



Title	制御震源地震探査から見た北海道の地殻構造
Author(s)	岩崎, 貴哉; 森谷, 武男
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 291-302
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.291
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14317
Type	bulletin (article)
File Information	65_p291-302.pdf



[Instructions for use](#)

制御震源地震探査から見た北海道の地殻構造

岩崎 貴哉

東京大学地震研究所

森谷 武男

北海道大学理学研究科地球惑星科学専攻

(2001年12月28日受理)

A Review of Crustal Structure in Hokkaido Island, Japan, from Seismic Refraction/Wide-Angle Reflection Experiments

Takaya IWASAKI

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

and

Takeo MORIYA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 28, 2001)

The crustal evolution of Central Hokkaido, Japan, has been dominated by a series of accretion and collision processes from the Cretaceous to the present. This region is divided into three main tectonic belts (the Sorachi-Yezo, Hidaka and Tokoro Belts from west to east) formed in different Cretaceous subduction systems. Since the Miocene, the Sorachi-Yezo Belt and the western part of the Hidaka Belt (Hidaka Metamorphic Belt (HMB)) have suffered severe deformation by two tectonic events: the dextral oblique collision between the North America (Okhotsk) and Eurasia Plates and the arc-arc collision of the Kuril forearc sliver with the western part of Hokkaido (the NE Japan Arc).

Seismic wide-angle data collected from several experiments in Central Hokkaido provided a new image of crustal scale structural variation and deformation under the above tectonic environment. According to recent (1999–2000) experiments, the crustal structure east of the Hidaka Mts. is characterized by highly undulated sedimentary layers, beneath which two distinct reflectors are developed at a 20–25 km depth. These reflectors show a clear eastward dip, which is a direct evidence of the obduction of the Kuril forearc onto the Northeast Japan arc. The velocity beneath the Hidaka Mts. is 5.8–6.0 km/s, which is about 0.2 km/s larger than those of the surrounding areas. This high velocity body probably represents the obducted middle/lower crust (high-T metamorphic rocks) of the Kuril forearc. The western part of the Sorachi-Yezo Belt is characterized by a 2– to 4.5-km thick forearc

sedimentary layer of 3.0-3.9 km/s, beneath which a 3.9-5.8 km/s body is forming a marked eastward dipping boundary to the upper units. This boundary may be the eastward extension of the thrust belt.

The lower crust and uppermantle of Central Hokkaido has been still unclarified. According to wide-angle data in 1992, the velocity of the lower crust is 6.6-6.7 km/s at its top, beneath which a 20-km thick reflective zone is developed. Uppermantle velocity is sampled only from an old profile in 1968-1969. Its value is rather low (7.5 km/s), comparable to that beneath the Northern Honshu. This low velocity uppermantle may be a common feature of the NE Japan Arc.

I. 結 言

北海道は、ジュラ紀以降の付加体の形成と島弧-島弧衝突に支配された地球科学的に興味深い地域である(たとえば Kimura, 1994, Fig. 1). 地質学的に見ると、北海道西部は東北日本弧の延長で、ジュラ紀の付加体と白亜紀の花崗岩によって形成されている。一方、本稿で中心となる北海道中軸部は南北の走向を持つ幾つかの付加体(空知-蝦夷帯、イドンナップ帯、日高帯、常呂帯)から成り立っており、これらは白亜紀から古第三紀の島弧-海溝系のもとで形成されたものと考えられている。古第三紀には、古ユーラシアプレートと古北米プレートの斜め衝突が起こり、後期中新世からは千島前弧の西端と東北日本弧の衝突が始まった。その結果として、日高山脈が形成され、さらにその南部に見られる日高変成帯は千島前弧の衝突によって東北日本弧側に衝上した中部・下部地殻であると考えられている(例えば小松・他, 1986).

