

露出した変成岩類の音響インピーダンス測定に基づく 変成帯の地震波反射断面解釈：日高変成帯の例

金 川 久 一* 伊 藤 谷 生** 西 澤 修***

Interpretation of a Seismic Reflection Profile Across a Metamorphic Belt based on Acoustic Impedance Measurements of Exhumed Metamorphic Rocks: an Example of the Hidaka Metamorphic Belt

Kyuichi KANAGAWA*, Tanio ITO** and Osamu NISHIZAWA***

Abstract

Interpretation of a seismic reflection profile across a metamorphic belt based on acoustic impedance measurements of exhumed metamorphic rocks is illustrated with an example of the Hidaka metamorphic belt, where a part of the cross section through the ancient Kuril-arc crust (Hidaka crust) is exposed. A combined seismic reflection profile across the Hidaka metamorphic belt reveals the strongly reflective and laminated lower Hidaka crust as well as the relatively transparent upper Hidaka crust. The exposed Hidaka crust, i.e., Hidaka metamorphic Main Zone, is composed of amphibolite- to greenschist-facies felsic rocks in its upper main part, while mainly of granulite-facies amphibolite frequently intercalated with felsic rocks in its basal part. Acoustic impedance values of representative rock samples of the exposed Hidaka crust show an overall similarity in the upper main part, but significant fluctuations in the basal part due to interlayering of amphibolite and felsic rocks. The seismically transparent upper Hidaka crust is therefore attributable to the dominance of felsic rocks, while the strongly reflective and laminated lower Hidaka crust is likely due to interlayering of amphibolite and felsic rocks, which is verified by 1D seismic reflection modeling based on the acoustic impedance structures of the exposed Hidaka crust.

Key words : seismic reflection profile, acoustic impedance, metamorphic rocks, Hidaka metamorphic belt

キーワード : 地震波反射断面, 音響インピーダンス, 変成岩, 日高変成帯

* 千葉大学理学部地球科学科

** 千葉大学自然科学研究科地球生命圏科学専攻

*** 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門

* Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

** Division of Geosystem and Biosystem Sciences, Graduate School of Science and Technology, Chiba University

*** Institute of Geo-Resources and Environment, Institute of Advanced Industrial Science and Technology

I. はじめに

1) はじめに

陸域の地殻下部からマントルにかけての構造を調べる目的で、古くから屈折法地震探査が行われてきたが、屈折法では水平方向の不均質性など詳しい構造は見えにくい。詳しい構造を見るには反射法地震探査が優れているが、地下深部の構造を明らかにするには、出力の大きな人工震源を多数配置した大規模な探査が必要である。北米やヨーロッパ、オーストラリアなどではこうした試みが1970年代後半から行われるようになり(例えば Barazangi and Brown, 1986; Matthews and Smith, 1987; Leven *et al.*, 1990)、日本でも1990年代から行われるようになった(例えば伊藤ほか, 1996; Arita *et al.*, 1998)。このような探査により得られた地震波反射断面の解釈には、地震波反射面の実体を知ることが不可欠であり、そのためには、地下に分布する地層や岩石の音響インピーダンス(一般的なP波の反射記録の場合は、密度×P波速度)に関する情報が必要となる。

地表付近または浅部の地震波反射面については、地表地質、測線近傍の坑井検層や坑井試料の解析などから、音響インピーダンス較差の大きな地層境界として特定できる場合があるが、地表付近とは連続しない地下深部の地震波反射面の特定は困難である。一方、地表に露出した変成岩類はかつて地下深部を構成していた岩石であり、また現在の地下深部へと連続する場合も少なくない。このような場合は、地表地質調査によって区分した岩相から岩石試料を採取し、実験室で密度とP波速度を測定することによって、地震波反射面の実体を推定することができる。変成岩類の中には大きな弾性波速度異方性を有するものがあり、そのような岩石の音響インピーダンスを求める際には異方性も考慮する必要がある。このように、地表地質調査と岩石物性の実験測定から得られた音響インピーダンスに基づいた変成帯の地震波反射特性に関する情報は、変成帯を横断する測線沿いの反射法地震探査により得られた地震波反射断面を解釈する上で有用である。

日高変成帯における反射法地震探査と日高変成岩類の物性測定は、このような系統的研究が日本で最初に行われた例である。本稿では、日高変成帯における地震波反射断面と、地質柱状図と岩石試料の物性計測から得られた日高変成帯の音響インピーダンス構造とを対比することにより、地震波反射面の実体を解明する試みについて紹介する。

II. 日高変成帯地質概説

北海道日高変成帯は、東側に広く分布する主帯と、西側に狭長に分布する西帯から成っている(Komatsu *et al.*, 1983; 図1)。西帯構成岩類は西縁衝上断層に沿ってその西に分布するイドンナップ帯構成岩類へ衝上しており、さらに主帯構成岩類は日高主衝上断層に沿って西帯構成岩類やイドンナップ帯構成岩類へ衝上している(図1)。

日高変成帯主帯は、グラニュライト、角閃岩、黒雲母片麻岩・片岩、ホルンフェルスおよびトーナライトなどから成っており(図1)、中期中新世以降の千島弧と東北日本弧との衝突によって、千島弧側の地殻(「日高地殻」と呼ばれている; 小松ほか, 1986)の上部約23 kmが日高主衝上断層に沿って衝上露出したものと考えられている(図1; Komatsu *et al.*, 1983)。変成度は東方へ向かってグラニュライト相から角閃岩相を経て緑色片岩相へと低下し、さらに東方で非変成堆積岩類へ漸移している(Osanai *et al.*, 1991)。主帯変成岩類には、組成層構造と平行なNW走向で東に急傾斜する面構造と、水平に近い線構造が発達している。

日高変成帯西帯は主として緑色片岩や角閃岩から成り、オフィオライト起源と考えられている(宮下, 1983)。イドンナップ帯は白亜紀〜古第三紀の付加体起源堆積物から成っている(Kiyokawa, 1992; 植田ほか, 1993)。

III. 日高変成帯反射法地震探査概説

日高変成帯南部を横断する測線(図1)沿いで、これまで「'94日高」(Arita *et al.*, 1998)、「'96日高」(井川ほか, 1997)および「'97日高」

