 ~ 10 の砂や砂泥で構成されることが多く、下部泥層の貝殻含有の粘性土とその上位に重なる有機質土と粘性土との互層との境界をなす層準として、各地質断面図で側方に比較的良好に追跡することができる。この有機質土・粘性土は、N 値は 5 以下で、0 ~ 2 を示すことが多く、厚さは 5 ~ 15m を示す。

沖積層の基底礫層の分布は、第 5 ~ 10 図の地質断面図に示すとおり、周囲の沖積層基底に比べて 2 ~ 15m 低く、平坦な底をもつ谷地形を示すことから、開析谷底の分布を示すものと考えられる。後述するとお

り、第19図には、これらの基底礫層の分布に基づき開析谷底の広がりが見られている。谷底の形状では、樋状で蛇行形状を示すもの（古千歳川の中・下流域）と幅広く直線状を示すもの（古夕張川・古幌向川・古漁川）とが認められる。後者は、丘陵・山麓の狭隘な谷から低地への出合いにおいて扇状地状の広がりを示す。

これらの各部層は、新篠津村武田での基準柱状図（川上ほか、2012）に比較すると、基底礫層はユニット2の沖積層基底礫層、下部泥層はユニット3の河道充填から氾濫原堆積物からユニット4の海水環境の堆積物、上部砂・泥層はユニット5のデルタプレーン堆積物に、それぞれ対比できる。

5. 地質断面図

ボーリングデータの解析に基づいて作成した、長沼低地及び隣接する丘陵、支笏火砕流台地の地下構造を示す代表的な10葉の東西方向の地質断面図（第5～14図）と1葉の古千歳川谷底沿いの縦断面図（第15図）の特徴を記述する。地質断面図に表現された柱状図のうち、基準柱状図（第4図、第3表）についてはその名称を表示した。

5.1 江別一岩見沢断面（A-A'）

本断面図は、東北東－西南西方向で、西端の野幌丘陵の中位段丘面から、長沼低地北端地域を道央自動車道に沿って江別市市街地から岩見沢市志文町の市街地を通り、岩見沢丘陵の中位段丘面まで延びる。基準柱状図としては、中位段丘面上のB-3柱状図（岡ほか、2001）がある。

地層は、下部から、先第四系、先北長沼層、北長沼層、茂世丑層、丘陵・台地表層堆積物、古期河成堆積物、埋没河成段丘堆積物（Tr1）、沖積層が認められる。

先北長沼層は、主に砂・砂泥・粘性土の堆積物からなり、最上部には厚さ4～8mの砂層が側方に続く。最上部の砂のN値は20～50で、その直下10mほどの粘性土や砂泥はN値が一般に20以下と低く、しばしば10以下を示す。北長沼層は主に有機質土・粘性土からなり、断面図の西端から2～7km間には砂・砂泥を伴う。中位段丘面構成層として、B-3の基準柱状図（第4図a）に示されているとおり、北長沼層とその上位に茂世丑層、丘陵・台地表層堆積物が分布する。古期河成堆積物は、粘性土を伴う厚さ10～15mの砂礫主体の堆積物であり、地質断面図の西端から17～21km間で、北長沼層を凹凸が著しい境界面を介して重なっている。上部の粘性土は、N値が10～20であり、同一の標高の沖積層の粘性土よりも明らかに大きい。沖積層は基底礫層、下部泥層、上部砂・泥層からなる。基底礫層のうち、断面図の西端から9～19kmに連続する砂礫層は古幌向川谷底（第19図参照）に、

5.5～8.5kmのものは古千歳川谷底（第19図参照）にそれぞれあたる。下部泥層は粘性土・砂・砂泥からなり、粘性土には貝殻片が含まれる。標高-10～0mに挟まれる砂・砂泥とその上位の粘性土・有機質土は上部砂・泥層に対比できる。古千歳川谷の左岸には、第19図に示すとおり、同谷に沿って1km延長する河成段丘堆積物（Tr1）が認められる。

北長沼層基底面の構造は、古千歳川谷底附近に標高-46mの底部がある向斜構造（長沼向斜）をなす。向斜東翼では、岩見沢丘陵の中位段丘面と低地との境界付近に、北長沼層基底面を変位基準にして比高約22mの急斜帯（平川ほか（2010）の活拗曲に相当する）が認められ、向斜底部の最深部と中位段丘の東縁間で比高は73mに達する。

5.2 江別一栗山断面（B-B'）

江別市市街地から栗山町市街地を通る西北西－東南東方向の断面である。野幌丘陵の北端から長沼低地を横断し、東端は夕張川低地にまで延長する。基準柱状図としては、沖積低地におけるB-5（産総研（2007）のKN-B2）がある。

地層としては、下部から、先第四系、先北長沼層、北長沼層、古期河成堆積物、埋没河成段丘堆積物（Tr1）、沖積層が認められる。先第四系は夕張川低地の標高20m以下に伏在する主に泥岩からなる堆積岩である。先北長沼層については、そこまで到達しているボーリング柱状図はわずかであるため情報が乏しい。基準柱状図のB-5に産出する標高-30m以深のテフラは、カリウムの含有量が低いという特徴から中期更新世の指標になると考えられており（産総研、2007）、同層準は先北長沼層に対比できる。断面図の西端から距離4～6kmで、標高-50～-40mに分布するN値40-50の砂・砂泥は先北長沼層最上部の特徴的な粗粒な堆積物に対比できる。北長沼層としては、断面図西部の標高-40～-10mに分布する有機質土を挟む粘性土が相当すると考えられる。一方、本断面図東部では、同一標高に砂礫層が厚く分布している。基準柱状図のB-5では該当する標高-30～-5mの砂礫層は河成礫層と判断されているが、その層準については言及されていない（産総研、2007）。これらの砂礫層は、北長沼層の粘性土・有機質土と同一標高に分布していること、下位にpKnが分布することから、その大半が北長沼層にあたりと推定している。古期河成堆積物としては、本断面図の西端から15～17.5kmで、標高-5～10mに分布する礫層が該当する。同礫層はその層準と分布標高から、断面図C-C'（第7図）において低位段丘面を構成する礫層に対比できる。沖積層は、主に粘性土・砂・砂泥からなり、基底には砂礫を伴う。砂礫の空間分布と推定される古河川流路（第19図）との関係から、断面図西端から距離4～6kmに分布する砂礫は古千歳川谷底、距離6～11kmにおいて西傾斜の緩い勾配をなし

て連続する厚さ4～6mの砂礫層は古夕張川谷底を埋積した沖積層基底礫層にあたると思われる。古千歳川谷底の左岸には埋没河成段丘堆積物(Tr1)が分布する。

北長沼層基底面の構造は、同面モデルも参照すると、古千歳川谷底付近に標高-44mの底部がある向斜構造(長沼向斜)をなす。

5.3 志文別—北長沼断面(C-C')

本断面図は、東西方向で、西端の野幌丘陵の中位段丘面から、江別市志文別から長沼町北長沼を通過して長沼低地を横断し、東端は馬追丘陵の段丘面まで延びる。基準柱状図としては、段丘面上のO-1(大津ほか、2002)、B-6、B-7(産総研(2007)のKN-B1、B3)がある。

地層は、下部から、先第四系、先北長沼層、北長沼層、茂世丑層、埋没河成段丘堆積物(Tr3)、沖積層が認められる。先第四系は、馬追丘陵の中位段丘面下の標高40m以深に分布する主にシルト岩からなる堆積岩である。先北長沼層は、主に砂・砂礫・砂泥・粘性土からなる堆積物であり、貝殻を含むという記載が認められる。最上部には砂礫・礫混じり砂からなり、N値50以上が卓越する粗粒堆積物が厚さ3～8mで側方に続く。馬追丘陵の低位段丘面直下の礫・砂層は、その分布標高と古夕張川付近にあたるという位置から、古期河成堆積物に相当層すると解釈できる。支笏火山砕屑物は厚さ0.5～1mの軽石混じりの火山灰で、しばしば上位に腐植土混じりの粘性土を伴う。本層は薄いですが、北長沼層の有機質土・粘性土の上位で沖積層の下部泥層に覆われるという層序的な累重関係から明瞭に対比できる。沖積層は、主に粘性土・砂・砂泥からなり、基底礫層にあたる砂礫を伴う。断面図西端から6～7kmには、古千歳川谷底を埋積する基底礫層が標高-30m付近に分布し、同左岸には幅1.1km、長さ6kmの埋没河成段丘堆積物(Tr3)(第19図参照)が分布する。沖積層の下部泥層については、貝殻片含有の記事が古千歳川谷底付近の柱状図に限られており、そこでは周囲と比べてN値が0～2と低い。上部砂・泥層には有機質土が頻繁に挟まれる。

北長沼層基底面の構造は、長沼低地下に平坦な底部を有する向斜構造(長沼向斜)をなす。北長沼層基底面の構造は、古千歳川谷底付近を軸とする向斜構造(長沼向斜)を呈する。向斜西翼は野幌丘陵の中位段丘面から低地西部にかけて勾配30/1000～10/1000の滑らかな西傾斜を示すのに対して、本断面図では詳細が不明だが、東翼では、馬追丘陵麓の低位段丘面L2とL1の境界には段丘面を変位させる活撓曲が認められる(産総研、2007)。

5.4 北広島—長沼断面(D-D')

本断面図は、東西方向で、西端の野幌丘陵の高位段丘面から、北広島市市街地から長沼町市街地を通過して

長沼低地を横断し、東端は馬追丘陵の中位段丘面まで延びる。基準柱状図としては、段丘面上のO-5、O-6(能篠ほか、2008)、B-8(近藤・五十嵐、1987;第3表参照)がある。

地層は、下部から、先第四系、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、沖積層が認められる。先第四系は馬追丘陵の標高10m以深に分布し、礫岩が卓越する。先北長沼層は、主に砂・砂泥・粘性土からなり、散点的に貝殻を含むという記載が認められる。砂層のN値は20～40が卓越する。北長沼層は有機質土を挟む粘性土が卓越し、砂・礫混じり砂層・火山灰を伴う。支笏火山砕屑物は、厚さ1～4m、まれに10mに及び、西部では不規則な境界面、東部では平坦な境界面を介して北長沼層の上位に重なる。沖積層は、主に粘性土・砂・砂泥からなり、断面図西端から9～10.5kmに古千歳川谷底、7～8kmに支流の谷底を充填する基底礫層が分布する。標高-4～-2mの粘性土に貝殻片が含まれ、標高0m以上の粘性土には有機質土が挟まれる。

北長沼層基底面の構造は、古千歳川谷底付近を軸とする向斜構造(長沼向斜)を呈する。馬追丘陵の中位段丘と低地との境界には、北長沼層基底面を変位基準にして比高20mの急斜帯が認められ、向斜底部の最深部と東翼の中位段丘の東縁間で、比高が64mに達する。

5.5 恵庭北—南長沼断面(E-E')

本断面図は、東西方向で、西端の支笏火山麓から、恵庭市市街地から長沼町南長沼を通過して長沼低地を横断し、東端は馬追丘陵の高位段丘面まで延びる。基準柱状図には、長沼低地のB-9(下川ほか、1993)がある。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、古期河成堆積物、沖積層が認められる。先北長沼層は、主に砂・粘性土・砂礫・砂泥からなる。断面図西端から9～14kmでは、最上部は砂・砂泥からなり、B-9の記載によれば、生痕による地層の擾乱が著しいという特徴を示す。砂のN値は15～30が卓越する。北長沼層は有機質土が卓越し、火山灰ないし火山灰質粘性土・砂、砂を伴う。北長沼層の厚さが明示されている断面図西端から9～15km間では、厚さの側方変化が認められる。すなわち、距離12km付近を境に、西部では厚さ8m前後であるが、東部では距離14kmまでの低地内で厚さ約15mを示し、以東の馬追丘陵の中位段丘面では厚さ8～10mと薄い。支笏火山砕屑物は、西部の厚さ約30mから低地東端のB-9柱状図で3mへと薄層化する。支笏火山砕屑物の厚さが約20mを越える付近から、溶結凝灰岩が伴われる。古期河成堆積物は、断面図西端から6km付近と9km付近の範囲に出現する。同堆積物は厚さ2～4mで主に砂礫・砂からなる。沖積層は、主に粘性土・砂・砂泥からなり、古千歳川谷底にあたる標高-5.5m付近の粘性土には厚さ20cmの間に貝殻片が含まれる。標高0m以上の粘性土には有機質土が挟まれる。

北長沼層基底面及び西部では支笏火山砕屑物基底の構造によると、断面図西端から4～12km間は平坦な底部で、5km付近に最深部が位置する向斜構造（長沼向斜）をなし、その東翼部は距離12～14kmで緩やかな西傾斜を示すが、中位段丘面と低地境界で北長沼層基底面を変位基準にして比高15mの急斜帯をなす。

5.6 恵庭南－祝梅断面（F-F'）

本断面図は、東西方向で、北海道横断自動車道に沿って恵庭市南部から千歳市祝梅を通る。西端の支笏火山麓から、長沼低地を横断し、東端は支笏火砕流台地、馬追丘陵の中位段丘面まで延びる。基準柱状図としては、中位段丘面でのB-10、長沼低地でのB-11（産総研(2007)のCH-B1, B2；第3表参照）が含まれる。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、沖積層が認められる。先北長沼層は、主に砂・粘性土・砂泥からなり、多くの層準で貝殻片の含有が認められている。砂層のN値は15～30、一部で50以上を示す。北長沼層は火山灰質砂・有機質土が卓越し、砂層・火山灰を伴う。火山灰にはスコリアが濃集する火山灰層が認められる。厚さは、断面図西端から12kmまでは10～12mほどで一定しているが、以東の支笏火砕流台地から中位段丘面にかけて薄層化し、中位段丘面上のB-10柱状図では5.6mとなる。支笏火山砕屑物は、西部の厚さ約60mから東方へ10mまで薄層化する。支笏火山砕屑物の厚さが約40m以上の地点では溶結凝灰岩が伴われている。支笏火山砕屑物の上位は火山灰・ローム・土壌からなる丘陵・台地表層堆積物、または沖積層に覆われる。沖積層は、主に有機質土・粘性土・砂・砂泥からなり、古千歳川谷底には厚さ2～4mの砂礫・礫混じり砂層が認められる。貝殻片は認められない。

北長沼層基底面の構造は、断面図西端から3km付近に底部を有する向斜構造（長沼向斜）をなし、その東翼では、西端から距離11kmの火砕流台地と低地境界付近、及び距離13kmの中位段丘と火砕流台地境界付近にそれぞれ東隆起の急斜帯が認められる。前者は、上盤側のボーリング柱状図が支笏火山砕屑物基底面まで達していないが、火砕流台地面が平坦であることからその西縁で構造が急変すると仮定し、北長沼層基底面を基準にして比高約8mが求まる。後者は同様に比高20mが得られる。また、向斜底部の最深部と東翼の中位段丘のB-10柱状図間で比高74mに達する。

5.7 泉沢－駒里北断面（G-G'）

本断面図は、東西方向で、千歳市泉沢の支笏火山麓から支笏火砕流台地を横断し、千歳市駒里の北部を通って馬追丘陵麓の中位・高位段丘面まで延びる。

地層は、下部から、先第四系、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、丘陵・台地表層堆積物、沖積層が認められる。先第四系は馬追丘陵の標高76m

以深に伏在し、砂岩からなる。先北長沼層は、主に砂・粘性土・砂泥からなり、礫混じり砂・砂礫・有機質土を伴う。本層の最上部には、砂礫・砂・砂泥からなる粗粒な堆積物が厚さ5～25mで側方に続く。多くの層準で貝殻片の含有が認められる。砂層及び礫混じり砂層のN値は15～40、一部で50以上を示す。北長沼層については、下部は有機質土・粘性土、上部は火山灰・火山灰質粘性土・砂層が卓越する。上部の基底付近には、多くの柱状図で、スコリアが濃集する火山灰が認められる。北長沼層の厚さは、高位段丘の地点を除き、有機質土と火山灰の割合は地点により変化しているが10～12mで一定する傾向を示す。支笏火山砕屑物は、西部の厚さ約100mから東方へ10mまで急速に薄層化する。支笏火山砕屑物の厚さが約25m以上の地点では溶結凝灰岩が伴われている。支笏火山砕屑物の上位は火山灰・ローム・土壌からなる丘陵・台地表層堆積物で覆われる。断面図西端から距離7～9.5kmには、古千歳川の支流の谷底を埋める沖積層が分布する。

北長沼層基底面の構造は、断面図西端の標高-56mから東端付近の中位段丘東縁の標高24mまで全体に西傾斜をなして比高約72mに達する。本断面図は、長沼向斜の底部最深部から東翼に相当する。東翼において、断面図西端から8.5～9.5km間では比高20mあまり、11.5km付近では比高約8mの急斜帯が認められる。断面図東縁付近の小谷の西斜面には、西隆起の馬追断層（岡ほか、2001）が通る。

5.8 新千歳空港－駒里南断面（H-H'）

本断面図は東北東－西南西方向で、標高55mの支笏火山麓から、新千歳空港、石勝線沿いに千歳市駒里の南部まで支笏火砕流台地を横断し、その東縁で馬追丘陵麓の中位段丘面まで延びる。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、丘陵・台地表層堆積物が認められる。先北長沼層は、主に砂泥・粘性土・砂からなり、礫混じり砂・砂礫・有機質土を伴う。本層の最上部には、砂礫・礫混じり砂・砂・砂泥からなる粗粒な堆積物が厚さ5～15mで側方に続く。多くの層準で貝殻片の含有が認められる。砂層のN値は7～20を示す。北長沼層は火山灰・火山灰質粘性土・砂が卓越し、下部に有機質土・粘性土を伴う。中部付近にスコリアが濃集する火山灰が認められる地点が多い。北長沼層の厚さは、西端の深部井戸柱状図と断面図西端から10km付近の向斜軸部を除くと、10～12mと一定している。支笏火山砕屑物は、西部の厚さ約80mから東方へ12mまで急速に薄層化する。支笏火山砕屑物の厚さが約40m以上の地点では溶結凝灰岩が伴われている。支笏火山砕屑物の上位は火山灰・ローム・土壌からなる丘陵・台地表層堆積物で覆われる。

北長沼層基底面の構造は、断面図西端から距離8km付近に頂部を有する背斜（美々背斜）と距離9.5km付

次に底部を有する向斜（遠浅向斜）を示す。背斜は西翼が急傾斜で東翼がゆるい非対称性を示すが、向斜両翼の傾斜は対称的である。背斜西翼には勾配 30/1000 の急斜帯が認められ、北長沼層基底面を基準にした比高は 20m におよぶ。断面図では詳細は不明だが、断面図東縁には西側隆起の嶮淵断層（岡ほか, 2001）が通る。

5.9 美々一富岡断面 (I-I')

本断面図は、東北東—西南西方向で、西部の支笏火山麓の標高 40m から支笏火砕流台地を横断し、美々川沿いの美々、早来町富岡を通り、東縁では馬追丘陵麓の中位・高位段丘面まで延びる。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、丘陵・台地表層堆積物、沖積層が認められる。先北長沼層は、主に砂泥・粘性土・砂からなり、砂礫・礫混じり砂・有機質土・火山灰を伴う。本層の最上部は砂泥が卓越する。多くの層準で貝殻片の含有が認められる。北長沼層は火山灰・火山灰質粘性土・砂が卓越し、下部に有機質土・粘性土を伴う。中部付近には厚さ 1～5m のスコリアが濃集する火山灰層が挟まれる。北長沼層の厚さは、背斜頂部など薄い箇所も認められるが、全体に 10～14m と一定した傾向を示す。支笏火山砕屑物は、西部の厚さ約 60m から東方へ 6m まで薄層化する。断面図西端の地点では溶結凝灰岩を伴う。支笏火山砕屑物の上位は火山灰・ローム・土壌からなる丘陵・台地表層堆積物で覆われる。距離 7.5km 付近には、美々川沿いの沖積低地下の埋没谷とそれを充填する厚さ 6m の沖積層が分布する。

北長沼層基底面の構造は、距離 7.5～8.5km 間で平坦な頂部を示す背斜（美々背斜）、距離 10km 付近に平坦な底部の向斜（遠浅向斜）を示す。背斜の西翼は西へ勾配 5/1000 の緩傾斜をなすが、その東翼は北長沼層基底面を基準に比高 10m、勾配 50/1000 の急斜帯をなす。背斜頂部と向斜底部間の最大比高は北長沼層基底面を基準に 20m を示す。断面図では詳細は不明だが、断面図東縁には西側隆起の嶮淵断層（岡ほか, 2001）が通る。

5.10 美沢一新栄断面 (J-J')

本断面図は、支笏火山麓の標高 28m から支笏火砕流台地を横断して、美々川沿いの美沢、早来町新栄を通り、東縁は馬追丘陵麓の中位段丘面まで延びる。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、丘陵・台地表層堆積物、沖積層が認められる。先北長沼層は、中部の厚さ 10～20m の粘性土を挟んで、下部は砂・砂礫が卓越し、上部は砂礫・砂が卓越している。中部及び上部の層準で貝殻片の含有が認められる。中部の粘性土は N 値 5～10 を示す。北長沼層は火山灰・火山灰質粘性土・砂層が卓越し、下部に有機質土・粘性土を伴う。中部付近には厚さ 1～5m のスコリアが濃集する火山灰が挟まれる。断面図東端付近

