

## 日高山脈の地下構造と地震テクトニクス

### Collision structure and seismotectonics of the Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan.

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\*\*\*\*

Takeo Moriya\*, Hiroki Miyamachi\*\*, Oguz Ozel\*, Nurcan Ozel\*  
Takaya Iwasaki\*\*\*, Minoru Kasahara\*\*\*\*

**Abstract:** In order to establish the whole configuration of the underground structure beneath the Hidaka Mountains, from numerous studies including the three dimensional inversion, refraction experiment and electromagnetic exploration studies, the structure model was estimated. The model is characterized to have a large scale overthrust structure; the crust of the Kurile Outer Arc has overthrust on the crust of the Northern Honshu Outer Arc. High seismicity also characterizes the range. Main seismic activity concentrates in depths between 20 and 40 km. The deepest hypocenter is located at depth of 65 km. Existence of deep crustal and mantle seismicities suggests the materials of the depth are brittle. The structure of the Hidaka Mountains suggests that due to collision movement, the crust of the Northern Honshu has subsided into deep part beneath the range, where physical and geological conditions of the materials are kept to be brittle. Spatial distribution of the deep crustal seismicity is separated from the deep seismic zone in the mantle. However, beneath the southern part of the range, the hypocenter distributions in the deep crust and the deep seismic zone cannot be separated from spatial distribution. Many types of the focal mechanism solutions for deep crustal earthquakes were found. We divided the focal mechanism solutions into four types; reverse fault, vertical (horizontal) fault, strike-slip and normal fault types. Moreover, that of normal fault type can be subdivided into two types; one type has null vector parallel to the Hidaka Mountains (N Type) and another, normal to the Hidaka Mountains (H Type). Maximum and minimum horizontal compressional stresses which were inferred from these solutions, have directions varying from NE-SW to E-W, and from NW-SE to N-S respectively. These stress directions widely distributed not only in the Hidaka Mountains but also in whole of Hokkaido, and are almost perpendicular to the stress directions of the focal mechanisms of earthquakes in the subduction zone. However, just beneath the summit of the Hidaka mountains, two normal fault types are concentrated. This suggests that strong vertical stress is caused by the overthrust structure and by collision of the root of the Hidaka Mountains with convex part of the subducting Pacific plate situating arc-arc junction.

The tectonics of the Hidaka Mountains is controlled by the westward movement of the Kurile Outer Arc and the northward movement of the Northern Honshu Outer Arc. The deep crustal and mantle seismicities beneath the Hidaka Mountains are speculated that brittle fractures occur in remnant materials of an ancient subduction zone activated by the recent

---

1996年12月3日受付, 1997年3月25日受理.

\*北海道大学理学研究科地球惑星科学専攻地球物理学

Division of Earth and planetary sciences, Graduate school of Science, Hokkaido University, N-10, W-8, Kita-ku, Sapporo, 060, Japan

\*\*鹿児島大学理学部地学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University Korimoto, 1-21-35, Kagoshima, 890, Japan

\*\*\*東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo, 113, Japan

\*\*\*\*北海道大学理学部地震予知観測地域センター

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science, Hokkaido University, N-10, W-8, Kita-ku, Sapporo, 060, Japan

composite tectonic force.

**Key words:** *Hidaka Mountains, Thrust Structure, Seismotectonics, State of the Stress*

## はじめに

北海道日高山脈とその周辺では、地殻深部・マントルを構成する岩石の露頭が見られ、特異な地質構造が存在する(例えば小松ほか, 1986)。また山脈の尾根に正の重力異常、周辺部に負の異常が現れて、一見アイソスタシーが成り立っていないように見える(山本・森谷, 1989)。また日高山脈から浦河沖の太平洋側は地震活動が活発で、1930年以降、日高山脈南西部だけでもマグニチュード(M)6.5以上の地震が6回も発生した。最近では1982年に浦河沖地震 M7.1が発生した。このように日高山脈とその周辺では地学的に活動的であるため、以前からいろいろな地球物理的手法による地殻構造の研究が行われてきた(Asano et al., 1979; 爆破地震動研究グループ, 1986; Den & Hotta, 1973; 藤井・森谷, 1983; 古村・森谷, 1990; Iwasaki et al., 1989; 岩崎ほか, 1995; Matsushima & Okada, 1990; Miyamachi & Moriya, 1984, 1987; Miyamachi et al., 1994; Okada et al., 1973; Ogasawa et al., 1994; Ozel et al., 1996; Takanami, 1982; 山本・森谷, 1989)。