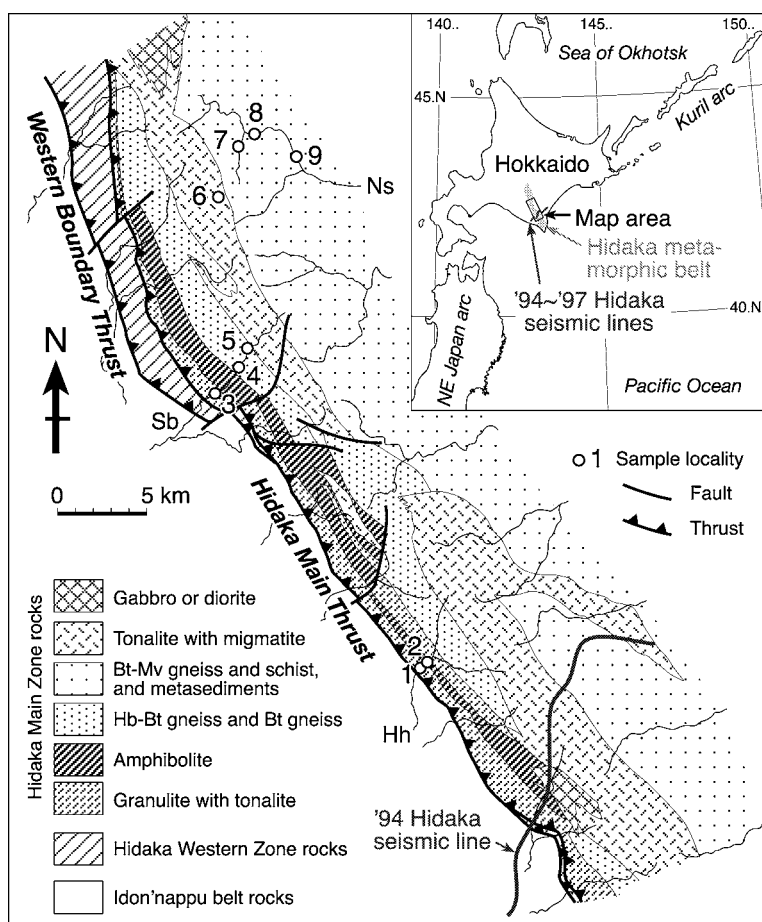


図 1 日高変成帯中央部の地質図 (Osanai *et al.*, 1991) と試料採取地点。右上図内に、日高変成帯、地質図範囲、および「'94 日高」～「'97 日高」の反射法地震探査測線の位置を示す。「'94 日高」の測線位置は地質図にも示されている。Hh: 日高幌別川, Sb: サッシピチャリ沢, Ns: 中札内川。鉱物略記は表 1 参照。

Fig. 1 Geologic map of the central Hidaka metamorphic belt after Osanai *et al.* (1991), showing sample localities. Inset map (upper right) shows the locations of the Hidaka metamorphic belt, map area and '94 ~ '97 Hidaka seismic lines. '94 Hidaka seismic line is also shown in the geologic map. Hh: Hidakahorobetsu River, Ns: Nakatsunai River, and Sb: Sasshibichari River. See Table 1 for mineral abbreviations.

(Tsumura *et al.*, 1999) の、3 回にわたる反射法地震探査が行われている。これらの探査結果を統合した地震波反射断面図 (図 2; 伊藤, 2000) から、日高主衝上断層の上盤側の日高地殻は他の多くの大陸地殻と同様、上部地殻 (図 2 中の A) に明瞭な反射面が存在せず、下部地殻 (図 2 中の

B および C) に強いラミナ状反射面が存在することが明らかとなっている。下部地殻上部 (図 2 中の B) には東方へ傾斜する地震波反射面が卓越し、一方、下部地殻下部 (図 2 中の C) には西方へ傾斜する地震波反射面が卓越している。このような地震波反射面の特徴は、下部地殻上部以上が

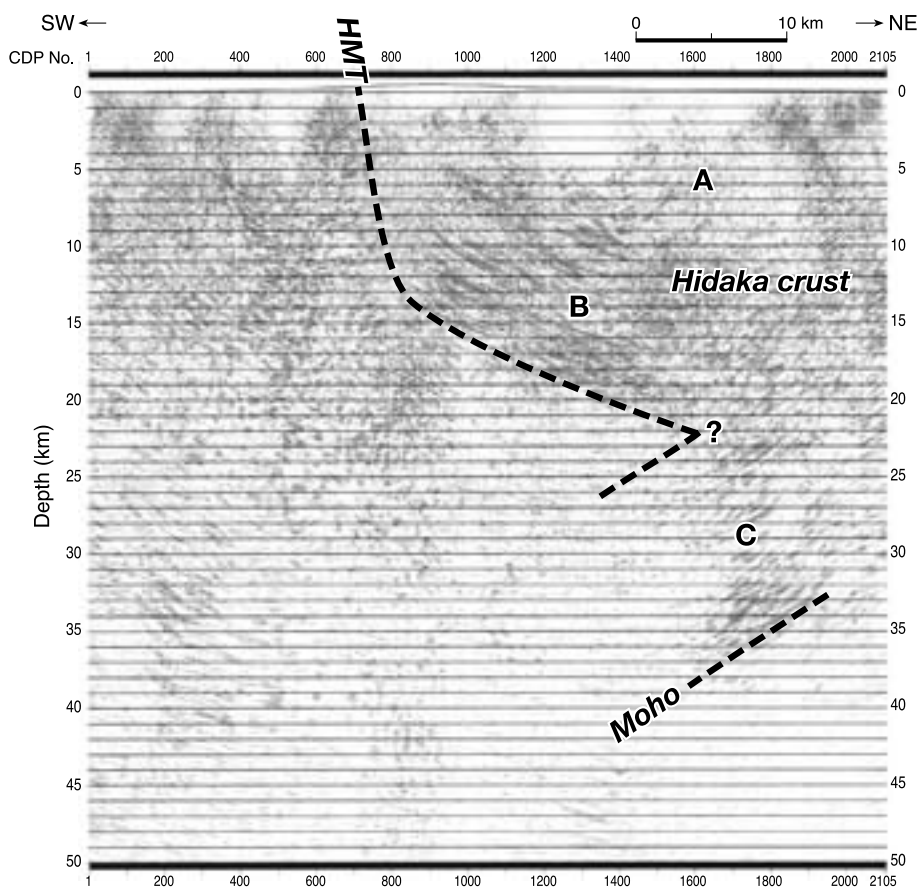


図 2 図 1 に示した測線沿いの、「'94 日高」、「'96 日高」および「'97 日高」の、3 回の反射法地震探査結果を統合した地震波反射断面図（伊藤, 2000）。地震波反射面の特徴から、日高地殻は上部地殻 (A)、下部地殻上部 (B) および下部地殻下部 (C) の、3 つの部分に分けられる。HMT: 日高主衝上断層。

Fig. 2 A combined seismic reflection profile of three experiments ('94 Hidaka, '96 Hidaka and '97 Hidaka) along the seismic lines shown in Fig. 1 across the Hidaka metamorphic belt (Ito, 2000). The Hidaka crust is seismically divided into three parts; upper crust (A), upper lower crust (B), and lower lower crust (C). HMT: Hidaka Main Thrust.