の柱状図を除いて、厚さは 12～14m と一定している。支笏火山砕屑物は、厚さ 15～20m で北長沼層を覆い、その上位は火山灰・ローム・土壌からなる丘陵・台地表層堆積物で覆われる。断面図西端から距離 3.5km 付近の美々川低地沿い、及び距離 6km 付近の遠浅川低地沿いに、それぞれ埋没谷を充填する沖積層が分布する。

北長沼層基底面の構造は、西端から距離 4km 付近に頂部を有する背斜（美々背斜）、距離 6km 付近に底部を有する向斜（遠浅向斜）を示す。背斜頂部と向斜底部間の比高は 7m と小さく、褶曲翼の傾斜も緩やかであり、最大傾斜の背斜西翼で平均勾配 8/1000 である。

5.11 当別一千歳断面 (K-K')

本断面図は、北端部の石狩平野では古石狩川谷底、長沼低地では古千歳川の谷底沿いであり、長沼低地を北北西—南南東方向に縦断し、当別町市街地から江別市を通り、千歳市市街地にまで達する。その断面線は、南北 50km 長で、現在の千歳川が流れる凹地の範囲に沿い、地表面標高は 7～10m とほぼ一定している。

地層は、下部から、先北長沼層、北長沼層、支笏火山砕屑物、茂世丑層、沖積層が認められる。先北長沼層は、主に砂・粘性土・砂泥からなり、砂礫を伴う。断面図の北端から 40km 以南では、本層の多くの層準で貝殻片の含有が認められる。北長沼層は南北で岩相変化が認められる。すなわち、断面図の北端から 35km 以南では、有機質土と火山灰が卓越し、砂・粘性土などの砕屑物は乏しいのに対して、以北では、砂・粘性土の比率が高い。一方、北長沼層の層厚はこうした岩相変化や上位に重なる地層の違いにかかわらず変化に乏しく、10～15m の一定した範囲を示す。北長沼層の上位には、断面図の北端から 37km までは沖積層が、以南では支笏火山砕屑物が重なる。支笏火山砕屑物は北方への薄層化を示す。支笏火山砕屑物の上位には、断面図の北端から 46km 付近では古期河成堆積物の砂礫層が下に凸の地層境界を介して重なる。沖積層は基底礫層とその上位は、粘性土が卓越する下部泥層、砂・砂泥・有機質土を伴う上部砂・泥層から構成される。基底礫層の厚さは、古夕張川・古幌向川が合流する地点付近にあたる下流側で急増し、4～10m を示す。下部泥層では、海成環境を示す貝殻片が含有されており、最深部では古石狩川谷沿いの地点で -40m、最上流は断面図の北端から 35km の地点まで、その分布が認められる。

沖積層基底面の縦断勾配とその変化から、断面図の北端から 15km（下流区間）までは 1.2/1000、15～33km 間（中流区間）は、0.8/1000、33～46km 間（上流区間）は、1.0/1000、そして、46km 以南（最上流区間）は 2.5/1000 と、4つの区間に分けることができる。これらの勾配変化のうち、支笏火山砕屑物が欠如ないし 2m 以下と薄い下流部では、長沼層基底面の勾配変化に符合している。一方、厚い支笏火山堆積物で充填

されている上流部では、その堆積物の上面地形面に符合しており、上流区間に対して急勾配の最上流区間は、古千歳川の扇状地斜面の傾斜を反映したものである。

6. 地層境界面モデル

本調査地域に分布する上部更新統について、広域にわたって面モデルを構築できる地層境界としては、北長沼層基底面（約 11 万年前）と支笏火山碎屑物基底面（約 4 万年前）、沖積層基底面（約 2 万年前弱）とがある。これらはいずれも形成時期が特定でき、各時期の地形面とその後の地殻変動とを反映していると考えられるため、三次元の浅部地下構造の基本となる面モデルである。以下これら 3 つの地層境界面モデルの特徴とそれに基づく地質構造・地殻変動・古地理に関して記述する。

6.1 北長沼層基底面モデル

北長沼層基底面は、最終間氷期最盛期（ステージ 5e）からの海面低下期（約 11 万年前）に形成された低地の湿原環境を示す平坦面であり、同面モデルの標高変化がそれ以後の地殻変動を近似すると考えられている（例えば、岡, 2007; 地震本部地震調査研究委員会, 2010）。同面は、石狩低地帯の沈降域である沖積低地帯だけでなく、隆起域の馬追・野幌丘陵麓を取り巻く中位段丘面構成層にも認められる。

本基底面モデルを第 16 図に示す。本基底面の計算には、ボーリングデータ解析によるポイントデータ 666 点と補填データからのポイントデータ 20 点を用いた。補填データは、データが不足している支笏火山麓域において、支笏火山麓下の深井戸柱状図（第 6 表；山口・小原, 1974；曾屋・佐藤, 1980；広田ほか, 1996）から得た。これらの深井戸柱状図は、支笏火山噴出物基底の標高が明示されているが、北長沼層の基底面標高は岩相区分が粗いために明らかではない。しかし、北長沼層の厚さは比較的地域によらずに一定しているので、支笏火山噴出物基底より約 5m 深いものとして北長沼層基底面の標高値を設定した。

本面モデルは、全体的に、長沼低地とその南北延長方向に沿って、後述する南北 52km 以上延長する向斜構造（長沼向斜）を呈する。丘陵下部に発達する中位段丘面は低地側に傾斜しているが、北長沼層基底層準は段丘面にほぼ平行しているため、本面モデルは中位段丘面の地形面に平行した構造を呈する。長沼低地東縁の低地と中位段丘面境界付近で傾斜が急変しているが、詳細は後述するとおり、同境界付近に沿って延びる急斜帯を反映したものである（第 16 図）。恵庭市以南では、向斜底部は標高 -55 ～ -50m と深く、向斜の東翼は幅が広がり、後述する南北方向の一对の褶曲が発達している。その西翼部の大半はモデル範囲外であるが、広田ほか(1996)による支笏火山噴出物基底面の

構造によれば、第 16 図の恵庭市から千歳市西部に認められる西傾斜の向斜西翼部が向斜底部に沿って延長するものと考えられる。

6.2 支笏火山碎屑物基底面モデルと層厚分布モデル

支笏カルデラを形成した膨大な量の支笏火砕流 (Spfl) の流出と堆積により、約 4 万年前の最終氷期における石狩低地帯の地形は大きく変貌したと考えられる（松下ほか, 1972；岡, 2007）。その地層境界面の構造は、石狩低地帯における現在の水文環境を規定する重要な物性境界をなしている（山口ほか, 1964; 広田ほか, 1996）。すなわち、本地層境界面モデルは、古地理変遷上、及び水文学的重要な地層境界面にあたる。

本基底面モデルを第 17 図 a に示す。本基底面の計算には、ボーリングデータ解析によるポイントデータ 563 点と補填データからのポイントデータ 20 点を用いた。補填データは、前述の北長沼層基底面と同様に、データが不足している支笏火山麓域において、支笏火山麓下の深井戸柱状図 20 本（第 6 表；山口・小原, 1974；曾屋・佐藤, 1980；広田ほか, 1996）から得た。これらの柱状図では支笏火山噴出物基底の標高が明示されているが、支笏火山碎屑物基底は支笏火山噴出物基底より約 5m 浅いものとしてその標高値を求めた。

本面モデルの広がり、本堆積物分布範囲に限定されるために、江別市付近が北限となっているが、その面構造は、前述の北長沼層基底面モデルに類似した向斜構造を呈する。恵庭市以北の中位段丘面には支笏火山碎屑物基底面のデータがないために、本面モデルの分布が表現されていないが、中位段丘面の表層堆積物に支笏火山碎屑物が含まれることから、中位段丘面の地形面に平行な構造をなしているものと考えられる。

向斜底部の標高は、北部の江別市付近から北広島市付近まで標高 -20 ～ -10m と一定しているが、恵庭市付近で南方へ標高 -40m まで低下し、以南では標高 -40 ～ -45m を示す。この向斜構造は、さらに南方へ、太平洋に面する苫小牧市白老にかけて、その底部が標高 -70m まで低下する（山口ほか, 1963；広田ほか, 1996）。

支笏火山碎屑物の層厚分布図を第 17 図 b に示す。最大層厚はモデル範囲の南西端近くにあたる支笏火山麓付近の地点で 115m を示すが、同地点はモデル範囲南西方に位置する支笏火砕流堆積物の噴出孔の支笏湖東岸からは 13km 東方にあたる（第 1 図参照）。本層厚分布の 80m から 10m の等厚線は、一般に噴出孔から離れるにしたがい低下する同心円状の形状を示し、運搬距離にしたがって堆積層厚が薄くなる傾向が認められる。一方、支笏火砕流台地に認められる活褶曲の地域では、こうした距離に反比例した傾向とは異なり、背斜軸に沿って薄く、逆に向斜軸付近で厚くなる傾向が認められる。

6.3 沖積層基底面モデルと古地形・地質区分

第 18 図に長沼低地域における沖積層基底面モデル、第 19 図に古地形・地質区分を示す。本基底面の計算には、ボーリングデータ解析によるポイントデータ 1,694 点と低地境界線に沿って 50m 間隔で求めたポイントデータ 5,699 点を用いた。

沖積層基底面モデルは、標高 -40 ~ 20m で、長沼低地沿いに南北に延びる舟底状をなすが、その底部は、第 9 図の地質断面図より北方では西に寄り、南方では東に寄った非対称な形状を示す。底部は、第 19 図に示すとおり、基底礫層を伴う古千歳川谷底にあたる。このような本基底モデルの形状は、現在の地形面の形状（第 1, 2 図）に符合している。すなわち、低地の凹地沿いに流れる現在の千歳川は、最終氷期最盛期頃の古千歳川の河道位置におおよそ相当し、低地東縁の夕張川・幌向川の低地出会い、及び低地西縁の支笏火山麓から広がる扇状地状の微高地は、沖積層基底面の形状を反映している。

古地形・地質区分図（第 19 図）は、沖積層下に埋没している古地形・地質区分を示している。古地形面としては、沖積層基底礫層の分布と河川流路の推定に基づき復元された開析谷底、沖積層基底礫層に沿う埋没段丘礫層の分布に基づく埋没河成段丘面がそれぞれ表現されている。開析谷底では、支笏火山麓から下流の古石狩川（廣瀬ほか、2011；川上ほか、2012）に流入する古千歳川谷底とそれに合流する古幌向川、古夕張川、古漁川などの支流の谷底が識別されている。古幌向川、古夕張川の谷底は幅広く、その勾配は第 5, 6 図に示すとおり、2/1000 ~ 4/1000 と急勾配である。古千歳川谷に沿って 3 段の河成段丘面とその堆積物が認められる。これらの開析谷底と河成段丘面以外の地域では、沖積層基底面直下に伏在する第四系の地層分布が表現されている。古期河成堆積物は、古夕張川・古漁川が低地に流れでる付近に主要な分布域が認められる。長沼低地中・南部域では、支笏火山砕屑物が、一方、北部では北長沼層が広い面積を占めて分布している。北長沼層は、中部地域では、削剥の顕著な地域にあたる、丘陵と低地境界、及び古千歳川谷底沿いにも帯状に分布している。また、北広島市以北の野幌丘陵麓沿いには、第 5, 7, 8 図の地質断面図に認められるとおり、幅 1.5 ~ 2km で標高 -4m 以浅の平坦面がひろがっている。その地形的特徴は、海食台起源と推定される。

7. 活構造

これまでに説明した浅部地下構造に基づいて、長沼低地及び隣接する支笏火砕流台地における活構造の特徴を記述するとともに、既存研究による活撓曲・活断層との関係について検討する。本研究のボーリングデータ解析では、第 5 ~ 14 図の地質断面図及び第 16, 17 図の地層境界面モデルにおいて、北長沼層基底面及

び支笏火山砕屑物基底面を変位基準にして、浅部地下構造の活構造の特徴が表現されている。本研究で検討した活構造には、長沼向斜、美々背斜、遠浅向斜、活撓曲・急斜帯がある（第 20 図）。

7.1 長沼向斜

本名称は、向斜が長沼低地沿いに延長することになむ。長沼向斜は、長沼低地及びその南方の支笏火砕流台地において、南北に 52km 以上続く（第 20 図）。山口・小原（1974）、広田ほか（1996）による支笏火山噴出物基底面の構造は、長沼向斜がさらに 7km 南方に延長し、苫小牧市の海岸に達することを示す。長沼向斜は、その規模とその広がりから、石狩低地東縁断層帯主部の逆断層に伴う東側隆起の複背斜構造に対応した向斜構造にあたると考えられる。以下、特に指示しない限り、本向斜の形状は、北長沼層基底面の構造に基づく。

長沼向斜は、その底部は幅 7 ~ 10km で比高 5 ~ 10m のゆるやかな舟底状を呈し、最深部は西寄りに位置する（第 20 図）。恵庭市以北では、西翼は、野幌丘陵東縁の中位段丘面から低地にかけて、勾配 40/1000 から 20/1000 の下に凸の形状を示す滑らかな東傾斜構造を示す。東翼は、岩見沢・栗沢・馬追丘陵の中位段丘面から低地にかけて、勾配 30/1000 から 10/1000 と下に凸の形状を示す。西翼に比較して平均勾配はやや緩いが、中位段丘面と低地境界付近に比高 10 ~ 20m の急斜帯が発達する（第 20 図）。一方、恵庭市以南では、山口・小原（1974）、広田ほか（1996）による支笏火山噴出物基底面の構造によれば、西翼は、勾配約 15/1000 の滑らかな西への緩傾斜構造をなすのに対して、東翼は後述する美々背斜・遠浅向斜の発達で特徴づけられる。長沼向斜による地殻変動の垂直変位は、北長沼基底面を変位基準にして、低地地下の向斜底部と翼部の中位段丘面間で最大 74m（第 10 図）におよぶ。

向斜底部は、江別市東部ではくの字型に、北広島市東部と恵庭市・千歳市間では、逆くの字型にその方向が屈曲する（第 20 図）。第 18 図に認められるとおり、南幌町から恵庭市付近にかけて、向斜底部最深部の標高は、-35m 前後で一定しているが、江別市東部の屈曲部では -40m 以深へと北方に低下する。調査地域外となるため詳細は不明だが、より北方へは、石狩低地東縁断層帯主部の構造方向に平行して、北東方向へ続くものと推定できる。一方、恵庭市・千歳市間の屈曲部では、向斜底部の標高は、-55m まで急速に低下し、さらに南部では -60 ~ -45m を示す。調査地域南方では、山口・小原（1974）の深部井戸柱状図によれば、苫小牧市の海岸付近の標高 -75m（第 6 表の no.57）まで低下する。以上示したような向斜底部の軸方向の地殻変動は、北長沼層基底面を基準面にして、調査地域範囲内で最大比高 25m、南方の苫小牧市の海岸付近との比較では最大比高 40m に達する。

長沼向斜の構造的特徴は、以上のとおり、北長沼

層基底面を基礎にしてその特徴が記述されたが、第17図に示すとおり、支笏火山砕屑物基底面もほぼ北長沼層基底面と同様の向斜構造を示す。北長沼層の初生的な層厚は、古期河成堆積物や沖積層下面の不整合によって側方に変化しているが、支笏火山砕屑物で覆われている地域ではその大半が保存されている。そのような条件を満たす地質断面図の中で、第8図の地質断面図では、北長沼層の厚さは、長沼向斜底部で最大24m、両翼に向かって薄層化し、長沼低地西縁では5m、東翼の中位段丘面では12m（O-5柱状図）となる。同様の層厚変化は、第10、11図における向斜東翼にも認められる。なお、千歳市以南において、北長沼層の層厚変化が乏しい理由としては、泥・有機質土・砂が乏しく、標高の影響を受けにくい火山灰の割合が多くなるためと考えられる。以上の向斜構造と北長沼層の系統的な層厚変化は、向斜構造の地殻変動が北長沼層の堆積期間中に継続的に生じていたことを示している。

沖積層基底面や沖積層の構造については、向斜構造の地殻変動との関係は不明である。しかし、支笏火山砕屑物の堆積による影響が乏しい北広島市以北の長沼低地においては、沖積層基底面モデルは底部が平坦な舟底状をなし、その最深部にあたる凹地は、長沼向斜底部の軸におおよそ一致している（第19図）など、北長沼層基底面の構造に類似している。こうした形状の類似性は、沖積層と向斜構造の地殻変動との関係を考慮する上で留意すべき特徴であろう。

7.2 美々背斜と遠浅向斜

支笏火山砕流台地地域に、半波長1～3kmの1対の背斜・向斜からなる褶曲構造が認められる。地震調査推進本部（2010）の石狩低地東縁断層帯のうち同南部に相当する。背斜は、美々背斜と命名されており（小松原・康，2013）、向斜はその底部に沿って流れる遠浅川の名にちなんで遠浅向斜と呼ぶことにする。

両褶曲構造は、北長沼層と支笏火山砕屑物に明瞭な垂直変位を与えている活構造である（第12～14図）。北長沼層基底及び支笏火山砕屑物基底の両面モデルの尾根状の高まりに美々背斜が、谷状の低まりに遠浅向斜が位置しており、背斜は約13km、向斜は約8km延長する（第16、17図）。背斜頂部と向斜底部との比高の最大値は20mである（第13図）。褶曲翼部の勾配の最大値は、背斜東翼では50/1000（第13図）、背斜西翼では北端部とその北方延長における20～30/1000（第11、12図）である。各断面図や第20図では、これらの急傾斜区間を急斜帯として表現している。

褶曲の構造は、支笏火山砕流台地と沖積低地の地形標高の変化にも反映されている。すなわち、背斜褶曲の西翼は美々川右岸の標高約20mの平坦面をなす台地にあたり、背斜の頂部は、美々川沿いの低地とその左岸の標高約25mの平坦面をなす台地に沿って、Z字状に

延長する。池田ほか編（2000）で指摘されていた美々川をはさんだ支笏火山砕流台地の標高差は、このように、背斜頂部とその西翼部の地質構造の違いに起因すると考えられる。同様に、向斜の底部は背斜の頂部に平行に、支笏火山砕流台地の凹地に沿って延長している（第20図）。

つぎに、これらの活構造と都市圏活断層図「千歳」（平川ほか，2010）で示された活構造とを比較する。都市圏活断層図では、北西－南東方向の2対の褶曲構造と西上がりの活断層の存在が表現されている（平川ほか，2010）。これらの構造は、第16図、17図に表現された北長沼層基底面モデル及び支笏火山砕屑物基底面モデルの空間形状とは符合していないことが明らかである。したがって、これらの活構造の位置は、浅部地下構造の特徴からは妥当ではないと考えられる。

7.3 急斜帯と活撓曲

長沼低地においては、ボーリングデータ解析から地質断面図に示した通り、低地と岩見沢・栗沢・馬追丘陵との境界付近に、丘陵側隆起の急斜帯が認められる（第20図）。これらの急斜帯は丘陵西麓の勾配20/1000～40/1000の中位段丘面と沖積低地ないし支笏火山砕流台地との境界に沿っている。この急斜帯は、北長沼層基底境界面を基準に、比高15～30mの変位を示し、最も密なボーリングデータを示す第10図の地質断面図では、平均勾配106/1000が得られる（第5、7～10図）。この急斜帯は、第9、10図の地質断面図において、北長沼層基底面と支笏火山砕屑物基底面の両面を変位基準にして、変位の累積性が認められる。すなわち、地質断面図E-E'、地質断面図F-F'では、北長沼層基底面の変位は、15.5m、20m、支笏火山砕屑物基底面の変位は、7.5m、10.5mである。

これらの急斜帯と都市圏活断層図「岩見沢」（澤ほか，2010）及び「長沼」（石山ほか，2010）で示された活撓曲とは、以下に示すとおり、馬追丘陵西縁では位置に違いが認められるが、同一の活構造にあたるものである。すなわち、本急斜帯は、変動地形を伴った活撓曲の浅部地下構造を示すものと考えられる。

上記の都市圏活断層図において、岩見沢・栗沢両丘陵の西縁では、中位段丘面の傾動と撓曲崖の存在に基づき、低地と丘陵との地形境界にほぼ沿って東隆起の活撓曲を定め、馬追丘陵の西縁では、中位段丘面が沖積低地と撓曲崖を伴わずに接することから活撓曲の位置を両者の地形境界から低地側に最大750m離れた位置に伏在すると推定されている（第2図；石山ほか，2010a, b：解説書とマップ；澤ほか，2010）。岩見沢・栗沢丘陵西縁では、本研究の急斜帯と都市圏活断層図で推定された活撓曲とは位置が一致しているが、馬追丘陵西縁では異なる（第2図）。活撓曲の位置は地表の変動地形に基づくものであるため、低地下に伏在する構造については、根拠は十分ではない。支笏火山

流堆積物が厚い地域では、中位段丘面の地形面がそれに覆われて詳細がわからないとされている(石山ほか, 2010)。このように、変動地形が地表で観察できない地域においては、浅部地下構造に基づいて、活構造の位置や形状を把握する必要がある。本研究の浅部地下構造解析の結果は、馬追丘陵西縁をなす主要な活撓曲は、都市圏活断層図で表現された位置ではなく、本研究で示した位置(第20図)にあたることを示している。

