

長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の 3次元堆積盆地構造モデル

3D velocity structure model of the Ishikari and Yūfutsu sedimentary basins

吉田邦一¹・吉見雅行²・鈴木晴彦³・森野道夫⁴・滝沢文教⁵・関口春子⁶・堀川晴央⁷

Kunikazu Yoshida¹, Masayuki Yoshimi², Haruhiko Suzuki³, Michio Morino⁴,

Fuminori Takizawa⁵, Haruko Sekiguchi⁶ and Haruo Horikawa⁷

^{1,2,6,7} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, yoshida-ku@aist.go.jp)

^{3,4,5} 応用地質株式会社 (Oyo Co., Ltd.)

Abstract: We developed a three-dimensional (3D) velocity structure model of Ishikari and Yūfutsu sedimentary basins for calculation of long-period ground motion. The geologic structure model of the sedimentary basins is developed using geologic map, reflection/refraction surveys, gravity and borehole data. A velocity structure model is constructed by using seismic velocities from boreholes and SPAC microtremor surveys. This model is refined by using coda R/V (Radial/Vertical) spectra of weak ground motions from small and medium earthquakes. We simulated 3D wave propagation in the velocity structure model with 3D finite-difference method for a small earthquake. The simulated waveforms agree well with the observed ones.

キーワード: 長周期地震動, 堆積盆地構造モデル, 石狩平野, 勇払平野

Keywords: Long-period ground motion, Sedimentary structure model, Ishikari plain, Yūfutsu plain

1. はじめに

石狩平野と勇払平野は、石狩低地帯とも呼ばれ、その地下には第三紀～第四紀の堆積層が数 km の厚さで堆積している。石狩低地帯に入射した地震動は、この厚い堆積層により、振幅が増大したり、継続時間が延びるなどの影響を受ける（例えば、Sasatani, 1990; 笹谷ほか, 2001）。2003 年十勝沖地震の際には、石狩平野・勇払平野において長周期地震動が卓越し、スロッシングにより固有周期 5～11 秒の石油タンクなどが被害を受けた（畑山ほか, 2004; 鈴木, 2004; 吉田・笹谷, 2005）。

石狩低地帯の堆積盆地構造については、2次元（吉田, 2004）や3次元（札幌市, 2004）のモデルが、主に札幌市周辺（石狩平野北西部）を対象に作成されていた。2003 年十勝沖地震の発生を受けて、Koketsu *et al.* (2005) により勇払平野の地下構造モデルが、また森川ほか (2007) により石狩平野を含む北海道の地下構造モデルが作成され、2003 年十勝沖地震のシミュレーションに用いられている。十勝沖地震の発生直後に作られたこれらの地下構造モデルは、特に被害の顕著だった勇払平野の地震動の再現に重点が置かれ、必ずしも石狩低地帯全体の詳細なモデルとなっていない。

本研究で作成する堆積盆地構造モデルは、2003 年

十勝沖地震の石狩平野および勇払平野における長周期地震動の再現はもとより、さらに北海道周辺の巨大地震による石狩低地帯の地震動応答特性の計算のためにも用いることを目標とした。モデルの作成に当たっては、石狩低地帯で行われた既存の探査データや新規のデータをできるだけ取り込み、さらに中小地震の観測記録の再現性も重視した。

2. モデル作成の概要

2.1 対象地域

本研究では、石狩低地帯の堆積盆地構造モデルを作成する。この地域のブーゲー異常（第 1 図）には、日高山脈西方の石狩平野および勇払平野（石狩低地帯）からその南南東海域に低重力異常の分布がみられる。それを取り囲むように、日高山脈、樺戸山地、札幌西南山地周辺に高重力異常の分布がみられる。また、苫小牧リッジ周辺（第 5.3.4 節参照）も高重力異常を示す。

堆積盆地の地震動応答特性は、堆積盆地内部の構造や堆積盆地の形状に大きく影響される。第 1 図に見られる低重力異常地域は、概ね石狩低地帯の堆積層が分布する地域を示していると考えられる。そこで、モデル作成範囲は、低重力異常を示す地域を中心にして、その周辺の高重力異常の地域を含む範囲

に設定した（第1図、紫の枠内）。

海溝型地震によるやや長周期の地震動の予測のためには、震源域を含む地域をモデル化する必要がある。そのため、第1図に示す全域についても、既存の堆積盆地構造モデル（森川ほか、2007）を参考にし、大まかなモデルを作成した。本研究では検討範囲内について、詳細な堆積盆地構造モデルを作成した。

2.2 堆積盆地構造モデルの作成手順

本研究では、堆積盆地構造の影響を考慮した波動計算に用いるための、P波およびS波速度、密度などの三次元物性値モデルを作成する。石狩低地帯では石油や天然ガスの採掘が行われてきたこともあり、後述のように比較的多くの地質構造の情報がある。これに比べ、物性値に関する情報はやや少ない。

そこで、本研究では、豊富な地質データをもとにまず地質構造モデルを作成した。次に、検層や微動アレイ探査などの結果をもとに各地層に物性値を設定し、これを初期物性値モデルとした。さらに、微動アレイ探査の位相速度曲線、中小地震観測記録のR/Vスペクトルや速度波形などにより、初期物性値モデルを検証・修正し、深部地盤構造モデルを作成した。

3. 石狩低地帯の地形と地質の概略

3.1 地形

本研究の対象地域である石狩平野および勇払平野（第2図）は、日高山脈、夕張山地、樺戸山地、および札幌西南山地に囲まれた低地帯（石狩低地帯）である。さらに、この低地帯は支笏カルデラ起源の火砕流台地により、北の石狩平野と南の勇払平野に分けられている。本地域の地形は、南北方向の隆起・沈降帯の配置で特徴づけられる。石狩平野の中央南部には南北方向にのびた野幌丘陵があり、西の札幌市が位置する低地と東の長沼低地に分けられている。日高・夕張山地の西側前縁には、岩見沢、栗沢、馬追の各丘陵が発達している。これらの丘陵は南北に細長く、西に張り出した弧状をなす。丘陵と東側山地の間には、茂世丑低地および由仁-安平低地がある。

3.2 石狩低地帯とその周辺の地質

北海道は一般に北海道西部、北海道中央部、北海道東部の3つの地質構造区に区分される（例えば加藤ほか、1990）。石狩低地帯は、北海道西部と北海道中央部に挟まれた境界部である。これを反映して、モデル作成の対象となる地域の地質は石狩低地帯を境に東西で大きく異なる（第2図）。

石狩低地帯の東側では、日高帯の変成岩類・深成岩類と空知-エゾ帯の神居古潭変成岩類からなる基

盤岩類、白亜系、古第三系、中新統、および鮮新統からなる堆積岩類がほぼ南北方向にのびて、順次配列した分布を示している。一方、西側では、礼文-樺戸帯の下部白亜系隈根尻層群と渡島帯のジュラ紀付加体とが基盤岩類をなし、変成岩類や白亜系～古第三系を欠き、中新統が直接基盤岩類を不整合の関係で被覆している。ただし、石狩平野の北側に位置する樺戸山地には、古第三系が小規模に分布する。

このように、石狩低地帯の東西で層序は大きく異なり、また、地域ごとにも違いが見られる。地質構造モデルの作成に当たって、まず、層序を整理した。それぞれの層の解説は、主に加藤ほか（1990）や日本の地質増補版編集委員会（2005）によるが、その後新たな知見が得られた地域については、それを反映させた。

3.2.1 中・古生界

北海道の中・古生界は、基本的に南北方向の帯状構造を示す。ここでは、加藤ほか（1990）の区分にしたがう。モデル対象領域の地質は、渡島帯、礼文-樺戸帯、空知-エゾ帯に区分される。なお、日高帯がごく一部含まれるが、ここでは取り上げない。

渡島帯に属する札幌西南山地の中・古生界としては、薄別層が知られている。薄別層は、札幌市定山溪の南西に分布している。この層の年代は不詳であるが、先白亜紀とされる（石田・曾谷、1980）。

礼文-樺戸帯に属する樺戸山地では、前期白亜系の隈根尻層群が分布する。

空知-エゾ帯では、下位より空知層群、蝦夷層群、函淵層群が知られている。空知層群の年代は、後期ジュラ～前期白亜紀とされている。蝦夷層群は、下部、中部、上部に分類され、それらの年代は、下部が前期白亜紀、中部～上部が後期白亜紀とされている。函淵層群は、主に礫岩を含む砂岩からなる。この層は、上部蝦夷層群を整合でおおい、その年代は後期白亜紀から後期暁新世とされ、一部古第三紀にかかる（石油公団、1999）。

3.2.2 古第三系

古第三系についても、加藤ほか（1990）の区分にしたがう。モデルの対象地域は、概ね野幌丘陵を境に北海道西部と北海道中央部に区分される。

北海道西部に区分される、札幌市付近や札幌西南山地、苫小牧市西部には、古第三系は存在しないとされている。ただし、札幌西南山地の一部には、古第三紀の火成岩が存在する。

北海道中央部では、日高・夕張山地の石狩炭田に広く分布し、下位より函淵層群（第3.2.1節）、石狩層群、幌内層群、紅葉山層が分布する。石狩炭田西側前縁部の馬追丘陵および石狩低地帯南部には、紅葉山層の上位に南長沼層が分布する（栗田・横井、2000）。石狩層群は、白亜系の蝦夷層群を不整合でお

おい、始新統とされている。幌内層群は、石狩層群を不整合におおい、始新統～下部漸新統とされる。紅葉山層は、幌内層の分布域の南西側に分布し、下部漸新統とされる。南長沼層は、馬追丘陵で地表に見られ、石狩低地帯南部の地下に広く分布する。この層は上部漸新統とされ、紅葉山層とは明確な間隙が認められる(栗田・横井, 2000)。

中央部西縁の樺戸山地には、樺戸層が分布する。この他、石狩低地帯北縁の雨竜地域には、下位より雨竜層群、達布層群が分布する(石油公団, 1998b)。雨竜層群は、主にシルト岩・砂岩の互層から構成され、石炭層を介在する。この層は、石狩層群中～上部に対比される。達布層群は、主に砂岩、泥岩からなり、凝灰質砂岩を介在し、下位の雨竜層群を不整合で覆っている。

3.2.3 新第三系

新第三系はモデル対象地域に広く分布し、札幌西南山地、石狩平野北西部、勇払平野～馬追丘陵(石狩平野南部)、雨竜地域(石狩平野北縁部)でそれぞれまとめられている。

札幌西南山地の新第三系は、岡ほか(1991)や八幡ほか(2000)などにまとめられているが、本研究に関する地層としては、下位より定山溪層群、小樽内川層、西野層がある。定山溪層群は、いわゆるグリーンタフ層にあたり、下部中新統とされる。札幌西南山地に位置する豊羽鉦山では、ボーリングによりグリーンタフ層の厚さが把握されており、その厚さは1000～1200 mである(Ohta, 1995)。小樽内川層は、主に硬質頁岩からなる中～上部中新統である。西野層は、火山性礫岩・角礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩を主体とする、上部中新統～鮮新統である(岡ほか, 1991)。

札幌西南山地の北西側に隣接する石狩平野北部地域および樺戸山地では、石狩平野北部で最下位に定山溪層群が分布し、さらに奔須部都層、厚田層、盤の沢層、望来層、当別層が分布する。奔須部都層は、下部が主に礫岩・中～粗粒の砂岩と礫岩の互層からなり、上部が軟質泥岩からなる中部中新統である。厚田層、盤の沢層は、整合一連の中部中新統である(岡, 1992)。望来層は、主に硬質の泥岩からなる上部中新統である。当別層は、主に海成の泥岩～細粒砂岩からなる。この層の年代は後期中新世前半から鮮新世前半とされる(岡, 1992)。

勇払平野～馬追丘陵の石狩平野南部地域は、幌向層、滝の上層、川端層、岩見沢層、追分層、清真布層からなる(栗田・横井, 2000; 日本の地質増補版編集委員会, 2005; 岡, 2007)。幌向層は、やや珪質な板状～塊状泥質岩を主体とし、基底部に貝類化石を多産するストーム成砂岩層を伴う下部中新統下部である(栗田・横井, 2000)。本層は、幌向川流域に小規模な分布が見られるが、平野部の坑井での分布は

知られていない。滝の上層は、馬追丘陵の地表で南長沼層を覆う下部中新統である。川端層は、級化礫岩・砂岩層を周期的にはさむ砂岩・泥岩互層を主体とするタービダイト層で、滝の上層を整合におおう中部中新統である。岩見沢層および追分層は、泥岩質主体の一連の堆積物である。岩見沢層が中期中新世中頃～後半、追分層が中期中新世後半～後期中新世。清真布層は、細粒砂岩を主体とする鮮新統で、「岩見沢」図幅では峰延層に対応する。由仁町以南では、振老層は川端層に、馬追山層と平取層・軽舞層は岩見沢層に、萌別層・荷葉層は追分層に相当する。

雨竜地域では、下位より中～上部中新統のユードロ層、峠下層、増毛層、鮮新統の留萌層からなる(石油公団, 1998b)。ユードロ層は、主に砂岩・泥岩互層からなり、礫岩層・炭層が挟在する。峠下層は、主に礫岩・砂岩など粗粒相からなり、シルト岩を介在し、ユードロ層を傾斜不整合に覆う。増毛層は、下位より泥岩、砂岩、硬質頁岩の三部層に細分され、峠下層を整合に覆う。留萌層は、増毛層を整合に覆う。なお、後述するボーリング柱状図には、天北地域の層序である増幌層、稚内層、声間層と記述されたものがある。これらの層の時代は、それぞれ厚田層、峠下～増毛層、留萌層に相当する。

3.2.4 第四系

本地域の第四系の地質は、大きく下部更新統とその上位層に分けられ、両者で性質が異なる。下部更新統は、札幌では材木沢層(岡, 2003)、野幌・江別地域では裏の沢層(江別市, 1992)とよばれる。千歳地域では、低地帯の地下に下部更新統が存在する。苫小牧地域では、岡(2004)が速報としてまとめているが、そこでは下部更新統+鮮新統として取り扱われている。

中部更新統以上についての詳細な構造は、本研究では取り扱わないが、第1表に簡単にまとめた。

4. データ

4.1 表層地質

表層地質データは、シームレス地質図(地質調査総合センター, 2005)をもとに、一部簡略化したものを用いた。検討地域の地質構造の推定には、5万分の1地質図幅に記載されている断層、背斜・向斜、地層の走向・傾斜を参考にした。また、20万分の1地質図に示されている背斜・向斜も参考にした。対象とした地質図は、5万分の1地質図幅では、山部(橋本, 1953)、下富良野(橋本, 1955)、当別(垣見・植村, 1956)、砂川(松井ほか, 1965)、早来(松野・石田, 1960)、追分(松野・秦, 1960)、岩見沢(松野ほか, 1964)、大夕張(長尾ほか, 1954)、石狩金山(小山内ほか, 1958)、夕張(佐々ほか, 1964)、上芦別(清水ほか, 1953)、岩知志(高橋・鈴木,

1978), 穂別 (高橋・和田, 1987), 幾春別岳 (吉田・神戸, 1955), 20 万分の 1 地質図では, 札幌 (石田・曾谷, 1980), 留萌 (秦ほか, 1974), 夕張岳 (中川ほか, 1996), 浦河 (酒井ほか, 2000), 旭川 (佐藤・猪木, 1977), 苫小牧 (佐藤ほか, 1972) である。

陸域の活断層線については, 中田・今泉 (2002) にもとづき, これに池田ほか (2002) および岡 (1986) の活構造 (活褶曲) を読み取り加えた。海域の活断層および活構造は徳山ほか (2001) のデータを使用した。