日高主衝上断層に沿って西方へ衝上する一方で下部地殻下部が西下方へ沈み込む、デラミネーションウェッジ構造を示唆している (Tsumura *et al.*, 1999)。デラミネーションウェッジ構造の存在が正しいとすれば、日高地殻のデラミネーションは深度 22～23 km で起こっていることになるが(図 2)、これは日高地殻の上部約 23 km が地表へ露出しているという変成岩岩石学的制約 (Komatsu

et al., 1983) とも調和的である。

日高主衝上断層上盤側の地震波反射面(図 2 中の B)は、日高主衝上断層沿いに西方へ深度 5～15 km 付近まで追跡できるが、さらに西方へは急傾斜となるためか追跡できなくなる(図 2)。もし地震波反射面が日高主衝上断層と同様に西方で急傾斜となっているのであれば、ラミナ状地震波反射面の実体を成す岩石類が地表の日高主衝上

断層付近に露出している可能性がある。

IV. 日高変成帯主帯の岩質・層序

日高変成帯主帯構成岩類は、日高主衝上断層とほぼ平行な走向方向に連続性よく分布しており(図1), これらの走向を横切る3ルート(日高幌別川, サッシビチャリ沢および中札内川; 図1中のHh, SbおよびNs)におけるルートマップから, 約6.2 kmの層厚の日高変成帯主帯地質柱状図を得た(図3)。日高変成帯主帯最下部約1 kmにはグラニュライト相の角閃岩が卓越し, 厚さ数mから200 mの, ざくろ石-黒雲母片麻岩やトーナライトなどのフェルシックな変成・火成岩類が頻繁に挟在している(図3)。一方, 日高変成帯主帯上部の約5.2 kmは, ホルンブレンド-黒雲母片麻岩, 黒雲母片麻岩, ミグマタイトを含むトーナライト, 黒雲母-白雲母片麻岩, 黒雲母片岩やホルンフェルスなどの, 角閃岩相-緑色片岩相のフェルシックな変成・火成岩類から成っている(図3)。

図1に示す9地点において採取した代表的な主帯構成岩石試料のモード組成を表1に示す。これらの9試料は, 日高変成帯主帯地質柱状図(図3)中の全岩相をカバーしている。また, これらの試料は後退変成作用や変質をほとんど受けておらず, 変成条件における鉱物構成をほぼ維持している。角閃岩はホルンブレンドに富み(約66%)石英や黒雲母をほとんど含まないのに対し, その他のフェルシックな変成・火成岩類は石英や黒雲母に富み(石英: 11~44%; 黒雲母: 15~54%), ホルンブレンド-黒雲母片麻岩(ホルンブレンド含有量約24%)を除き, ホルンブレンドを全く含んでいない(表1)。最下部の角閃岩とざくろ石-黒雲母片麻岩には斜方輝石が含まれており(図3; 表1), 変成度がグラニュライト相に達していることを示している。

V. 日高変成帯主帯構成岩類の音響インピーダンス

図1に示す9地点において採取した日高変成帯主帯構成岩石試料について, その密度とP波

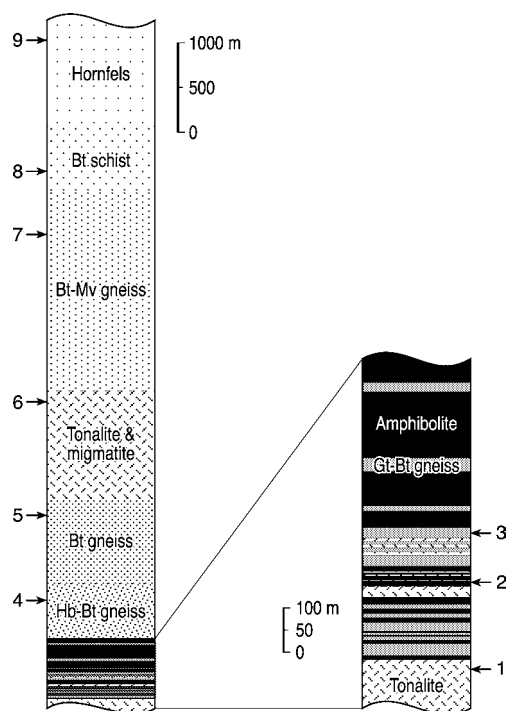


図3 図1に示した3ルート(Hh, SbおよびNs)のルートマップから作成した, 日高変成帯主帯の地質柱状図. 試料採取層準を番号で示す. 鉱物略記は表1参照.

Fig. 3 Geologic columnar section of the Hidaka metamorphic Main Zone compiled from the route maps along three routes shown in Fig. 1 (Hh, Sb and Ns). Sample horizons are shown on the left or right of the column. See Table 1 for mineral abbreviations.

速度を測定し, 音響インピーダンスを求めた。これらの試料のうち, 黒雲母片岩試料(地点8)は, 西澤・金川(本特集号)において弾性波速度異方向性が詳細に記載されている試料(ST-3)である。

1) 密度

採取した主帯構成岩石試料には微小クラックなどによる空隙が少なからず含まれているが, 変成作用を受けた地下深部の圧力下では微小クラックは閉じていたと想定される。従って, 変成条件における岩石試料の密度を求めるには, 空隙の影響を除く必要がある。そこで, 試料の乾燥重量 W , 水銀法により測定した体積 V , およびヘリウム空

表 1 日高変成帯主帯主要岩石試料のモード組成.

Table 1 Modal compositions (%) of representative rock samples from the Hidaka metamorphic Main Zone.