現在の北海道は千島海溝と日本海溝の接合部の約 200 km 北西に位置している(Fig. 1). 従って、現在の北海道の変形過程を支配している応

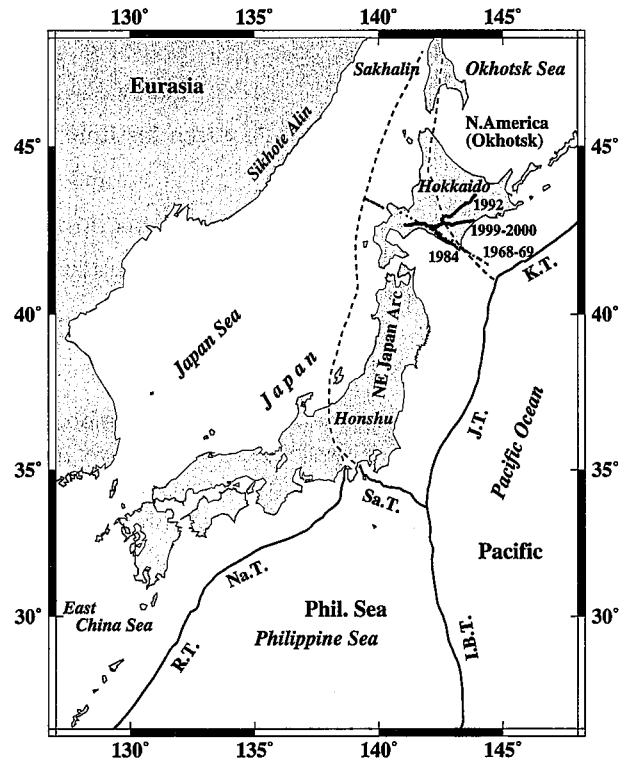


Fig. 1. Tectonic map of Japan and its surroundings. Seismic lines in Hokkaido are shown by solid lines. K.T.: Kuril Trench; J.T.: Japan Trench; I.B.T.: Izu-Bonin Trench; R.T.: Rykyu Trench; Sa.T.: Sagami Trough; Na.T.: Nankai Trough; Pacific: Pacific Plate; Phil. Sea: Philippine Sea Plate; Eurasia: Eurasia Plate; N. America: North America Plate.

力場は、上記の衝突運動と太平洋プレートの沈み込みの“重ね合わせ”であると考えられる。実際、北海道及びその周辺の地震活動は、その分布やメカニズムが極めて複雑である（森谷・他、1997）。

北海道における人工地震を用いた地殻構造探査は、1968年の襟裳岬沖の海中ショット観測に始まる（Okada et al., 1973）。その翌年には積丹半島沖のショットが行われ、北海道の西部・中部の太平洋側の地殻構造が初めて求められた（Fig. 1）。その後の1984年と1992年には、国の地震予知計画に基づいて大規模な屈折法地震探査が行われ、北海道の地殻構造の複雑さが浮かび上がってきた（爆破地震動研究グループ、1988, 1993；Ozel et al., 1996；Iwasaki et al., 1998；Moriya et al., 1998）。北海道の地殻構造研究は、1994-1997年の間に3回にわたって行われた反射法地震探査によって、飛躍的な発展を遂げた（Arita et al., 1998；Tsumura et al., 1999；伊藤, 2000）。即ち、これらのデータによって、東北日本弧側に衝突している千島弧側の地殻の剝離現象が明瞭な形でマッピングされた。1999-2000年には地震予知研究計画の一環として北海道中軸部をほぼ東西に横断する大規模な屈折法・反射法地震探査が実施され（Iwasaki et al., 2000 a, b；Moriya et al., 2000）、合わせて稠密地震観測網を展開して日高山脈及びその周辺の地震活動観測が行われた。最新の観測についてはまだ最終結果を得るに至っていないが、本稿では過去の制御震源地震探査（屈折・広角反射法）の結果を振り返り、北海道の地殻構造の特徴について考察することにする。

II. 1968-1969年積丹-襟裳測線

この実験は1968-1969年に実施され、積丹沖と襟裳沖の多点海中ショットを陸上で観測することによってその地下構造が求められた（Okada et al., 1973,）。ショットは、襟裳岬側で17点、積丹半島側で13点行われた。その他に手稲における採石発破10点も用いられている。一方、観測点は陸上に22-25点、海底に2点設置された。残念ながら、襟裳沖のショットの記録はS/Nが悪く、構造決定には殆ど使用されていない。この測線の構造は、Time-term法と呼ばれる屈折法データのインヴァース法を用いて求められた（Fig. 2）。しかしながら、襟裳岬側のデータが使用できなかったため、速度が一意的に決定されているのは、上部地殻のみである。尚、測線東側の

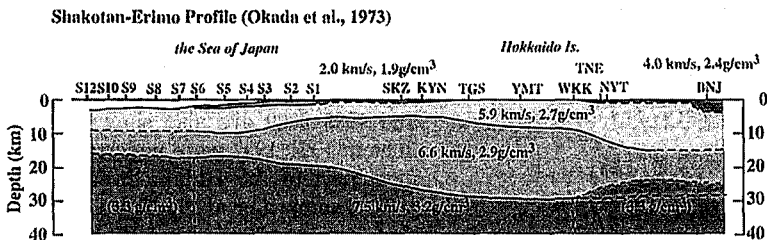


Fig. 2. Crustal structure model for the 1968-1969 experiment (Okada et al., 1973).

表層の速度として採用されている 4 km/s は、測線周辺の採石発破観測のデータに基づくものである。一方、西側の 2 km/s の表層速度は東北地方で行われた実験及び海域の実験で使用されたものである。ここで注目すべきことは、モデルの東端付近 (BNJ のやや西側) から、表層が急激に厚くなっていることである。この結果は走時データの飛びから明らかであり、その詳細な構造が 1984 年、1992 年、1999-2000 年の実験から求められた (Iwasaki et al., 1998, Moriya et al., 1998, Moriya et al., 2000)。下部地殻の速度については、所謂 “basaltic layer” として妥当な値を仮定せざるを得なかった。また、上部マントルの速度及び Moho 面の形状については、重力データと time-term の相関を元に決定している。