4.2 深層ボーリング

深層ボーリングデータには, 石油探査や温泉ボーリング, 地震観測井によるものがある (第 3 図)。石油公団の基礎試錐「空知」(石油開発公団, 1971), 「南幌」(石油開発公団, 1973c; 石油公団, 1998a), 「軽舞」(石油開発公団, 1975), 「新冠」(石油開発公団, 1976), 「石狩湾」(石油公団, 1995), 「馬追」(石油公団, 1998a), 「夕張」(石油公団, 1999) の柱状図をまとめた。第 4 図, 第 5 図に基礎試錐の柱状図と VSP および音波検層による P 波速度, 密度検層の結果をまとめたものを示す。深井戸・温泉ボーリングデータとしては, 岡 (2003, 2004), 江別市 (1992), 北海道開発局農業水産部・北海道立地下資源調査所 (1998) にまとめられているものを利用した。地震観測井では, 札幌市 (1997a,b,c), 札幌地盤震動研究会 (1999), 楊 (2003) によるボーリングデータを収集した。

このほか, 民間石油会社によるボーリングデータが石油公団の基礎試錐および基礎物理探査報告書に記載されているものがあるので, それらの柱状図も収集した。収集した柱状図は, 白老沖 -1, 勇払沖 B-1, 勇払沖 B-4, えか -1 (石油公団, 1987), 獅子内 SK-1, 南金沢 SK-1, トニカ SK-1 (石油公団, 1993), 西札幌 SK-1D, 西茨戸 SK-1 (石油公団, 1995), 苫小牧沖 A-1, 南勇払 SK-1, 勇払 SK-2, 静川 SK-4, 鶴川沖 A-1 (石油公団, 1996), 新十津川 R-1, 美馬牛 SK-1, 一の沢 SK-1 (石油公団, 1998b), 南勇払 SK-2D, 協和 SK-1, 西馬追 SK-3 (石油公団, 1998a) である。また, 石炭探査のための奈井江試錐のボーリングデータ (松井ほか, 1965) も使用した。これらのボーリングの情報を, 第 2 表にまとめた。

4.3 反射法地震探査データ

この地域では石油公団により多くの反射法地震探査が行われている。ここで対象とした石油公団による探査は, 基礎物理探査「日高一渡島」(石油開発公団, 1973a), 「石狩平野」(石油開発公団, 1973b), 「道南～下北沖」(石油公団, 1987), 「日高地域」(石油公団, 1993), 「胆振沖浅海域」(石油公団, 1996), 「雨

竜」(石油公団, 1998b), 「石狩平野北部」(石油公団, 2003) である。また, 札幌市 (2003, 2004, 2005) による深部地下構造調査, 浅野 (1989), 加藤ほか (2002), 伊藤 (1999) の文献がある。石油公団の H91-2, H91-3 測線 (石油公団, 1993) は, 香束ほか (2002) により再解析されており, 地質構造モデルの作成では再解析結果をもとにした。第 6 図に反射法地震探査測線および地質断面図の位置を示す。

基礎試錐「空知」, 「馬追」, 「軽舞」, 「石狩湾」報告書には, 民間石油会社の反射法地震探査結果を参考にして作成された地質断面図が掲載されている。これらの地質断面図は信頼性が高いと考え, 反射法地震探査結果と同様に, データとして使用した。

4.4 屈折法地震探査・地殻構造探査データ

屈折法地震探査として, 浅野 (1989) や札幌市 (2003, 2004, 2005) のデータがある。また, モデル作成範囲内では, 多くの地殻構造探査が実施されている (浅野, 1989; 早川ほか, 2000; Iwasaki *et al.*, 1989, 1991; 岩崎・森谷, 2002; 森谷ほか, 1997; 森谷, 1999; Okada *et al.*, 1973; 横倉ほか, 1992) (第 7 図)。

これらのうち, 地殻構造探査は日高衝突帯の地殻構造を解明することを目的としており, 地震基盤より上位の速度構造は分解能がよくないので, 地質構造を推定する参考資料とした。

4.5 重力データ

地質調査所 (2000) の日本重力 CD-ROM を使用した。また, 検討にあたっては, 苫小牧および札幌地域重力図 (広島ほか, 1998; 駒沢ほか, 1998) を参考にした。

4.6 検層データ

石油公団による基礎試錐の VSP および音波・密度検層による P 波速度および密度, 札幌市地震観測井 (札幌市, 1997a, b, c), 上山試錐工業 (株) 地震観測点 (札幌地盤震動研究会, 1999), 北海道大学南新川観測点 (楊, 2003) のサスペンション PS 検層による P 波, S 波速度などの結果を用いた (第 4, 5, 8 図)。第 9 図に検層データがあるボーリング位置を示す。

4.7 微動アレイ探査データ

岡田ほか (1990), 笹谷ほか (2001), 札幌市 (2002, 2003, 2004), 国松ほか (2005), 吉田ほか (2005) のデータを用いた。第 10, 11 図に微動アレイ探査の位置を示す。

4.8 地震観測記録

石狩低地帯およびその周辺の K-NET および KiK-net で観測された地震記録を収集した。

5. 地質構造モデルの作成

5.1 モデルの作成手順

地質構造モデルは以下の手順で作成した。まず、表層地質、深層ボーリング、反射法地震探査などから、地層境界ごとのコンター図を作成した。次に、作成したコンター図から東西および南北方向の地質断面図を作成し、5万分の1地質図幅の褶曲（背斜・向斜）や断層変位などの記載などを参考に、背斜・向斜、断層変位、堆積盆の形状など地質構造を地層境界に反映させた。

東西方向の地質断面図は北緯42°15'~43°45'間で5'毎に19断面を作成した。南北方向の地質断面図は東経141°20'~142°40'間で10'毎に9断面を作成した。また、後述する微動アレイ探査結果の再解析およびR/Vスペクトルの検討によるモデルの修正では、山地部を除く平野部で1'毎に東西断面を作成し、地質構造を検討した。検討地域の地質構造は南北方向に連続性が強いので、それと直交する東西方向の地質断面図でモデルを検討し、南北方向の地質断面は地層境界の小規模なうねりと連続性を確認することを主眼とした。

5.2 層区分

地質構造モデルで表現される地層は、第3.2節の層序区分をもとに、検討地域全域の共通性を考慮し、地層名ではなく、主に地層の年代で、完新統~中部更新統、下部更新統、鮮新統、上部・中部・下部中新統、古第三系、上部白亜系、基盤岩類に区分した（第3表）。また、香東ほか（2002）などによると、夕張地域の地下深部には古第三系と上部白亜系とがスラストシートをなす衝上断層帯の存在が判明しており、上部白亜系の構造的な下部に衝上断層帯を設定した。ただし、後述するように、弾性波速度および密度を検討した結果、これら上部白亜系と衝上断層帯は物性値モデルでは同一の層として扱うこととした。

基盤岩類は下部蝦夷層群、隈根尻層群、空知層群などのジュラ系~下部白亜系とした。また、神居古潭^{たん}変成岩類、および日高帯の変成岩類・深成岩類も、岩質から判断して、基盤岩類としてまとめた。同様に、札幌西南山地の古第三紀の花崗岩および新第三紀の貫入岩類も、基盤岩類に含めた。

中新統では、定山溪層を下部中新統とした。また、勇払平野・馬追丘陵の滝の上層と雨竜地域のユードロ層は前期~中期中新世の地層であるが、中部中新統とした。これは、主に火山岩類からなるグリーンタフ層をまとめたことによる。

5.3 モデル作成にあたり考慮した構造

5.3.1 日高・夕張地域における堆積岩類の分布

日高・夕張地域における堆積岩類の東縁は神居古潭変成岩類の西縁とし、その境界を夕張岳断層（伊

藤ほか、1999）とした。深さ方向では、上部白亜系の下に衝上断層帯があり、その下位に分布する蝦夷層群を基盤岩とする。基盤岩の上面は夕張岳断層までほぼ水平にのびていると考えた。

この夕張岳断層は東傾斜の逆断層であり、基盤岩類の下に堆積岩類がもぐりこむ構造をなしているが、その傾斜角が地震動に与える影響をAppendix Aで検討した。その結果、断層直上を除いて、断層の傾斜角による地震動の差異は小さかった。断層の傾斜角を90°とする方が地質構造モデルの構築・修正が容易であるので、夕張岳断層の傾斜角を90°としてモデル化した。

5.3.2 鳩の巣・万字ドーム

夕張市付近には、古第三系の分布地域に上部白亜系の上部・中部蝦夷層群が地窓状に露出しており、鳩の巣・万字ドームと呼ばれている（加藤ほか、1990）。ドーム構造部では上部・中部蝦夷層群だけでなく、基盤岩類も高まりをなしているという考え方があがるが、本研究では、ドーム西~南縁の衝上断層上盤の背斜と地層の構造的繰返しによりドームが形成されたと考え、基盤岩の高まりは考慮しなかった。

5.3.3 南長沼層

石狩低地帯南部の地下には、下部漸進統の南長沼層が広く分布し、幌内層の上位、紅葉山層の下位の層順に位置することが明らかになっている（栗田・横井、2000）。しかし、南長沼層が認定された、基礎試錐「馬追」（石油公団、1998a）以前の地質解釈では、この層は主に滝の上層として一括して扱われていたため、そのような断面の再解釈を行う必要がある。石油公団（1998a）では、南勇払SK-2D（第2表）の再解釈を行い、滝の上層と南長沼層を区分している。そこで、この地質再解釈を参考にして、「胆振沖浅海域」（石油公団、1996）、南勇払SK-1、南勇払SK-2D、勇払SK-2、および静川SK-4における南長沼層（古第三系）の上面深度を推定した。「胆振沖浅海域」の反射断面を再解釈した断面を第12図に示す。

5.3.4 苫小牧リッジ

勇払平野からその南方海域にかけて、南北方向にのびる基盤岩（隈根尻層群）の高まりがあり、苫小牧リッジと呼ばれる（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1982）。苫小牧リッジは新生代末期の地体構造区分で北上-石狩-礼文隆起帯の一部であり、勇払平野より南側を指す。中古生層の地体構造区分では、礼文-樺戸帯に属する。基盤岩の高まりは、下北半島沖・三陸沖を経て、三陸沿岸の久慈・田老地域にまでのびている（大澤ほか、2002）。

5.3.5 活構造

石狩低地東縁断層帯：石狩低地東縁断層帯は、平

野と丘陵の地形境界をなす重要な断層であるが、地下深部における上下方向の断層変位について情報がない。そのため、断層上盤から下盤にかけて、背斜・向斜で地層が連続しているものとしてモデル化した。

野幌断層帯：野幌丘陵の東西両側には、走向がほぼ南北方向で逆断層の野幌断層帯が分布している（池田ほか，2002）。また、野幌丘陵には南北方向にのびる背斜構造（金沢―野幌背斜）が発達している（江別市，1992）。また、野幌丘陵の西側には札幌東部―当別沈降部と呼ばれる沈降帯があり、顕著な低重力異常をなす。さらに、当別向斜、太美―峻別背斜、月寒背斜、茨戸背斜などの活褶曲が発達しており、これらは短波長の褶曲をなす。

増毛山地断層帯：樺戸山地の東縁には増毛山地断層帯が分布している（池田ほか，2002）。この断層帯は西傾斜の逆断層である。

日高南西縁断層帯：日高舟状海盆には2列の背斜構造が分布しており、その西翼に東傾斜の逆断層が推定される。

6. 物性値モデルの作成

6.1 初期物性値モデルの作成

6.1.1 物性値の与え方

ここでは、作成した地質構造モデルの各地層に対して物性値を付与し、初期物性値モデルを作成する。各地層に与える物性値は、データ数の制約や、モデルの取り扱いの簡便さを考慮して、層の内部で一定とし、空間方向の変化は考慮しないこととした。

第4表に、最終的に設定した各地層の物性値を示す。

6.1.2 P波速度

深層ボーリング孔の各地層における音波検層およびサスペンションPS検層によるP波速度の分布を頻度分布としてまとめた（第13図）。時代が古い地層ほどP波速度が大きい傾向が見られるが、火山岩類である定山溪層（グリーンタフ・下部中新統）はP波速度5 km/s以上を示し、古第三系より大きな値を示している。なお、上部白亜系と衝上断層帯のP波速度の平均値はそれぞれ4.7 km/s、4.6 km/sとなった。このため、物性値モデルでは両者の層を1層として取り扱うことにした。

6.1.3 S波速度

P波速度と同様に、地震観測井のサスペンションPS検層の結果による各地層のS波速度の分布をまとめた（第14図）。地震観測井は最も深いボーリングでも深度700 m程度であり、第四系～上部中新統までのデータしかないため、特に深部の速度を決定するためには他のデータを利用する必要がある。そこで、反射法地震探査の結果と微動アレイ探査の結果

から、各地層のS波速度を検討した。反射法地震探査の近傍で実施されている微動アレイ探査により得られた速度構造を、反射法地震探査で得られている各地層の層境界で再構成し、各地層の平均S波速度を求めた。再構成した地層の平均S波速度を求める際は、各地層におけるS波の走時を計算し、各地層の層厚で除すことにより求めた。解析には、札幌市の反射法地震探査の結果と反射法地震探査測線近傍の微動アレイ探査結果（M09, 12, 13, 20, 21, 23, 25, 27, 29, 30, 33）のデータを用いた（札幌市，2002, 2003, 2004）。

なお、札幌東部に位置するM25では、上部中新統よりも浅い層のS波速度が、他の地点のS波速度と著しく異なっている。層内で物性値一定という条件でこの点のデータを加えると、全体のS波速度に影響を与えるため、各地層の平均S波速度を求める際は、M25の結果を除いて計算した。

古第三系～基盤岩類のS波速度については、精度よく測定した例が少ないため、P波速度とS波速度の関係を検討し、P波速度に対応するS波速度を求めた。

6.1.4 密度

P波速度と同様に、深層ボーリング孔において密度検層により得られた各地層の密度の頻度分布をまとめた（第15図）。時代が古い地層ほど密度が大きい傾向が見られるが、P波速度のときと同様に、火山岩類である定山溪層（グリーンタフ・下部中新統）は密度2.6 g/cm³を示し、古第三系より大きな値を示している。P波速度と同様に、上部白亜系と衝上断層帯の密度の平均値はそれぞれ2.60 g/cm³、2.55 g/cm³となり、ほぼ同じ密度の値となったため、これらの層は同一の層として取り扱うことにした。

6.1.5 丘陵～山地部の風化帯

丘陵～山地部には鮮新統から基盤岩類が地表に露出しているが、通常、地表付近では風化作用を受け、P波、S波速度は小さいことが多い。そこで、これらの地域では表層に風化帯を設定した。風化帯はローカルな地質現象や気象条件に規定され、モデルにおいて詳細な構造として反映させることは難しい。ここでは風化帯を一律の厚さで与えることにした。

まず、基盤岩類、上部白亜系および古第三系、中部中新統～鮮新統を対象に、K-NETおよびKiK-netの速度検層の結果からS波速度と深度の関係を直線で近似した。この近似したS波速度―深度直線に対応するように、表層により上位の層を設定した。

下部中新統（グリーンタフ）ではデータが少ないので、ほぼ同じS波速度を示す基盤岩類と同じ設定とした。なお、第4表のように古第三系および上部白亜系・衝上断層帯のS波速度は中部あるいは下部中新統のS波速度よりも小さい。そのため、下部中

新統までのS波速度 ($V_s=0.4\sim 3.1$ km/s) に対応する風化帯の厚さを求めた。

6.2 微動アレイ探査および地震動のR/Vスペクトルデータに基づくモデルの修正

6.2.1 モデル修正の概要

初期物性値モデルの作成において、微動アレイデータは第6.1節での各地層のS波速度の検討にのみ用いられているため、微動アレイ観測点で観測された微動の位相速度を必ずしも満足するモデルにはなっていない。そこで、微動アレイデータおよび地震動のR/Vスペクトルデータに基づいて初期物性値モデルの修正を行った。このようにして修正した各地点の一次元速度構造の修正量を三次元に展開することにより、最終的な堆積盆地構造モデルを作成した。