Sample	Qz	Pl	Kf	Bt	Chl	Mv	Hb	Gt	Cd	Opx	Ep	Sph	Opq
1: Tonalite	11.3	58.0	0.0	27.0	1.1	1.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5
2: Amphibolite	0.2	27.5	0.0	0.0	0.5	0.0	66.2	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	0.7
3: Gt-Bt gneiss	36.4	25.9	0.0	28.1	5.1	0.0	0.0	2.2	0.9	0.7	0.0	0.0	0.6
4: Hb-Bt gneiss	14.0	40.8	0.0	21.2	0.3	0.0	23.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
5: Bt gneiss	27.6	41.5	0.0	28.1	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
6: Migmatite	32.1	47.6	3.0	15.2	0.3	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
7: Bt-Mv gneiss	41.1	30.0	0.0	28.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
8: Bt schist	43.9	19.6	0.0	36.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
9: Hornfels	17.7	19.7	0.0	54.0	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	1.9

Qz: 石英, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Bt: 黒雲母, Chl: 緑泥石, Mv: 白雲母, Hb: ホルンブレンド, Gt: ざくろ石, Cd: 堇青石, Opx: 斜方輝石, Ep: 緑簾石, Sph: スフェーン, Opq: 不透明鉱物.

Qz: quartz, Pl: plagioclase, Kf: K-feldspar, Bt: biotite, Chl: chlorite, Mv: muscovite, Hb: hornblende, Gt: garnet, Cd: cordierite, Opx: orthopyroxene, Ep: epidote, Sph: sphene, and Opq: opaque minerals.

表 2 日高変成帯主帯主要岩石試料の密度 (ρ), および封圧 150 MPa における P 波速度 (V_P).Table 2 Density (ρ) and P-wave velocities at a confining pressure of 150 MPa (V_P) of representative rock samples from the Hidaka metamorphic Main Zone.

Sample	ρ (g/cm ³)	$V_{P//L}$ (km/s)	$V_{P//S \perp L}$ (km/s)	$V_{P \perp S}$ (km/s)	V_{Pmean} (km/s)	Anisotropy (%)
1: Tonalite	2.740	5.66	5.72	5.44	5.61	3.87
2: Amphibolite	3.003	6.65	6.59	6.19	6.48	7.07
3: Gt-Bt gneiss	2.761	6.01	5.92	5.85	5.93	2.70
4: Hb-Bt gneiss	2.783	6.22	5.83	5.67	5.91	9.31
5: Bt gneiss	2.763	5.91	5.65	5.47	5.68	7.75
6: Migmatite	2.763	5.69	5.64	5.50	5.61	3.39
7: Bt-Mv gneiss	2.739	6.12	5.74	5.42	5.76	12.15
8: Bt schist	2.749	6.27	5.90	5.27	5.81	17.20
9: Hornfels	2.704	5.81	5.80	5.73	5.78	1.38

$V_{P//L}$: 線構造に平行な方向の P 波速度, $V_{P//S \perp L}$: 面構造に平行で線構造に垂直な方向の P 波速度, $V_{P \perp S}$: 面構造に垂直な方向の P 波速度, V_{Pmean} : 平均 P 波速度, Anisotropy: P 波速度異方性.

$V_{P//L}$: P-wave velocity in the lineation-parallel direction, $V_{P//S \perp L}$: P-wave velocity in the direction parallel to foliation and normal to lineation, $V_{P \perp S}$: P-wave velocity in the foliation-normal direction, V_{Pmean} : mean P-wave velocity, and Anisotropy: anisotropy in P-wave velocity.

隙計により測定した空隙体積 V_{pore} から, 空隙の影響を除いた試料の密度 ρ を以下の式により求めた (松澤ほか, 1995)。

$$\rho = \frac{W}{V - V_{pore}} \quad (1)$$

得られた各試料の密度を表 2 に示す。角閃岩

を除くフェルシックな変成・火成岩類の密度が 2.7 ~ 2.8 g/cm³ でほぼ同じであるのに対して, 角閃岩のみ密度が約 3.0 g/cm³ と大きい。

ヘリウム空隙計では, 試料表面と連結した空隙の体積は測定できるが, 試料内部に孤立した空隙の体積は測定できない。従って, ヘリウム空隙計により測定した空隙体積は過小評価されており,

(1) 式から得られた密度も過小評価されていることになる。しかしながら、測定試料は結晶質岩石で、ヘリウム空隙計により測定した試料表面と連結した空隙の比率は 0.9 ~ 4 % と小さい。試料内部に孤立した空隙の比率はさらに小さく、その影響も小さいと予想される。

2) P 波速度

採取した主帯構成岩石試料毎に、線構造に平行な方向 ($//L$)、面構造に平行で線構造に垂直な方向 ($//S \perp L$)、および面構造に垂直な方向 ($\perp S$) の、直交する 3 方向の直径 2.54 cm、長さ約 5 cm の円柱状コア試料について、微小クラックの影響が無視し得る室温、150 MPa の封圧下で、パルス透過法 (Birch, 1960) による P 波速度 ($V_{P//L}$, $V_{P//S \perp L}$, $V_{P \perp S}$) の測定を行った。測定方法は松澤ほか (1995) や西澤・金川 (本特集号) によって詳細に記載されている。室温、150 MPa の封圧下で測定された P 波速度は微小クラックの影響が無視できる岩石固有の速度と考えられるが (松澤ほか, 1995; 西澤・金川, 本特集号), 岩石固有の P 波速度には温度圧力依存性があり、測定値は変成条件における P 波速度ではない。しかしながら、室温、150 MPa の封圧下で測定した P 波速度であっても、地震波の反射係数の算出には有効と考えられる (付録参照)。