8. まとめ

本報告では、石狩低地帯中央部の長沼低地とそれに隣接する丘陵・支笏火砕流台地(北緯42度12分~43度42分, 東経141度32分~46分の範囲)において、ボーリングデータ解析による浅部地下構造の解析研究の結果をとりまとめた。その主な内容は以下のとおりである。

- (1) 既存研究の層序的研究を層序区分の基礎として、浅部地下の第四系を、下部から、下野幌層, 先北長沼層, 北長沼層, 支笏火山碎屑物, 茂世丑層, 古期河成堆積物, 埋没河成段丘堆積物, 沖積層に区分した。これらの地層のうち、北長沼層は、その最下部にToyaテフラを挟み、支笏火山碎屑物に覆われることから、11~4万年前の堆積年代を示し、その基底面はほぼ水平な堆積面に近似できることから、地殻変動の変位基準面として用いた。
- (2) 2,110本の建築・土木事業に関連したボーリングデータと深井戸柱状図の地質学的解析に基づき、長沼低地・支笏火砕流台地の地下構造を代表する11葉の地質断面図、北長沼層基底・支笏火山碎屑物基底・沖積層基底の各面モデルを作成し、石狩低地帯中央部の長沼低地の標高-100m以浅の浅部地下地質構造の詳細を明らかにした。ボーリング柱状図の層序対比にあたって、既存研究に基づく基準柱状図17点を作成し利用した。
- (3) 本調査地域の活構造として、長沼向斜(新称)、美々背斜(小松原・康, 2014)、遠浅向斜(新称)、そして、急斜帯が認められる。長沼向斜は、長沼低地及びその南方の支笏火砕流台地において、南北に52km以上続く。その規模とその広がりから、石狩低地東縁断層帯主部の逆断層に伴う東側隆起の複背斜構造に対応した向斜構造にあたる。その底部は、幅7~10kmで比高5~10mのゆるやかな舟底状を呈し、西翼は滑らかな東傾斜構造を示し、一方、東翼は丘陵と低地境界に活撓曲に相当する急斜帯を伴う。底部と翼部との最大比高は74mである。北長沼層は向斜底部から翼部にかけて薄層化するという系統的な層厚変化が認められる。
- (4) 美々背斜と遠浅向斜は、長沼向斜の東翼に発達する、半波長1~3kmの1対の褶曲構造であり、地震調査推進本部(2010)の石狩低地断層帯のうち同南部に相当する。北長沼層基底及び支笏火山碎屑物基底の両面

モデルの尾根状の高まりに美々背斜が、谷状の低まりに遠浅向斜が位置しており、背斜は約13km、向斜は約8km延長する。両褶曲は、支笏火砕流台地と沖積低地の地形標高の変化にも反映されており、背斜頂部と向斜底部との比高の最大値は20mである。

(5) 低地と岩見沢・栗沢・馬追丘陵との境界付近、丘陵西麓の勾配20/1000~40/1000の中位段丘面と沖積低地ないし支笏火砕流台地との境界付近に沿って、丘陵側隆起の急斜帯が認められる。最も密なボーリングデータを示す第10図の地質断面図では、平均勾配106/1000が得られる(第5,7~10図)。この急斜帯は、第9,10図の地質断面図において、北長沼層基底面と支笏火山碎屑物基底面の両面を変位基準にして、変位の累積性が認められる。これらの急斜帯と都市圏活断層図「岩見沢」(澤ほか, 2010)及び「長沼」(石山ほか, 2010)で示された活撓曲とは、馬追丘陵西縁では位置に違いが認められるが、同一の活構造にあたるものである。

(6) 沖積層基底面モデルは、最終氷期最盛期頃の開析谷地形を表しており、長沼低地中央部付近を中心に南北に延びる標高-40~20mの舟底状の形状を示す。この形状は、支笏火砕流堆積物が厚い南部の地質断面を除く、北部と中央部の地質断面図における中・上部更新統の地質構造に符合している。沖積層基底面モデルの地質構造と活構造との関係は明らかにはなっていない。

謝辞: 本論執筆にあたって、北海道総合研究機構地質研究所の大津直、廣瀬亘、川上源太郎の各氏、そして元同研究所の岡孝雄氏には、ボーリングデータ収集・データベース化にあたって協力をいただき、第四系の地質について貴重なご意見を受けた。ボーリング柱状図資料の収集・電子化を行うにあたって、北海道開発局、北海道、及び岩見沢市、南幌町、恵庭市、北広島市、千歳市の各市町役場、地盤工学会北海道支部、寒地土木研究所の方々に便宜をはかっていただいた。産業技術総合研究所の下川浩一氏には、未公表のボーリング調査資料を参照させていただいた。以上記して深く感謝する。

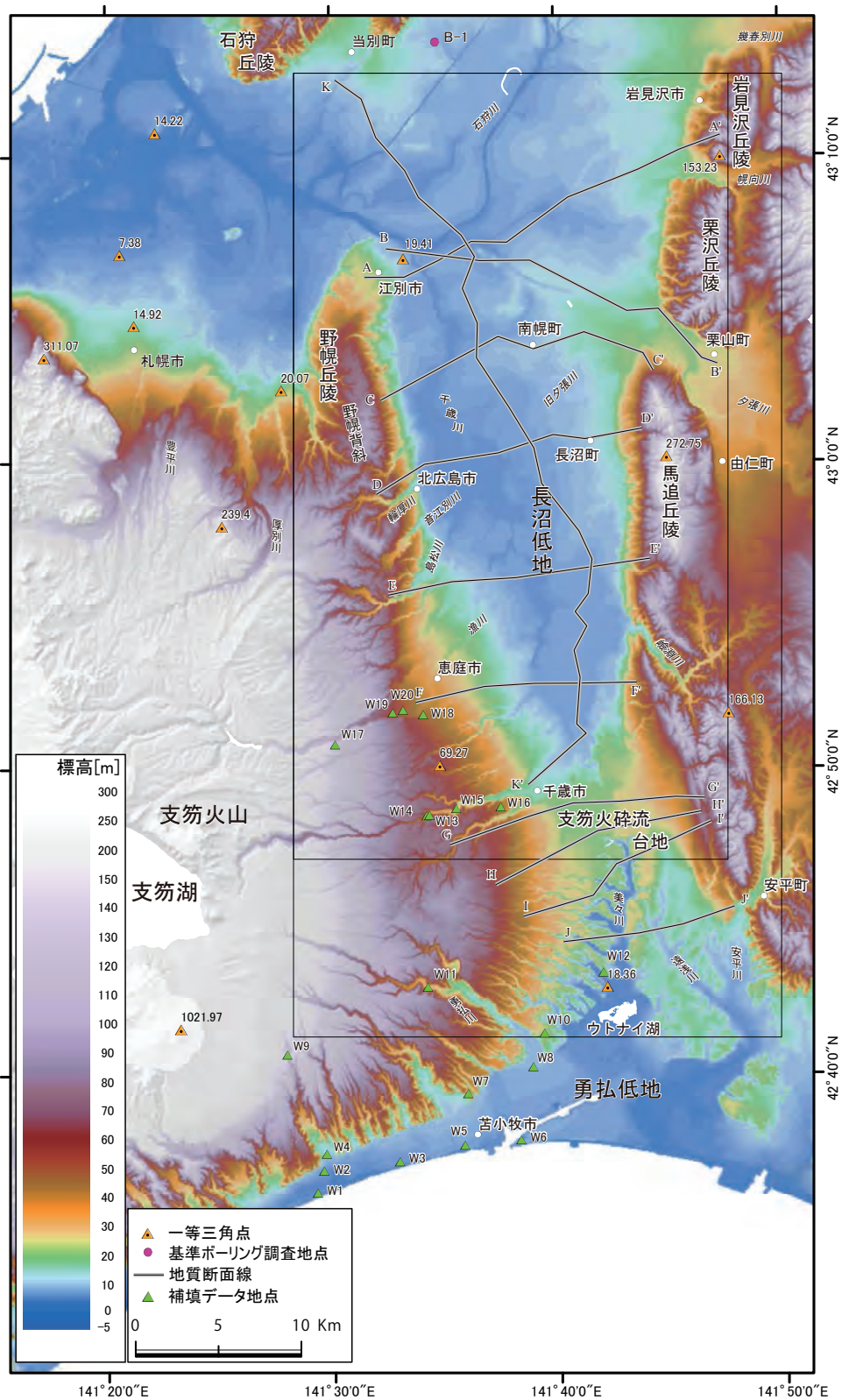
文 献

- 赤松守雄・鈴木昭彦(1992) 石狩低地帯周辺丘陵の鮮新一下部更新統の層序と古環境。北海道開拓記念館年報, no.20, 1-30.
- 赤松守雄・山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫(1981) 野幌丘陵の地質と古生物の変遷。北海道開拓記念館研報, 6, 17-24.
- 吾妻 穰(1962) 石狩低地帯の地下構造。石油技術協会誌, 27, 135-172.
- 平川一臣・石山達也・池田安隆・東郷正美・宮内崇裕・

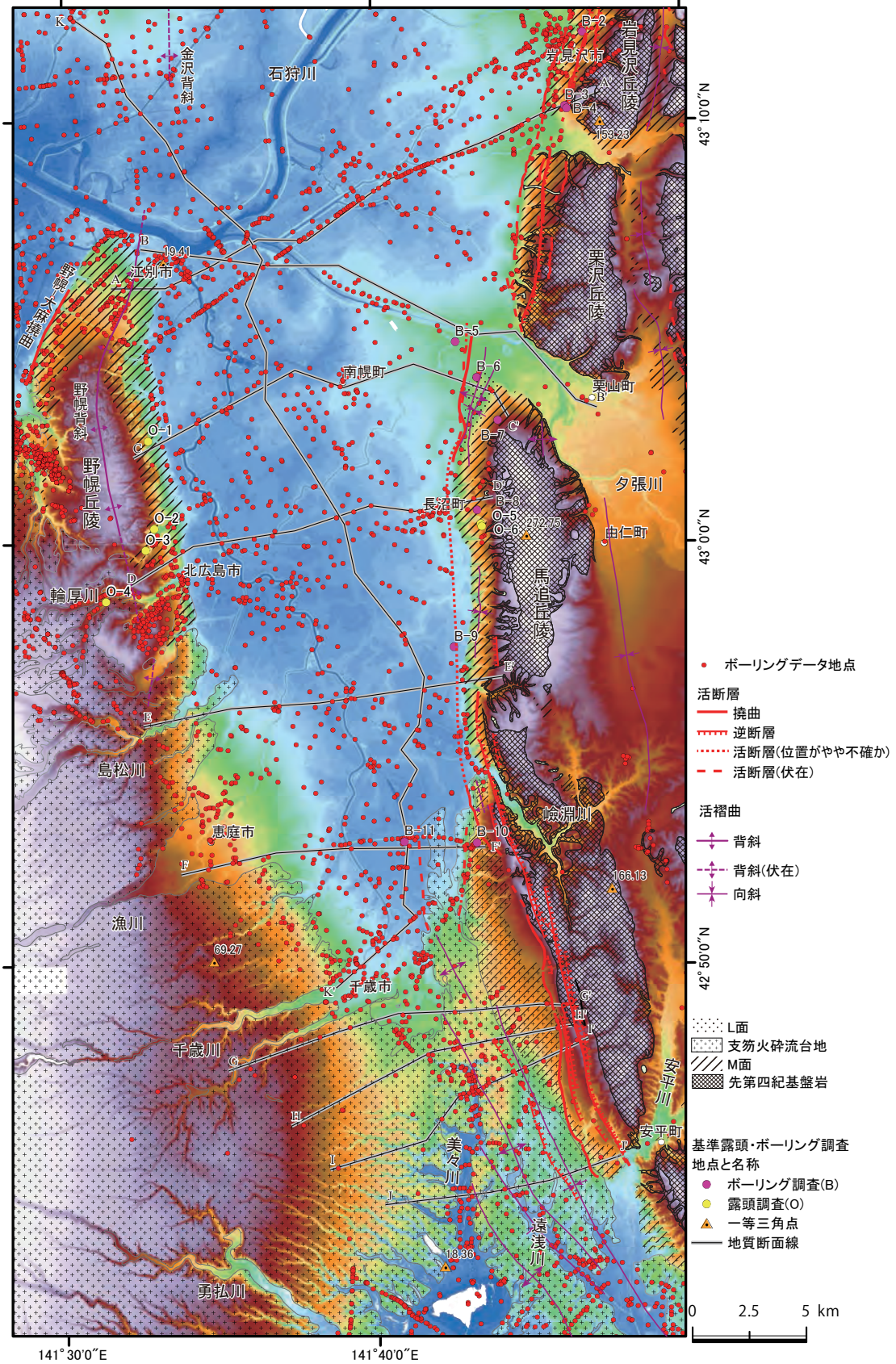
- 八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図石狩低地東縁断層帯とその周辺「千歳」, 国土地理院技術資料 D・1-No.539.
- 廣瀬 亘・川上源太郎・大津 直・木村克己 (2011) 地盤ボーリングデータベースを用いた石狩低地沖積層開析谷地形の解析. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿 HQR022-P01.
- 広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷 薫 (1996) 北海道の地下水資源 石狩低地帯主部. 北海道立地下資源調査所調査研究報告, no.27, 91p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996a) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図 I 札幌地区 2 江別. 国土地理院.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996b) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図 I 札幌地区 3 恵庭. 国土地理院.
- 石山達也・東郷正美・平川一臣・澤 祥・今泉俊文・宮内崇裕・八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図石狩低地東縁断層帯とその周辺「長沼」, 国土地理院技術資料 D・1-No.539
- 伊藤谷生 (2000) 日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石油技術協会誌, **65**, 103-109.
- 地盤工学会北海道支部北海道地盤情報のデータベース化委員会 (2003) 北海道地盤情報データベース Ver.2003. 地盤工学会北海道支部.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) 石狩低地東縁断層帯の評価 (一部改訂). 34p.
- 川上源太郎・佐藤博文・石井正之・秋葉文雄・大津 直・田近 淳 (2012) 北海道新篠津村武田地区で掘削された沖積層ボーリングコアの層序・珪藻化石および 14C 年代. 北海道地質研究所報告, **84**, 69-78.
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開. 産業技術総合研究所 TODAY, **11**, no.1, 19.
- 木村克己・花島裕樹・石原与四郎・西山昭一 (2013a) 埋没地形面の形成過程を考慮したボーリングデータ補間による沖積基底面モデルの三次元解析: 東京低地北部から中川低地南部の沖積層の例. 地質学雑誌, **119**, 537-553.
- 木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. 地質学論集, no.59, 1-18.
- 木村克己・康 義英・花島裕樹 (2011) 福岡平野と北海道石狩低地帯域の浅層地盤のボーリングデータベースの構築. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 113-119.
- 木村克己・康 義英・花島裕樹 (2013b) 福岡平野の警戒断層と第四系の地下地質構造. 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」, 数値地質図 S-3, 地質調査総合センター.
- 木村克己・康 義英・花島裕樹 (2013c) ボーリングデータ解析に基づく長沼低地の沖積層基底面モデルと浅部地下地質構造. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 97-112.
- 木村克己・下川浩一・康 義英・檀原 徹 (2014) 長沼町南長沼の長沼低地で掘削した 180m ボーリングコアのテフラ分析. 地質調査総合センター研究資料集, no.590.
- 北川芳男・中村 斎・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄 (1974) 野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題. 北海道開拓記念館研報, no.3, 57-91.
- 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. 地下資源調査所報告, **48**, 129-137.
- 国土交通省 (2004) 地質・土質調査電子納品要領 (案) 平成 16 年 8 月. 135p.
- 小松原 琢・康 義英・小松原純子 (2014) 勇払平野と支笏火砕流台地地下の地下地質と活構造. 海陸シームレス地質情報集, 「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4(DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 近藤 務・五十嵐八枝子 (1987) 北海道馬追丘陵北部のボーリング孔にみられる第四系. 松井 教授記念論文集, 95-103.
- 栗田裕司・横井 悟 (2000) 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石油技術協会誌, **65**, 58-70.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 火山灰アトラス [日本とその周辺]. 東京大学出版会, 276 p
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内 (1972) 札幌・苫小牧地帯およびその周辺山地の形成過程. 地質学論集, no.7, 13-26.
- 長尾 巧 (1941) 札幌—苫小牧低地帯 (石狩低地帯). 矢部教授還暦記念論文集, **2**, 677-694.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM2 枚, 60p.
- 野々垣 進・升本眞二・塩野清治 (2008) 3 次 B-スプラインを用いた地層境界面の推定. 情報地質, **19**, 61-77.
- 能篠 歩・高橋嘉徳・田中伸明・高梨修一・橋本千秋・岩見沢団体研究グループ (2002) 北海道中央部石狩低地帯東縁長沼地域の中～上部更新統層序と古環境. 地球科学, **62**, 307-323.
- 能篠 歩・金川和人・星野フサ・岩見沢団体研究グループ

- ループ (2008) 北海道中央部石狩低地帯東縁長沼地域の上部更新統層序と古環境変遷. 地球科学, **56**, 252-268.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, no.31, 295-320.
- 岡 孝雄 (2007) 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質と第四紀テクトニクス—上部更新—完新統の層序・層相・構造—. 地質研究所報告, no.78, 95-148.
- 岡 孝雄・田近 淳・大津 直・廣瀬 亘・岡崎紀俊・石丸 聡 (2001) 北海道活断層図 No.3 石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説. 北海道, 157p.
- 大津 直 (1999) ブラインドスラストに関連したバックスラスト. 日本地質学会第 106 回学術大会講演要旨, 86.
- 大津 直・田近 淳・廣瀬 亘・岡崎紀俊・石丸 聡 (2002) 北海道活断層図 No.4 当別断層および南方延長部 活断層図とその解説. 北海道, 109p.
- 大矢雅彦 (1993) 河川地理学, 古今書院, 253p.
- 尾崎正紀・小松原琢 (2014) 石狩低地帯及び周辺地域の 20 万分の 1 陸域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4(DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所 (2007) 石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-8, 35p.
- 澤 祥・石山達也・池田安隆・今泉俊文・宮内崇裕 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図石狩低地東縁断層帯とその周辺「岩見沢」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539
- 重川 守・近藤和也・早稻田 周 (1990) 北海道石狩北部地域の油・ガス田—その地球化学と地質的背景—. 石油技術協会誌, **55**, 23-36.
- 下川浩一・佃 栄吉・奥村晃史 (1993) : 北海道馬追丘陵における後期更新世の地殻変動とその速度について. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨集, 504.
- 塩野清治・能美洋介・升本眞二・坂本正徳 (2001) Horizon2000 : 等式・不等式制約条件や傾斜データを活用した地層面推定プログラムの改良. 情報地質, **12**, 229-249.
- 添田雄二・嵯峨山 積・赤松守雄 (2010)6.4.1 石狩低地帯 a. 野幌丘陵. 日本地質学会編集, 日本地方地質誌 1 北海道地方, 248-250.
- 曾屋龍典・佐藤博之 (1980) 千歳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 92p.
- 高橋功二・岡 孝雄・嵯峨山 積・山岸宏光 (1981) 北海道地盤地質図 No.2, 野幌 (図面 6 葉) および説明書. 北海道立地下資源調査所.
- 土田定二郎 (1961) 石狩平野中部における新第三系の地質構造 (その 1). 石油技術協会誌, **26**, 20-29.
- 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**, 8-21.
- 馬追団体研究会 (1987) 石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理の変遷. 地球科学, **41**, 303-319.
- 山縣耕太郎 (1994) 支笏およびクッタラ火山のテフクロノロジー. 地学雑誌, **103**, 268-285.
- 山口久之助・二間瀬 洌・小原常弘・国府谷盛明・早川福利 (1963) 北海道水理地質図幅“苦小牧・室蘭”および説明書. 北海道立地下資源調査所, 51p.
- 山口久之助・小原常弘・早川福利・佐藤 巖・二間瀬 洌・横山英二・小山内 熙・松下勝秀・国府谷盛明 (1964) 北海道水理地質図幅“札幌”および説明書. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 山口久之助・小原常弘 (1974) 支笏周辺地下水源調査報告. 39p.
- 山田悟郎・和田信彦・赤松守雄 (1981) 苦小牧東方地域の中・上部更新統—とくに厚真—鶴川付近の丘陵地域—. 北海道立地下資源調査所報告, **52**, 31-55.