6.2.2 微動アレイ探査にもとづく修正

対象地域内の57地点の微動アレイ観測点において、第6.1節で検討した初期物性値モデルから計算される理論位相速度と、微動アレイ探査の位相速度が整合するようにモデルの修正を行った。モデルの修正では、第6.1節で求めた各層のS波速度を固定し、各地層の上面深度を調整した。

一例として、苫小牧のTIP(国松ほか, 2005)における修正を挙げる。この観測点では、初期物性値モデルによる理論位相速度は観測位相速度と大きくずれていたが、S波速度1.2 km/s層(鮮新統相当)の深度を620 m程度浅くすると観測データを満足する結果となった(第16図)。

第6.1.3節で述べた反射法地震探査と微動アレイ探査結果とが整合しない札幌市(2005)のM25(第11図)では、地層境界を大きく修正した。このため、この地点の周辺では、反射法による地層とモデルの地層が直接は対応しない。

6.2.3 地震動のR/Vスペクトルデータに基づく修正

収集した地震動記録(第4.8節)から、地震動のR/Vスペクトルを求め、それを用いてモデルを修正した。地震動のR/Vスペクトルは、観測された地震記録の水平成分をラディアル成分とトランスバース成分に座標変換し、ラディアル成分と上下動成分のS波主要動以降のスペクトルの比として求めた。求めた地震動のR/Vスペクトルが、その地点の速度構造から計算されるレイリー波の理論H/Vスペクトルの卓越周期を満足するように、各地層の上面深度を調整した。

HKD129(苫小牧)は微動アレイのTIPに近い地震観測点であるが、TIPにおける微動アレイ探査の再解析結果に準拠するようにモデルを修正したところ、観測R/Vスペクトルの周期10秒付近に見られるスペクトルの山に理論スペクトルの山の周期がほぼ一致した(第17図)。このようにして、観測点直

下の構造を修正するとともに、周辺の地質構造や重力データを考慮して面的に修正した。

6.3 各地層上面深度

最終的に作成した堆積盆地構造モデルの深さ分布を第18図に示す。この作成したモデルの各地層の深さ分布の特徴を以下にあげる。

下部更新統の上面深度は、千歳から苫小牧にかけての地域およびその南西で深い。また、札幌東部一当別沈降部と石狩湾新港から南南東方向でも深い。

鮮新統では、石狩低地帯の東部において、上面深度の深い地域が南北方向に分布する。特に、苫小牧からその南西部と札幌東部一当別沈降部で深い。

上部中新統は、日高舟状海盆、苫小牧からその南西部、馬追丘陵西方、札幌東部一当別沈降部でその上面が深い。岩見沢、栗沢、馬追丘陵からその南南東部と苫小牧リッジで浅い。

中部中新統は、上部中新統の深度分布とほぼ同じ傾向を示すが、日高舟状海盆で最も深くなっている。

下部中新統(グリーンタフ)は、苫小牧リッジ～野幌丘陵の西側に分布し、それより東側の本層は層厚0として表現されている。そのため、東側の深度分布は、古第三系のそれと等しい。この層の上面は、苫小牧リッジ西方および札幌東部一当別沈降部で深い。

古第三系の上面は、日高舟状海盆で深く、馬追丘陵東方でもやや深い。北緯 $43^{\circ}25'\sim 30'$ 付近が中新統堆積盆の北東縁をなす。

上部白亜系では、馬追丘陵東方から日高舟状海盆にかけてその上面深度が深い。衝上断層帯の上面も、上部白亜系上面深度と同じ傾向を示す。

基盤岩類は、第5.3節で述べたように、日高・夕張地域の基盤岩類と堆積岩類の境界は神居古潭変成岩類の西縁と一致する。東経 $141^{\circ}50'\sim 142^{\circ}10'$ 付近に、南北方向にのびる深い堆積盆がある。堆積岩類の厚さは6,000 m以上で、最大8,000～9,000 mと推定される。北緯 $43^{\circ}40'$ 付近に堆積盆の北東縁がある。苫小牧リッジから馬追丘陵にかけて、南北方向にのびる基盤岩類の高まりがある。また、野幌丘陵から樺戸山地にかけてにも南北方向の基盤岩類の高まりがある。基盤岩類の高まりは、金沢一野幌背斜(第5.3.5節)と一致する。その西方の札幌東部一当別沈降部は南北方向にのびる堆積盆になっている。

7. 小地震のシミュレーションによるモデルの検証

7.1 概要

第6.3節までで作成した最終的な堆積盆地構造モデルの妥当性を検証するために、対象地域で発生した小地震の再現計算を差分法により行った。波動場の計算手法には、時間方向に2次、空間方向に4次の精度の速度-応力スタガードグリッド差分法を用

いた。震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法 (Graves, 1996) を用いた。格子間隔は、水平方向には 200 m, 垂直方向には、地表から深さ 1.6 km までを 200 m, 深さ 1.6~5.6 km までを 400 m, 深さ 5.6~13.6 km までを 800 m, 深さ 13.6~91.6 km までを 1200 m とした。垂直方向および水平方向ともに 20 格子分の吸収境界を設けた。この条件で計算可能な下限の周期は概ね 2.5 秒 (0.4 Hz) である。

計算は、浦河沖の地震 (2004 年 7 月 4 日 21 時 31 分 Mj 4.9) を対象とした。観測波形は加速度記録であったので、これを積分して速度波形とし、周期 2.5~10 秒のバンドパスフィルターを適用した。震源時間関数は、パルス幅 1 秒のベル型の関数を用いた。

地震基盤以深ではモホ面とコンラッド面の構造を考慮した。モホ面とコンラッド面の上面深度は、Zhao *et al.* (1994) を参考に設定した。Q 値は、地震基盤以浅・以深ともに S 波速度 (m/s) の 1/2 とした。

7.2 計算結果

観測波形、微動アレイと地震動 R/V により修正したモデルによる計算波形、および初期物性値モデルにより計算した波形を比較した (第 19 図)。IBUH03 (厚真)・HKD129 (苫小牧)・HKD130 (白老) では地盤構造モデルを修正した結果、最大振幅がより観測値に近づくなど、波形の一致度が向上している。また、強震観測点近傍に微動アレイ探査観測点がある HKD184 (千歳)・HKD180 (札幌) でも観測記録を良く説明している。

8. まとめ

石狩平野・勇払平野地域について、多くの石油・天然ガス調査の資料と地質文献を用いて、地質構造モデルを作成した。このモデルの各地層に P 波、S 波速度、密度などの物性値を設定し、これを初期物性値モデルとした。さらに、微動アレイ探査の観測位相速度および地震記録の R/V スペクトルの検討により、モデルを修正して、最終的な堆積盆地構造モデルとした。このモデルを用いて、三次元差分法により小地震の再現計算を行い、モデルの妥当性を検証した。

強震観測点の近傍において、反射法地震探査と微動アレイ探査がともに実施されている地点では、観測波形を良く説明するシミュレーション結果が得られた。一方、探査データが少なく、地震動の R/V スペクトルのピークが不明瞭で、モデルの修正が行われていない強震観測点では、波形の一致度は低い結果となった。しかし、地震動の R/V スペクトルによりモデルの修正が行われた地点では、波形の一致度が改善された。さらに探査データを追加することで、地震動シミュレーションの結果をより改善できる可能性がある。

謝辞 札幌市、上山試錐工業 (株)、北海道大学による検層データを使用しました。また、防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net のデータを使用しました。石油天然ガス・金属鉱物資源機構には、基礎試錐および基礎物理探査の資料の公開を許可していただきました。北海道立地質研究所の岡孝雄博士にはご助言を頂きました。感謝します。本研究は経済産業省委託研究費「長周期震動耐震性評価研究」によった。

文 献

- 浅野周三 (1989) 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果「地震動予測精密化のための地下深部構造の研究」(自然災害科学総合研究班, No.A-63-3)
- 地質調査所 (編) (2000) 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- 地質調査総合センター (編) (2005) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース, 地質調査総合センター.
- 江別市 (1992) 江別市の地質と温泉資源, 江別市, 106 p.
- Graves, R. W. (1996) Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091–1106.
- 橋本 亘 (1953) 5 万分の 1 地質図幅「山部」および同説明書, 北海道開発庁, 82 p.
- 橋本 亘 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「下富良野」および同説明書, 北海道開発庁, 71 p.
- 秦 光男・垣見俊弘・佐藤博之・松井 寛 (1974) 20 万分の 1 地質図幅「留萌」, 地質調査所.
- 畑山 健・座間信作・西 晴樹・山田 實・廣川幹浩・井上涼介 (2004) 2003 年十勝沖地震による周期数秒から数十秒の長周期地震動と石油タンクの被害, *地震*, 57, 83–103.
- 早川正亮・笠原順三・佐藤利典・日野亮太・篠原雅尚・西野 実・上村 彩・佐藤 壮・伊藤亜妃・石川瑞人・藤江 剛・金沢敏彦 (2000) 海底地震観測からわかった 1968 年十勝沖, 1994 年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造, 日本地震学会講演予稿集.
- 広島俊男・駒澤正夫・森尻理恵・牧野雅彦・村田泰章 (編) (1998) 苫小牧地域重力図 (ブーゲー異常), 重力図 9, 地質調査所.
- 北海道開発局農業水産部・北海道立地下資源調査所 (1998) 国営農地再編整備事業計画地区 千歳地区表層地質調査報告書, 121 p.
- 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, 254 p.
- 石田正夫・曾谷龍典 (1980) 20 万分の 1 地質図幅「札

- 幌」, 地質調査所.
- 伊藤谷生 (1999) 北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったか?, 月刊地球, 21, No. 9, 608–613.
- 伊藤谷生・森谷武男・井川秀雅・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛 (1999) 日高衝突帯におけるデラミネーションーウェッジ構造, 月刊地球, 21, No. 3, 130–136.
- 岩崎貴哉・森谷武男 (2002) 制御震源地震探査から見た北海道の地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 65, 291–302.
- Iwasaki, T., Shiobara, H., Nishizawa, A., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Hirata, N., Urabe, T. and Shimamura, H. (1989) A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 165, 315–336.
- Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Urabe, T., Motoya, Y. and Shimamura, H. (1991) Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observations, *Geophys. Jour. Inter.*, 105, 693–711.
- 垣見俊弘・植村 武 (1956) 5万分の1地質図幅「当別」および同説明書, 地質調査所, 17 p.
- 加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈 (編) (1990) 日本の地質1, 北海道地方, 共立出版, 337 p.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鑑 顕正・川中 卓・井川 猛 (2002) 日高衝上断層系前縁部・馬追丘陵西縁を横切る反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 77, 111–121.
- 香東卓郎・菊池伸輔・伊藤谷生 (2002) 日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造: 石油公団日高測線 (H91-2, 3) 反射記録の再処理と再解釈, 東京大学地震研究所彙報, 77, 97–109.
- Koketsu, K., Hatayama, K., Furumura, T., Ikegami, Y. and Akiyama, S. (2005) Damaging long-period ground motions from the 2003 Mw 8.3 Tokachi-oki, Japan earthquake, *Seism. Res. Lett.*, 76, 67–73.
- 駒沢正夫・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・森尻理恵 (1998) 札幌地域重力異常図 (ブーゲー異常), 重力図 10, 地質調査所.
- 国松 直・吉見雅行・関口春子・堀川晴央・吉田邦一・竿本英貴・馮 少孔・杉山長志 (2005) 微動アレイ探査による勇払平野深部地下構造の推定, 活断層・古地震研究報告, No. 5, 1–15.
- 栗田祐司・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.
- 松井 寛・垣見俊弘・根本隆文 (1965) 5万分の1地質図幅「砂川」および同解説書, 地質調査所, 85 p.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫 (1964) 5万分の1地質図幅「岩見沢」および同説明書, 北海道開発庁, 168 p.
- 松野久也・秦 光男 (1960) 5万分の1地質図幅「追分」および同説明書, 北海道開発庁, 34 p.
- 松野久也・石田正夫 (1960) 5万分の1地質図幅「早来」および同説明書, 北海道開発庁, 35 p.
- Matsushima, T. and Okada, H. (1990) Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, *Butsuri-Tansa*, 43, 21–33.
- 森川信之・藤原広行・河合伸一・青井 真・功刀 卓・石井 透・早川 譲・本多 亮・小林京子・大井昌弘・先名重樹・奥村直子 (2007) 2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証, 防災科学技術研究所研究資料, No. 303, 防災科学技術研究所.
- 森谷武男 (1999) 北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動, 月刊地球, 号外, No. 27, 206–210.
- 森谷武男・宮町宏樹・オウズオゼル・ヌルジャンオゼル・岩崎高哉・笠原 稔 (1997) 日高山脈の地下構造と地震テクトニクス, 構造地質, No. 42, 15–30.
- 長尾捨一・小山内 熙・酒匂純俊 (1954) 5万分の1地質図幅「大夕張」および同説明書, 北海道開発庁, 110 p.
- 中川 充・渡辺 寧・紀藤典夫・酒井 彰・駒澤正夫・広島俊男 (1996) 20万分の1地質図幅「夕張岳」, 地質調査所.
- 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, 60 p.
- 日本の地質増補版編集委員会 (編) (2005) 日本の地質増補版, 共立出版, 374 p.
- Ohta, E. (1995) Common features and genesis of tin-polymetallic veins, *Resource Geology Special Issue*, No. 18, 187–195.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道の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, 31, 295–3203.
- 岡 孝雄 (1992) 石狩丘陵の上部新生界, 地下資源調査所報告, 63, 109–135.
- 岡 孝雄 (2003) 流体資源ボーリングデータによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質構造の解明, 平成12~14年度科学研究費補助金 [地域連携推進研究費 (2)] 研究成果報告書 石狩低地帯北部の地震活動と活構造に関する研究 (研究代表者 笠原 稔, 研究課題番号 12792001), 73–148.
- 岡 孝雄 (2004) 流体資源ボーリングデータによる