各試料の P 波速度測定値を表 2 に示す。ホルンブレンドや黒雲母の配列による面構造や線構造が発達する主帯構成岩石試料には、ホルンブレンドや黒雲母の配列に起因する P 波速度の異方性が認められ (Takanashi *et al.*, 2001), P 波速度は線構造に平行な方向で最も速く、面構造に垂直な方向で最も遅くなっている ($V_{P//L} \geq V_{P//S \perp L} \geq V_{P \perp S}$; 表 2)。3 方向の P 波速度の平均値を V_{Pmean} , P 波速度の最大値と最小値をそれぞれ V_{Pmax} , V_{Pmin} とした場合に、次式で定義される P 波速度異方性の値も、表 2 に示されている。

$$\frac{V_{Pmax} - V_{Pmin}}{V_{Pmean}} \quad (2)$$

P 波速度異方性は試料中のホルンブレンドや黒雲母の配列の仕方・程度により大きく変化

し (Takanashi *et al.*, 2001), 黒雲母が全く配列していないホルンフェルスで非常に小さく (約 1.4%), 顕著に配列する黒雲母片岩で非常に大きい (17.2%; 表 2)。平均 P 波速度 V_{Pmean} は、角閃岩を除くフェルシクな変成・火成岩類では 5.6 ~ 5.9 km/s で大きな違いはないが、角閃岩では約 6.5 km/s と突出して速くなっている。これらの平均 P 波速度は、イタリア Ivrea 帯の類似岩石試料について同様な封圧下で測定された平均 P 波速度とほぼ等しい (Fountain, 1976; Burke and Fountain, 1990)。面構造に垂直な方向の P 波速度 $V_{P \perp S}$ は、角閃岩を除くフェルシクな変成・火成岩類中では、黒雲母片岩で最も遅く (約 5.3 km/s), ざくろ石-黒雲母片麻岩で最も速い (約 5.9 km/s)。一方、角閃岩の $V_{P \perp S}$ は約 6.2 km/s であった。

3) 音響インピーダンス

測定した密度および直交する 3 方向の P 波速度から、音響インピーダンスを計算した。各試料の直交する 3 方向の音響インピーダンス ($Z_{//L}$, $Z_{//S \perp L}$, $Z_{\perp S}$) を表 3 に示す。P 波速度の異方性を反映して、音響インピーダンスも線構造に平行な方向で最も大きく、面構造に垂直な方向で最も小さくなっている ($Z_{//L} \geq Z_{//S \perp L} \geq Z_{\perp S}$; 表 3)。平均音響インピーダンス Z_{mean} は、角閃岩を除くフェルシクな変成・火成岩類では 15.4 ~ 16.4 $\times 10^6$ kg/m²s で大きな違いはないが、角閃岩では約 19.5 $\times 10^6$ kg/m²s と突出して大きくなっている。面構造に垂直な方向の音響インピーダンス $Z_{\perp S}$ は、角閃岩を除くフェルシクな変成・火成岩類中では、黒雲母片岩で最も小さく (約 14.5 $\times 10^6$ kg/m²s), ざくろ石-黒雲母片麻岩で最も大きい (約 16.2 $\times 10^6$ kg/m²s)。一方、角閃岩の $Z_{\perp S}$ は 18.6 $\times 10^6$ kg/m²s であった。

VI. 日高地殻の地震波反射特性

1) 日高変成帯主帯の音響インピーダンス構造

地震波反射断面 (図 2) から、日高主衝上断層は、地表付近では東に急傾斜しているが地下深部では低角なりストリック断層であることが明らかとなっている (Arita *et al.*, 1998)。日高変成

表 3 日高変成帯主帯主要岩石試料の音響インピーダンス (Z).Table 3 Acoustic impedance values (Z) of representative rock samples from the Hidaka metamorphic Main Zone.

Sample	$Z_{//L}$ ($\times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$)	$Z_{//S \perp L}$ ($\times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$)	$Z_{\perp S}$ ($\times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$)	Z_{mean} ($\times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$)
1: Tonalite	15.51	15.67	14.91	15.36
2: Amphibolite	19.97	19.79	18.60	19.45
3: Gt-Bt gneiss	16.59	16.35	16.15	16.36
4: Hb-Bt gneiss	17.31	16.22	15.78	16.44
5: Bt gneiss	16.33	15.61	15.11	15.68
6: Migmatite	15.72	15.58	15.20	15.50
7: Bt-Mv gneiss	16.76	15.72	14.85	15.78
8: Bt schist	17.24	16.22	14.49	15.98
9: Hornfels	15.71	15.68	15.49	15.63

$Z_{//L}$: 線構造に平行な方向の音響インピーダンス, $Z_{//S \perp L}$: 面構造に平行で線構造に垂直な方向の音響インピーダンス, $Z_{\perp S}$: 面構造に垂直な方向の音響インピーダンス, Z_{mean} : 平均音響インピーダンス.

$Z_{//L}$: acoustic impedance in the lineation-parallel direction, $Z_{//S \perp L}$: acoustic impedance in the direction parallel to foliation and normal to lineation, $Z_{\perp S}$: acoustic impedance in the foliation-normal direction, and Z_{mean} : mean acoustic impedance.

帯主帯構成岩類の組成層構造およびこれに平行に発達する面構造も、日高主衝上断層と同様、地表では東に急傾斜しているが、これはもともとほぼ水平であった構造が日高主衝上断層に沿う衝上運動により傾動した結果と考えられている (Toyo-shima *et al.*, 1994). 従って、東北日本弧との衝突前の日高地殻内では、組成層構造や面構造はほぼ水平であったと想定される。そのような日高地殻の鉛直方向に伝播する地震波の反射特性は、日高変成帯主帯の組成層構造 (面構造) に垂直な方向 ($\perp S$) の音響インピーダンス構造により考察することができる。

ルートマップから得られた日高変成帯主帯の地質柱状図 (図 3) 中の全岩相について、既に密度 (ρ)、組成層構造 (面構造) に垂直な方向の P 波速度 ($V_{\perp S}$)、およびこの方向の音響インピーダンス ($Z_{\perp S}$) が得られている (表 2, 3)。そこで、地質柱状図中の同一岩相については ρ 、 $V_{\perp S}$ および $Z_{\perp S}$ が一定であると仮定して、これらの値と層厚から、日高変成帯主帯の密度構造、組成層構造 (面構造) に垂直な方向の P 波速度構造、同じくこの方向の音響インピーダンス構造を、それぞれ求めた (図 4b ~ d)。室温、150 MPa の封圧下で測定した P 波速度とその値を用いて計

算した音響インピーダンスから得られた、P 波速度構造や音響インピーダンス構造は仮想的なものであり、実際の P 波速度構造や音響インピーダンス構造とは異なる。フェルシクな変成・火成岩類から成る、日高変成帯主帯の上部約 5.2 km は密度、P 波速度および音響インピーダンスの変化に乏しいが、角閃岩中にフェルシクな変成・火成岩類が頻繁に挟在する日高変成帯主帯最下部の約 1 km はこれらの変化が激しい (図 4)。従って、日高変成帯主帯の上部約 5.2 km は地震波反射面に乏しく、最下部約 1 km は地震波反射面に富むと予想される。