(受付: 2013 年 10 月 3 日; 受理 2014 年 1 月 20 日)



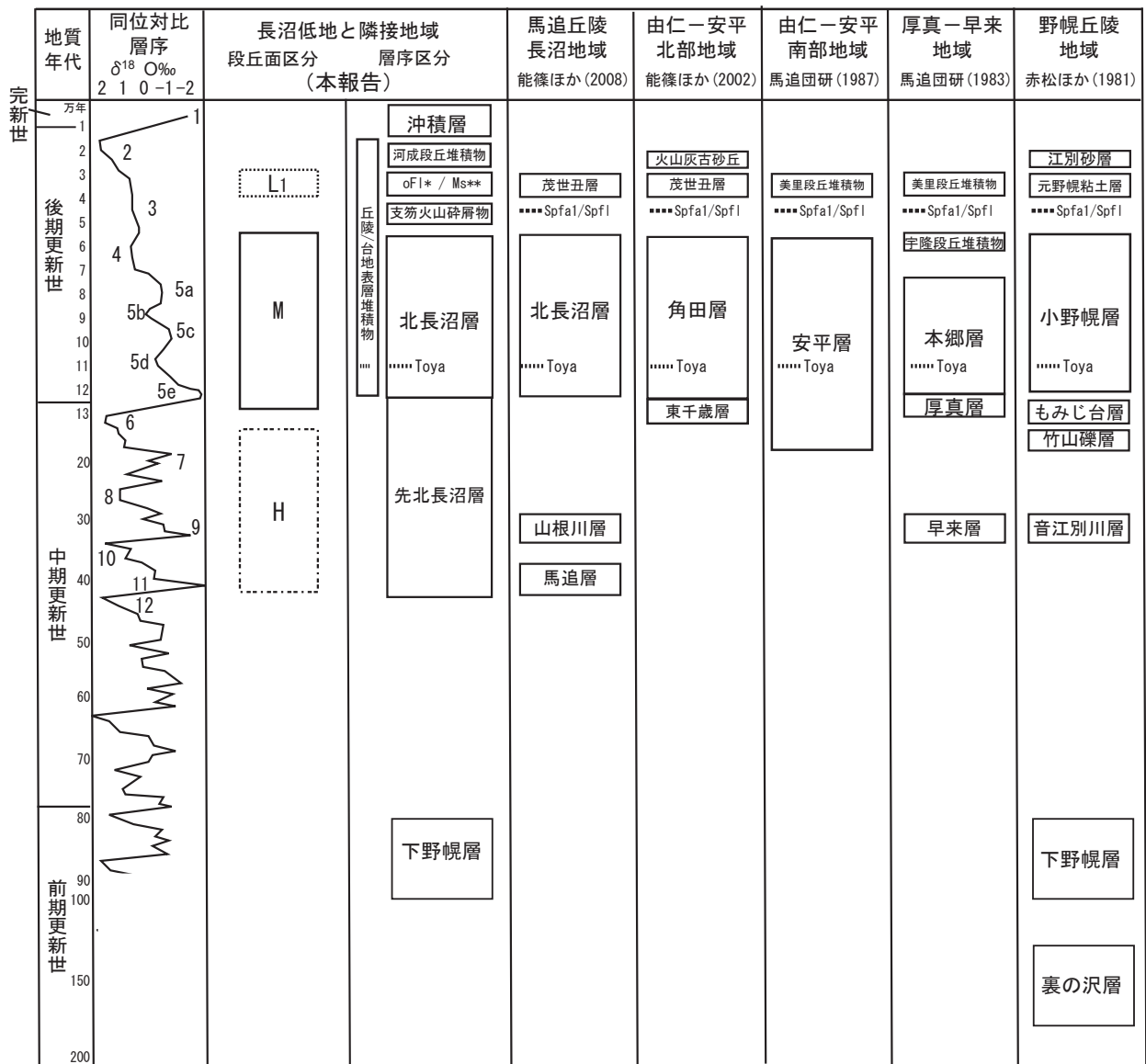
第1図 石狩低地帯とその周辺地域の地形モデル範囲、地質断面線、補填データ用深井戸柱状図、B-1 基準柱状図の位置を示す。地形標高の段彩図は国土地理院の国土基盤地図情報の標高（5mメッシュ）に基づく。Fig. 1 Geomorphologic map of the Ishikari Lowland Zone and the adjacent area, Hokkaido and location of the study area. The topography altitude is based on the topography altitude model (5m mesh) of the Geographic Survey Institute. The map shows the location of geologic section lines, borehole data and reference sites.



第2図 モデル範囲の地形・地質と活構造

本報告の地質断面線, 基準柱状図, 解析用ボーリング柱状図の位置を示す. 詳細は第1図参照. 出典 活構造: 平川ほか(2010), 石山ほか(2010), 澤ほか(2010), 大津ほか(2002), 先第四紀基盤岩・中位段丘面・支笏火砕流台地の分布: 尾崎・小松原(2014).

Fig. 2 Index map of the model area The figure shows detailed location of data, geomorphology, geology and active structure. See Fig.1 for the other explanation.

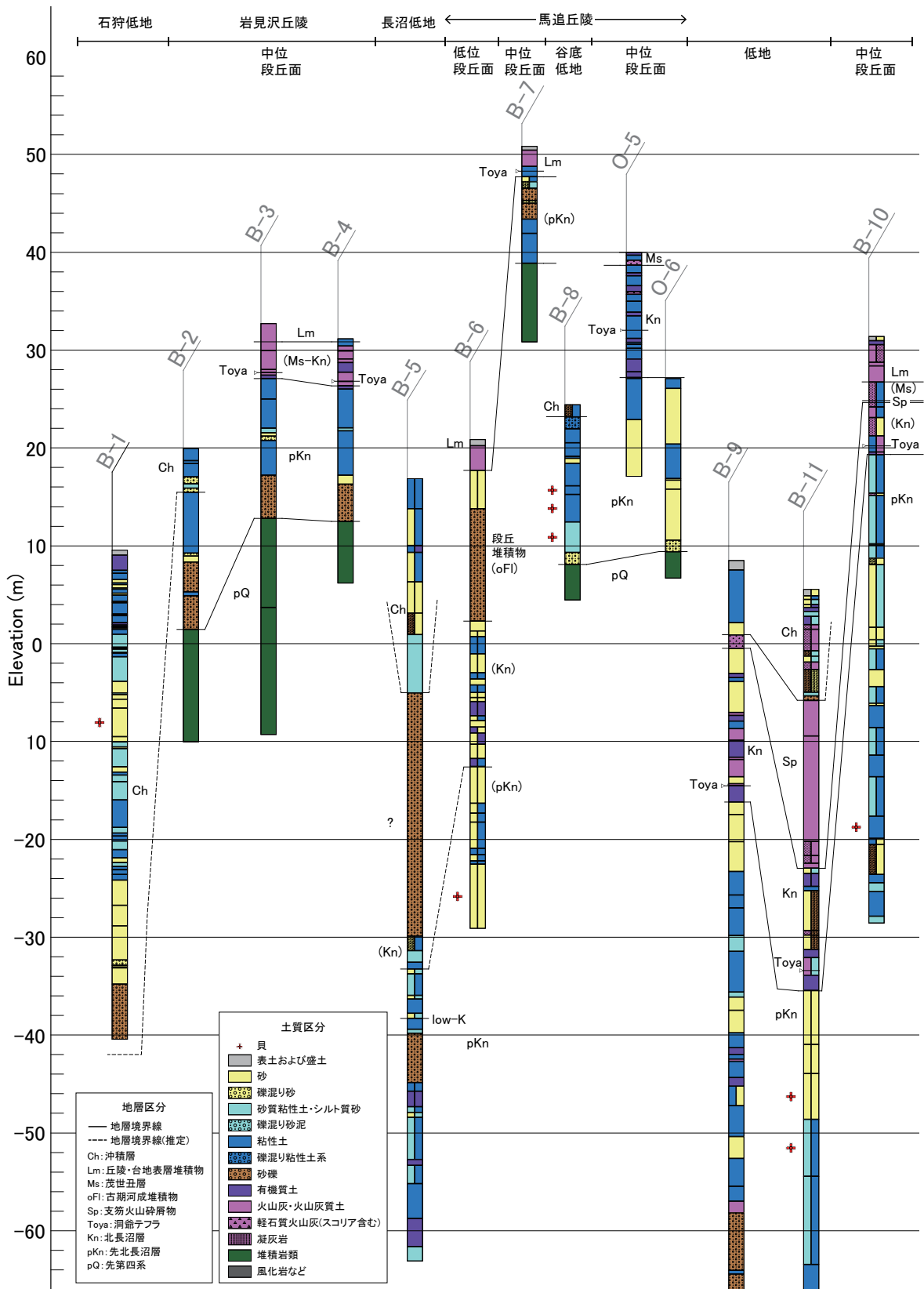


第3図 石狩低地帯の第四系層序区分とその対比

能篠ほか (2008) の層序対比表を参考に作成した。oFl*: 古期河成堆積物, Ms**: 茂世丑層。

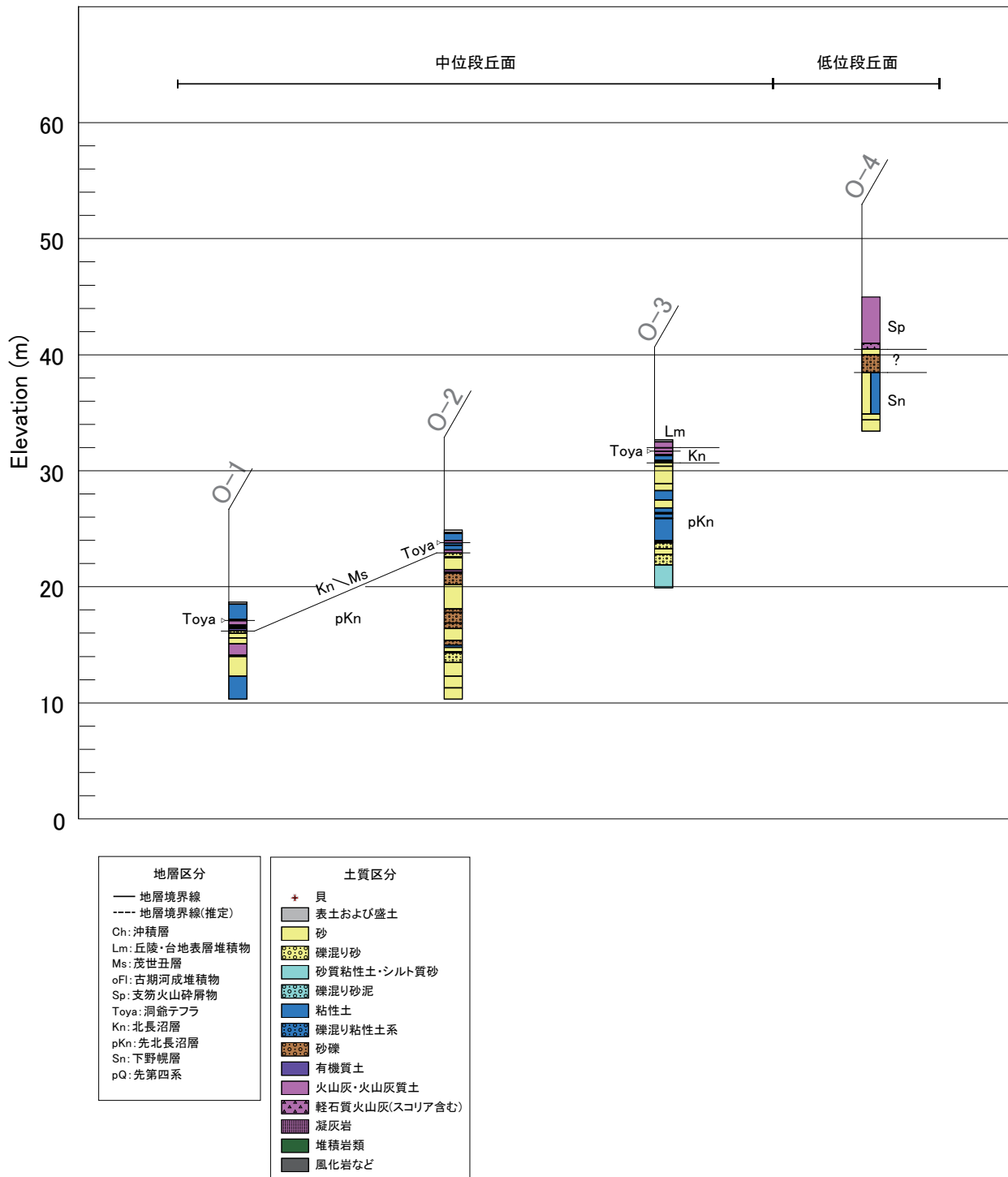
Fig. 3 Stratigraphic correlation of the Quaternary strata in the Ishikari Lowland Zone

It is edited based on Nojo *et al.* (2008).

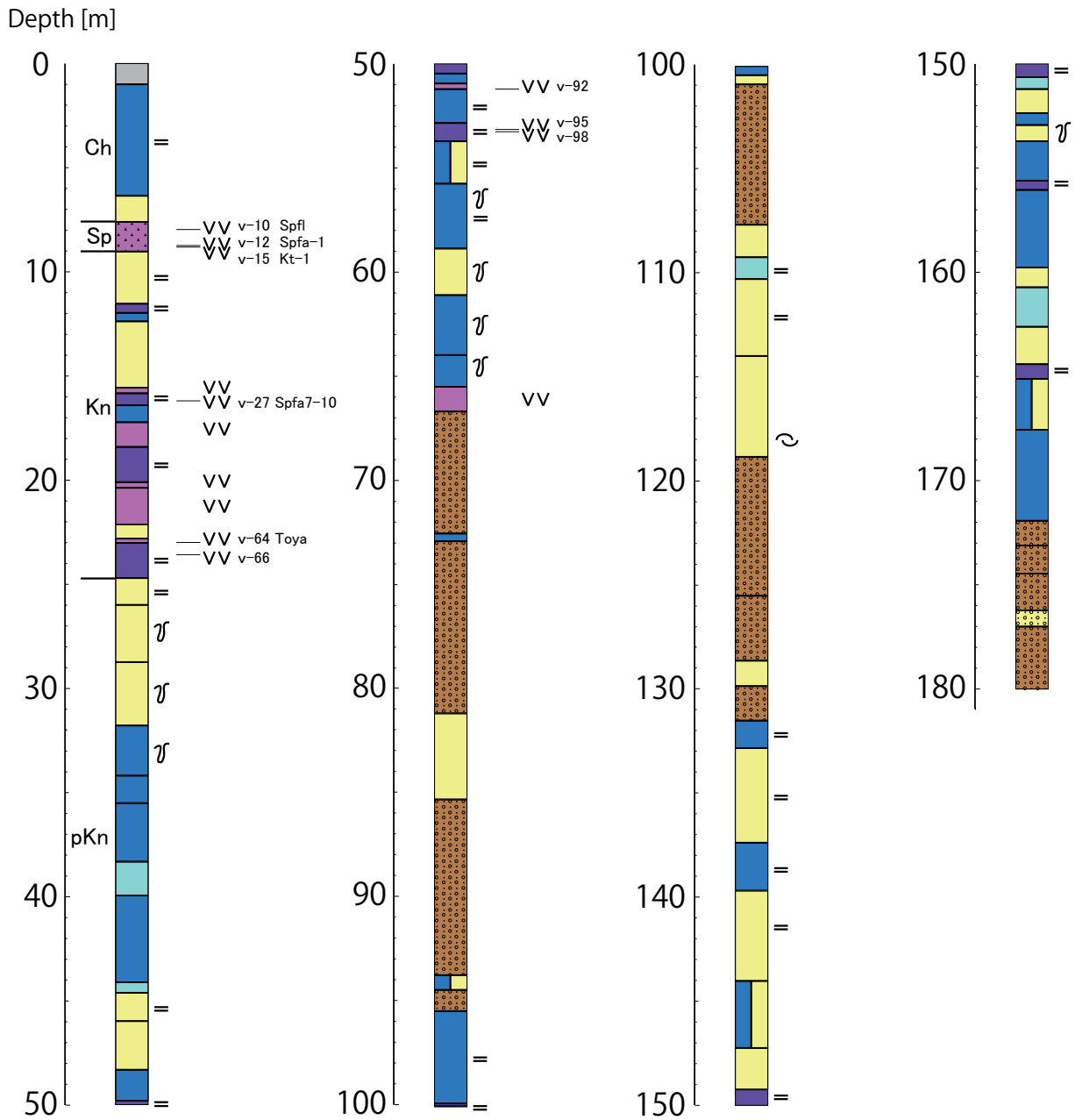


第4図 a 長沼低地東縁と岩見沢・栗沢・馬追丘陵地域の基準柱状図
 B: ボーリングコアに基づく柱状図, O: 露頭に基づく柱状図. 詳細は第2表参照.

Fig. 4a Stratigraphic columns of borehole core in the area of the eastern Naganuma lowland and the hill area of Iwamisawa, Kurisawa and Umaoi.
 The details of each column refer to Table 2. B: Columns based on borehole cores, O: columns based on outcrops.



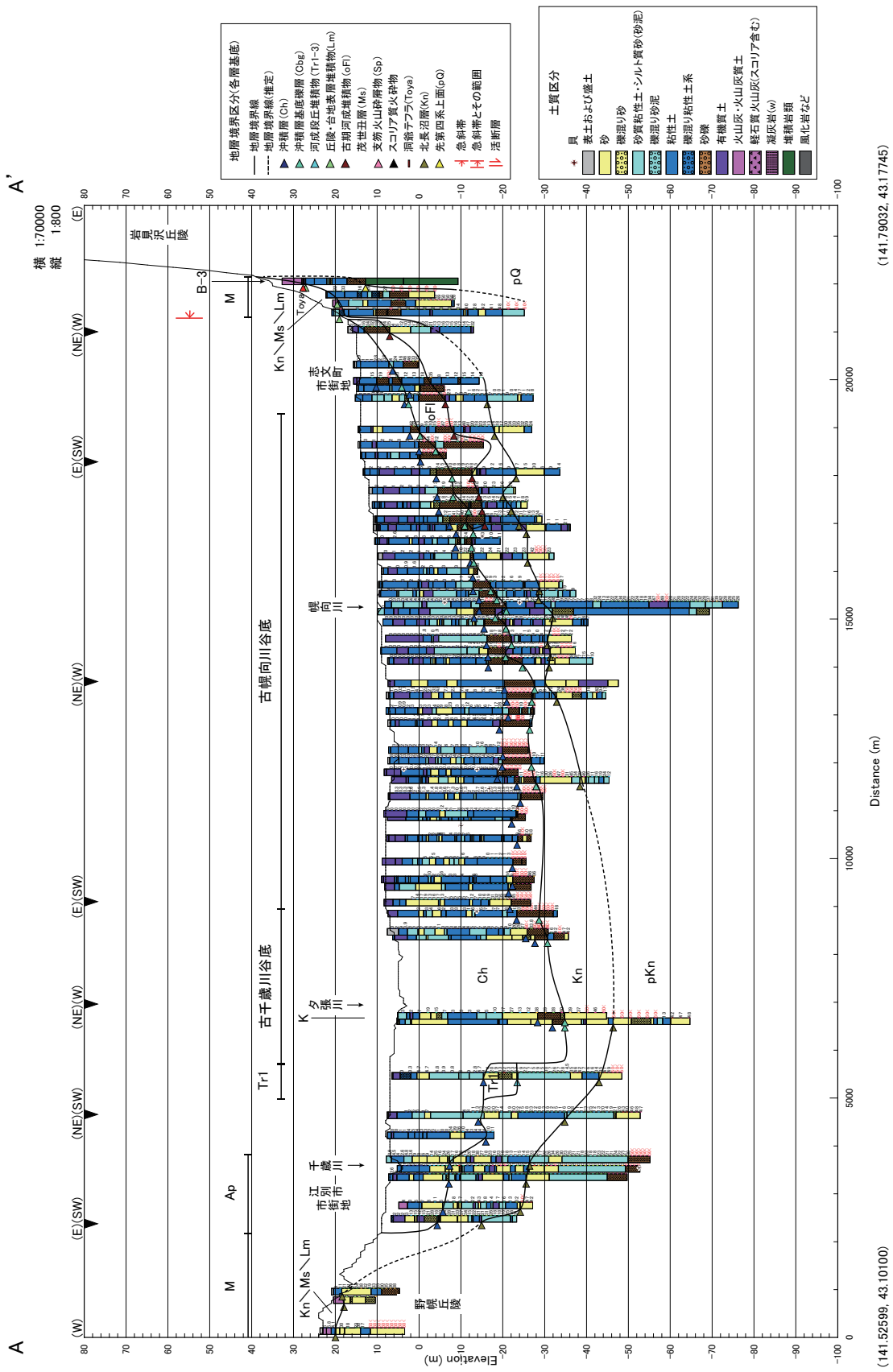
第4図 b 野幌丘陵地域の基準柱状図 詳細は第2表参照
 Fig. 4b Stratigraphic column of borehole core in the Nopporo hill area.
 The details of each column refer to Table 2.