上記のような仮定の上に求められたモデルであるため、このモデルの詳細を議論することは難しい。しかし、この構造からは北海道から日本海にかけての地殻の薄化が読みとられ、日本海生成時の地殻の伸張過程を反映しているものと考えられる。しかも、この薄化の殆どが下部地殻でまかなわれており、下部地殻の流動性を示唆しているのかもしれない。日本海に向かっての地殻の薄化は、東北日本においても見られる (Yoshii and Asano, 1972, Iwasaki et al., 2001 a)。最近の探査結果によれば、東北日本弧の地殻薄化現象は、下部地殻だけではなく上部地殻にも見られる。これは Fig. 2 のモデルと大きく異なり、日本海生成時の地殻変形様式に地域差があるのかもしれない。今後の精査が必要であろう。上部マントル速度も、地震学的データから完全に抑えられているわけではないが、7.5 km/s とかなり低い。この値は東北日本の Pn 速度と同程度であり、少なくとも東北日本弧における共通の性質のように思われる。

III. 1984 年新冠一様似測線

この実験は、1984 年に地震予知計画の一環として実施されたものである。測線は空知一蝦夷帯に属し、上述の積丹一襟裳測線の一部を精査したものと見える。この実験では、積丹一襟裳の実験に較べて観測技術・精度が格段に向上し、全長 66 km の

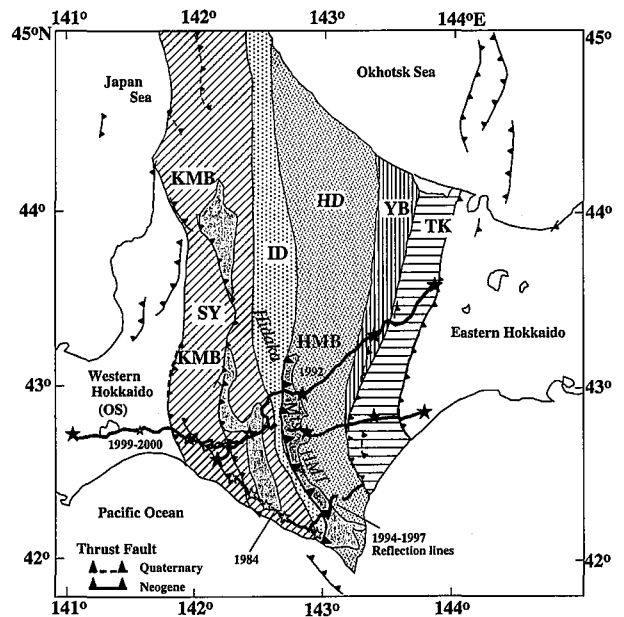


Fig. 3. Tectonic division in the central part of Hokkaido Island. Seismic refraction lines in 1984, 1992 and 1999-2000 are also shown. Seismic reflection lines in 1994-1997 were undertaken in the southernmost part of the Hidaka Mountains (Arita et al., 1998; Tsumura et al., 1999; Ito, 2000). Stars indicate shot points. OS: Oshima Belt; SY: Sorachi-Yezo Belt; KMB: Kamuikotan Metamorphic Belt; ID: Idonnappu Belt; HD: Hidaka Belt; HMB: Hidaka Metamorphic Belt; YB: Yubetsu Belt; TK: Tokoro Belt; HMT: Hidaka Main Thrust.

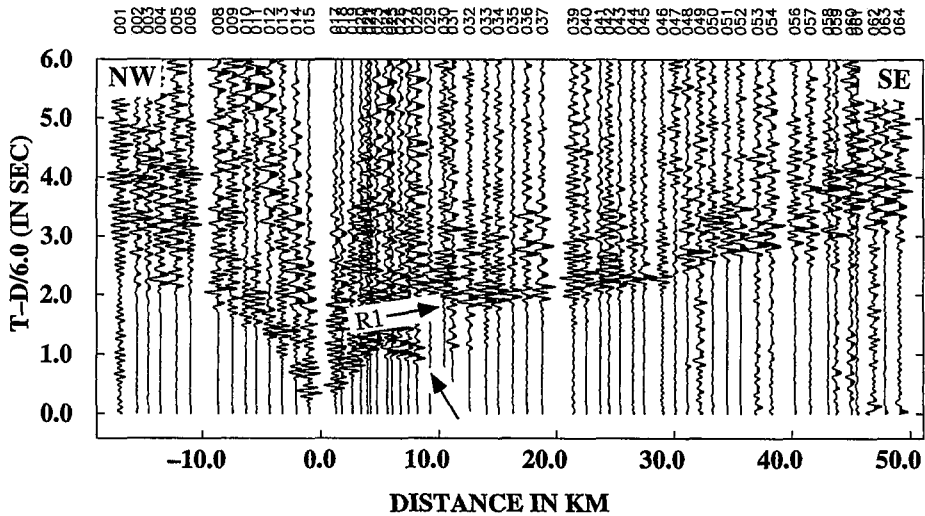


Fig. 4. An example of record sections from the 1984 experiment (Iwasaki et al., 1998). The reduction velocity is taken as 6.0km/s. Each trace is band-pass filtered (3-12Hz) and normalized by its maximum amplitude. Note abrupt energy decrease of the first arrival beyond a position indicated by an arrow. A symbol "R1" denotes a wide-angle reflection from a mid-crustal interface.