2) 1 次元地震波合成

得られた音響インピーダンス構造 (図 4d) から、水平な構造を持つ日高変成帯主帯を鉛直方向に伝播する一次元の地震波合成を試みた。まず、音響インピーダンス構造を時系列に変換し、これから反射係数の時系列を求めた (図 6a)。媒質 1, 2 の密度、P 波速度、音響インピーダンスがそれぞれ、 ρ_1 , ρ_2 ; V_{P1} , V_{P2} ; Z_1 , Z_2 である時、媒質境界に垂直に媒質 1 から媒質 2 に入射する地震波の反射係数 R は次式で与えられる。

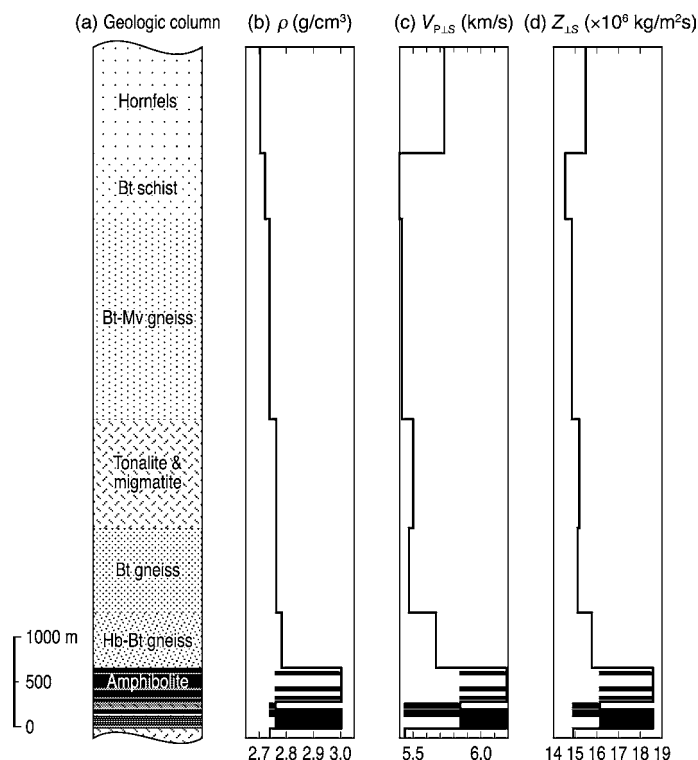


図 4 日高変成帯主帯の地質柱状図 (a), 密度構造 (b), 組成層構造 (面構造) に垂直な方向の P 波速度構造 (c), およびこの方向の音響インピーダンス構造 (d). 鉱物略記は表 1 参照.

Fig. 4 Geologic column of the Hidaka metamorphic Main Zone (a), and the corresponding density (b), foliation-normal P-wave velocity (c) and foliation-normal acoustic impedance (d) structures. See Table 1 for mineral abbreviations.

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \quad (3)$$

音響インピーダンスにも P 波速度同様温度圧力依存性があるが, (3) 式から得られた反射係数の温度圧力依存性は小さく (付録参照), 従って, 室温, 150 MPa の封圧下で測定した P 波速度の値を用いて得られた音響インピーダンス構造も, 反射係数の計算には有効と考えられる。「94 日高」～「97 日高」の反射法地震探査データのフーリエ解析を行ったところ, 5 ～ 30 Hz の周波数が卓越していた (図 5) ので, 反射係数時系列 (図 6a) に 5 ～ 30 Hz のバンドパスフィルターをかけ, 組成層構造 (面構造) に垂直に入射した地震波を合成した (図 6b)。この結果, 日高変成帯主帯上

部約 2.5 s にはまばらで弱い反射面しか存在しないのに対して, 最下部 2.5 ～ 2.75 s には多数の強い反射面が認められた (図 6b)。

3) 地震波反射断面との比較

日高変成帯主帯の上部主要部はフェルシクな変成・火成岩類から成り (図 3), 音響インピーダンスの変化に乏しく (図 4d), 一次元合成地震波でもまばらで弱い反射面しか存在しない (図 6b)。これは地震波反射断面における日高地殻上部の明瞭な反射面が存在しない部分 (図 2 中の A) の特徴と類似している。一方, 日高変成帯主帯最下部は角閃岩とフェルシクな変成・火成岩類の互層から成り (図 3), 音響インピーダンスの変化が激しく (図 4d), 一次元合成地震波でも多数

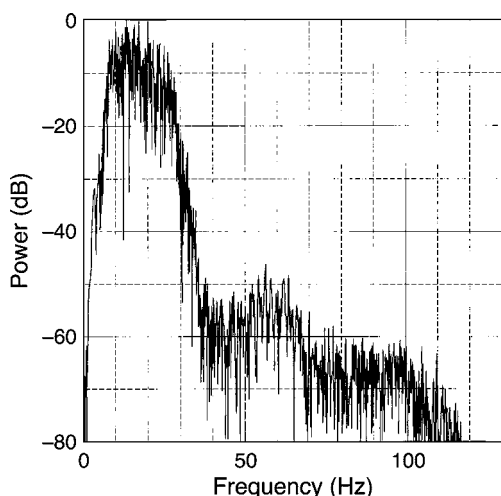


図 5 図 2 に示された地震波反射断面中の CDP No. 1300 地点における反射法地震探査データのフーリエ解析により得られた、パワースペクトルの周波数変化。

Fig. 5 Power spectrum plotted against frequency obtained by a Fourier analysis of seismic reflection data at CDP No. 1300 along the seismic reflection profile shown in Fig. 2.

の強い反射面が認められる (図 6b)。これは地震波反射断面における日高主衝上断層上盤側のラミナ状反射面が存在する部分 (図 2 中の B) の特徴と類似している。すなわち、地震波反射断面における日高地殻上部の明瞭な反射面が存在しない部分は、フェルシクな変成・火成岩類から成る日高変成帯主帯上部主要部に対応し、地震波反射断面における日高主衝上断層上盤側のラミナ状反射面が存在する部分は、角閃岩とフェルシクな変成・火成岩類が互層を成す日高変成帯主帯最下部に対応していると考えられる。このような対応関係は、日高変成帯主帯が日高地殻の下部地殻上部以上が日高主衝上断層に沿って地表に露出したものである (Komatsu *et al.*, 1983) ことを改めて裏付けるものである。