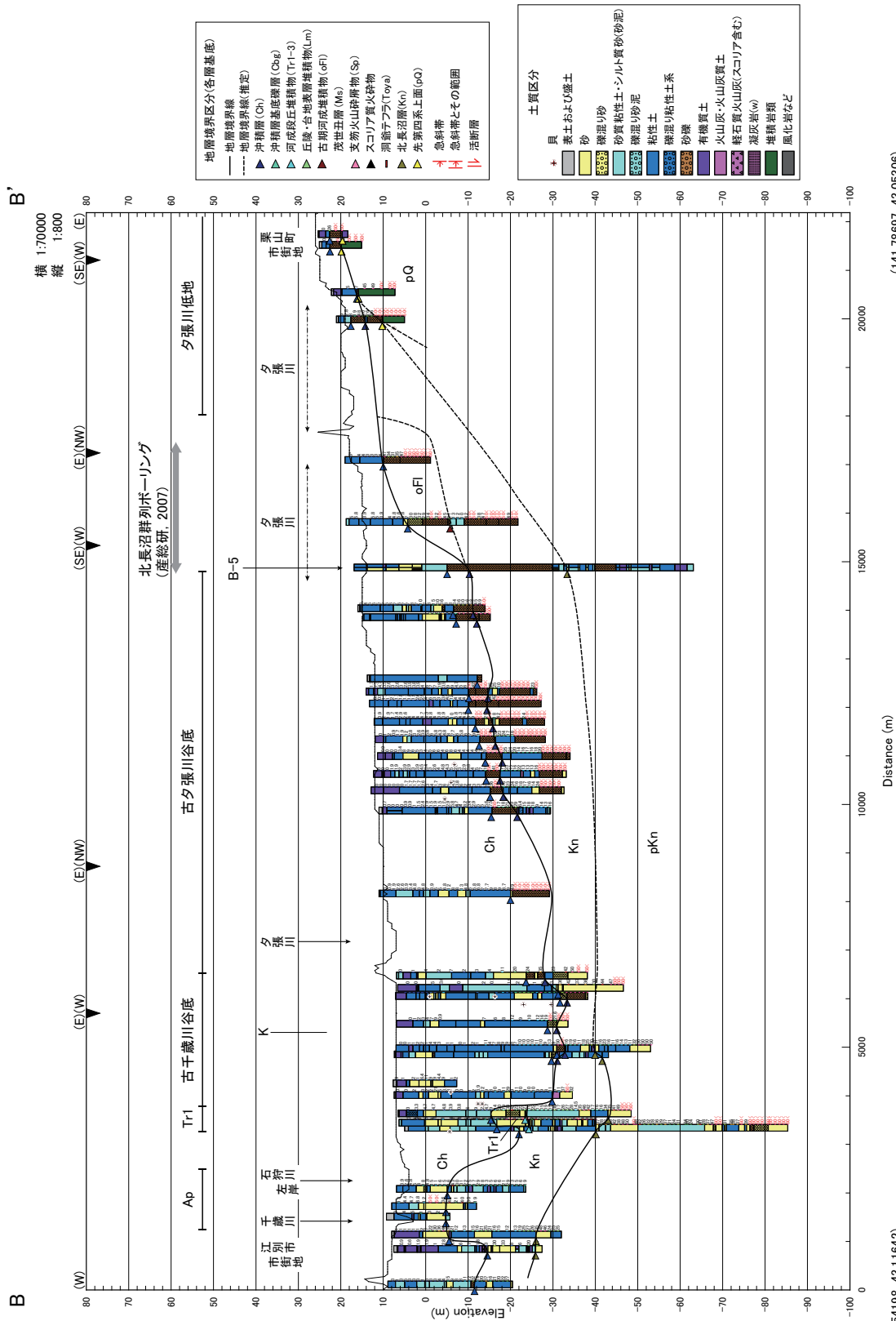
土質区分凡例			地層境界区分	
vv	テフラ	表土および盛土	砂礫	沖積層 (Ch) 支笏火山碎屑物 (Sp) 北長沼層 (Kn) 先北長沼層 (pKn)
=	腐植	砂	有機質土	
~	貝	礫混り砂	火山灰・火山灰質土	
ㄗ	生痕	砂質粘性土・シルト質砂	軽石質火山灰(スコリア含む)	
		礫混り砂泥	凝灰岩	
		粘性土	堆積岩類	
		礫混り粘性土系	風化岩など	

第4図 c 長沼町南長沼で得られたボーリングコア (B-9) の基準柱状図 (下川ほか, 1994)
テフラ試料 (V-10 ~ 98) の詳細は第3表参照.

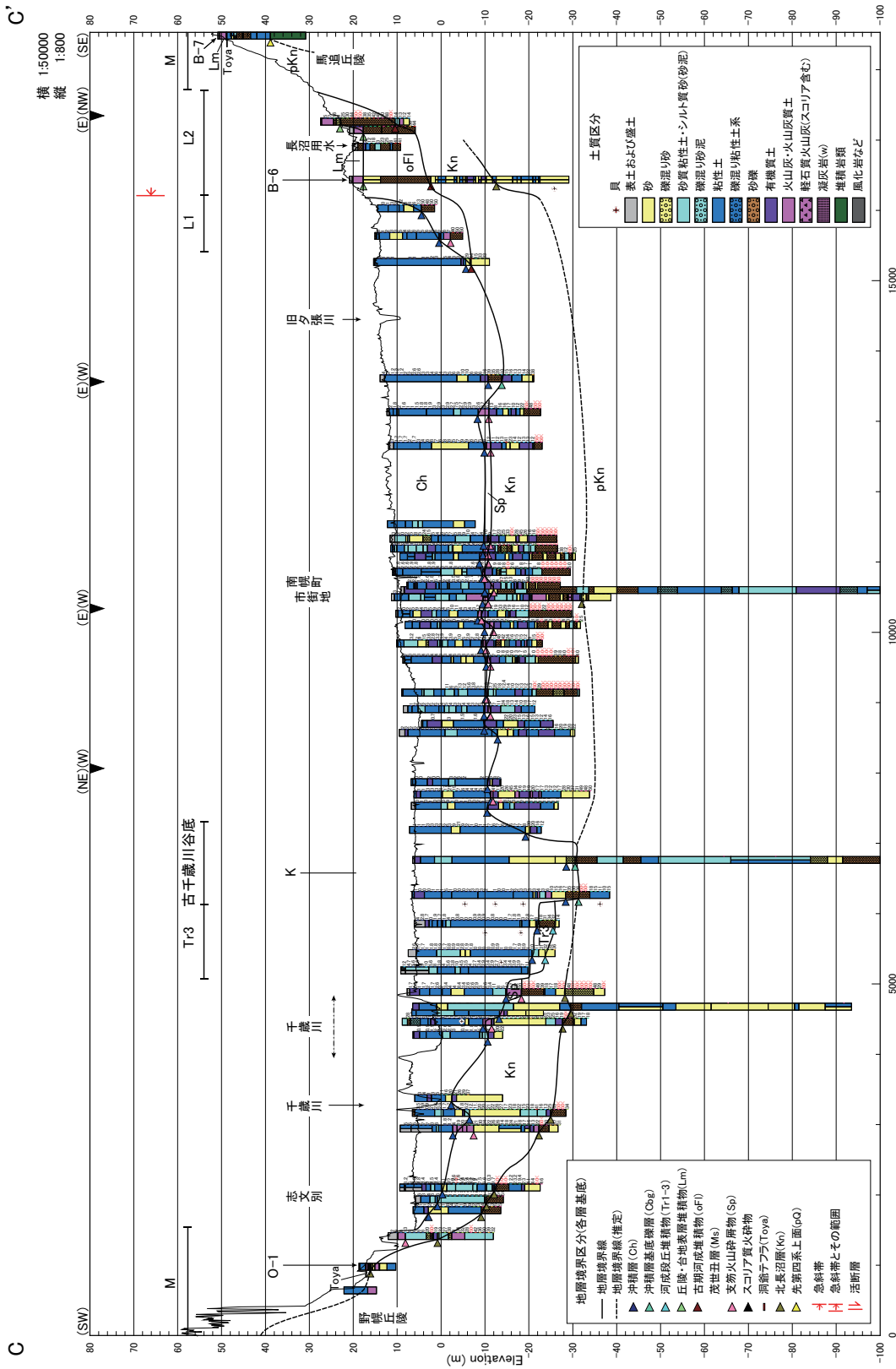
Fig. 4c Stratigraphic column of borehole core (B-9) obtained at Minami-Naganuma of Naganuma-cho (Shimokawa et al., 1994)
The details of tephra samples (V-10~98) refer to Table 3.



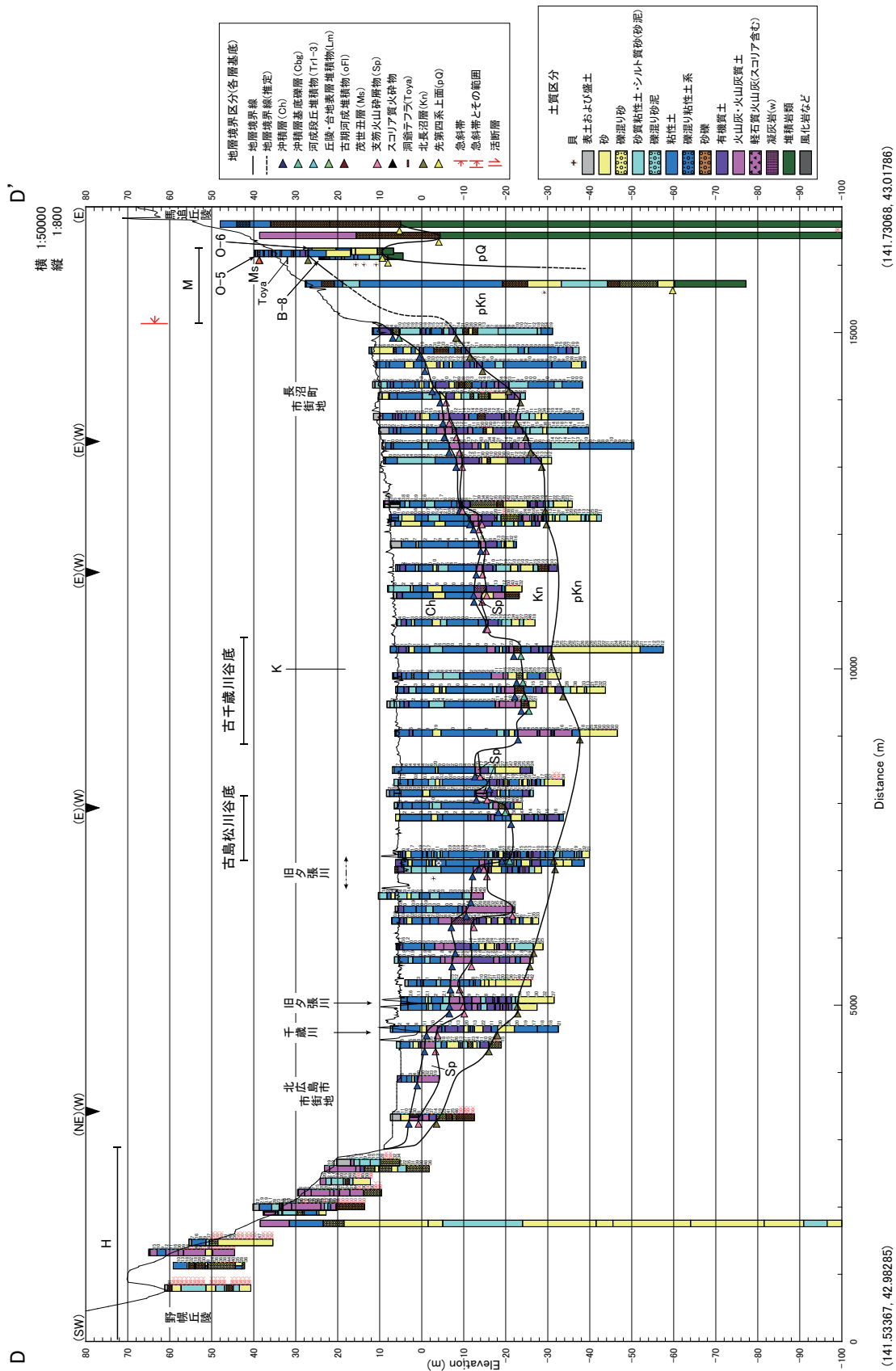
(141.52599, 43.10100) 第 5 図 江別-岩見沢断面 (道央自動車道沿い) A-A' 柱状図横の数字は N 値を示す。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。位置は第 2 図参照。
 (141.79032, 43.17745) Fig. 5 Ebetsu-Iwamizawa Section (along the Central Hokkaido Expressway) A-A' The numbers along each geologic column show N-value. The section of the topography is based on the 50 m altitude model of the Geographic Survey Institute. See Fig. 2 for the location of this section.



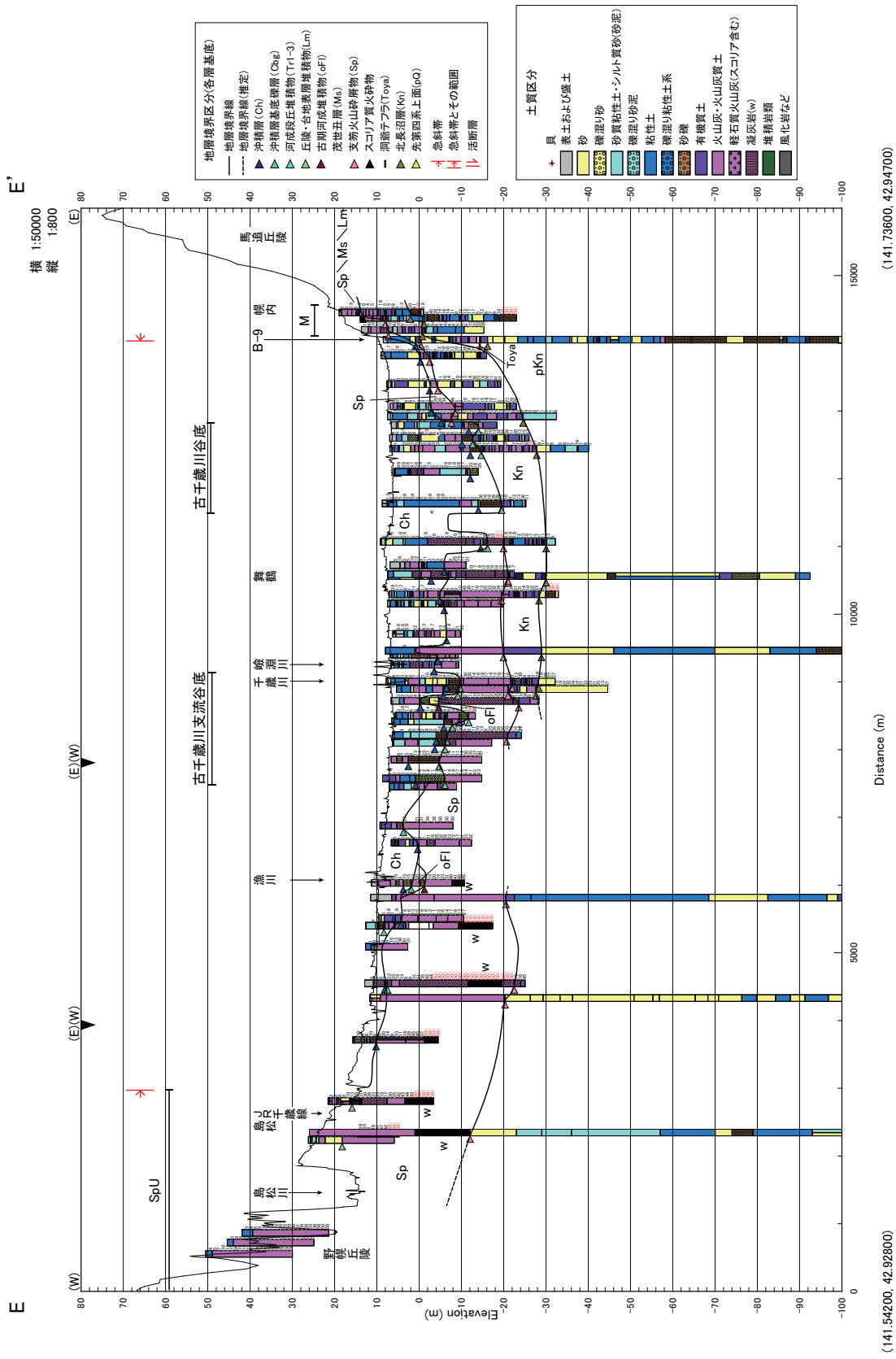
第6図 江別-栗山断面 B-B' 詳細は第5図を参照。
Fig. 6 Ebetsu - Kuriyama Section B-B' See Fig. 5 for the detailed explanation.



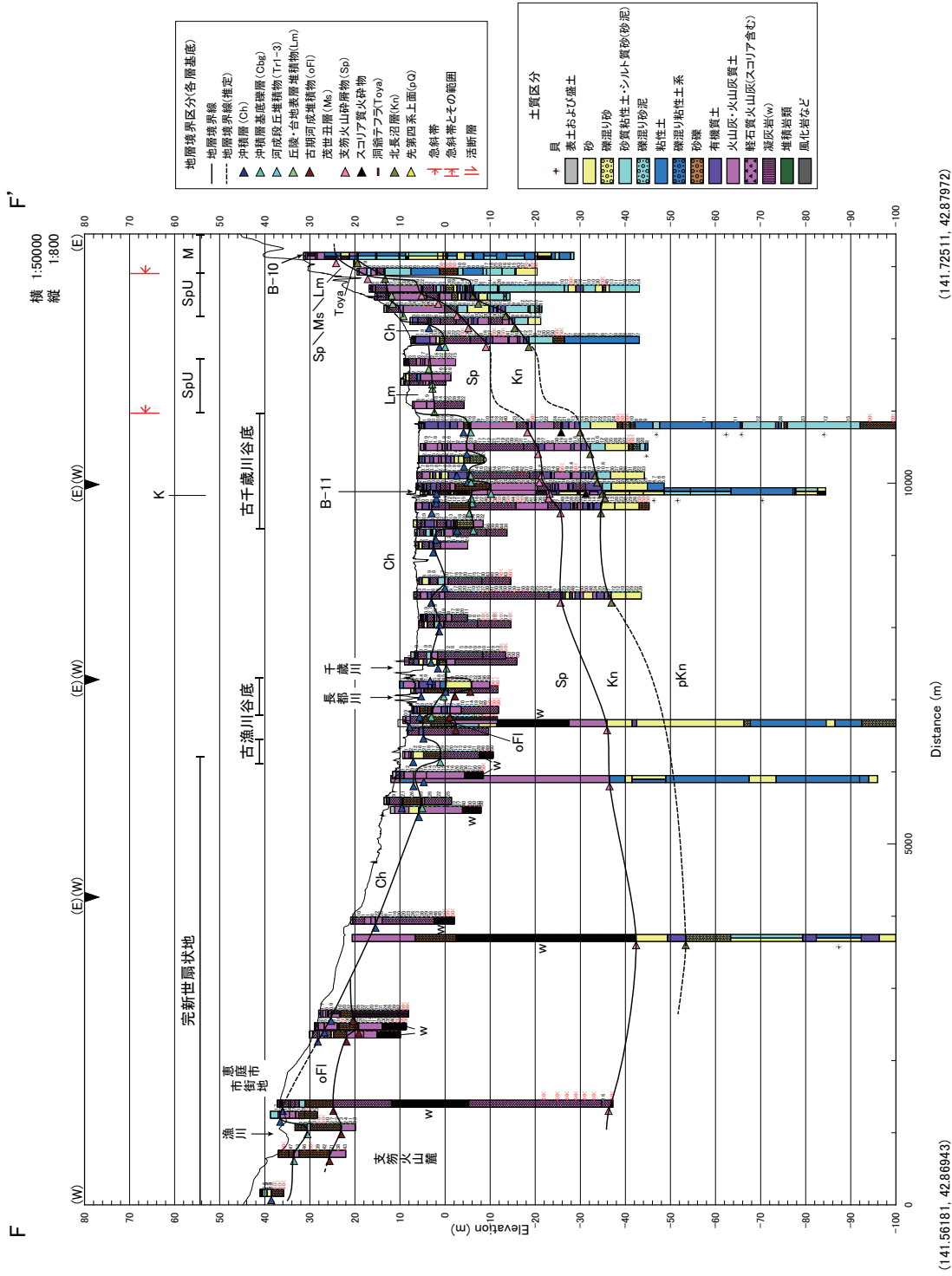
第7図 志文別—北長沼断面 C-C' 詳細は第5図を参照。
Fig. 7 Shimbetsu - Kita-Naganuma Section C-C' See Fig. 5 for the detailed explanation.