測線に 64 点の観測点が設置された (Fig. 1 及び Fig. 3)。更に測線上の 5 点において薬量 400-600 kg のショットが行われた。得られた記録は、Fig. 4 に示すようにその走時及び振幅とも大変複雑である。特に注目すべき点は、震央距離 10 km 以遠で明瞭な初動が消滅してしまうことである。このような現象が出現するためには、その部分の浅部に速度が遅い物質が厚く存在するか、地下において速度の逆転領域 (所謂低速度体) が存在しなければならない。

Iwasaki et al. (1998) は、全てのショットの走時と振幅を詳細に解析し、Fig. 5 に示されるモデルを提出した。このモデルでは、神居古潭変成帯の両側では、速度にして 2.4-3.9 km/s の物質が厚さ 4 km にわたって存在する。一方、この変成帯直下では、5.3 km/s の層が地表近くまで達している。この部分については、第IV節において 1992 年の実験結果と関連づけて再度議論することとする。この実験の振幅データは、この 5.3 km/s 層の下に速度の逆転 (低速度層) を仮定することで、よく説明することができる。後述のように、1992 年及び 1999-2000 年の実験で、このような低速度体の存在を支持するデータが相次いで得られた (Iwasaki et al., 1998, 2000 a, b; Moriya et al., 2000)。神居古潭変成帯の西側の深さ 3 km 以深においては、東傾斜の層が見られる。これは、衝突現象による東北日本弧側の変形構造を反映しているのかもしれない。

IV. 1992 年津別-門別測線

この実験は、同じく地震予知計画のもとで 1992 年に実施され、南北に帯状構造をなす幾つかの地質帯を北東-南西方向に横断するものであった。測線長は 178 km、観測点数は 184 点である。

そのうち124点はデジタル式のデータ収録装置を使用している。ショットは4点で行われ、その薬量は500-700 kgであった。この実験では、比較的長い測線長を設定し、より深部(即ち下部地殻や上部マントル)までの構造を得ることを目指した。Fig. 6に得られた記録の一例を示した。この記録によれば、初動の他に幾つかの後続波が確認できる(R 1及びR 2)。また、L 1とL 2の間には比較的エネルギーの大きな波が波群として認められる。これは、地殻深部に反射体に富む部分が存在することを示唆している(Iwasaki et al., 1998)。

この実験の走時及び振幅データから得られたモデルをFig. 7に示す。測線の東端の常呂帯における構造は、6 km/sを越える高速度の上部近地殻によって特徴づけられる。また、湧別帯及び日高帯東部には、速度が5.6 km/sの上部地殻の下に、中部地殻と思われる速度6.2-6.35 km/sの層が存在する。このような中部地殻は、東北日本弧や中部日本、西南日本においても確認されており、島弧地殻にかなり共通した特徴と言える(Iwasaki et al., 2001 b)。また、解像度が低いものの6.6 km/s程度の下部地殻が存在すると思われる。

大陸地域では反射法地震探査が精力的に実施され、特に伸張応力場を被った地殻の下部は反射的であると言われている(反射的地下地殻、例えばMooney and Meisner, 1992)。このような反射的地下地殻の存在する地域で行われた屈折法探査では、Fig. 6のL 1-L 2間の波群とよく似た波群が観測されている(Holbrook et al., 1988)。Fig. 6のL 1-L 2間の波群を地殻深部からの反射波の重ね合わせと考えると、その反射面は深さ25-45 kmの間に分布する。少なくとも日