- 苫小牧地域の地下地質構造の解明（第1報）— 2003年十勝沖地震の地震動に関連して—, 北海道立地質研究所報告, 75, 85–108.
- 岡 孝雄 (2007) 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質と第四紀末テクトニクス—上部更新—完新統の層序・層相・構造—, 北海道立地質研究所報告, 78, 95–148.
- 岡 孝雄・興水達司・高橋功二・秋葉文雄 (1991) 札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比, 地質学雑誌, 97, 25–38.
- 岡田 廣・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 43, 402–417.
- Okada, H., Suzuki, S., Moriya, T. and Asano, S. (1973) Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan as derived from explosion seismic observations, *J. Phys. Earth*, 21, 329–354.
- 小山内 熙・長尾捨一・三谷勝利・長谷川 潔・橋本 亘 (1958) 5万分の1地質図幅「石狩金山」および同説明書, 北海道開発庁, 80 p.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩 (2002) 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル, 石油技術協会誌, 67, 38–51.
- 酒井 彰・中川 充・高橋 浩・駒澤正夫・広島俊男 (2000) 20万分の1地質図幅「浦河」, 地質調査所.
- 札幌地盤震動研究会 (1999) 札幌都市域における地盤構造調査と強震動観測.
- 札幌市 (1997a) 平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事 (その1).
- 札幌市 (1997b) 平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事 (その2).
- 札幌市 (1997c) 平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事 (その3).
- 札幌市 (2002) 平成13年度 石狩平野北部地下構造調査業務 成果報告書.
- 札幌市 (2003) 平成14年度 地震関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査成果報告書.
- 札幌市 (2004) 平成15年度 地震関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査 成果報告書.
- 札幌市 (2005) 平成16年度 地震関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査 成果報告書.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男 (1964) 5万分の1地質図幅「夕張」および同説明書, 北海道開発庁, 184 p.
- Sasatani, T. (1990) Strong ground motions from intermediate-depth earthquakes: A study of site effects, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser VII (Geophysics)*, 8, 449–464.
- 笹谷 努・吉田邦一・岡田 広・中野 修・小林稔明・凌 甦群 (2001) 札幌都市域における深部地下構造調査と強震動観測, *自然災害科学*, 20, No. 3, 325–342.
- 佐藤博之・山口昇一・曾屋龍典 (1972) 20万分の1地質図幅「苫小牧」, 地質調査所.
- 佐藤博之・猪木幸男 (1977) 20万分の1地質図幅「旭川」, 地質調査所.
- 石油開発公団 (1971) 昭和45年度天然ガス基礎調査基礎試錐「空知」調査報告書, 39 p.
- 石油開発公団 (1973a) 昭和47年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高一渡島」調査報告書.
- 石油開発公団 (1973b) 昭和48年度石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野」調査報告書, 12 p.
- 石油開発公団 (1973c) 昭和48年度天然ガス基礎調査基礎試錐「南幌」調査報告書, 35 p.
- 石油開発公団 (1975) 昭和50年度天然ガス基礎調査基礎試錐「軽舞」調査報告書, 27 p.
- 石油開発公団 (1976) 昭和50年度天然ガス基礎調査基礎試錐「新冠」調査報告書, 19 p.
- 石油公団 (1987) 昭和61年度国内石油天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書.
- 石油公団 (1993) 平成3年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書, 25 p.
- 石油公団 (1995) 平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「石狩湾」調査報告書, 118 p.
- 石油公団 (1996) 平成7年度国内石油・天然ガス基礎調査海上物理基礎探査「胆振沖浅海域」調査報告書, 35 p.
- 石油公団 (1998a) 平成8年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「馬追」調査報告書, 59 p.
- 石油公団 (1998b) 平成8年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「雨竜」調査報告書, 30 p.
- 石油公団 (1999) 平成9年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「夕張」調査報告書, 91 p.
- 石油公団 (2003) 平成13年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「石狩平野北部」調査報告書, 53 p.
- 清水 勇・田中啓策・今井 功 (1953) 5万分の1地質図「上芦別」および同説明書, 北海道開発局, 78 p.
- 鈴木恵子 (2004) 平成15年 (2003年) 十勝沖地震の際発生した溶融亜鉛鍍金工場火災について—溶融亜鉛鍍金層のスロッシングに関する一考察—, 消防研究所報告, 98, 84–90.
- 高橋功二・鈴木 守 (1978) 5万分の1地質図幅「岩知志」および同解説書, 北海道立地下資源調査所, 78 p.

- 高橋功二・和田信彦 (1987) 5万分の1地質図幅「穂別」および同解説書, 北海道立地下資源調査所, 39 p.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) 日本の石油・天然ガス資源, 455 p.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦 寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎 (2001) 日本周辺海域中新世末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13, No. 1, 27-53.
- 八幡正弘・黒沢邦彦・岡村 聡 (2000) 西北海道, 小樽-赤井川地域に分布する新第三系火山岩層序と鉱化作用, 北海道立地質研究所報告, 71, 49-58.
- 楊 軒柱 (2003) 南新川地震観測井の地質と物理検層結果, 平成 12~14 年度科学研究費補助金 [地域連携推進研究費 (2)] 研究成果報告書 石狩低地帯北部の地震活動と活構造に関する研究 (研究代表者 笠原 稔, 研究課題番号 12792001), 14-62.
- 横倉隆伸・宮崎光旗・渡辺 寧・浦辺徹郎 (1992) 深部地殻探査に向けた反射法地震探査実験概報 - GSJ 90-1 日高測線 -, 地震 2, 45, 145-156.
- 吉田邦一 (2004) 堆積盆地の地震応答に関する研究 - 石狩平野北部地域を例として -, 博士論文, 北海道大学大学院.
- 吉田邦一・笹谷 努・前田宜浩・高井伸雄・三輪田吾郎・大畑大志郎・Dhakal Yadab Prasad・Fat-Helbary Raafat El-Shafei (2005) 石狩湾新港近辺における微動アレー観測, 日本地震学会講演予稿集 2005 年度秋季大会, P163.
- 吉田 尚・神戸信和 (1955) 5万分の1地質図幅「幾春別岳」および同説明書, 北海道開発庁, 31 p.
- 吉田邦一・笹谷 努 (2005) 石狩平野北西部における 2003 年十勝沖地震時の長周期地震動, 地震 2, 58, 107-113.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H. (1994) Deep-structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, J. Geophys. Res., 99, No. B11, 22313-22329.

Appendix A 石狩平野堆積盆東縁断層 (夕張岳断層) の傾斜角度

石狩平野東縁の断層 (夕張岳断層) は, 地質構造図や反射法地震探査結果では逆断層と考えられている。しかし, 逆断層の形状を正確に表すモデルを作成することは, データ量などの制限などにより困難が伴う。ここでは, 断層の形状が地震動に与える影響について, 二次元差分法計算により検討し, 地震動の計算に必要なモデル化の程度を検討する。

第 20 図に解析を行った断面の位置を示す。夕張岳断層の傾斜角が 45 度の場合 (第 21 図) と 90 度の場合 (第 22 図) について, 1, 0.5, 0.2 Hz のリッカーウェーブレットの平面 SH 波の鉛直入射に対する地表の地震動応答特性を計算した。断層傾斜角を変化させた時の増幅倍率を比較すると (第 23 図), 断層直上では増幅倍率が顕著に異なるが, 断層から離れた地点ではほとんど両者に差は見られず, 石狩堆積盆東縁の断層形状が石狩低地帯内部の地震動に与える影響は小さい。したがって, 苫小牧周辺や札幌市周辺の長周期地震動を検討する上では, この断層の傾斜角を 90 度でモデル化するような地下構造モデルで十分である。

(受付: 2007 年 10 月 1 日, 受理: 2007 年 11 月 20 日)

第1表. 石狩低地帯の新第三紀鮮新世および第四紀の層序 (江別市, 1992; 北海道開発局 農業水産部・北海道立地下資源調査所, 1998; 岡, 2003, 2004).

Table 1. Stratigraphy of Quaternary and Pliocene layers in the Ishikari and Yūfutsu plains (after Ebetsu city, 1992; Hokkaido Development Bureau and Geological Survey of Hokkaido, 1998; Oka, 2003, 2004).

地質時代		本報告での地質名	札幌	江別	千歳	苫小牧	
第四紀	完新世	完新統 ~ 中部更新統	完新統	完新統	完新統	完新統	
	更新世		後期	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物
			中期	野幌層上部 野幌層下部	野幌層上部 野幌層下部	東千歳層	上部~中部更新統 (本郷層・厚真層・ 早来層)
	前期	下部更新統	材木沢層	裏の沢層	中部~下部更新統	下部更新統 + 鮮新統	
新第三紀	鮮新世	鮮新統	西野層・当別層	当別層	清真布層・荷菜層		

第2表. ボーリングによる地質境界の深さ (m).

Table 2. Depth of geologic formations derived by boreholes in meters.

孔井名	地層および境界深さ(m)													
西札幌SK-1D	Q	300	To	678	Mo	1228	Bn	2005	At	2422	Ps	2518	Jo	3305
西茨戸SK-1	Q	439	To	754	Mo	1346	Bn	1811	At	2584	Ps	2937	Jo	3503
獅子内SK-1	Q	215	To	668	Mo	1405	Bn	2412	At	3032	Ps	3301		
南金沢SK-1	Q	545	To	1205	Mo	1800	Bn	1967	At	2693	Ps	2870	Km	3427
協和SK-1	Q+Nn	975	Br	1033	Tk	2050	Mn	2206						
西馬道SK-3	Q+Nn	580	Br	1197	Tk	1525	Mn	3584	Po	4005				
トニカSK-1	Fr	200	Tk?	1833										
勇払SK-2	Q	991	Nn	1252	Br	1780	Tk	3288	Po	3849	Is	4550		
南勇払SK-2D	Q	860	Nn	1188	Br	1656	Tk	2516	Mn	3306	Po	4038	Is	4760
南勇払SK-1	Q	860	Nn	1172	Br	1635	Tk?	3260	Po	3968	Is	4610		
静川SK-4	Q	370	Nn	465	Br	1435	Fr	2494	Tk?	4305				
苫小牧沖A-1	Q	970	Nn	1335	Br	2150	Tk?	3503						
白老沖-1	Q	1250	Nn	1973	Fr	2087	Tk?	3440						
勇払沖B-1	Q	440	Nn	908	Br	1961	Fr	2515	Tk	2866	Po	3270	Is	4000
勇払沖B-4	Q	524	Nn	1032	Br	1734	Fr	2024	Tk	2233	Po	2742	Is	2877
鶴川沖A-1	Br	936	Fr	3085	Tk	3765							Po	2945
えか-1	Q	453	Nn	700	Br	1400	Fr	3740						
美葉牛SK-1	Q+Nn	1373	Ms	1448	Yu	1749	Ur	2001						
一の沢SK-1	Q+Nn	833	Ms	953	Tg	1073	Yu	1979						
新十津川R-1	Kt	212	Wk	527	Mp	617	Km	972						

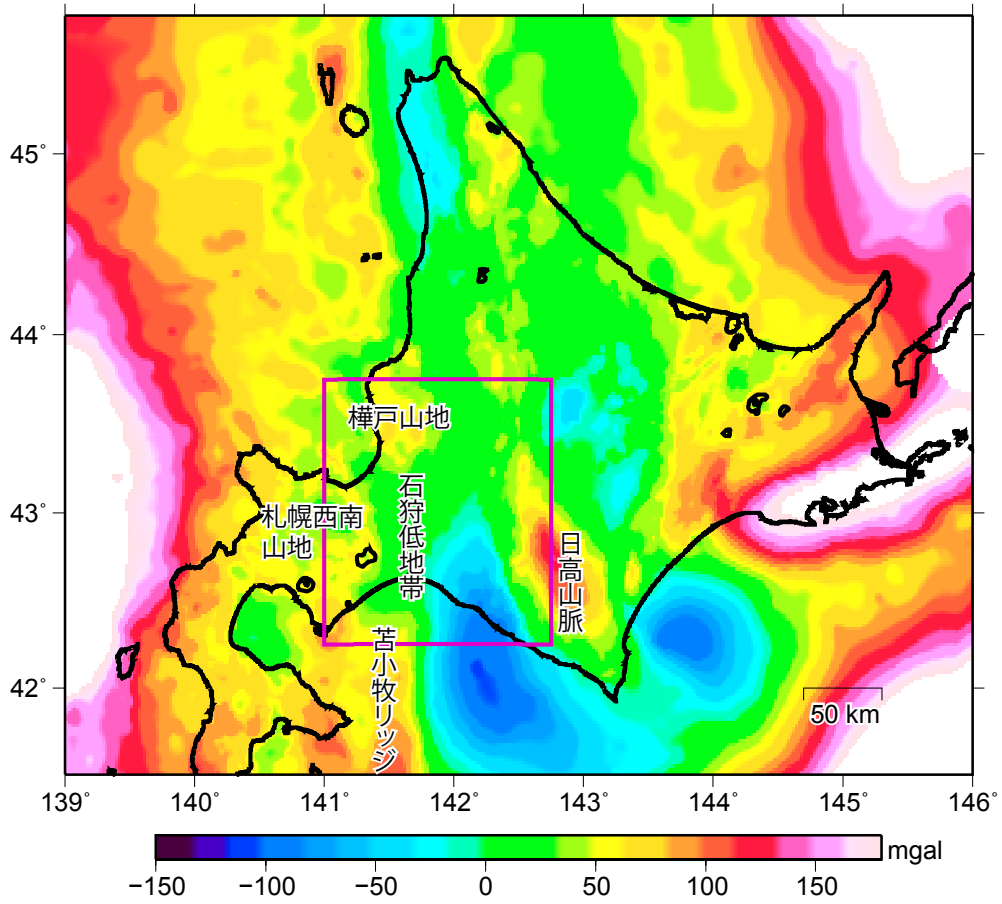
- Q 第四系
- To 当別層
- Mo 望来層
- Bn 盤の沢層
- At 厚田層
- Ps 奔須部都層
- Jo 定山溪層群
- Mn 南長沼層
- Po 幌内層
- Is 石狩層群
- Km 隈根尻層群
- Nn 荷菜層
- Br 平取層・軽舞層
- Fr 振老層
- Tk 滝の上層
- Ms 増毛層
- Tg 峠下層
- Yu ユードロ層
- Ur 雨竜層群
- Kt 声間層
- Wk 稚内層
- Mp 増幌層

第3表. 本研究による地下構造モデルでの石狩平野および勇払平野の層序.
Table 3. Stratigraphy for the Ishikari and Yūfutsu plains used in this study.

地質時代		本報告での地質名	石狩平野北西部 札幌西南山地	勇払平野 馬追丘陵	雨竜地域	
第四紀	完新世	第四系	第四系	第四系	第四系	
	更新世					
新第三紀	鮮新世	鮮新統	当別層	苜菜層	留萌層	
	中新世	後期	上部中新統	望来層	平取層・軽舞層	増毛層 峠下層
		中期	中部中新統	盤の沢層・厚田層 奔須部都層	川端層・振老層	ユードロ層
		前期	グリーンタフ (下部中新統)	定山溪層 (グリーンタフ)	滝の上層	
古第三紀	漸新世	古第三系	樺戸層	紅葉山層 南長沼層	—	
	始新世			幌内層 石狩層群	雨竜層群	
	暁新世			—	—	
白亜紀	後期	上部白亜系	—	函淵層群 上部・中部蝦夷層群	—	
	前期	基盤岩類	隈根尻層群	下部蝦夷層群 隈根尻層群 空知層群 神居古潭変成岩類 日高変成岩類	隈根尻層群	

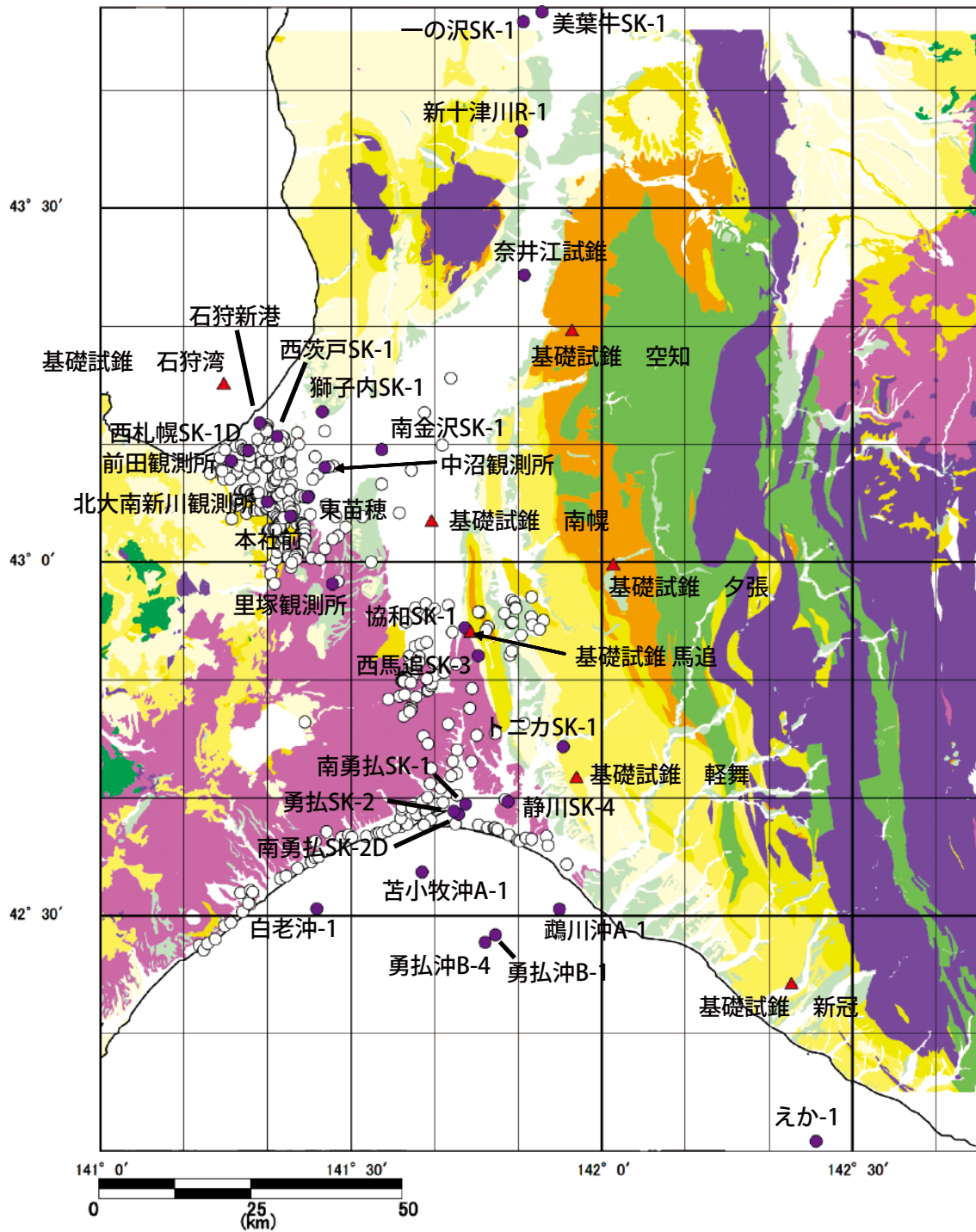
第4表. 設定した物性値.
Table 4. Medium parameters.