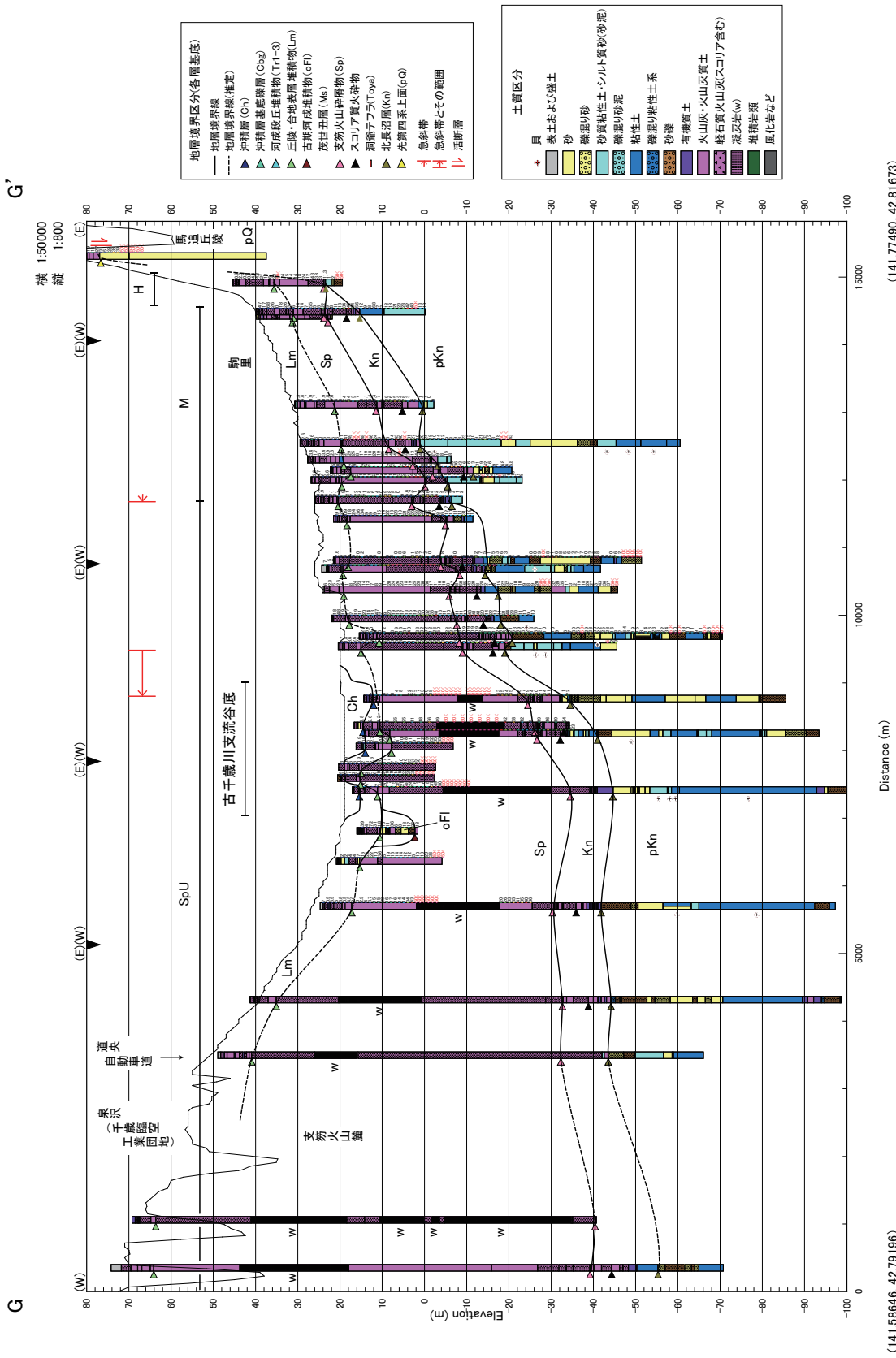
第 8 図 北 広 島 - 長 沼 断 面 D-D' 詳 細 は 第 5 図 を 参 照。
 Fig. 8 Kita-Hiroshima - Nagashima Section D-D' See Fig. 5 for the detailed explanation.



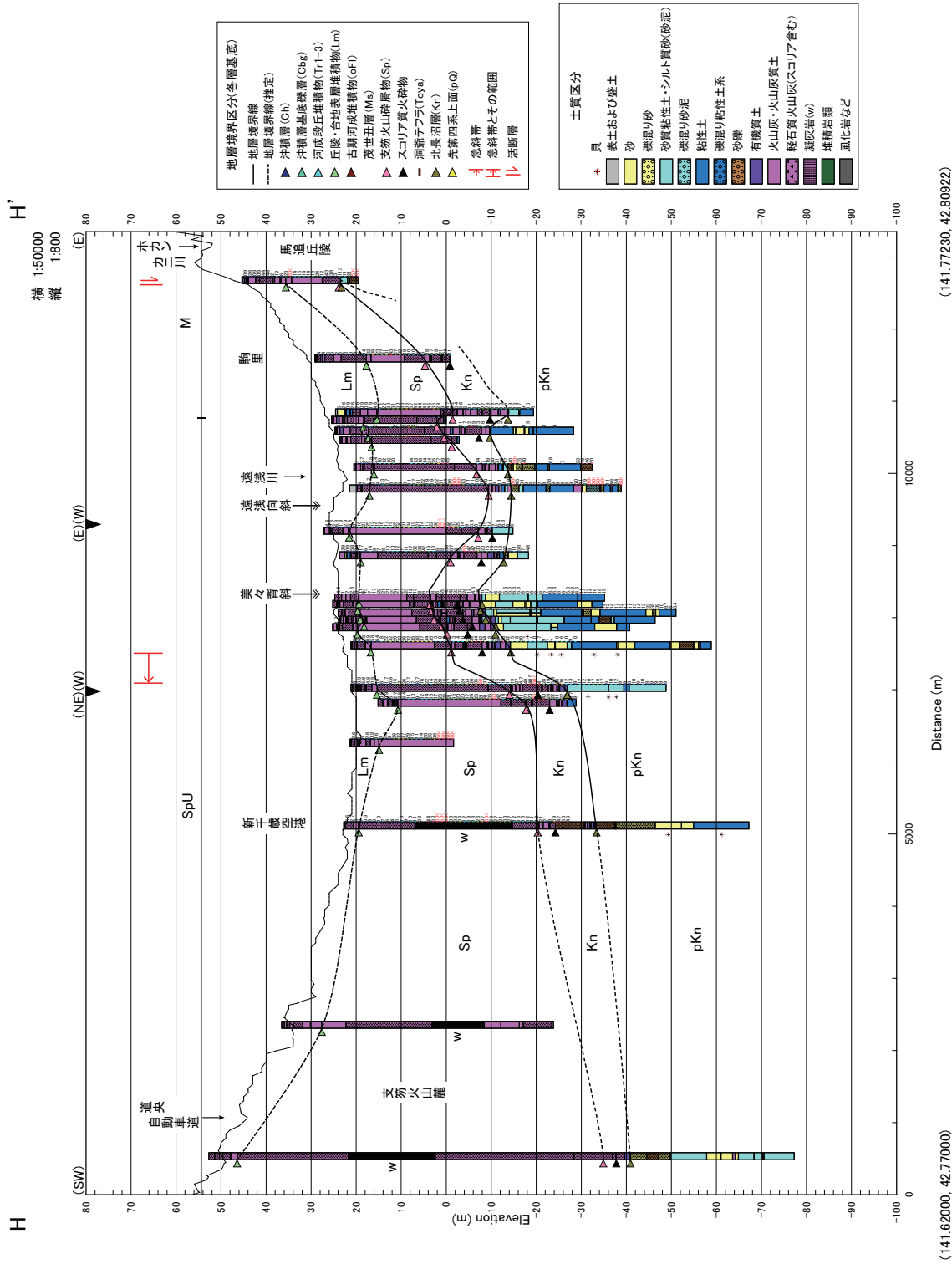
第9図 恵庭北一南長沼断面 E-E' 詳細は第5図を参照.
Fig. 9 Entwa-North - Minami-Naganuma Section E-E' See Fig. 5 for the detailed explanation.



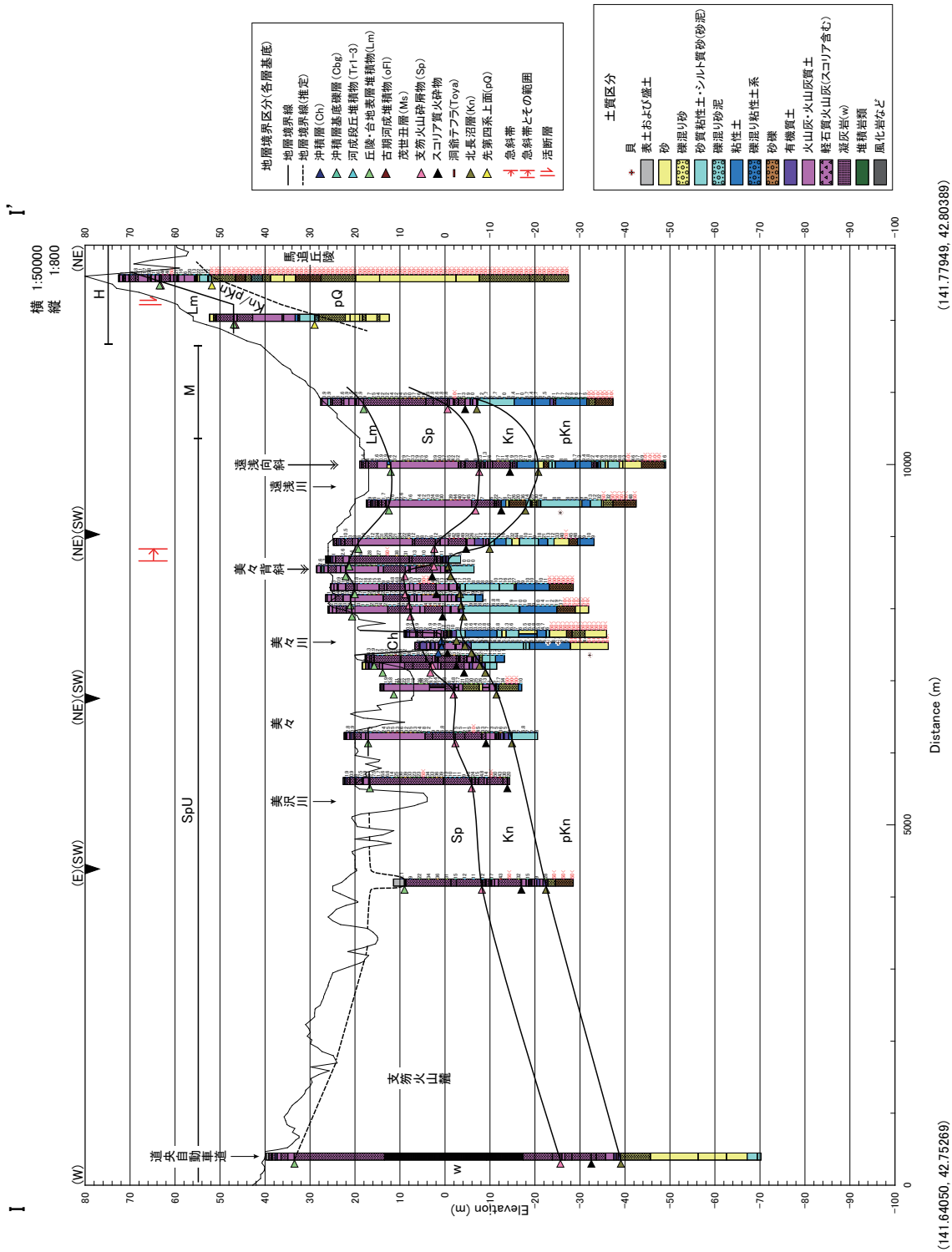
第10図 恵庭南一祝梅断面 F-F' 詳細は第5図を参照。
Fig. 10 Eniwa-South - Sakaume Section F-F' See Fig. 5 for the detailed explanation.



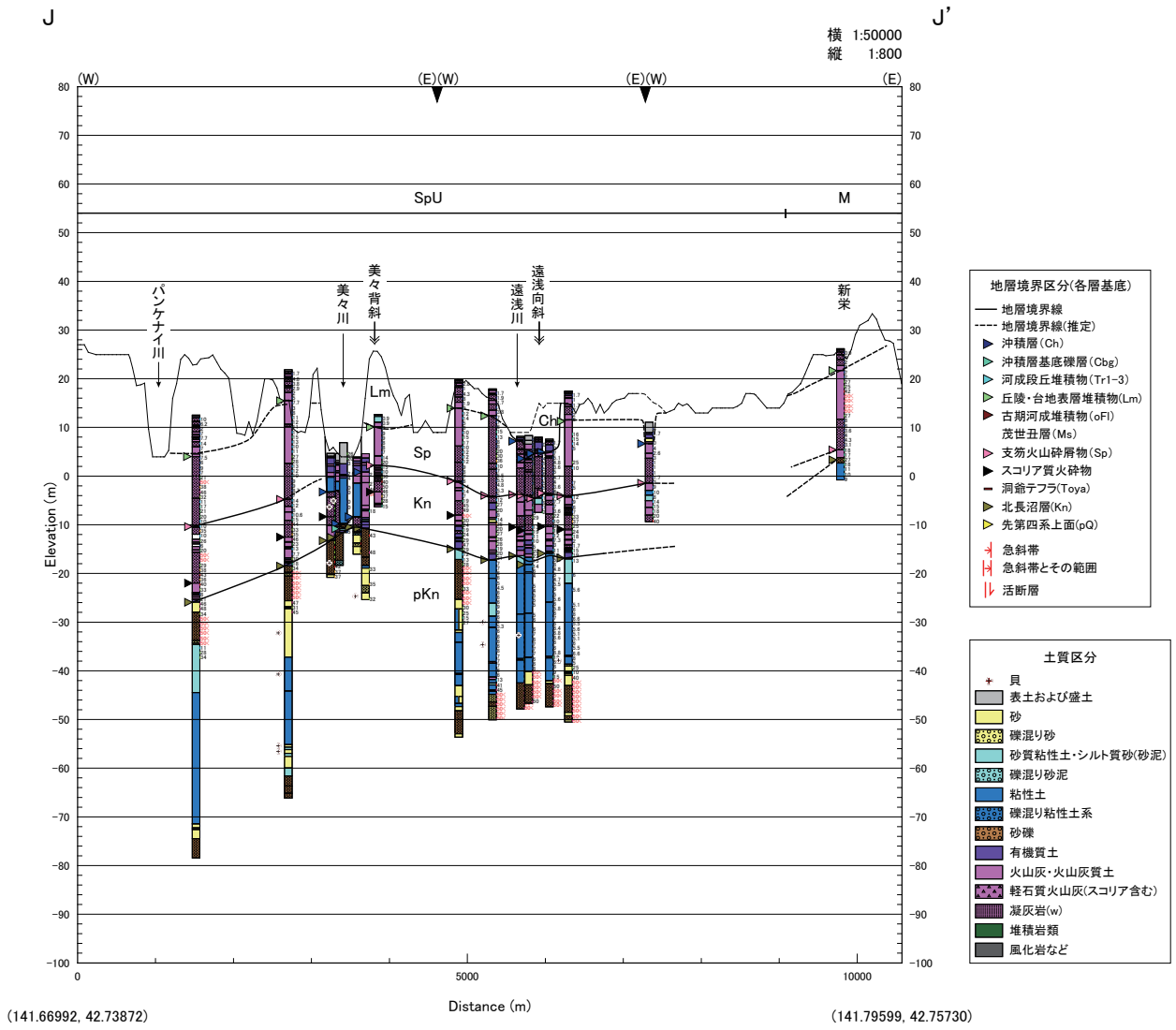
第11図 泉沢-駒里北断面 G-G' 詳細は第5図を参照。
Fig. 11 Izumisawa - Komasato-North Section G-G' See Fig. 5 for the detailed explanation.



第 12 図 新千歳空港—駒里断面 H-H' 詳細は第 5 図を参照。
 Fig. 12 Shin-Chitose Airport—Komasato Section H-H' See Fig. 5 for the detailed explanation.

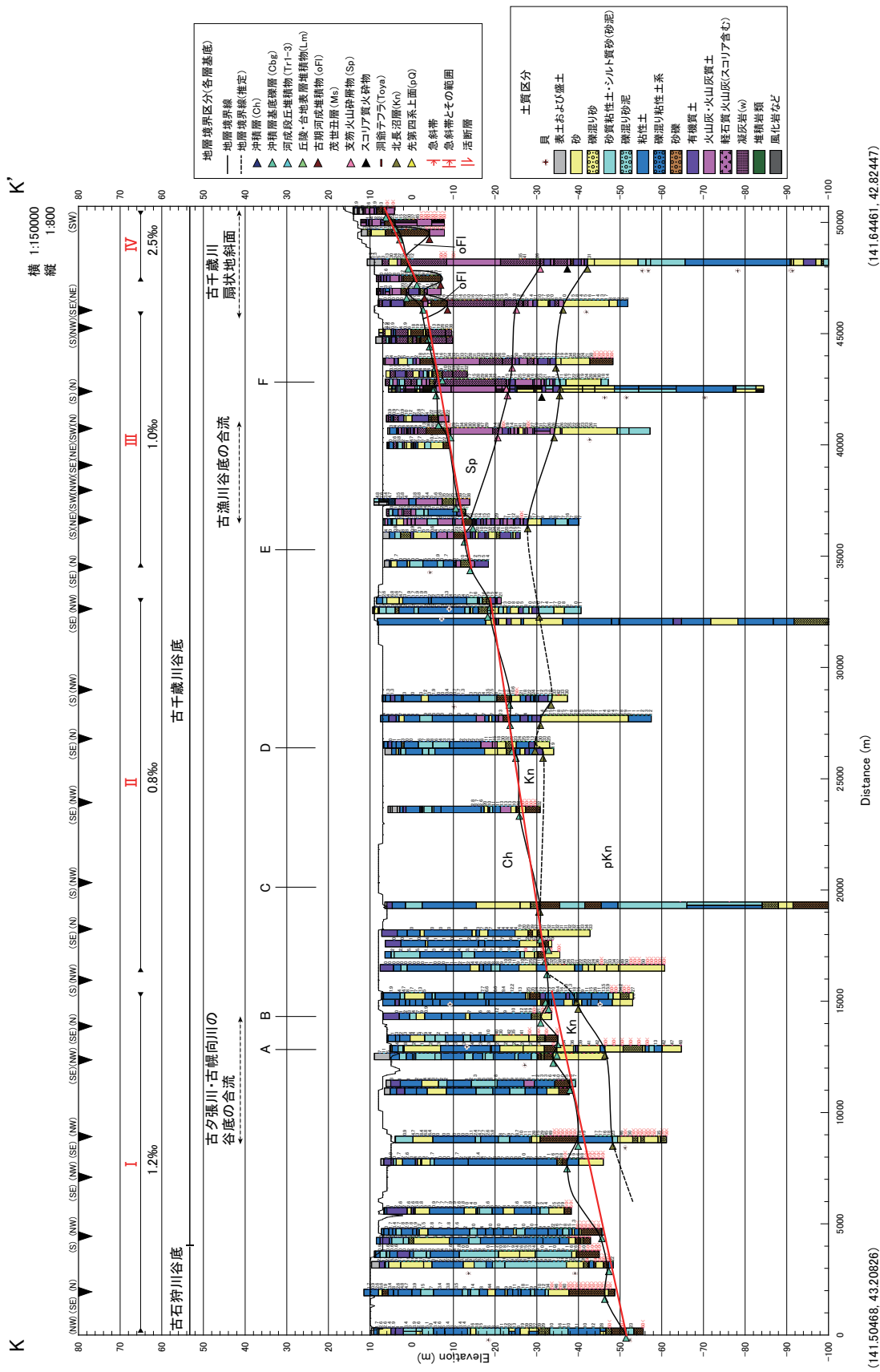


第13図 美々川富岡断面 I-I' 詳細は第5図を参照。
 Fig. 13 Bibi - Tomioka Section I-I' See Fig. 5 for the detailed explanation.

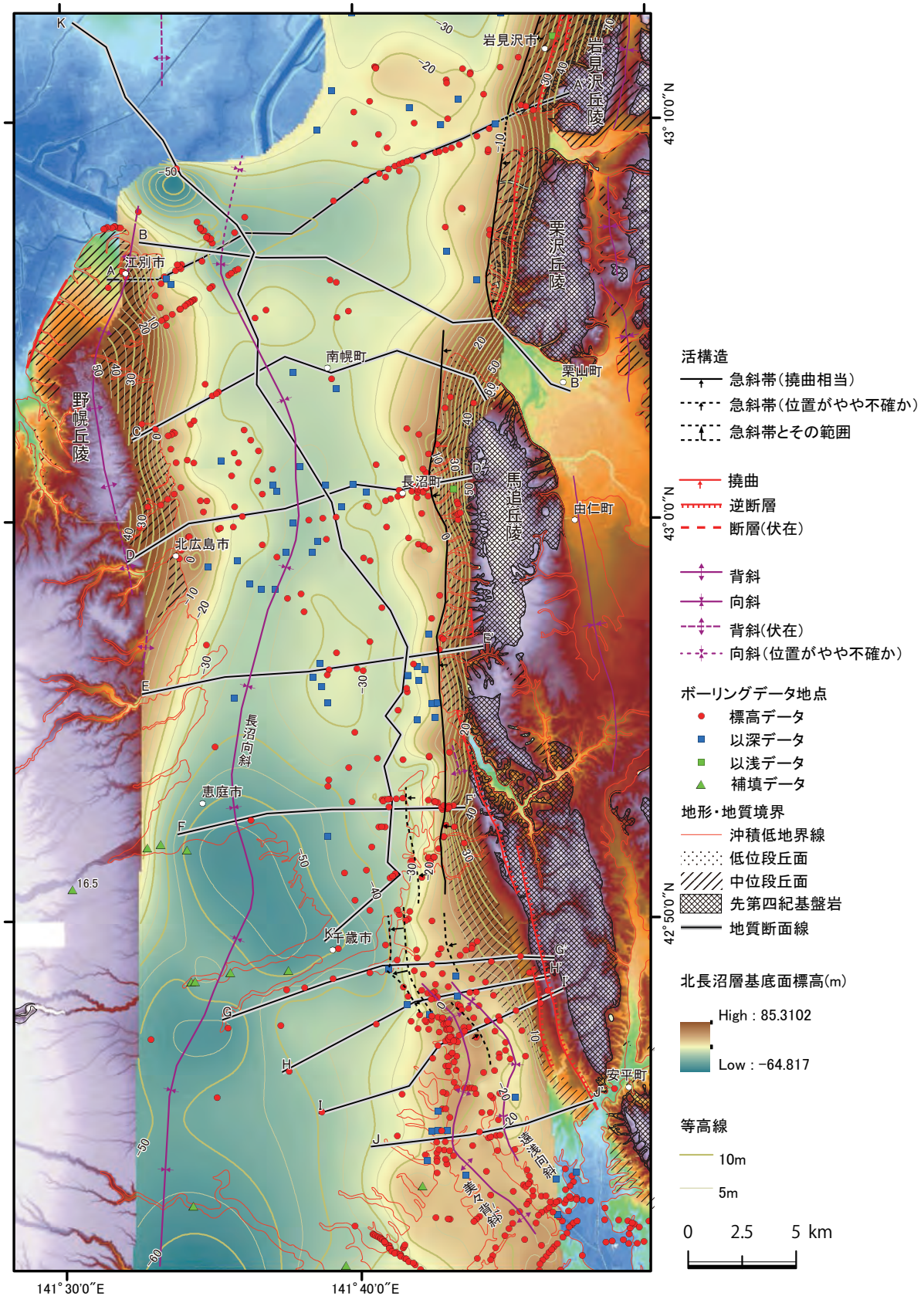


第 14 図 美沢－新栄断面 J-J' 詳細は第 5 図を参照。

Fig. 14 Bisawa – Shin-Sakae Section J-J' See Fig. 5 for the detailed explanation.