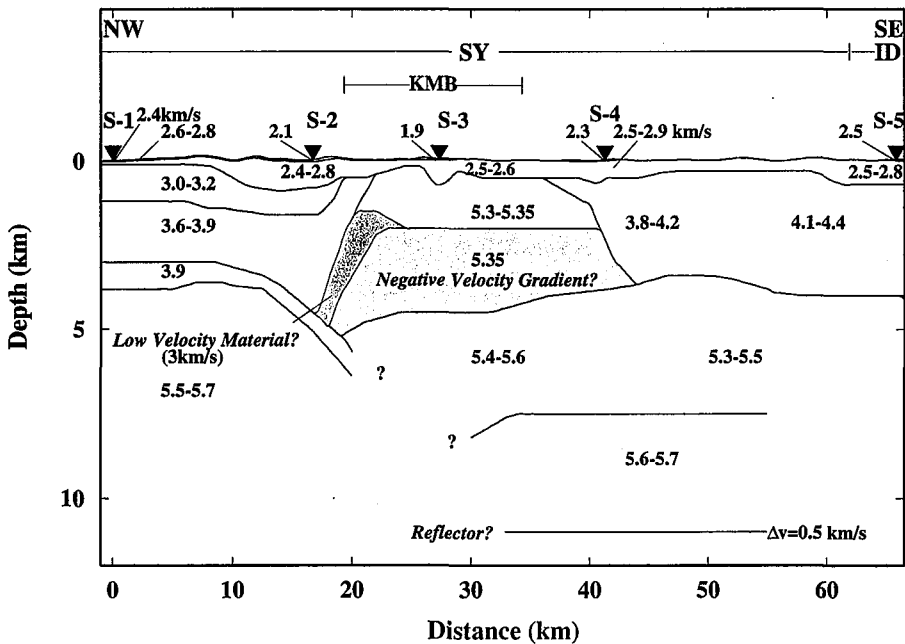


Fig. 5. Velocity structure model for the 1984 profile. The origin of the distance axis is taken at S1, and shot positions are indicated by solid triangles. Zones with velocity reversal are shown by shading.

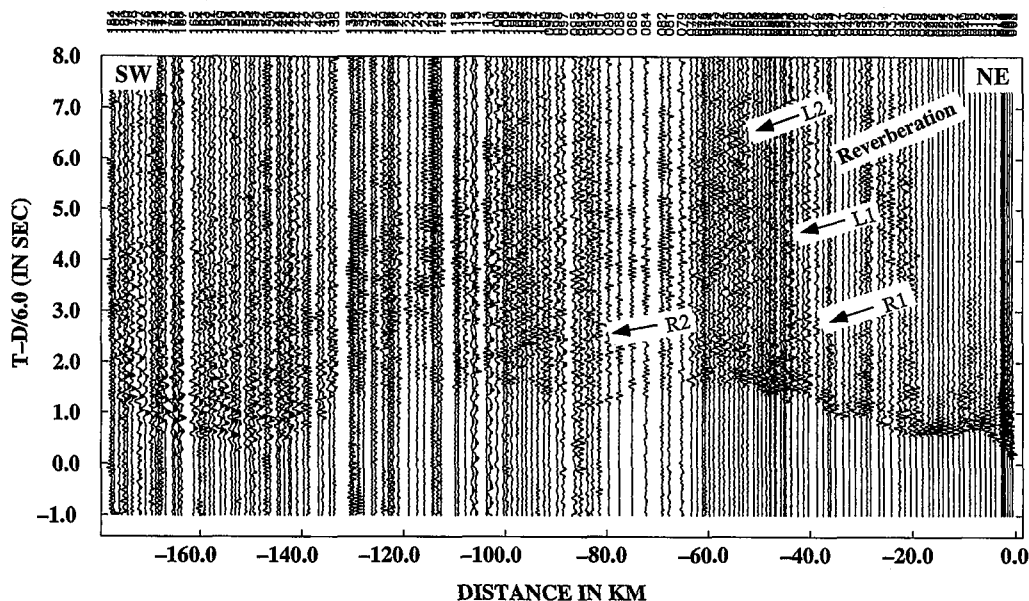


Fig. 6. An Example of record sections from the 1992 experiment (Iwasaki et al., 1998). The reduction velocity is taken as 6.0km/s. Each trace is band-pass filtered (3-12Hz) and normalized by its maximum amplitude. Wide-angle reflections from midcrustal interfaces are indicated by "R1" and "R2". Symbols "L1" and "L2" denote a reverberation zone in the seismograms.

高帯東部においては反射的・下部地殻が発達していると思われるのである。但し、その成因や物性が大陸地殻と同じであるかどうかについてはまだ不明の点が多く、より精密な探査が必要であろう。

速度が 6.2-6.35 km の中部地殻は、日高帯の西部では確認出来ず、その下で地殻が著しい改変を受けていると考えられる。また、この部分及びその西の空知帯東部では、5.85 km/s の速度の物質が地表付近にまで達しており、その V_p/V_s 比は 1.8 を越える。この部分は、中部・下部地殻を構成している岩石が露出しているところに相当する (小松・他, 1986)。この高速度かつ高 V_p/V_s は、衝上した千島弧側の中部・下部地殻の物性を反映している可能性が強い。

空知-蝦夷帯西部の構造は極めて複雑で、かつ地震波の減衰が著しい。特に測線西端のショット記録は、薬量が 700 kg であるにもかかわらず、そのエネルギーは震央距離 40 km 以遠では殆ど確認できない。また、1984 年実験 (Fig. 4) と同様に、初動が 15 km 以遠で消滅しており、やはり速度の逆転領域のあることが示唆される。1984 年と 1992 年の構造から、神居古潭変成帯下の地震波速度は 5.3-5.7 km/s である。日高山脈及びその周辺で行われた電磁氣的探査 (MT 法探査) によれば、神居古潭変成帯域の堆積層下の比抵抗は 200 Ωm と低く、これは海洋性地殻であると解釈されている (Ogawa et al., 1994)。しかしながら、地震学的な結果は、この解釈を直接的に支持するものではない。得られた速度は、平均的な海洋性地殻の速度に較べて明らかに低く、もし、