層	Vp (km/s)	Vs (km/s)	密度 (g/cm ³)	Qs
1 完新統～中部更新統	1.760	0.400	1.980	50
2 下部更新統	2.090	0.722	1.980	80
3 鮮新統	2.620	1.196	2.060	100
4 上部中新統	3.210	1.725	2.270	150
5 中部中新統	4.070	2.350	2.410	200
6 下部更新統 (グリーンタフ)	5.420	3.131	2.570	300
7 古第三系	3.410	2.000	2.360	200
8 白亜系および衝上断層帯	4.670	2.700	2.580	270
9 基盤	5.780	3.400	2.770	340

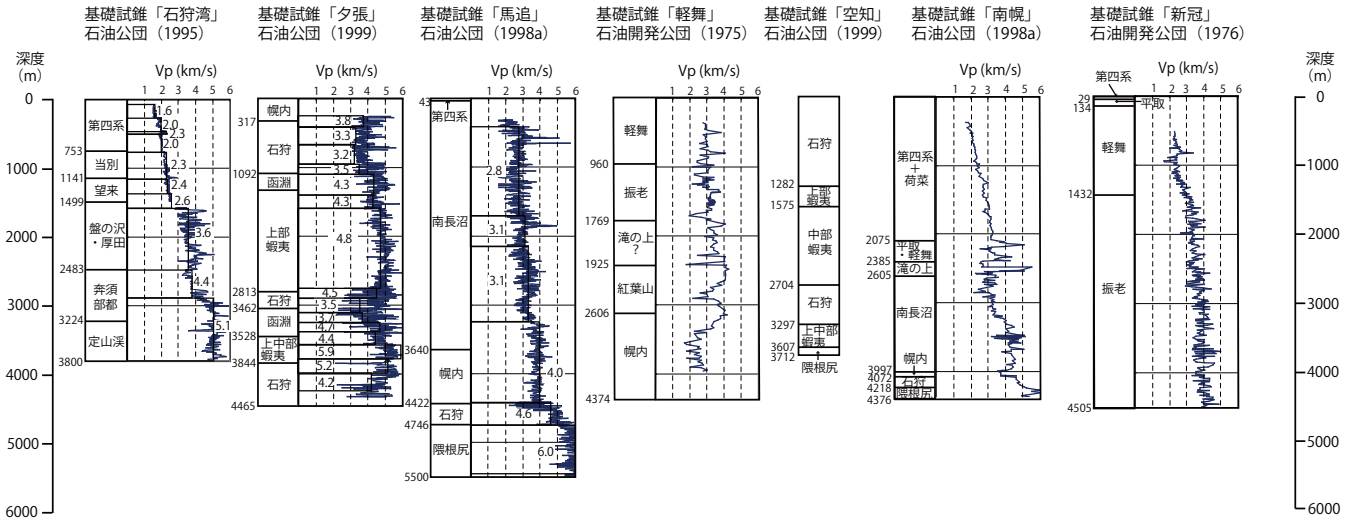


第1図. 北海道地域のブーゲー異常 (仮定密度 2.67 g/cm^3) (地質調査所, 2000). 紫の枠は詳細な地下構造モデルを作成した地域を示す.

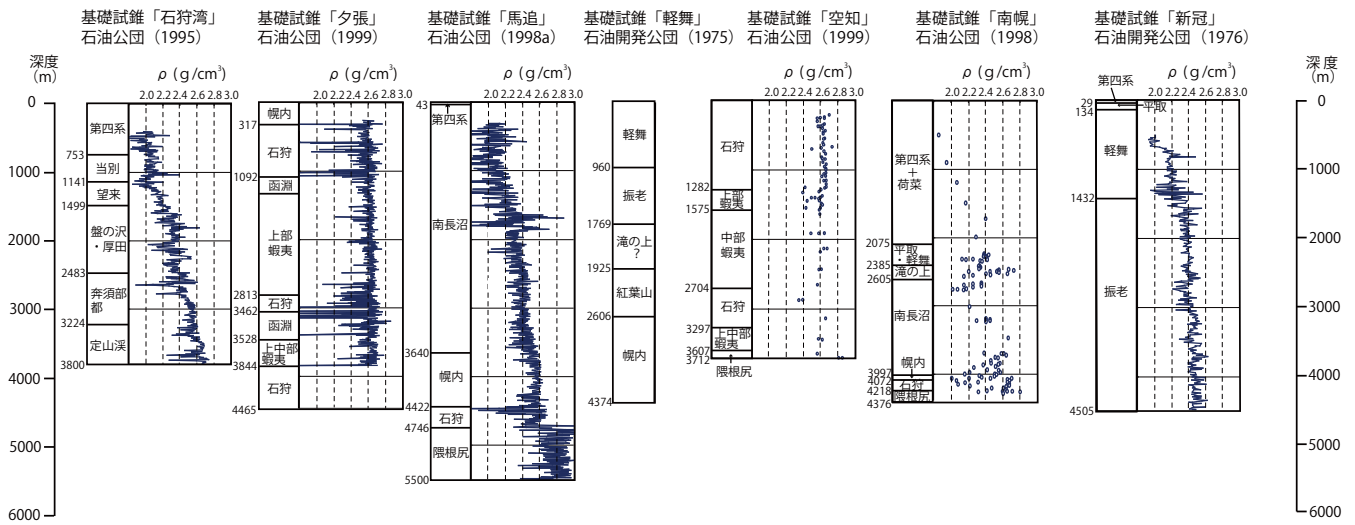
Fig. 1. Bouguer anomalies in Hokkaido (Assumed density is 2.67 g/cm^3 , Geological Survey of Japan, 2000). Rectangular indicates the area that the detailed model has been made in this study.



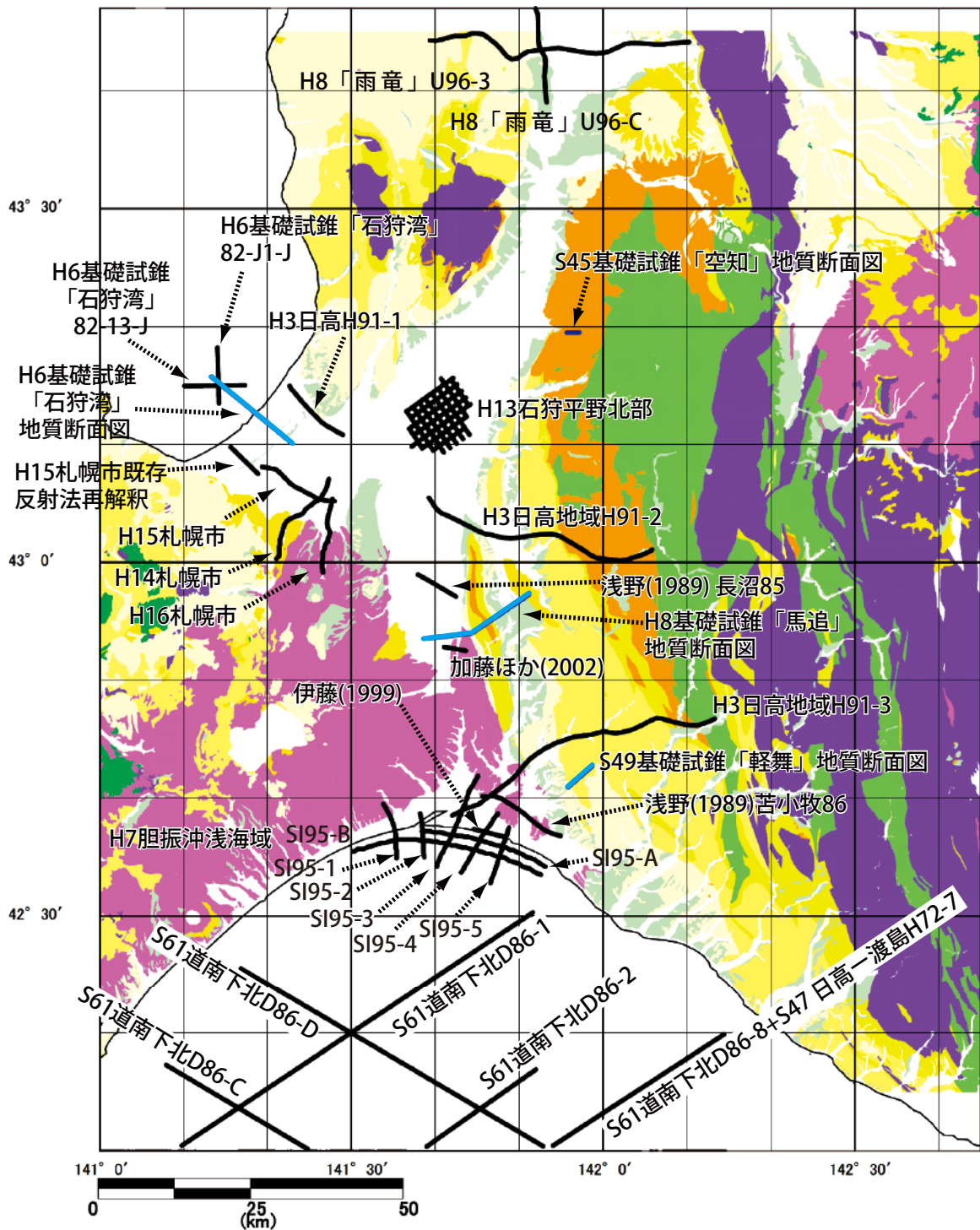
第3図. 深層ボーリングの位置. 背景は第2図に示した表層地質図.
 Fig. 3. Map showing locations of deep (> 500 m) boreholes.



第4図. 基礎試錐の柱状図およびP波速度.
Fig. 4. Geologic and P-wave velocity profiles of "Kiso shisui" boreholes.

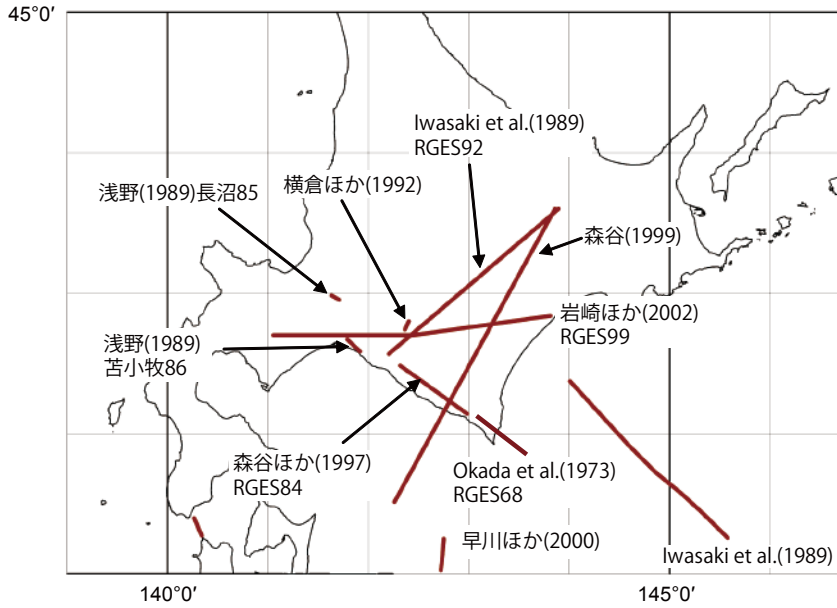


第5図. 基礎試錐の柱状図および密度.
Fig. 5. Geologic and density profiles of "Kiso shisui" boreholes.

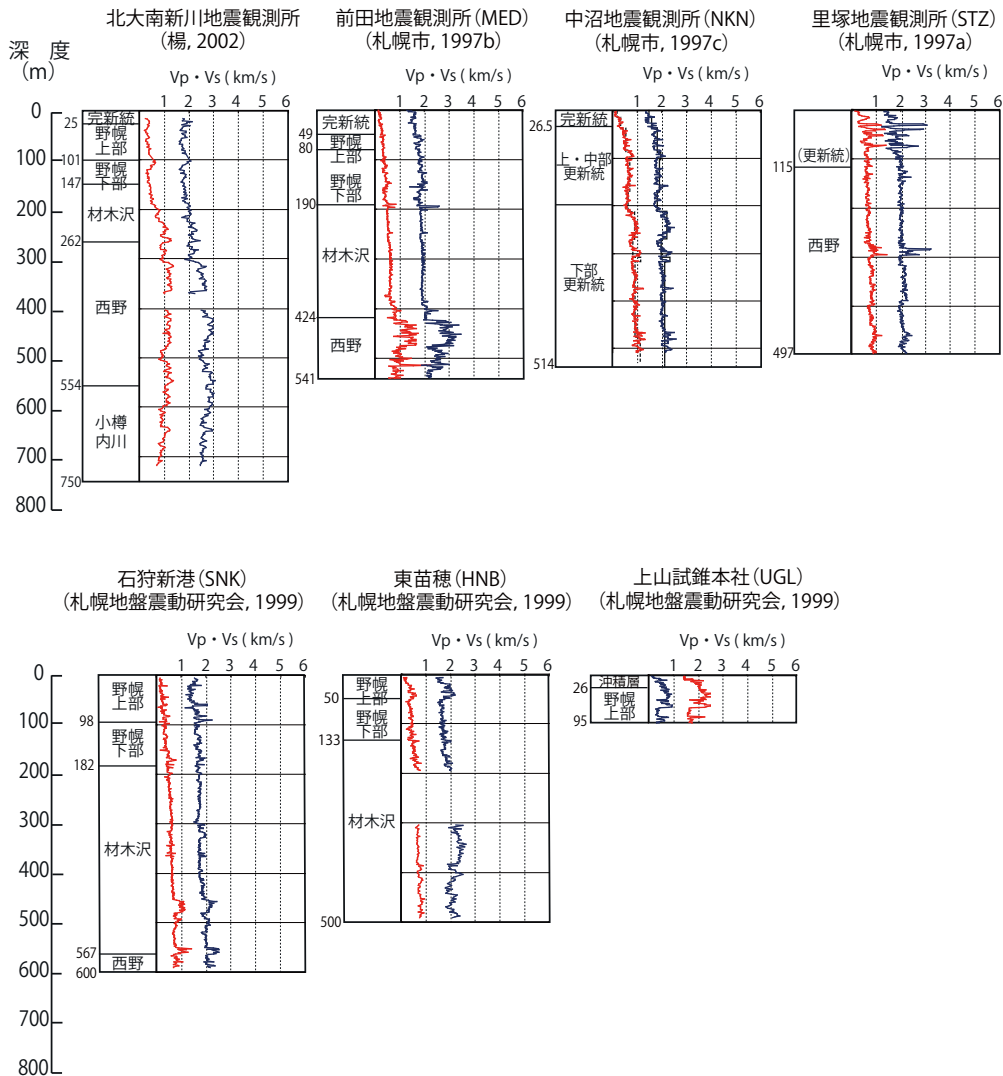


第6図. 反射法地震探査測線(黒線) および地質断面図(青線) の位置.