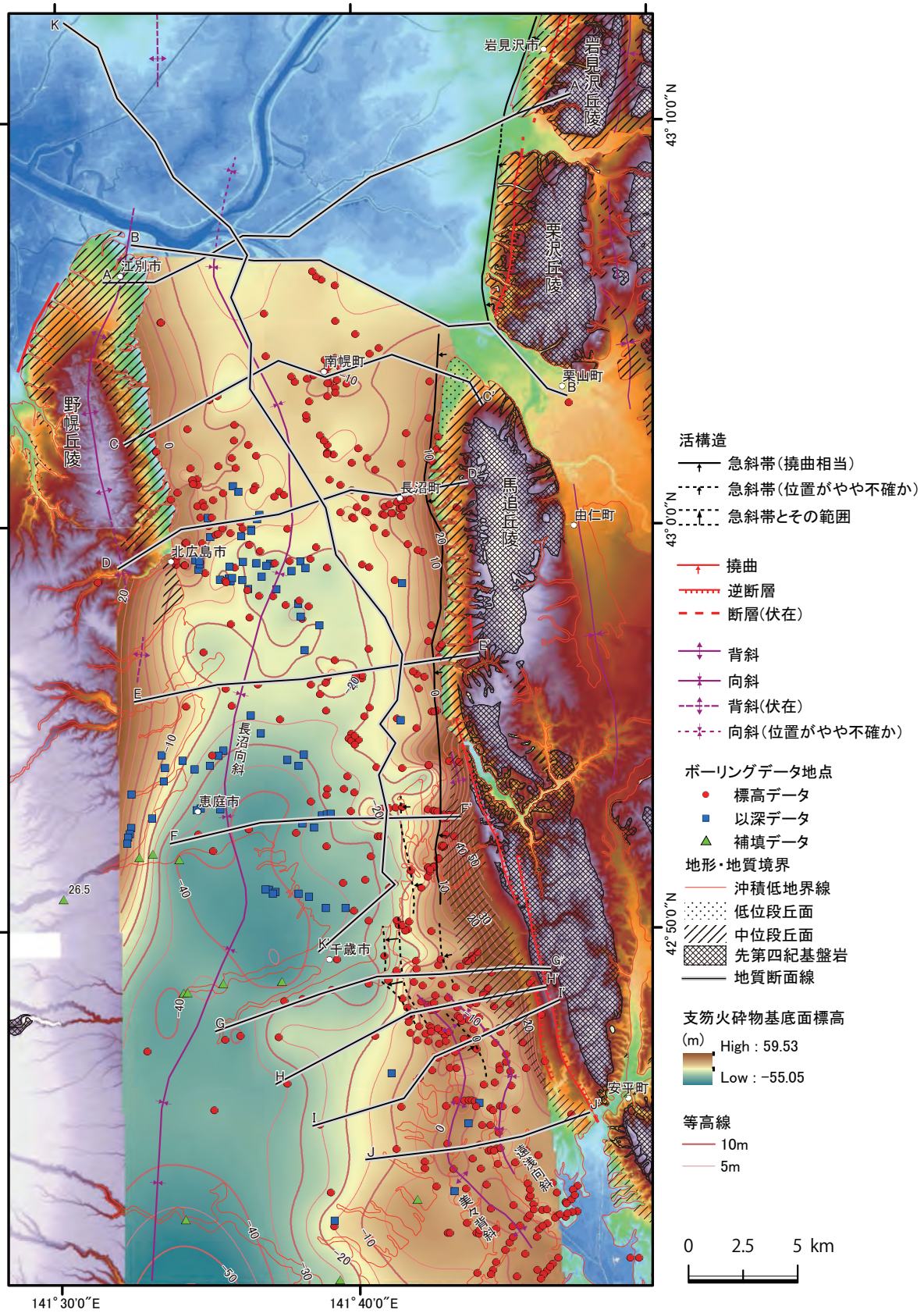


第15図 当別一千歳断面 K-K' 詳細は第5図を参照。
Fig. 15 Tobetsu - Chitose Section K-K'. See Fig. 5 for the detailed explanation.



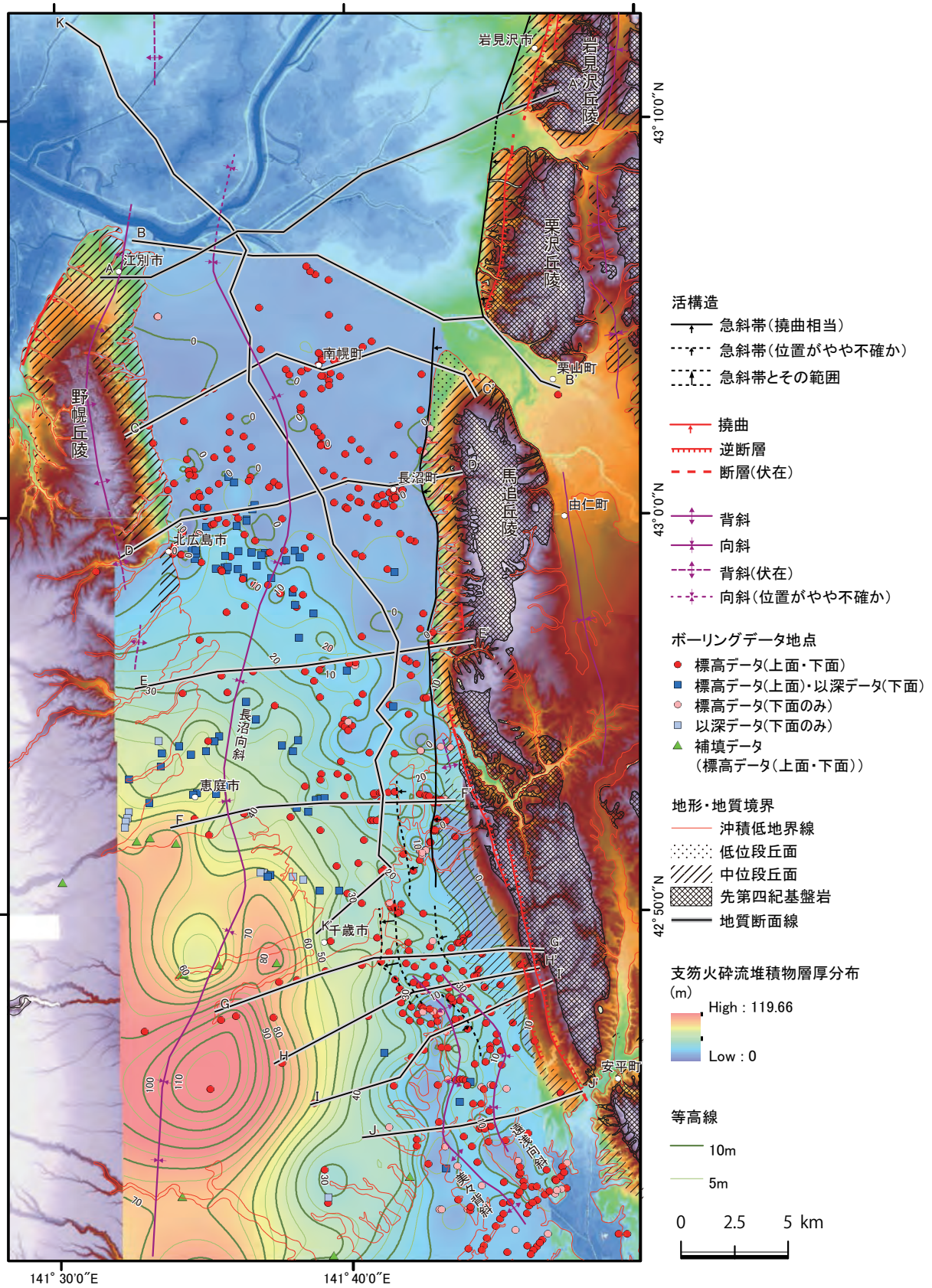
第 16 図 長沼低地および支笏火砕流台地の北長沼層基底面モデル 背景図は地形段彩図(第 1 図)である。長沼低地・支笏火砕流台地の活構造は本研究に、それ以外の活構造は既存文献(本文参照)、先第四紀基盤岩・中位段丘面は尾崎・小松原(2014)、低位段丘面(L2)は産総研(2007)にそれぞれ基づく。

Fig. 16 The surface model of the base of the Kitanaganuma formation in the Naganuma lowland and the northern Yuhutsu plain.

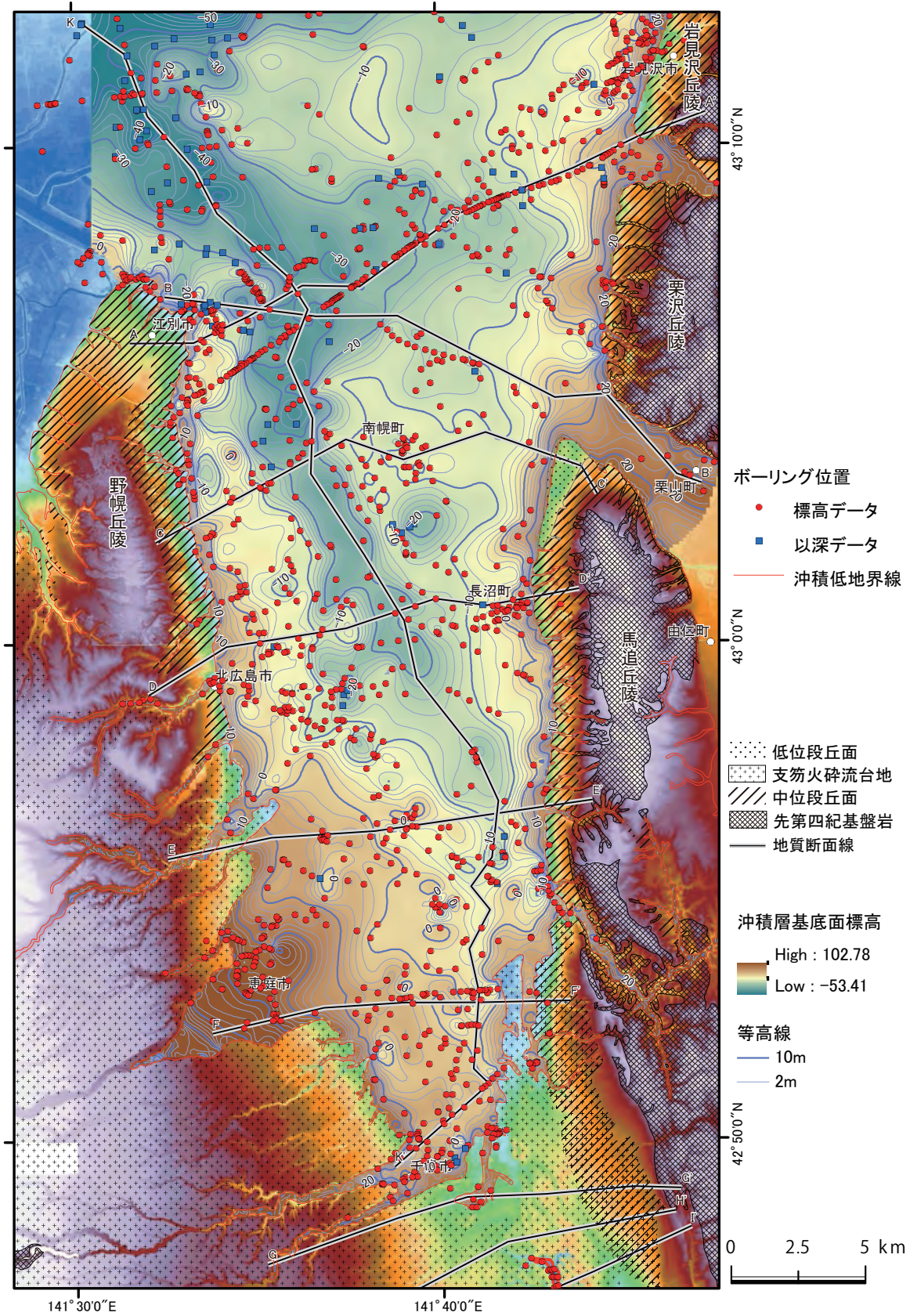


第 17 図 a 長沼低地および支笏火砕流台地域の支笏火山砕屑物基底面モデル
背景図は地形段彩図(第 1 図)である。詳細は第 16 図参照。

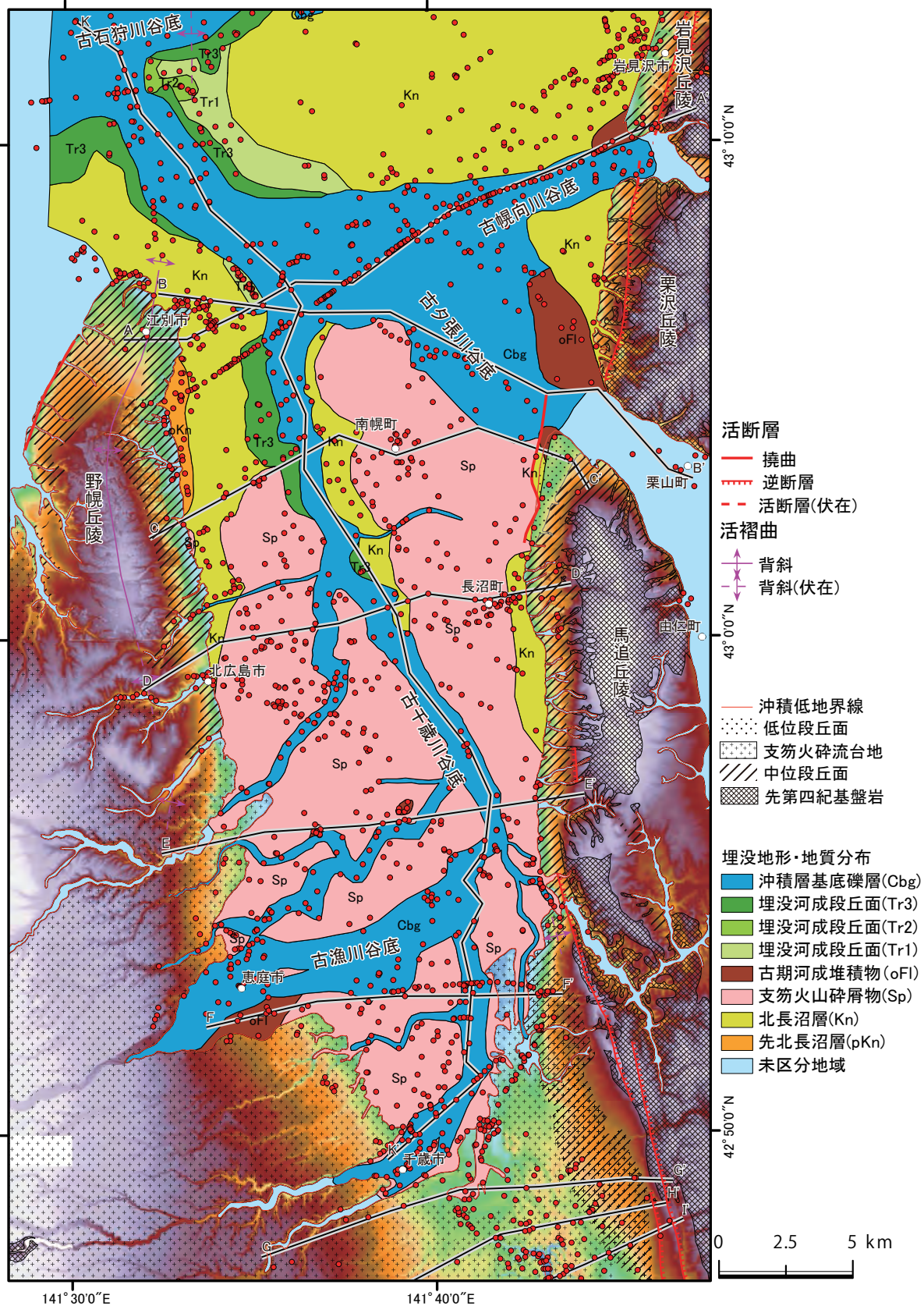
Fig. 17a The surface model of the base of the Shikotsu pyroclastic deposits in the Naganuma lowland and the northern Yuhutsu plain.



第 17 図 b 長沼低地および支笏火砕流台地における支笏火山碎屑物の層厚等値線図
背景図は地形段彩図(第 1 図)である。詳細は第 16 図参照。
Fig. 17b Contour map of the thickness of the Shikotsu pyroclastic deposits in the Naganuma lowland and the northern Yuhutsu plain.

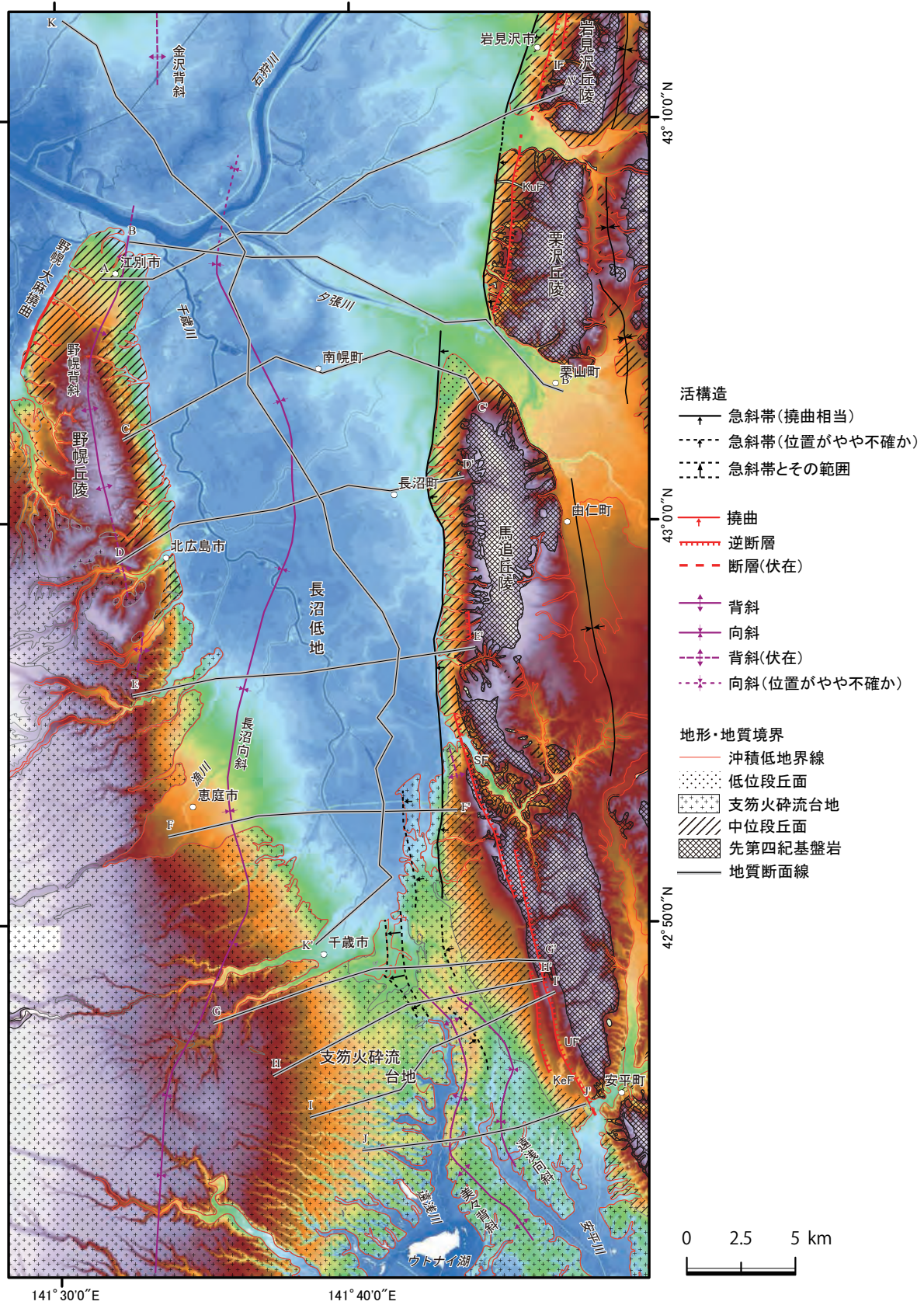


第 18 図 長沼低地の沖積層基底面モデル
 背景図は地形段彩図 (第 1 図) である。詳細は第 16 図参照。
 Fig. 18 The surface model of the base of the Chuseki-so in the Naganuma lowland.