VII. ま と め

日高変成帯主帯の地質柱状図、代表的な構成岩石試料の密度および室温、150 MPa の封圧下に

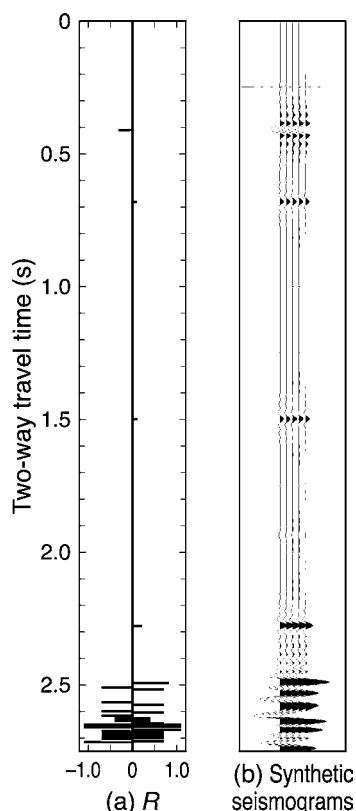


図 6 日高変成帯主帯の反射係数時系列 (a)、およびこの時系列に 5 ~ 30 Hz のバンドパスフィルターをかけて得られた合成地震波 (b)。

Fig. 6 Time-series of reflection coefficient (a) of the Hidaka metamorphic Main Zone, and synthetic seismograms (b) generated by convolving this series of reflection coefficient with zero-phase band-pass filtered wavelets of 5 ~ 30 Hz.

における面構造に垂直な方向に伝播する P 波速度から、日高変成帯主帯の組成層構造 (面構造) に垂直な方向の音響インピーダンス構造を得、さらに水平な構造を持つ日高変成帯主帯を鉛直方向に伝播する一次元地震波の合成を行い、これらに基づいて、日高変成帯を横断する測線沿いの反射法地震探査により得られた地震波反射断面の解釈を行った。

日高変成帯主帯上部主要部はフェルシクな変

表 4 ロシア Kola 超深部掘削コア中の黒雲母片麻岩試料と角閃岩試料の、密度(ρ), 面構造に垂直な方向の 0°C , 0 MPa における基準 P 波速度 ($V_{P0\perp S}$), およびこの方向の P 波速度の温度圧力依存性 ($\partial V_{P\perp S}/\partial P$, $\partial V_{P\perp S}/\partial T$).

Table 4 Density (ρ), reference P-wave velocity at 0 MPa and 0°C in the foliation-normal direction ($V_{P0\perp S}$), and pressure and temperature derivatives of P-wave velocity in this direction ($\partial V_{P\perp S}/\partial P$ and $\partial V_{P\perp S}/\partial T$) of biotite gneiss and amphibolite samples from the Kola superdeep borehole, Russia.

Sample	ρ (g/cm^3)	$V_{P0\perp S}$ (km/s)	$\partial V_{P\perp S}/\partial P$ ($\times 10^{-4}\text{ km}/\text{s}/\text{MPa}$)	$\partial V_{P\perp S}/\partial T$ ($\times 10^{-4}\text{ km}/\text{s}/^{\circ}\text{C}$)
Bt gneiss	2.72	5.49	5.0	-3.6
Amphibolite	3.02	6.44	1.5	-3.0

成・火成岩類から成り、音響インピーダンスの変化に乏しく、一次元合成地震波でもまばらで弱い反射面しか存在しない。一方、日高変成帯主帯最下部は角閃岩とフェルシッくな変成・火成岩類の互層から成り、音響インピーダンスの変化が激しく、一次元合成地震波でも多数の強い反射面が認められる。以上の日高変成帯主帯の地震波反射特性は、上部地殻に明瞭な反射面が存在せず、日高主衝上断層上盤側にラミナ状の反射面が発達する日高地殻の地震波反射断面とよく対応しており、日高変成帯主帯が日高地殻の下部地殻上部以上が日高主衝上断層に沿って地表に露出したものであることを裏付けている。

このように、変成帯が地下深部へと連続する場合、地表に露出した変成岩類の音響インピーダンス測定から得られる地下深部における変成帯の地震波反射特性に関する情報は、変成帯を横断する測線沿いの反射法地震探査により得られた地震波反射断面を解釈する上で大変有用である。イタリアの Ivrea 帯においても、地表に露出した変成岩類の音響インピーダンス測定に基づいた地下深部における地震波反射特性の研究例があるが (Burke and Fountain, 1990; Rutter *et al.*, 1999; Khazanehdari *et al.*, 2000), 反射法地震探査データがなく地震波反射断面との対比は行われていない。反射法地震探査によって得られている地震波反射断面との対比を行っている点において、日高変成帯の研究例は貴重である。

表 5 ロシア Kola 超深部掘削コアの黒雲母片麻岩 / 角閃岩境界の反射係数の温度圧力変化。

Table 5 Pressure- and temperature-dependent variation in reflection coefficient of the interface between biotite gneiss and amphibolite from the Kola superdeep borehole, Russia.

$P\text{ (MPa)} \backslash T (^{\circ}\text{C})$	20	200	400	600
150	0.1266	0.1282	0.1301	0.1320
300	0.1217	0.1233	0.1251	0.1269
400	0.1185	0.1200	0.1218	0.1235
500	0.1153	0.1168	0.1185	0.1202

付 録

一般的に岩石固有の P 波速度は圧力の増加に比例して増加し、温度上昇に比例して減少することが知られている (例えば Kern, 1990)。従って、ある温度圧力における岩石固有の P 波速度と、直線の傾きで表される圧力依存項 ($\partial V_P/\partial P > 0$) および温度依存項 ($\partial V_P/\partial T < 0$) が既知ならば、任意の温度圧力条件 ($T^{\circ}\text{C}$, $P\text{ MPa}$) における岩石固有の P 波速度を次式から推定することができる。

$$V_P = V_{P0} + P \frac{\partial V_P}{\partial P} + T \frac{\partial V_P}{\partial T} \quad (\text{A1})$$

ここで、 V_{P0} は温度 0°C , 圧力 0 MPa における基準 P 波速度、 V_P は温度 $T^{\circ}\text{C}$, 圧力 $P\text{ MPa}$ における P 波速度である。日高変成帯主帯構成岩類と類似した、ロシア Kola 超深部掘削コア中の黒雲母片麻岩試料と角閃岩試料 (深度 $10 \sim 11\text{ km}$