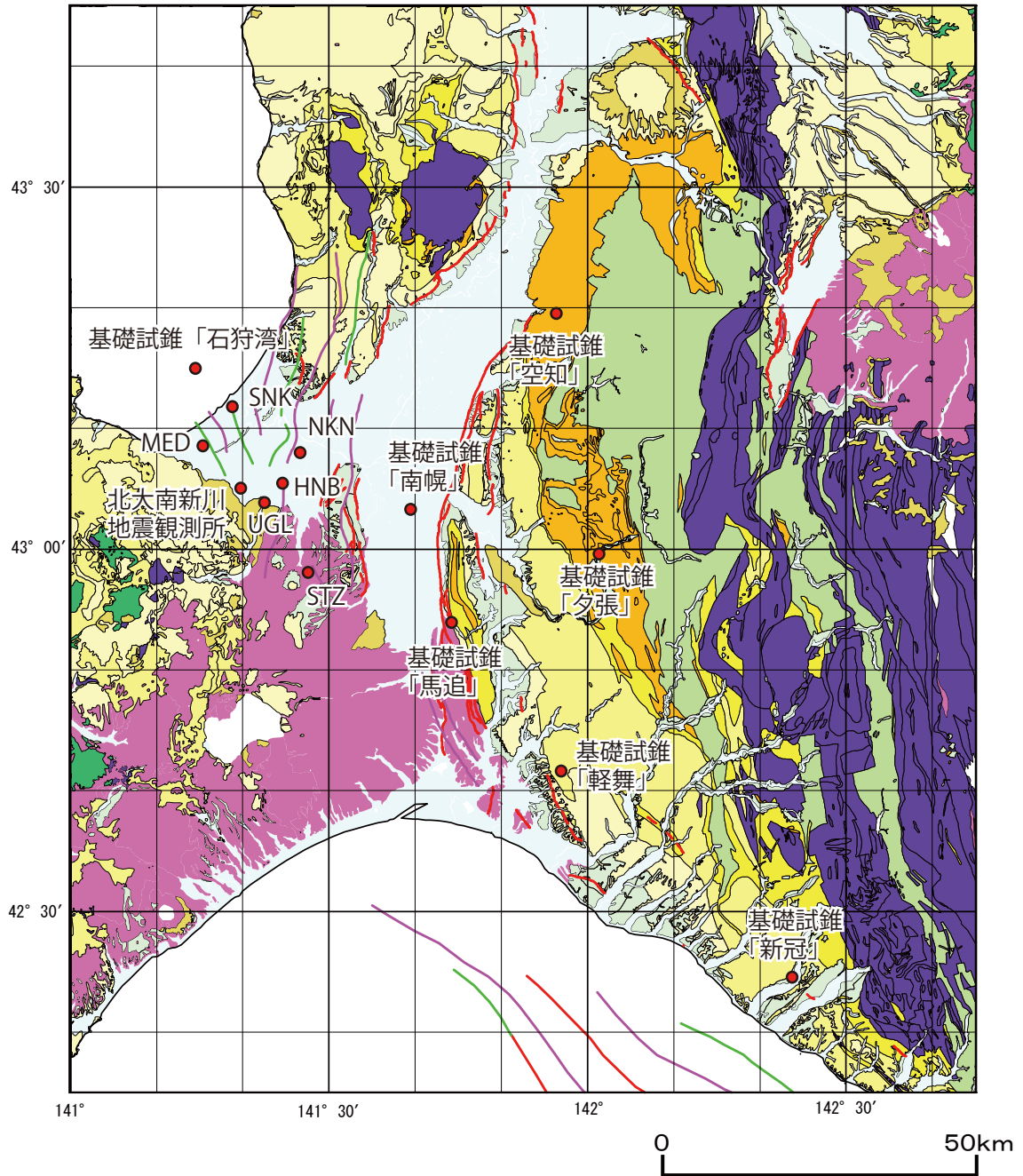
Fig. 6. Map showing locations of reflection survey profiles (black) and geologic cross sections (blue).



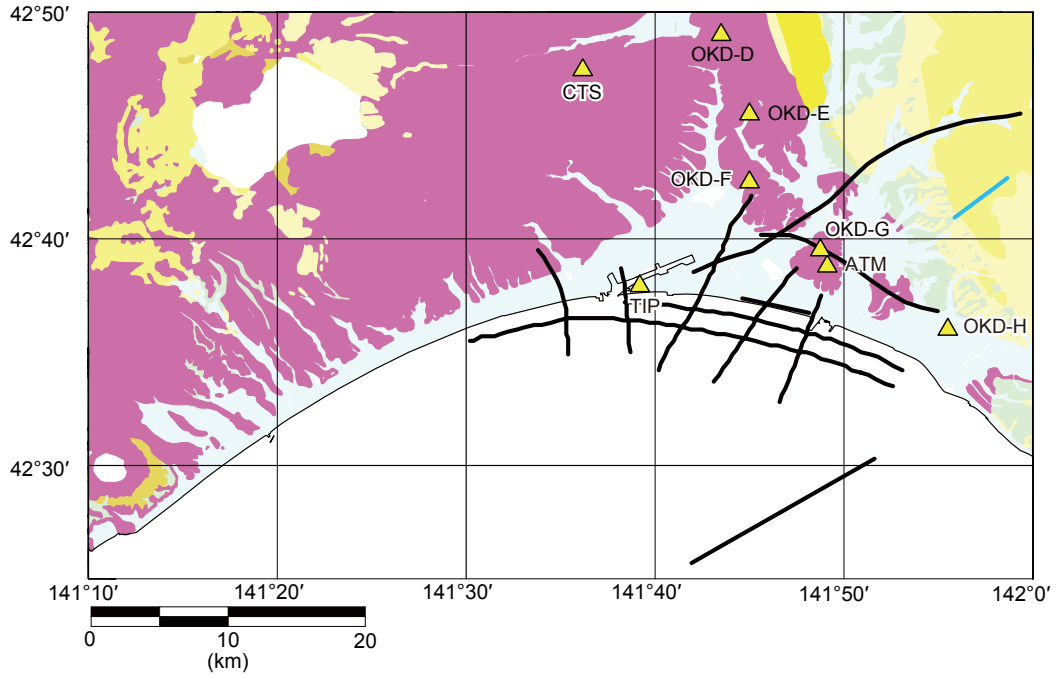
第7図. 屈折法および地殻構造探査の測線の位置.
Fig. 7. Map showing locations of refraction survey profiles.



第8図. 地震観測井の柱状図とPS 検層結果.
Fig. 8. Geologic and PS-logging columns at seismic stations.

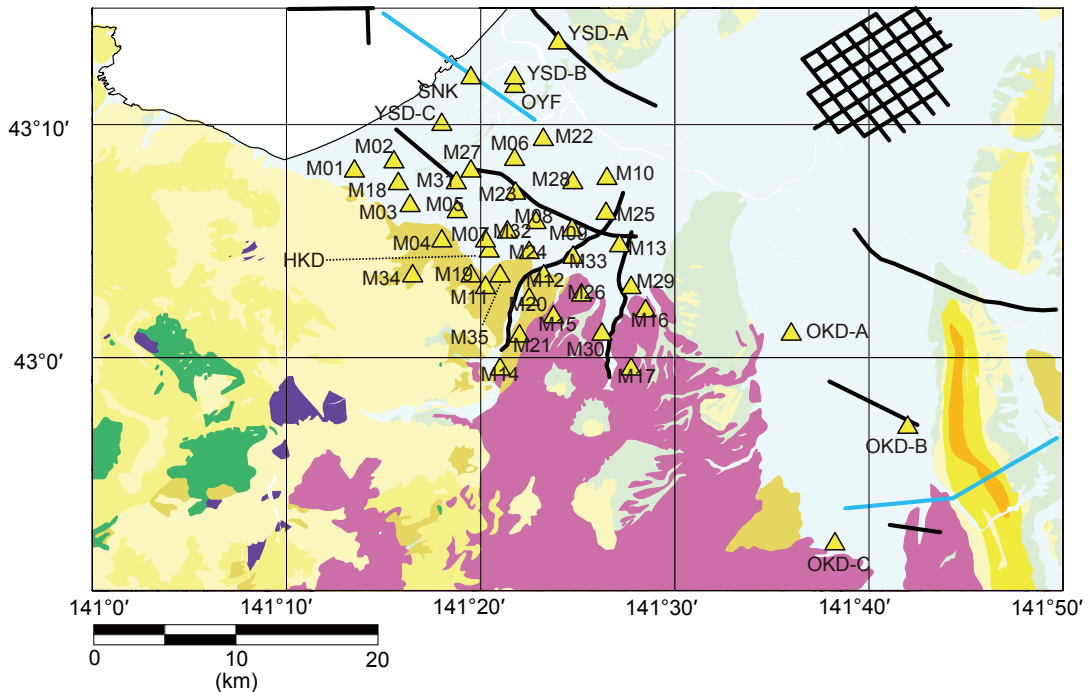


第9図. 速度・密度検層が実施されているボーリングの位置. 背景は第2図に示した表層地質図.
 Fig. 9. Map showing locations of boreholes with PS-logging, and density.



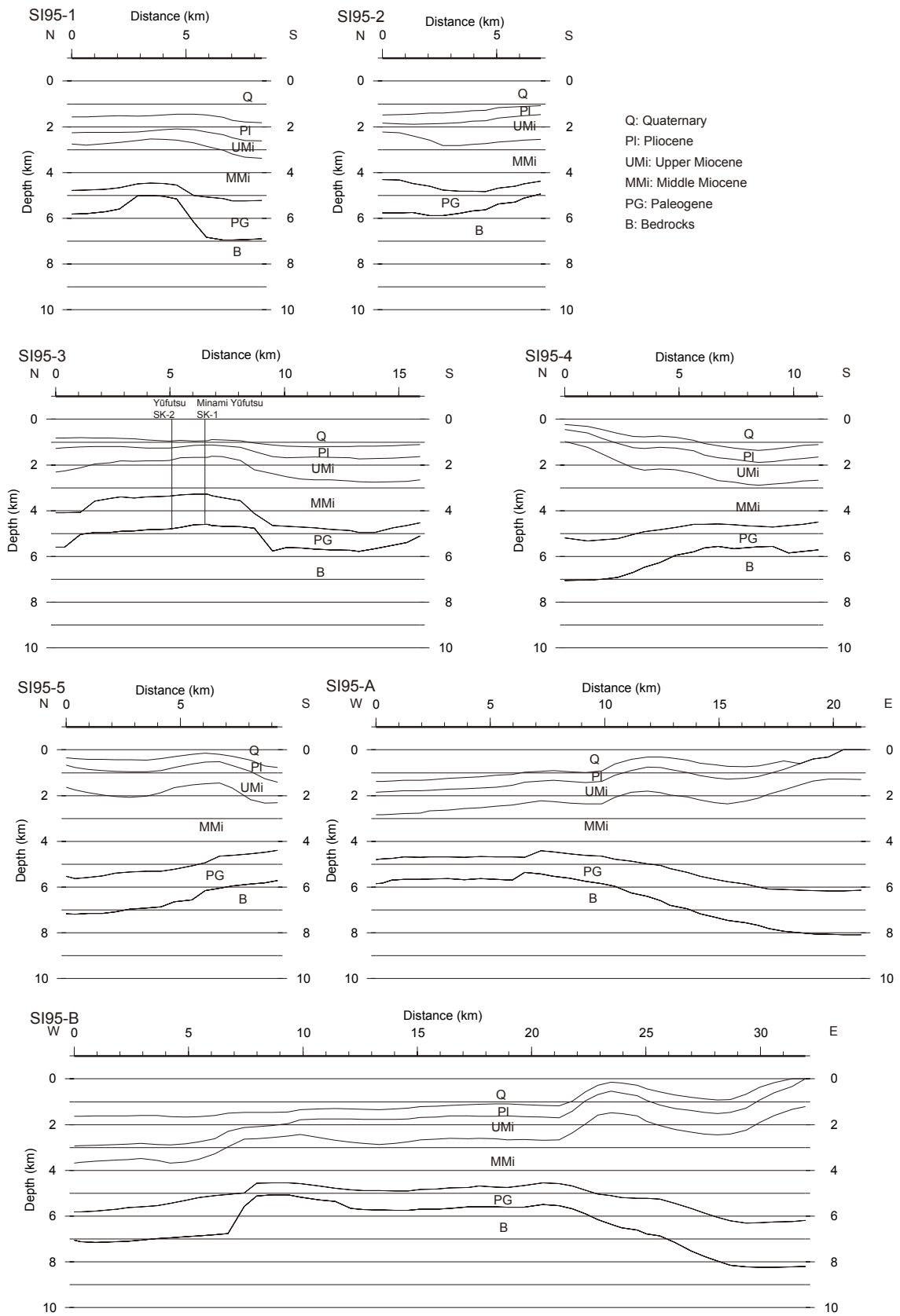
第10図. 勇払平野における微動アレイ探査の位置(黄色三角). ATM, CTS, TIPは国松ほか(2005), OKD-D~Hは岡田ほか(1990)による. 黒線及び青線は反射法地震探査の測線を示す. 背景は第2図に示した表層地質図.

Fig. 10. Map showing microtremor array survey (yellow triangle) and reflective survey (black or blue) in the southern part of the Ishikari plain and Yufutsu plain. ATM, CTS and TIP: Kunimatsu *et al.* (2005), OKD-D~H: Okada *et al.* (1990).