第 19 図 沖積層基底面モデルに基づいて構築された長沼低地下の埋没地形・地質区分背景図は地形段彩図（第 1 図）である。詳細は第 16 図参照。

Fig. 19 Surface map of buried paleogeographic units constructed based on the surface model of the base of the Chuseki-so in the Naganuma lowland.



第 20 図 長沼低地および周辺域の活構造図

背景図は地形段彩図（第 1 図）である．詳細は第 16 図参照．

Fig. 20 Active structural map in the Naganuma lowland and the adjacent area

第1表 地層境界面モデル範囲の緯度・経度情報
 Table 1 Latitude and longitude of the model area

	沖積層基底面モデル		その他の面モデルと構造図	
	経度	緯度	経度	緯度
図面表示 範囲	141.47070274	42.78280548	141.46997115	42.68572490
	141.79712208	42.78280548	141.83712799	42.68572490
	141.47070274	43.21230157	141.46997115	43.21230157
	141.79712208	43.21230157	141.83712799	43.21230157

第2表 基準柱状図の出典と第四系層序区分
Table 2 Quaternary stratigraphic division and the source of the stratigraphic columns in the study area

地点名	地質断面図	元名称	種類	出典	地名	地盤高 (T.P., m)	掘進長 (m)	地形面	沖積層 (Ch) (下面)		丘陵・台地 表層堆積 物(Lm) (下面)		段丘 堆積物 (下面)		茂世土層 (Ms)		支笏火山碎屑物 (Sp)		北長沼層 (kn)		洞爺テラフ (Toya)		先長沼層 (pkn) low-K テラフ上面		先第四紀 基盤岩 (pQ) (上面)	備考	
									深度 m	標高	深度	標高	上面	下面	上面	下面	上面	下面	上面	下面	上面	下面	上面	下面			上面
B-1	-	11B-S1	ボーリング	北海道 (2002)	新篠津村 武田	9.56	50	低地	50以深																	10.5mまで泥炭、18.8mで深層砂岩 点在、44.3~50m間は砂岩	
B-2	-	H-1	ボーリング	北海道 (2001)	岩見沢市 日の出町	19.96	30	中位段丘面 (T3)	4.5 15.46																	4.5m以深は最終間氷期以前、海成 の証拠欠、基盤は峰延層砂岩。	
B-3	A-A'	M-4	ボーリング	北海道 (2001)	岩見沢市 霧が丘	32.72	42	中位段丘面 (T3)	5.6 27.12																	基盤は峰延層の砂岩、更新統に 良段記載なし	
B-4	-	M-1	ボーリング	北海道 (2001)	岩見沢市 霧が丘	31.17	25	中位段丘面 (T3)	4.8 26.37																	基盤は過分層の泥岩、更新統に 良段記載なし	
B-5	B-B'	KN-B2	ボーリング	産総研 (2007)	長沼町 三区	16.89	90	低地	21.92 -5.03																	深度22~50mの厚い礫層(層準不明)	
B-6	C-C'	KN-B1	ボーリング	産総研 (2007)	長沼町 北長沼	20.89	60	低位段丘面 (L1)	3.15 17.74	(18.56) (2.33)																深度1~18.5mの礫層は河成礫層、古期 河成堆積物相当と推察した。	
B-7	C-C'	KN-B3	ボーリング	産総研 (2007)	長沼町 五区	50.84	20	中位段丘面 (M)	2.05 48.79	(2.33) (-12.56)																M面直下は厚さ3mの河成礫層、海成層 を欠く。	
B-8	D-D'	No.5	ボーリング	近藤・五十嵐 (1987)	長沼町市街区 十二区	24.45	20	中位段丘面 (T3)	23.2 1.25																	基盤は礫岩、沖積層の下位の更新 統は中部更新統	
B-9	E-E'	GS-HNG-1 (仮称)	ボーリング	下川ほか (1993)	長沼町 南長沼	8.5 5mDEM	180	低地	7.62 0.91																		
B-10	F-F'	CH-B1	ボーリング	産総研 (2007)	千歳市 祈梅	31.43	60	中位段丘面 (M)	4.69 26.74	(4.69) (26.74)	(6.38) (25.05)															深度20.22(19.43)	
B-11	F-F'	CH-B2	ボーリング	産総研 (2007)	千歳市 祈梅	5.56	90	低地	11.37 -5.81																		
O-1	C-C'	709-1	露頭	北海道 (2002)	江別市 昭和の森	18.7 10mDEM	0.83	中位段丘面 (T3)	0.2 18.5																		
O-2	-	1021-1	露頭	北海道 (2002)	北広島市 北の里	24.9 5mDEM	144	中位段丘面 (T3)	0.3 24.6																		
O-3	-	707-1	露頭	北海道 (2002)	北広島市 西の里	32.7 10mDEM	128	中位段丘面 (T3)	0.67 32.03																		
O-4	-	1029-3	露頭	北海道 (2002)	北広島市 中ノ沢	45 5mDEM	116	低位段丘面 (T4)	6.4 39.6																		6.4m以深は下野幌層
O-5	D-D'	A	露頭	能登ほか (2008)	長沼町市街区 十二区	40	23	中位段丘面 (T3)																			北長沼層の下位は中部更新統の 山根川層・馬追層
O-6	D-D'	B	露頭	能登ほか (2008)	長沼町市街区 十二区	26.8	198	中位段丘面 (T3)																			北長沼層の下位は中部更新統の 山根川層・馬追層、基盤は過分層

第3表 南長沼で得られた層序ボーリングコア (B-9) のテフラ分析値
 ボーリング調査：下川ほか(1993)、テフラの産出層準は第4図c参照。

Table 3 Analytic values and observation result of tephra from the borehole core B-9) obtained at Minami-Naganuma of Naganuma-cho.
 Borehole drilling survey report: Shimokawa *et al.* (1993) The horizon of each tephra refers to Fig. 4c.

試料No	火山ガラス屈折率範囲					斜方輝石									
	火山ガラス屈折率範囲 最小	火山ガラス屈折率範囲 最大	屈折率 平均値	測定 個体数	屈折率 最頻値	火山ガラス 形態	対比	斜方輝石屈折率範囲 最小	斜方輝石屈折率範囲 最大	屈折率 範囲	標準 偏差	測定 個体数	屈折率 最頻値	鉱物の 種類	対比
v-10	1.4950	1.4984	1.4966	5		H,lt,T		1.713	1.714	1.713		2		ハイパーシシ	
	1.5002	1.5026	1.5014	60	1.502	T>C>lt	Spfl	1.731	1.734	1.733	0.001	50	1.733	フェロハイパーシシ	Spfl
	1.5059	1.5110	1.5086	3		T,C		1.741	1.745	1.743		3		フェロハイパーシシ	
v-12	1.4961	1.4987	1.4972	3		H,C	Spfa-1	1.731	1.735	1.733	0.001	50	1.733	フェロハイパーシシ	Spfa-1
	1.4999	1.5033	1.5017	60	1.502	T>C>H									
	1.5090	1.5127	1.5109	2		T,C									
v-15	1.5010	1.5041	1.5022	60	1.502	T, C>lt	Kt-1	1.715	1.721	1.718	0.004	2		ハイパーシシ	
	1.5091	1.5091	1.5091	1		lt		1.723	1.728	1.726	0.001	50	1.726	ハイパーシシ~ フェロハイパーシシ	Kt-1
	1.4978	1.5033	1.5001	16	1.498-1.500	T>lt, C, H		1.704	1.707	1.706		4		ハイパーシシ	
v-27	1.5067	1.5110	1.5087	21	1.507-1.509	T>lt, C		1.710	1.720	1.716	0.002	50	1.716	ハイパーシシ	Spfa 7~10
	1.5119	1.5157	1.5138	23	1.513-1.515	T>lt, C		1.724	1.724	1.724		1		ハイパーシシ	
	1.5339	1.5387	1.5368	5		T									
v-64	1.4934	1.4969	1.4957	60	1.496	T, H, C>lt	Toya	1.699	1.717	1.707		10		ブロンザイト~ ハイパーシシ	
	1.4982	1.5004	1.4993	3		T,H		1.756	1.762	1.759	0.001	40	1.759	ユーライト	Toya
v-66	1.4973	1.5006	1.4990	60	1.499	lt>T, C>H		1.719	1.724	1.722	0.001	50	1.722	ハイパーシシ	
	1.5032	1.5066	1.5048	60	1.505	T, H, C		1.706	1.709	1.708	0.001	10	1.708	ハイパーシシ	
v-92	1.5115	1.5130	1.5123	3		H,T,C		1.710	1.713	1.712	0.001	28	1.712	ハイパーシシ	
	1.5007	1.5036	1.5021	60	1.502	lt, T>C		1.714	1.716	1.715	0.001	12	1.715	ハイパーシシ	
v-95	1.5055	1.5086	1.5068	3		T,C		1.705	1.707	1.706		2		ハイパーシシ	
	1.5000	1.5038	1.5019	34	1.502	lt, T, C		1.709	1.712	1.710	0.001	50	1.710	ハイパーシシ	
v-98	1.5052	1.5101	1.5069	23	1.506-1.507	T,C		1.708	1.712	1.710	0.001	50	1.710	ハイパーシシ	
	1.5115	1.5188	1.5146	4		T									

試料No	角閃石					鉱物の種類
	屈折率範囲 最小	屈折率範囲 最大	屈折率 平均値	測定 個体数	屈折率 最頻値	
v-66	1.670	1.678	1.674	50	1.673-1.675	カミグトナンナイト
	1.679	1.693	1.687	50	1.685-1.689	緑色ホルンブレンド

第4表 ボーリング柱状図の岩相（土質）区分

Table 4 Lithofacies (Soil) classification of borehole data

ユーザー定義土質区分	土質名称	区分について
砂礫	礫	・砂礫～礫質な土質を「砂礫」に区分する。 ・「シルト混り砂礫」など、細粒分を含む場合でも「砂礫」に区分する。
	砂礫	
	礫質砂	
	礫質土	
	礫質粘土	
	シルト混り砂礫	
	シルト質砂礫	
	玉石混り粘土質砂礫	
砂	粘土混り砂質礫	・細粒分を「混り」で含む場合は、単に「砂」に区分する。
	シルト混り砂	
	砂質土	
	細～中砂	
	粘土混り砂	
	微細砂	
礫混じり砂	微細砂	・「礫混じり粘土混り」など「混り」が2つ以上あるとき、礫混じりを採用する。
	礫混じり砂	
	礫混じり粘土混り砂	
	シルト礫混り粗砂	
粘性土	玉石混り砂	・「シルト」や「粘土」は、粘性土に区分する。 ・「砂混り」の粘性土・粘土・シルトは、単に粘性土とする。 ・固結・凝固シルトおよび粘土は、単に粘性土とする。
	シルト	
	シルト～砂混りシルト	
	シルト混り粘性土	
	シルト混り粘土	
	シルト質固結粘土	
	シルト質粘性土	
	シルト質粘土	
	貝殻混りシルト	
	貝殻混り粘土	
	凝固シルト	
	凝固粘土	
	固結シルト	
	固結粘土	
礫混じり粘性土	砂混り粘性土	・ユーザー定義の「粘性土」区分で「礫混じり」の土質を「礫混じり粘性土」とする。
	礫混じり粘土	
	礫混りシルト	
	礫混りシルト質粘土	
砂質粘性土・シルト質砂（略称：砂泥）	礫混り固結粘土	・シルト質砂、砂質シルトなど「混り」ではなく「質」の程度で、砂・シルトが混在する土質を「砂質粘性土・シルト質砂」とする。
	シルト質砂	
	シルト質微細砂	
	シルト質砂質土	
	砂質シルト	
	砂質粘性土	
	砂質粘土	
	固結砂質粘土	
	粘土質砂	
	粘土混り砂質シルト	
礫混じり砂泥	砂利・礫混り砂質シルト	・「砂質粘性土・シルト質砂」で「礫混り」の土質を「礫混じり砂泥」とする。
	礫混りシルト質砂	
	礫混り砂質シルト	
	礫混り砂質粘土	
	礫混り粘土質砂	
	玉石混り砂質シルト	
	玉石混り粘土質砂	
有機質土	有機質砂	・有機質な特徴を含むものは「有機質土」とする。
	有機質土	
	有機質シルト	
	有機質土混り粘土	
	有機質粘性土	
	有機質砂	
	有機質土混り砂質土	
	有機質礫質土	
	砂混り腐植質シルト	
	砂混り有機質粘性土	
	砂混り腐植質シルト	
	砂混り有機質土	
	砂混り有機質粘性土	
	石炭	
	泥炭	
	腐植土	
	腐植土混り砂	
	腐植物混じりシルト	
	腐植質砂交り粘土	
	腐植物混じり砂質粘土	
腐植物混り固結粘土		
黒ボク		

ユーザー定義土質区分	土質名称	区分について
火山灰・火山灰質土	火山灰	・「火山灰混じり」、「凝灰質」、「軽石混り」など火山灰質の特徴を含むものは「火山灰・火山灰質土」とする。
	火山灰砂	
	火山灰質シルト	
	火山灰質砂	
	火山灰質粘性土	
	火山灰質粘土	
	火山灰混り砂	
	火山灰混り砂質シルト	
	火山灰混り砂質土	
	火山灰混り礫	
	火山灰混り礫質土	
	凝灰質シルト	
	凝灰質粘土	
	ローム	
	砂混りローム	
	砂質ローム	
	砂利・礫混り火山灰質砂	
	粘土ローム	
	粘土質ローム	
	礫混りローム	
シルト質ローム		
ローム質砂		
(軽石混じり)砂		
浮石(軽石)		
(シラス状)シルト質砂		
溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	・細粒火山灰で、記事に溶結凝灰岩とあるものも含む。
	凝灰岩	
堆積岩類	シルト岩	・砂岩・泥岩・頁岩・凝灰岩・礫岩などは堆積岩類に区分する。
	砂岩	
	泥岩	
	頁岩	
	炭質泥岩	
	炭質頁岩	
	礫岩	
	凝灰質泥岩	
	凝灰質頁岩	
	砂岩頁岩互層	
	頁岩礫岩互層	
	砂岩風化岩	
	砂岩風化土	
	砂質泥岩	
細粒砂岩		
細粒泥岩		
砂質片岩		
砂質粘土風化岩		
粘土[風化頁岩]		
風化岩など	硬岩	・硬度程度の情報しかない基盤等は、「風化岩など」に区分する。
	軟質部混じり硬岩	
	中硬岩	
	軟岩	
	風化軟岩	
	軟岩、風化岩	
	風化岩	
人工土	アスファルト	・人工的な土質に該当するものは「人工土」とする。
	コンクリート	
	ヘドロ	
	ボタ	
	改良土(礫混りシルト)	
	瓦礫	
	耕作土	
	耕土	
	砂混り粘土[埋土]	
	砂礫[埋立]	
	捨石	
	盛土	
	盛土(シルト)	
	盛土(まき)	
	農耕土	
	表土	
	埋土	
廃棄物		
礫混り砂[盛土]		
礫混り砂[埋土]		

第5表 地質断面図の位置と投影幅
各断面図の緯度・経度は、その断面線の始点、終点と屈曲点を示す。

Table 5 Location and projection distance of geologic sections

Location data indicates an initial, a terminal and a bending point of each geologic section line.

	断面図の名称	投影幅	経度1	緯度1	経度2	緯度2	経度3	緯度3	経度4	緯度4	経度5	緯度5	経度6	緯度6	経度7	緯度7	経度8	緯度8	経度9	緯度9
1	江別-岩見沢断面 A-A'	400m	141.52599	43.10100	141.55518	43.10100	141.58048	43.10982	141.60513	43.12006	141.63140	43.11958	141.67713	43.14387	141.72967	43.15888	141.75984	43.16936	141.79032	43.17745
2	江別-栗山断面 B-B'	700m	141.54198	43.11642	141.61139	43.10968	141.64858	43.10968	141.72037	43.08196	141.74372	43.08307	141.77573	43.05808	141.78697	43.05306				
3	志文別-北長沼断面 C-C'	1000m	141.53734	43.03408	141.62459	43.06837	141.65086	43.06147	141.68848	43.07052	141.73214	43.05889	141.73928	43.04961						
4	北広島-長沼断面 D-D'	1500m	141.53367	42.98285	141.56934	42.99905	141.62409	43.00500	141.66491	43.01477	141.68856	43.01239	141.73088	43.01786						
5	恵庭北-南長沼断面 E-E'	1700m	141.54200	42.92800	141.58925	42.93500	141.63661	42.93700	141.73600	42.94700										
6	恵庭南-牧樺断面 F-F'	1000m	141.56181	42.86943	141.61273	42.87787	141.64954	42.87943	141.68263	42.87936	141.72511	42.87972								
7	泉沢-駒里北断面 G-G'	1000m	141.56646	42.79186	141.64565	42.80720	141.67744	42.81411	141.71311	42.81494	141.75333	42.81732	141.77490	42.81673						
8	新千歳空港-駒里断面 H-H'	500m	141.62000	42.77000	141.69566	42.79900	141.72348	42.80280	141.77230	42.80922										
9	美々-富田断面 I-I'	500m	141.64050	42.75269	141.69191	42.76388	141.70927	42.78091	141.73489	42.78889	141.77949	42.80389								
10	美沢-新栄断面 J-J'	700m	141.66992	42.73872	141.72593	42.74317	141.75793	42.74777	141.79599	42.75730										
			141.50468	43.20826	141.52414	43.19805	141.53480	43.17696	141.55611	43.15893	141.56630	43.14430	141.59781	43.12354	141.60754	43.11197	141.59827	43.09462	141.60939	43.07557
11	当別-千歳断面 K-K'	500m	141.60847	43.05686	141.63256	43.02964	141.65063	43.00752	141.65619	42.98813	141.68353	42.96227	141.69299	42.94696	141.68991	42.92802	141.68018	42.91826	141.68878	42.91040
			141.67921	42.89730	141.68353	141.68075	42.85714	141.66770	42.85203	141.64461	42.82447	42.88265								

第6表 面モデルを求めるために利用した深井戸柱状図

* 付の地層境界の標高は、本研究の判断に基づく。

Table 6 Deep well data quoted for construction of surface models.

The altitude of stratigraphic horizon* is not quoted from the resource articles, but judged by this study.

地点名*	原本の名称	孔口標高 (m)		位置*		支笏火山噴出物		支笏火山砕屑物*		北長沼層* 基底標高	支笏火山砕屑物* 物の上位層*	出典
		経度	緯度	基底深度	基底標高	基底標高	上面標高	基底標高	上面標高			
W1	53	141.4873	42.60277	81.5	-77	-72	-33.5	-82	-	山口・小原(1974)		
W2	55	141.492	42.61474	70.5	-62.3	-57.3	-5.8	-67.3	-	山口・小原(1974)		
W3	57	141.5481	42.61949	77	-69.8	-64.8	-24.8	-74.8	-	山口・小原(1974)		
W4	56(NO1)	141.4941	42.62411	61	-50.5	-45.5	-15.5	-55.5	-	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W5	61(TK10)	141.596	42.62829	46	-39.7	-34.7	-19.7	-44.7	-	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W6	70(YF20)	141.6375	42.63103	47.5	-37.5	-32.5	-25	-42.5	-	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W7	64(TK1)	141.5987	42.65646	93	-62	-57	31	-67	-	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W8	No25	141.6469	42.67092	29.7	-25.3	-20.3	-11.6	-30.3	沼の端層	曾屋・佐藤(1980)		
W9	49	141.4653	42.67808	100	0	5	96	-5	丘陵表層	山口・小原(1974)		
W10	78(NH09)	141.6553	42.68913	49	-31	-26	15	-36	-	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W11	No19(IT01)	141.5693	42.71442	80	-51.5	-46.5	24.5	-56.5	丘陵表層	曾屋・佐藤(1980)/広田ほか(1996)		
W12	No20	141.6989	42.72218	31.6	-5.9	-0.9	25.7	-10.9	-	曾屋・佐藤(1980)		
W13	25(IR01)	141.5691	42.80788	70.5	-43.5	-38.5	23	-48.5	沖積層	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W14	No3	141.5711	42.80804	66.9	-41.6	-36.6	21.3	-46.6	沖積層	曾屋・佐藤(1980)		
W15	IR2	141.5913	42.81159	70	-40.7	-35.7	21.3	-45.7	沖積層	広田ほか(1996)		
W16	27(CT07)	141.6241	42.81242	91	-47.5	-42.5	41	-52.5	丘陵表層	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W17	03(EN31)	141.5019	42.84673	124.5	21.5	26.5	137	16.5	丘陵表層	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		
W18	EN27	141.5669	42.8629	87.9	-45.5	-40.5	32.4	-50.5	丘陵表層	広田ほか(1996)		
W19	EN29	141.5445	42.86383	75.8	-15.2	-10.2	55.6	-20.2	丘陵表層	広田ほか(1996)		
W20	07(EN28)	141.5522	42.86533	80.5	-29	-24	46.5	-34	丘陵表層	山口・小原(1974)/広田ほか(1996)		