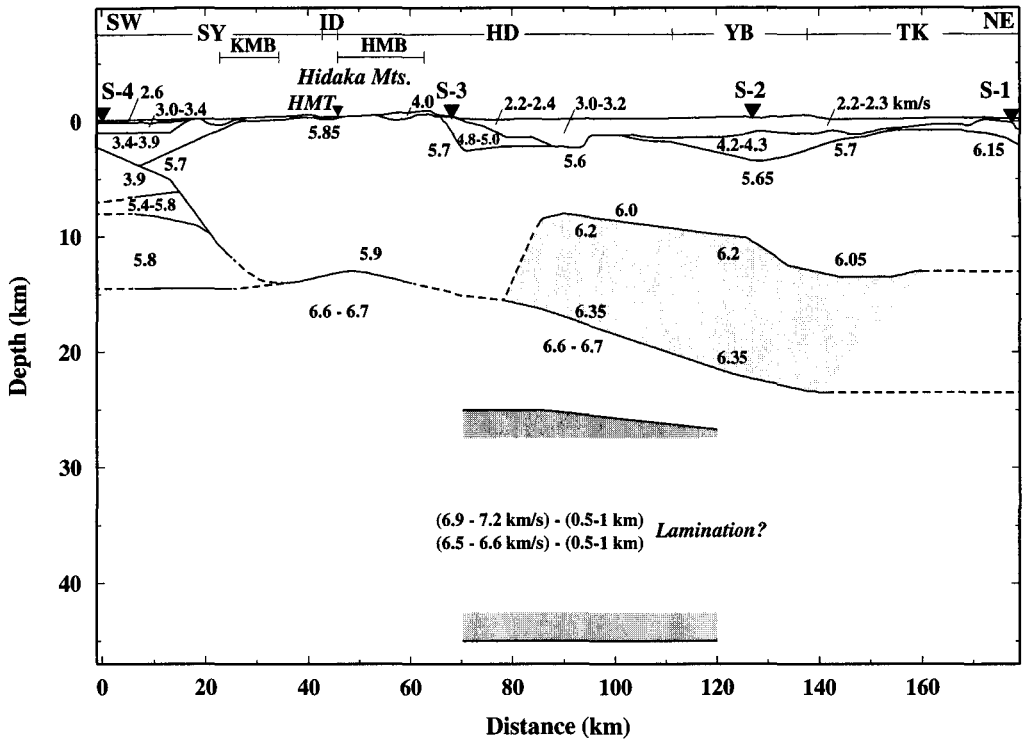


Fig. 7. Velocity structure model for the 1992 experiment. The origin of the distance axis is taken at S4. Shot positions are denoted by solid triangles. Layer geometry well constrained from seismic data is indicated by solid lines.

この部分が海洋性地殻であるとするならば、その速度を低下させている要因（例えば破碎に伴う流体の混入）が必要である。

1992年の結果では、Moho面を特定する波（Pn波やPmP波）が確認できなかった。一般に島弧下のモホ面はそれほど明瞭ではなく、マントルから下部地殻への遷移領域を形成している可能性がある（Iwasaki et al., 2001 b）。Fig. 7のモデルにおいて深さ30–40 kmに明瞭なモホ面を仮定して理論地震記象を計算した場合、明瞭なPmP波が生成される。しかし、実際の記録ではPmP波は殆ど確認できない。1992年の実験データからは、モホは明瞭な反射面を形成していないか、或いはMohoの位置が相当深いと考えざるを得ない。一方、自然地震のトモグラフィーによれば（Miyamachi et al., 1994）、この測線上におけるMoho面の深さは34–20 kmであり、屈折法の探査結果と大きく異なる。この矛盾については、まだ未解決な問題として残されている。

V. 1999–2000年北海道日高衝突帯総合観測

上述の成果は、屈折・広角反射法地震探査の基づくものであった。この手法は測線下の対極的構造、即ち地震波速度や層境界の形状を把握するには良い方法であるが、地殻内反射体の分布や

深部断層系の形状など、より微細な構造を解明するには限界があると言わざるを得ない。これに対して反射法地震探査では、屈折法地震探査に比べて観測点及びショット間隔が短く設定され(数10 m–100–200 m)、且つ波動場全体を用いてマッピングするため、地殻内の比較的短波長の不均質構造を視覚的に捉えることができる(例えば Mooney and Meissner, 1992)。日本において、反射法地震探査により地殻深部構造研究が始められたのは、まさに日高山脈であった(Arita et al., 1998; Tsumura et al., 1999; 伊藤, 2000)。即ち 1994–1997 年の間に 3 回にわたって行われた反射法地震探査によって、日高山脈下の島弧間衝突構造が明瞭な形でマッピングされた。

本来、屈折・広角反射法と反射法地震探査は相補的なものであり、両者を併用することによって地殻構造に対する知見が飛躍的に増大する。更に、探査測線周辺において稠密自然地震観測を実施すれば、トモグラフィー法によって 3 次元的不均質構造が明らかにでき、また詳細な微小地震震源分布やメカニズム解から地殻活動と不均質構造の関係に関する新しい知見が得られるであろう。このような考えに基づいた総合的な研究観測が 1997 年度より地震予知計画の一環として実施されることとなった(長谷川・平田, 1999)。