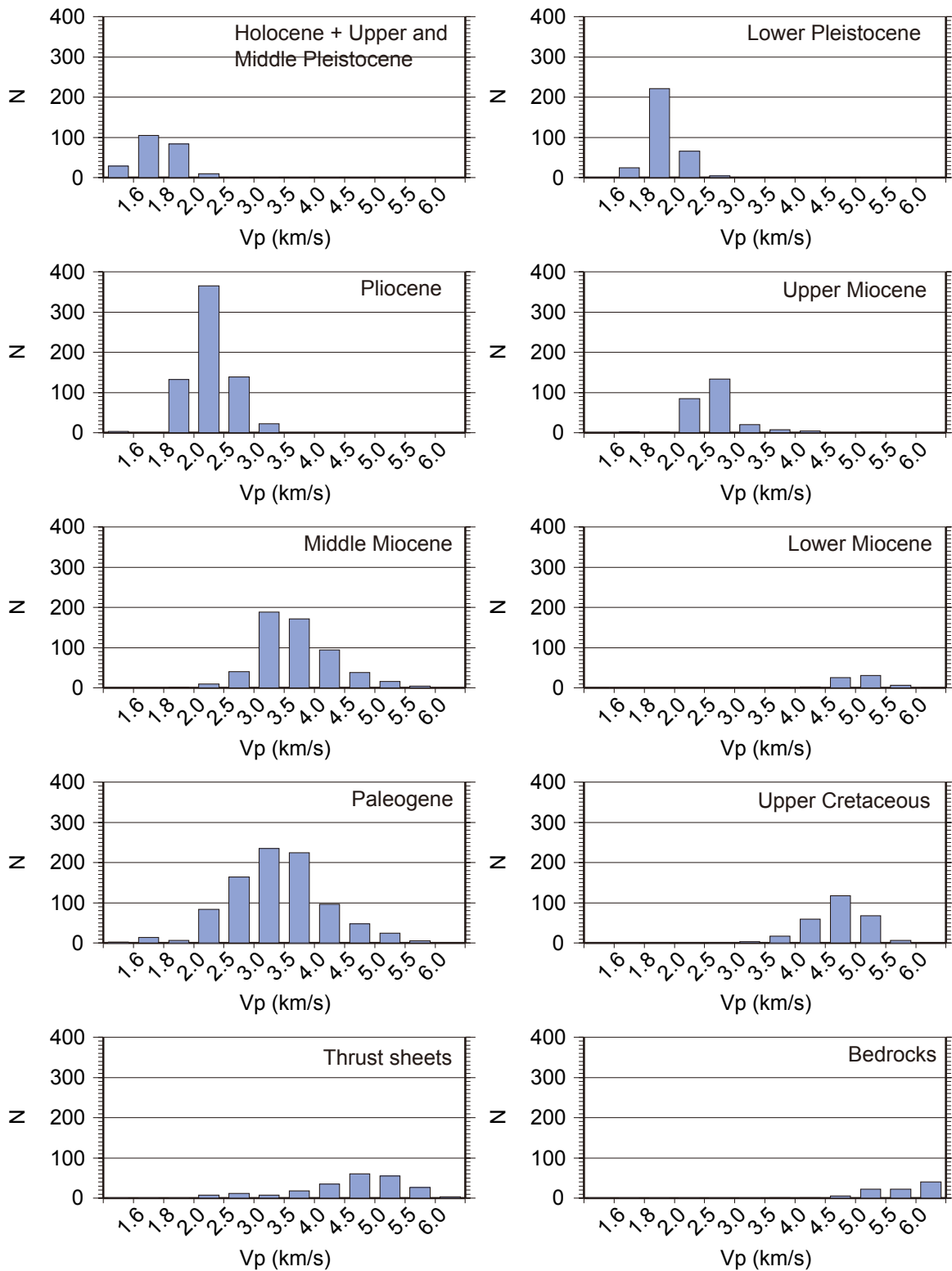
第11図. 札幌市周辺における微動アレイ探査の位置(黄色三角). M01~M35は札幌市(2002, 2003, 2004), OKD-A, B, Cは岡田ほか(1990), OYF, HKDはMatsushima and Okada(1990), SNKは笹谷ほか(2001), YSD-A, B, Cは吉田ほか(2005)による. 黒線及び青線は反射法地震探査の測線を示す. 背景は第2図に示した表層地質図.

Fig. 11. Map showing microtremor array survey (yellow triangle) and reflection survey (black and blue) in the northern part of the Ishikari plain. M01~M35: Sapporo city (2002, 2003, 2004), OKD-A, B and C: Okada *et al.* (1990), HKD and OYF: Matsushima and Okada (1990), SNK: Sasatani *et al.* (2001), YSD-A, B and C: Yoshida *et al.* (2005).



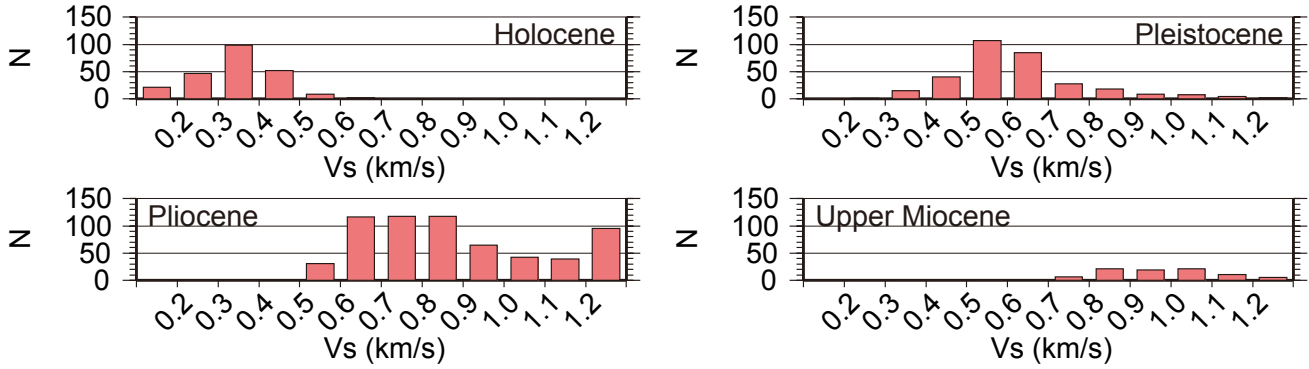
第 12 図. 基礎物理探査「胆振沖浅海域」(石油公団, 1996) の再解釈断面。

Fig. 12. Re-interpreted seismic reflection profiles of "near coast of Iburi" (JNOC, 1996).

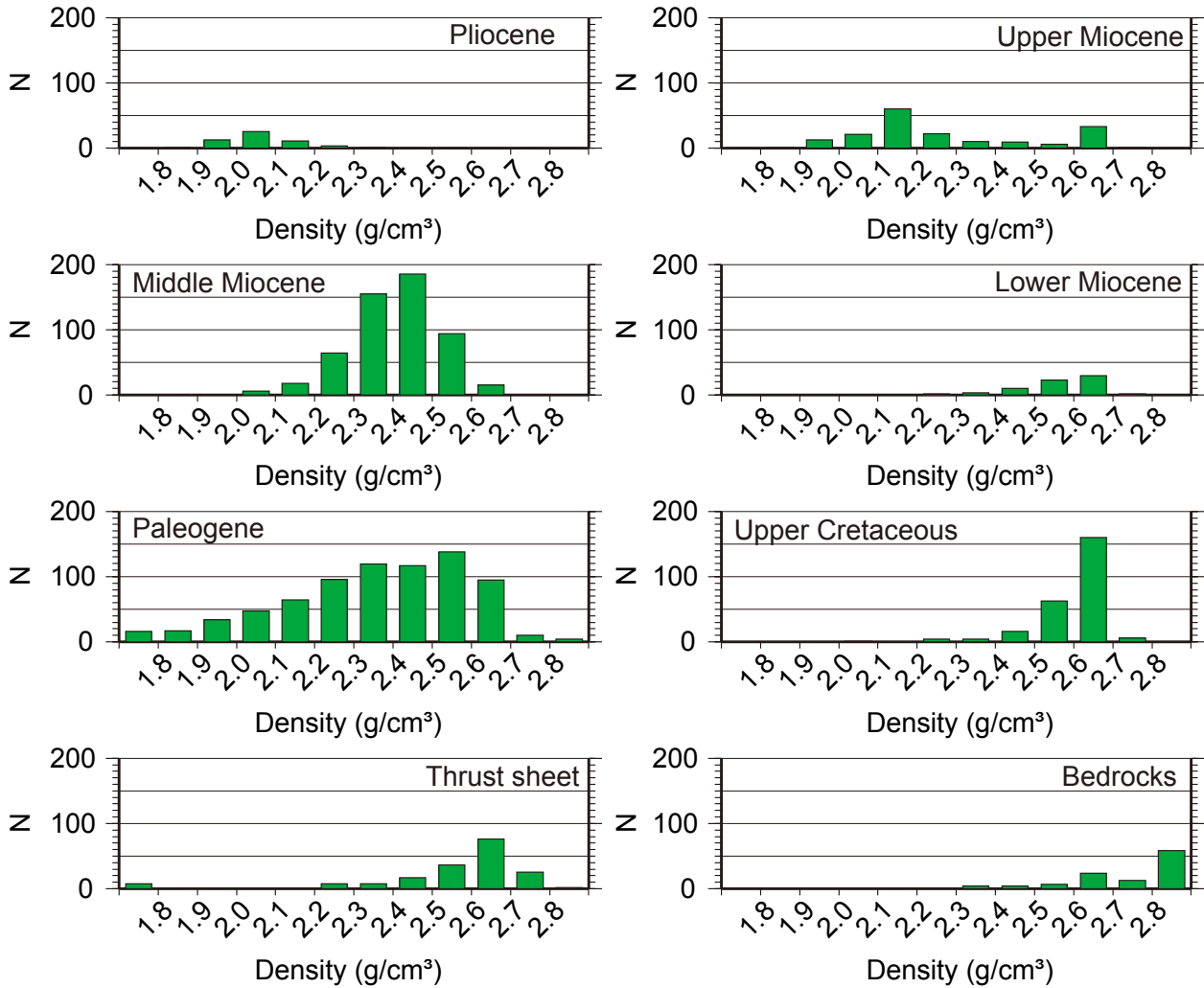


第 13 図. 検層結果から得られた各地層の P 波速度の分布.

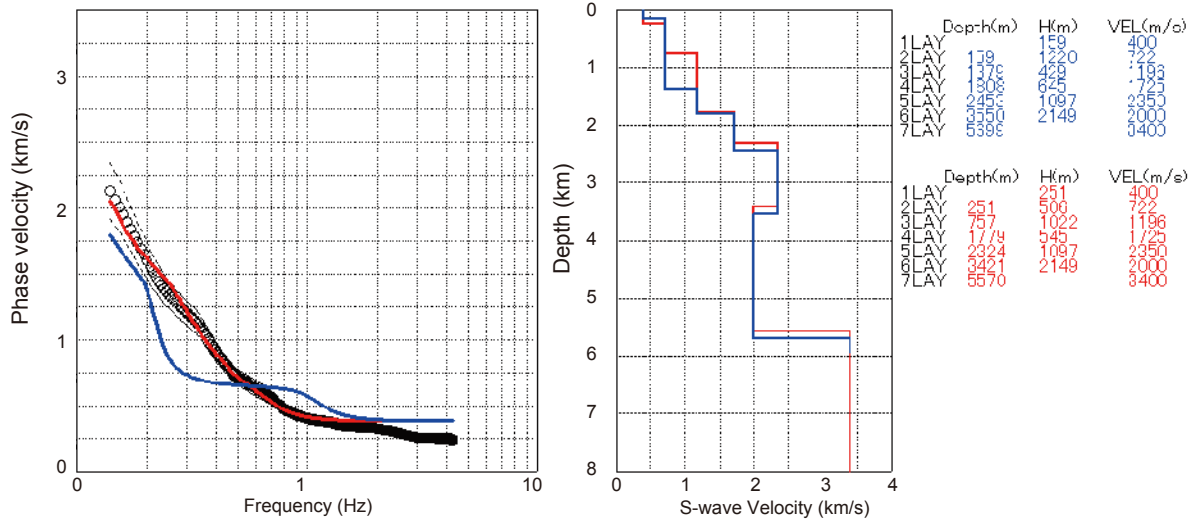
Fig. 13. Distribution of P-wave velocities of layers derived from borehole logging.



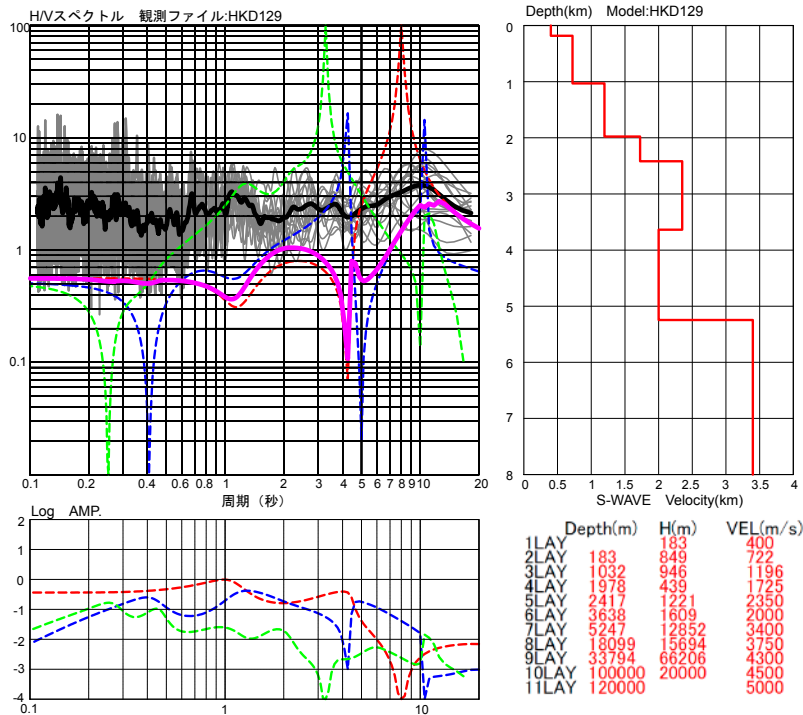
第 14 図. 検層結果から得られた各地層の S 波速度の分布.
Fig. 14. Distribution of S-wave velocities of layers derived from borehole PS-logging.



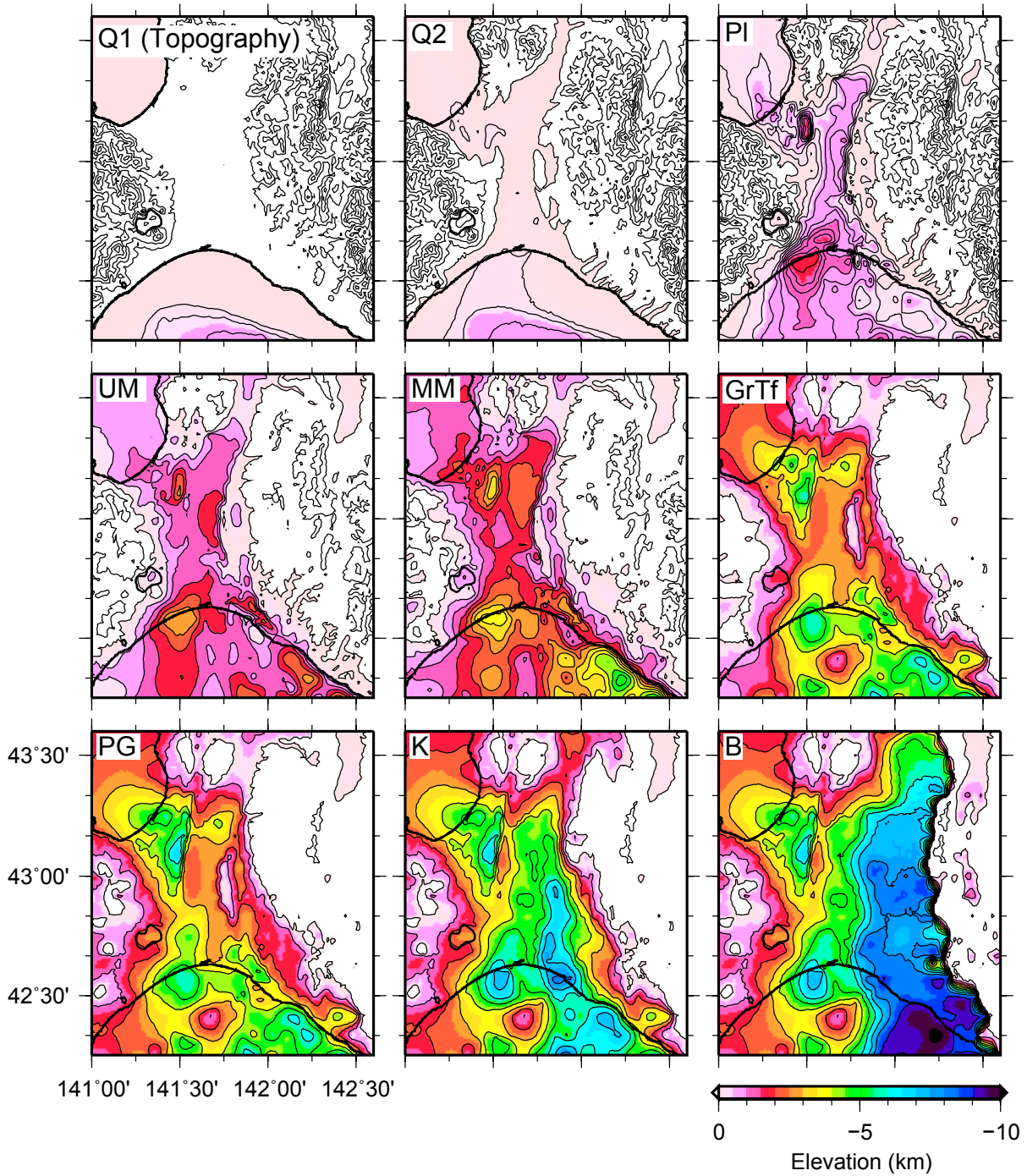
第 15 図. 検層結果から得られた各地層の密度の分布.
Fig. 15. Distribution of densities of layers derived from borehole density log.