から採取)の、面構造に垂直な方向のP波速度の温度圧力変化(Kern *et al.*, 2001)から求めた V_{P0} , $\partial V_P/\partial P$ および $\partial V_P/\partial T$ の値を表4に示す。また、これらのデータに基づいて(3), (4)式から計算した、黒雲母片麻岩/角閃岩境界に垂直に入射するP波の反射係数の温度圧力変化を表5に示す。黒雲母片麻岩/角閃岩境界の反射係数は圧力の増加に伴い漸減する一方、温度の上昇に伴い漸増し、温度による変化より圧力による変化の方が大きい傾向が認められるが、20~600°C, 150~500 MPaの温度圧力範囲内での増減幅は20°C, 150 MPaにおける値に対して9%以下である(表5)。地殻内部のように温度圧力がともに増加する場合は、圧力増加による効果と温度上昇による効果が逆であるため、反射係数は漸減するもののその変化は比較的小さく、600°C, 500 MPa(深度約20 kmに相当)における反射係数0.1202と室温(20°C), 150 MPaにおける反射係数0.1266との差は、約5%に過ぎない(表5)。従って、室温, 150 MPaの封圧下で測定したP波速度の値であっても、反射係数の計算には有効と考えられる。

謝 辞

岩石試料採取および密度・P波速度の測定は、千葉大学自然科学研究科修士課程の学生だった高梨 将(現石油天然ガス・金属鉱物資源機構)、三池 力(現日本工営(株))および安永健太郎(現日鉄鉱コンサルタント(株))の各氏によって行われ、一次元の地震波合成は同菊池伸輔氏(現博士課程在学中)によって行われた。岩石試料の密度は石油公団(現石油天然ガス・金属鉱物資源機構)石油開発技術センターで測定させていただき、地震波の合成計算は(株)地球科学総合研究所でさせていただいた。また本研究は、(株)地球科学総合研究所、千葉大学自然科学研究科、および文部科学省から研究費の助成を受けた。笠原順三氏(日本原子力研究開発機構)と匿名査読者からは、本稿の改善に有益なコメントをいただいた。ここに記して、以上の方々および機関に感謝したい。

文 献

Arita, K., Ikawa, T., Ito, T., Yamamoto, A., Saito, M., Nishida, Y., Satoh, H., Kimura, G., Watanabe, T.,

- Ikawa, T. and Kuroda, T. (1998): Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys. *Tectonophysics*, **290**, 197-210.
- Barazangi, M. and Brown, L. D. eds. (1986): *Reflection Seismology: The Continental Crust*. AGU *Geodyn. Ser.*, **14**, 339p.
- Birch, F. (1960): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- Burke, M. M. and Fountain, D. M. (1990): Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust - new laboratory measurements from the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, **182**, 119-146.
- Fountain, D. M. (1976): The Ivrea-Verbano and Storn-Ceneri Zones, northern Italy: a cross-section of the continental crust - New evidence from seismic velocities of rock samples. *Tectonophysics*, **33**, 145-165.
- 井川 崇・伊藤谷生・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・金川久一・在田一則・渡辺暉夫・木村 学・蔵下英司・浅野裕史・井川秀雅・直井和美・井川 猛・清水信之・奥池司郎(1997): 日高衝突帯前縁部イドンナップ帯におけるパイプロサイス反射断面(96 HIDA-KA). 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 368.
- 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.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北聡・山口和雄・山口 覚(1996): 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質学雑誌, **102**, 346-360.
- Kern, H. (1990): Laboratory seismic measurements: an aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, **2**, 617-628.
- Kern, H., Popp, T., Gorbatshevich, F., Zarikov, A., Lobanov, K. V. and Smirnov, Yu. P. (2001): Pressure and temperature dependence of V_P and V_S in rocks from the superdeep well and from surface analogs at Kola and the nature of velocity anisotropy. *Tectonophysics*, **338**, 113-134.
- Khazanehdari, J., Rutter, E. H. and Brodie, K. H. (2000): High-pressure-high-temperature seismic velocity structure of the midcrustal and lower crustal rocks of the Ivrea-Verbano zone and Serie dei Laghi, NW Italy. *J. Geophys. Res.*, **105**, 13,843-13,858.
- Kiyokawa, S. (1992): Geology of the Idonnappu Belt, central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y., and Toyoshima, T. (1983): Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, north

- Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds.: *Accretion Tectonics in the Circum Pacific Regions*. Terra-pub, 149–165.
- 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.
- Leven, J. H., Finlayson, D. M., Wright, C., Doorley, J. C., Kennet, B. L. N. eds. (1990): Probing of Continents and their Margins. *Tectonophys.*, **173**, 641p.
- 松澤進一・西澤 修・金川久一・伊藤谷生 (1995): マイロナイト化に伴う岩石の P 波速度異方性の変化—畑川破碎帯マイロナイトについて—. 地質調査所月報, **46**, 497–516.
- Matthews, D. H. and Smith, C. eds. (1987): *Deep Seismic Reflection Profiling of the Continental Lithosphere*. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **89**, 447p.
- 宮下純夫 (1983): 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. 地質学雑誌, **89**, 69–86.
- 西澤 修・金川久一 (2005): 岩石中の地震波伝播 II : 変成岩中の鉱物とクラックの選択配向による速度異方性. 地学雑誌, **114**, 949–962.
- Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M. (1991): Metamorphism and granite genesis in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *J. Metamor. Geol.*, **9**, 111–124.
- Rutter, E. H., Khazanehdari, J., Brodie, K. H., Blundell, D. J. and Waltham, D. A. (1999): Synthetic seismic reflection profile through the Ivrea zone - Serie dei Laghi continental crustal section, northwestern Italy. *Geology*, **27**, 79–82.
- Takanashi, M., Nisihizawa, O., Kanagawa, K. and Yasunaga, K. (2001): Laboratory measurements of elastic anisotropy parameters for the exposed crustal rocks from the Hidaka Metamorphic Belt, Central Hokkaido, Japan. *Geophys. J. Int.*, **145**, 33–47.
- Toyoshima, T., Komatsu, M. and Shimura, T. (1994): Tectonic evolution of lower crust in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **3**, 182–198.
- Tsumura, N., Ikawa, H., Ikawa, T., Shinohara, M., Ito, T., Arita, K., Moriya, T., Kimura, G. and Ikawa, T. (1999): Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1057–1060.
- 植田勇人・川村信人・岩田圭示 (1993): 北海道中軸部イドンナップ帯からの暁新世放散虫化石の産出. 地質学雑誌, **99**, 565–568.

(2005 年 10 月 14 日受付, 2006 年 1 月 14 日受理)