1999–2000 年には、日高衝突帯の中心とする地域において総合的観測が実施された(Iwasaki et al., 2000 a)。この観測では、屈折法地震探査、深部反射法地震探査、浅層反射法地震探査及び稠密自然地震観測を密接な連携のもとに実施した。更に、日高沖には、北海道大学によって海底地震計も設置され、より広域の 3 次元的構造及び地震の発生様式の解明を目指した。

屈折法探査は、東北日本弧から日高山脈を経て千島前弧に至る全長 227 km の測線上で、1999 年に行われた。この探査の目的は、衝突に伴う地殻の変形の大局的な様相を明らかにすることにある。測線上には、297 点の観測点が展開され、6 発のショットが行われた。得られた記録によれば、日高山脈の両側では堆積層が厚く分布し、初動走時が大きく乱れている。これは基盤が著しく変形していることを反映していると考えられる。また、日高山脈の東側には、初動振幅を越える大振幅の後続波が確認された。

深部反射法探査は、1999 年に日高山脈の東側の十勝平野で、2000 年に日高山脈西側の褶曲–断層帯で実施された。前者の測線長は 43 km、チャンネル数は 872 であり、後者はそれぞれ 39 km 及び 1094 である。観測点間隔は、50 m に設定した。また、1998 年に科学研究費補助金によって、この測線の西側において日高山脈を挟むように 2 本の測線(長さ 9 km 及び 15 km)で探査が行われている(岩崎・他, 2001)。以上述べた反射法測線は、1999 年の屈折法測線にほぼ含まれるものであり、両者の統合解析を可能にした。

2 ヶ年にわたる探査によれば、地殻浅部の構造は極めて複雑である(Iwasaki et al., 2000 a,b; Moriya et al., 2000)。千島弧側の地殻内には、深さ 20–25 km に明瞭な反射面が 2 枚確認された。これらの反射面は、日高山脈の東山麓下において急激に西傾斜となる。更に、日高山脈東麓の地殻浅部の地震波速度は 5.8–6.0 km/s で、周辺に較べて 0.2 km/s 程度有意に速い。これらの特徴は、1992 年の実験結果とほぼ調和的であり、西側への千島弧の衝上を明瞭に示すものである。日高山脈においては地殻中部・下部の変成岩が露出しておりその岩石学的研究が進んでいる(例え

ば小松・他, 1986)。この様な研究成果と今回の地震学的知見を合わせることによって, 中部・下部地殻の物性についての理解が深まるものと期待される。また, 上記の西傾斜反射面と日高山脈下の断層系(日高主衝上断層)との対応関係, 日高山脈南端で確認されている地殻の剝離現象(Arita et al., 1998; Tsumura et al., 1999; 伊藤, 2000)がこの探査測線上で確認できるかが今後の解析の大きな問題である。

一方, 日高山脈西側から石狩低地帯には褶曲-断層帯が形成され, 石狩低地帯西縁には南北につながる活断層・活褶曲が形成されている。2000年の探査から, 地下数 km に微弱な反射面が確認され, その東側で実施された探査から確認されているデタッチメントとの関連性が注目されている。また, この探査でも, 地下数 km-10 km に低速度体が発達していることがわかった。1984年, 1992年の探査結果も考え合わせると, このような低速度体は, 日高山脈の西側にはかなり広域的に存在するらしい。この低速度体は, 東北日本弧側の地殻における大規模なスラストシートの累重を表現している可能性を示唆している。この解釈によれば, 日高山脈西側の褶曲-断層帯において, より大規模な地殻の短縮が生じていることになる。

VI. ま と め

北海道では, 中新世以降千島前弧と東北日本弧の衝突が進行している地球科学上興味深い時地域である。1968年以来, 北海道においては幾つかの制御震源地震探査が行われてきた。特に1994-1997年に行われた反射法地震探査では, 日高山脈南部においてこの島弧-島弧の衝突構造の知見が飛躍的に増大した。即ち, 千島弧の地殻の剝離がマッピングされたのである。その後の日高山脈中部を東西に横断する屈折法・反射法地震探査においても, 日高山脈東側の地殻の衝上が明らかとなった。更に, 日高山脈西側の褶曲断層帯下の構造についても新しい知見が集積されつつある。この地域では, かなり広域的に低速度帯の存在が確認されている。これは, 衝突に伴う東北日本弧側の地殻浅部が東側に複雑な形態で潜り込んでいるものと解釈される。

日高山脈及びその周辺地域では1999-2000年に稠密自然地震観測も実施されている。今までの求められてきた地殻構造と, 自然地震観測による精密な地震活動の発生様式を総合的に解釈することによって, 現在進行中の衝突現象に伴う地殻の変形様式, 応力の蓄積過程について新しい知見が得られるものと期待される。

文 献

- Arita K., T. Ikawa, T. Ito, A. Yamamoto, M. Saito, Y. Nishida, H. Satoh, G. Kimura, T. Watabane, T. Ikawa, and T. Kuroda, 1998. Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys, *Tectonophysics*, **290**, 197-210.
- 爆破地震動研究グループ, 1988. 日高山脈南西部における爆破地震動の観測(新冠-様似測線), 東京大学地震研究所彙報, **63**, 273-288.
- 爆破地震動研究グループ, 1993. 北海道地域における爆破地震動の観測(津別-門別測線), 東京大学地震研究所彙報, **68**, 209-229.