第16図. (左) TIPにおける微動アレイ観測による位相速度(○) (国松ほか, 2005), 初期物性値モデルから計算された位相速度(青線), 層厚を調整したモデルから計算された位相速度(赤線)の比較. (右) 初期物性値モデルと層厚を調整したモデルのTIPにおける速度構造.
 Fig. 16. (Left) Comparison of phase velocities obtained by microtremor array observation at TIP (Kunimatsu *et al.*, 2005), theoretical phase velocities calculated from the initial velocity model (blue) and theoretical phase velocities calculated from the modified velocity model (red). (Right) Velocity profiles at TIP from the initial model (blue) and the modified velocity model (red).

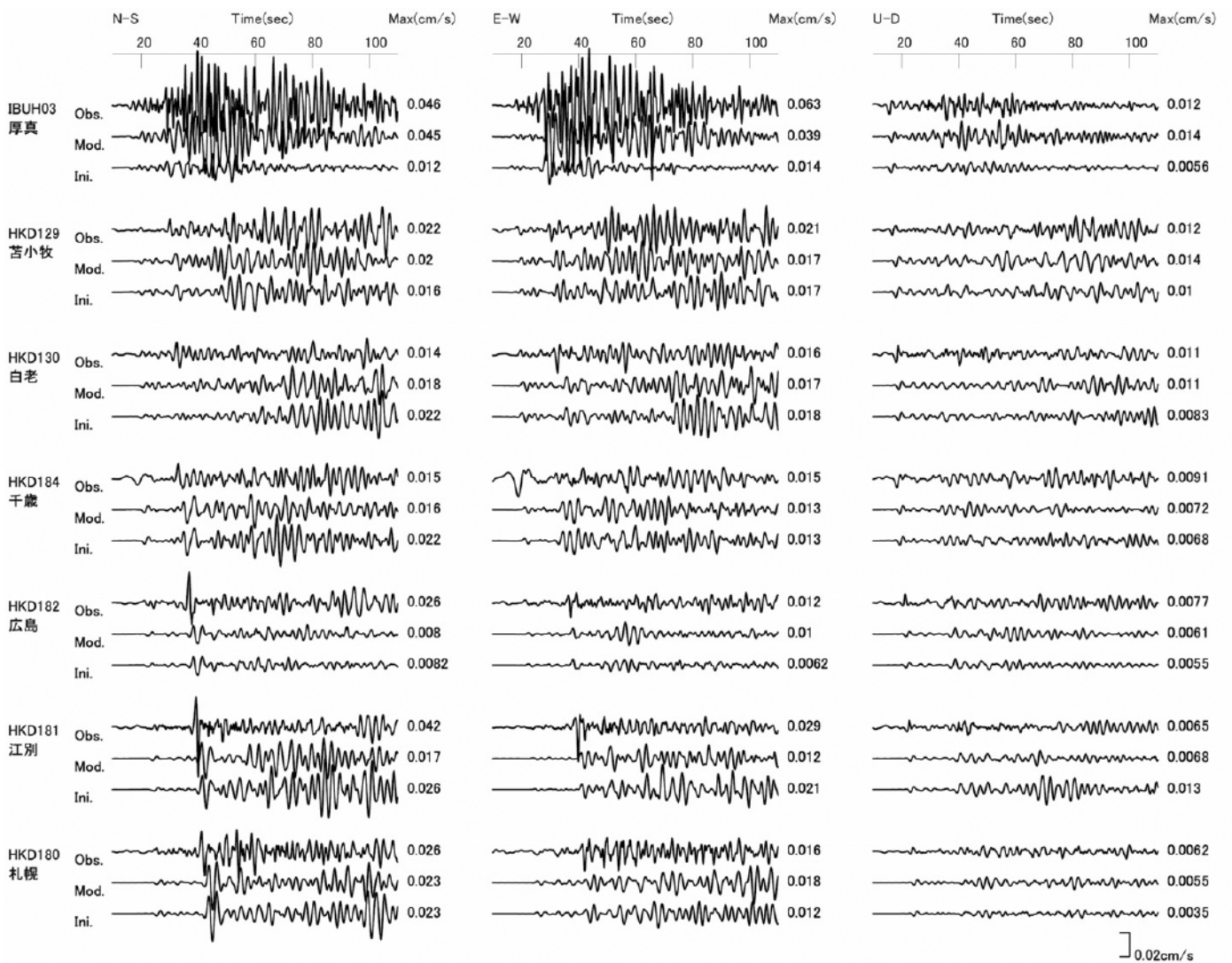


第17図. (左上) HKD129観測点(K-NET 苫小牧)で観測された地震記録から計算されたR/Vスペクトル(灰色)とその平均値(黒), 修正後のモデルから計算したレイリー波の基本モード(赤点線), 1次モード(青点線), 2次モード(緑点線)の理論H/Vスペクトル, 各モードの振幅特性を考慮して重ね合わせた理論H/Vスペクトル(ピンク)の比較. (左下) 速度構造モデルから計算されるレイリー波の各モードの振幅特性. (右上) HKD129の速度構造モデル.
 Fig. 17. (Top left) Comparison of R/V spectra obtained from the observed records at HKD129 (gray), the average spectra of them (black), the theoretical H/V spectra of the fundamental (dotted red), first higher (dotted blue), second higher (dotted green) Rayleigh wave calculated from the modified velocity structure, and the weighted average of them based on relative amplitude (pink). (Bottom left) Relative amplitude of the fundamental, first higher and second higher modes of Rayleigh waves. Colors are same as in top left panel. (Top right) The modified velocity structure model at HKD129.



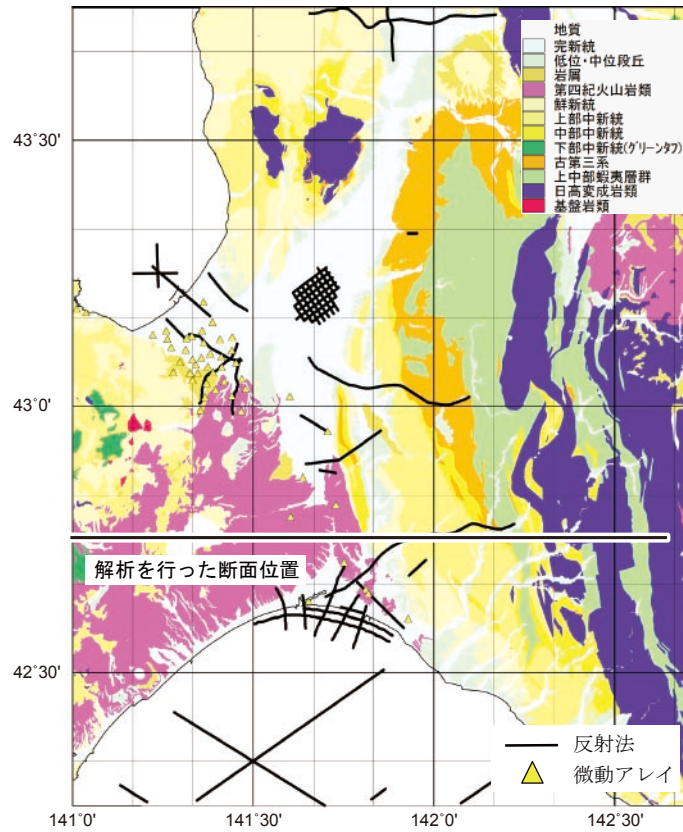
第18図. 各地層の上面の深度分布. Q1は完新統～中部更新統(地表面), Q2は下部更新統, PIは鮮新統, UMは上部中新統, MMは中部中新統, GrTfは下部中新統(グリーンタフ), PGは古第三系, Kは上部白亜系, Bは基盤を示す.

Fig. 18. Contour maps of elevations of the upper boundaries for Q1 (upper Quaternary; same as topography), Q2 (lower Quaternary), PI (Pliocene), UM (Late Miocene), MM (Middle Miocene), GrTf (Green tuff), PG (Paleogene), K (Upper Cretaceous), and seismic bedrock.

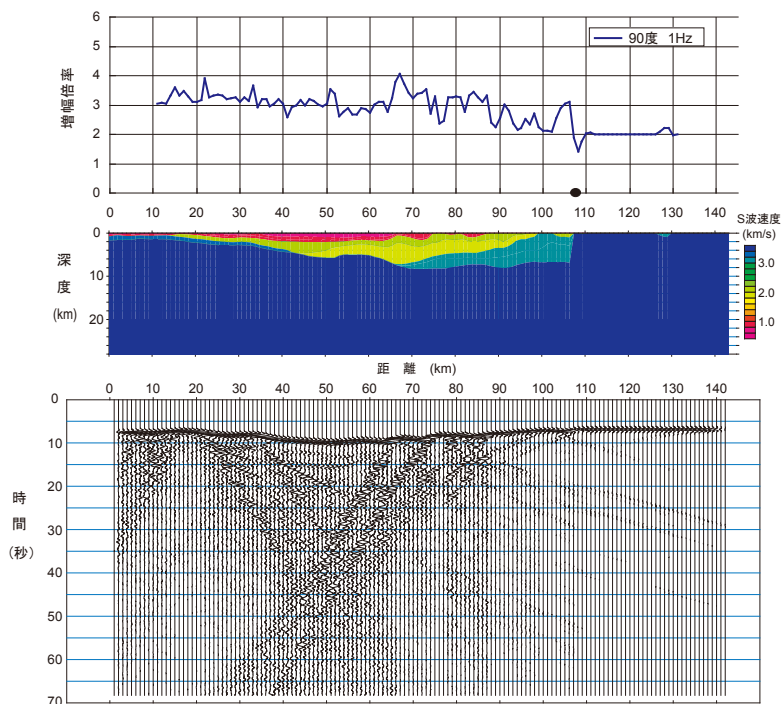


第 19 図. 浦河沖の地震 (M4.9) の地震の観測速度波形と差分法による計算速度波形の比較. Obs. は観測波形を, Mod. は微動及び R/V による修正後の最終的なモデルによる計算波形を, Ini. は初期物性値モデルによる計算波形を示す.

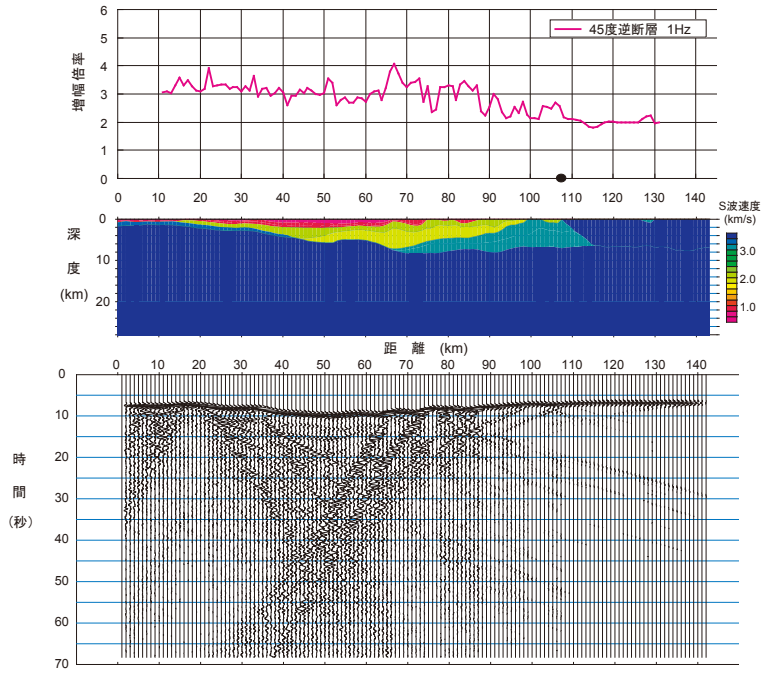
Fig. 19. Comparison of velocity ground motions of observed records (Obs.), calculated waveforms from the initial model (Ini.) and modified model (Mod.) for M4.9 event occurred in Urakawa-oki.



第 20 図. 断層形状が地震動に与える影響を検討した断面の位置.
Fig. 20. Map showing location of the cross section where the effects on the ground motion are calculated.

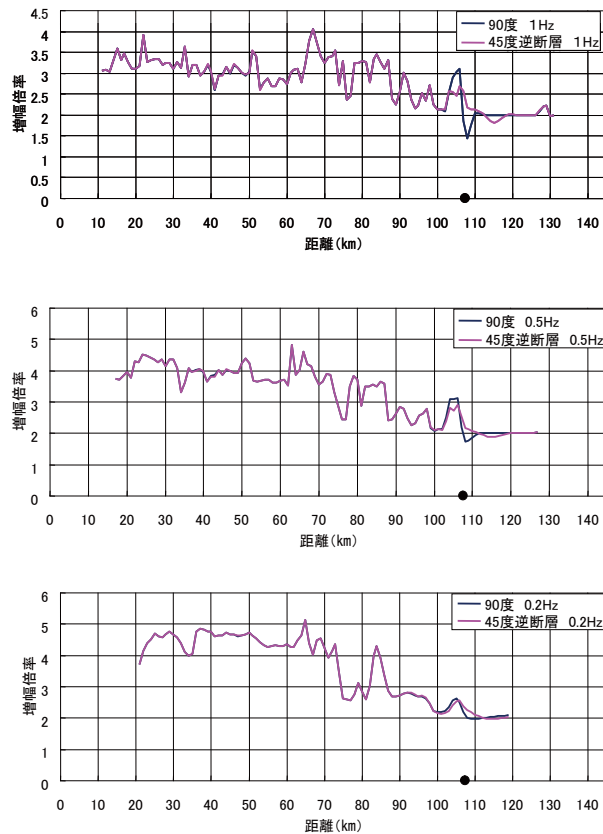


第 21 図. 夕張岳断層(堆積盆地右端, 黒丸)が傾斜角 90° の場合に, 1 Hz リッカーウェーブレットが鉛直入射した場合の地表における地震動.
Fig. 21. Ground motion at the ground surface for the model with the eastern fault dipping 90°. Upper panel shows amplitude ratios to the incident wave. Middle panel shows velocity structure. Lower panel shows ground motions for plain SH wave vertical incidence of 1 Hz Ricker wavelet.



第22図. 夕張岳断層(堆積盆地右端, 黒丸)が傾斜角 45° の場合に, 1 Hz リッカーウェーブレットが鉛直入射した場合の地表における地震動.

Fig. 22. Ground motion at the ground surface for the model with the eastern fault dipping 45° . Upper panel shows amplitude ratios to the incident wave. Middle panel shows velocity structure. Lower panel shows ground motions for plain SH wave vertical incidence of 1 Hz Ricker wavelet.



第23図. 夕張岳断層(堆積盆地右端, 黒丸)の傾斜角を 45° と 90° にとした場合の最大振幅の比較.

Fig. 23. Comparison of maximum amplitude ratios of ground motions at the surface between 45° and 90° fault dippings.