- 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.
- 長谷川昭・平田直, 1999. 総論: 東北日本トランセクト-島弧変形と地殻活動一, 月刊地球, **27**, 5-13.
- Holbrook, W.S., D. Gajewski, A. Krammer and C. Prodehl, 1988. An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in southwest Germany, *J. Geophys. Res.*, **93**, 12, 081-12, 106.
- Iwasaki, T., O. Ozel, T. Moriya, S. Sakai, S. Suzuki, G. Aoki, T. Maeda and T. Iidaka, 1998. Lateral structural variation across a collision zone in central Hokkaido, Japan, as revealed by wide-angle seismic experiments, *Geophys. J. Int.*, **132**, 435-457.
- Iwasaki, T., T. Moriya, K. Arita, N. Hirata, H. Sato, T. Ito and T. Yoshii, 2000a. 1999 Hokkaido Transect, Japan (A multidisciplinary crustal study for arc-arc collision zone), 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, 25.
- Iwasaki, T., K. Arita, N. Hirata, H. Sato, E. Kurashimo, T. Ito, T. Kozawa, T. Kawanaka and T. Ikawa, 2000b. Crustal section of arc-arc collision zone, Hokkaido, Japan, from seismic reflection profiling, 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, 67.
- Iwasaki, T., W. Kato, T. Moriya, A. Hasemi, N. Umino, T. Okada, K. Miyashita, T. Mizogami, T. Tajeda, S. Sekine, T. Matsushima, K. Tashiro and H. Miyamachi, 2001a. Extensional structure on northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 2329-2332.
- Iwasaki, T., T. Yoshii, T. Ito, H. Sato and N. Hirata, 2001b. Seismological features of island arc as inferred from recent seismic expeditions in Japan, *Tectonophysics* (in press).
- 岩崎貴哉・佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・森谷武男・蔵下英司・川中卓・小澤岳史・一ノ瀬洋一郎・坂守・武田哲也・加藤亘・吉川猛・在田一則・高波鉄夫・山本明彦・吉井敏勉・井川猛, 2001. 日高中軸帯北部における反射法地震探査, 東京大学地震研究所集報, **76**, 115-128.
- Kimura G., 1994. The latest Cretaceous-early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series of metamorphic rocks in northwestern Pacific margin, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22, 147-22, 164.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986. 日高変成帯の構成, 地団研専報, **31**, 189-203.
- Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasegawa, 1994. Seismic velocity structure beneath Northern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 269-301.
- Mooney, W.D. and R. Meisner, 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in *Continental Lower Crust*, eds. Fountain, D.M., Arculus, R. & Kay, R., Elsevier, Amsterdam, PP. XXX-YYY.
- 森谷武男, 宮町宏樹, オウズオゼル, ヌルジャンオゼル, 岩崎貴哉, 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, **42**, 15-30.
- Moriya, T., H. Okada, T. Matsushima, S. Asano, T. Yoshii and A. Ikami, 1998. Collision structure in the upper crust beneath the southwestern foot of the Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan as derived from explosion seismic observations, *Tectonophysics*, **290**, 181-196.
- Moriya, T., K. Ohtsuka, T. Taira, T. Iwasaki, T. Takeda, T. Yamada, K. Ohtake, K. Gouke, T. Matsushima and H. Miyamachi, 2000. Seismic refraction/wide-angle reflection across arc-arc collision zone, central Hokkaido, Japan, 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, 68.
- Ogawa, Y., Y. Nishida and M. Makino, 1994. A collision boundary imaged by magnetotellurics, Hidaka Mountains, Central Hokkaido, Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22, 373-22, 388.
- Okada, H., S. Suzuki, T. Moriya and S. Asano, 1973. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observation, *J. Phys. Earth*, **21**, 329-354.
- Ozel, O., T. Moriya, T. Iwasaki, T. Iidaka, S. Sakai, G. Aoki and S. Suzuki, 1996. Crustal structure in the central Hokkaido, Japan, from a seismic refraction experiment, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser VII*

(*Geophys.*), **10**, 31–56.

- Tsumura, N., H. Ikawa, T. Ikawa, M. Shinohara, T. Ito, K. Arita, T. Moriya, G. Kimura and T. Ikawa, 1999. Delamination-wedge structure beneath the Hidaka collision zone, central Hokkaido, Japan, inferred from seismic reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1057–1060.
- Yoshii, T. and S. Asano, 1972. Time-term analysis of explosion seismic data, *J. Phys. Earth*, **20**, 47–57.