高い地震活動と地殻構造との間の関係を知るためにはまず精密な震源の分布と、それらの地震がどのような応力場によって発生しているのかを知ることが重要である。そのためには平均的な地震波速度構造を知る必要がある。さらに複雑な表層地質、特徴的な重力異常などを理解するためにも、多くの研究から得られた地殻構造の情報を総合的に判断して全体像を推定することは意義深いと考えられる。Moriya (1986) および Miyamachi & Moriya (1987) は、Miyamachi & Moriya (1984) がインバージョンによって求めた日高山脈の構造と Den & Hotta (1973) および Asano et al. (1979) が海中爆破観測で求めた浦河沖の構造をつなぎあわせて、1982年浦河沖地震の余震域および逆断層のメカニズム解と大規模な地殻の逆断層構造が密接に関係していることを示した。

本論では、最も研究が多く行われた十勝平野から浦河沖にかけて日高山脈中央部付近を北東-南西に横断するプロファイルの推定を試みる。そしてその構造が地震活動をどのように支配しているのかを考察する。

## 地震波速度構造コンパイル

### 1. 日高山脈

古くは地震走時異常の研究(Nagamune, 1973; Aoki

& Tada, 1973)によって、北大浦河地震観測所(KMU)と、ここから直線距離で約17km離れた気象庁浦河測候所(URA)との間に、日高山脈の地下構造に起因すると考えられる到着時間差が4.7秒におよぶ極めて大きな走時異常の存在が指摘された。しかし全体から見ればきわめて断片的な情報にすぎなかった。全体的な地下構造がイメージされてきたのは、重力異常が測定されてからである。大亀(1972)は最初に日高山脈内で重力測定を行って、山脈の尾根に沿った大きな正の異常を発見した。最大値は最も高い幌尻岳付近で125mgalに達している。以前から日高山脈の西部と南東沖には大きな負の異常があったので重力異常の最小値と最大値の差はおおよそ300mgalにもなっている。重力異常だけからみれば完全に非アイソスタティックな地下構造が示唆されている。日高山脈を横断する重力のプロファイルは、アルプスのイブリア帯やニュージーランド南島のアルペン断層を横断するそれらと大変よく似ている。

Fig. 1には従来行われた北海道南部から十勝沖、青森県東方沖における屈折・広角反射法探査の測線およびインバージョン法の探査領域が示されている。浅い部分の地下構造はダム工事に伴う採石爆破観測によって推定された。藤井・森谷(1983)は日高山脈中央部にある高見ダム付近からの爆破震動を、周辺に多数の測線を設定し(主な測線はFig. 1のF-F')、合計100ヶ所以上の地点で観測した(Fig. 2)。その走時解析から、表層地質と地震波速度が良く対応することを示した。日高山脈中央部の日高変成帯ではP波速度が6.1km/s、神居古潭変成帯では5.8km/s、その間にある蝦夷層群は4.7km/s、神居古潭変成帯の西部新第三紀の層では3.6km/sの低速度の物質が非常に厚く堆積していることがわかった。

日高山脈は測線を長くとれないため、屈折法では20ないし、30kmよりも深い構造探査はできないが、地震活動が10km程度から100km以上におよぶ深さ範囲に比較的均質に見られるので、より深い構造探査を行う場合には、3次元インバージョン法が適している。Takanami(1982)、Miyamachi & Moriya(1984)、はこの手法によりFig. 1のEの領域の地下構造を推定した。

Takanami(1982)は11の常設観測点を使って深さ120kmまでの構造を推定した。そのモデルでは、低速度物質が日高山脈西部の深さ30km付近から、北東部へ向かってしだいに深く斜めに存在しており、その上に高速度物質が北東側から乗り上げる形を示してい

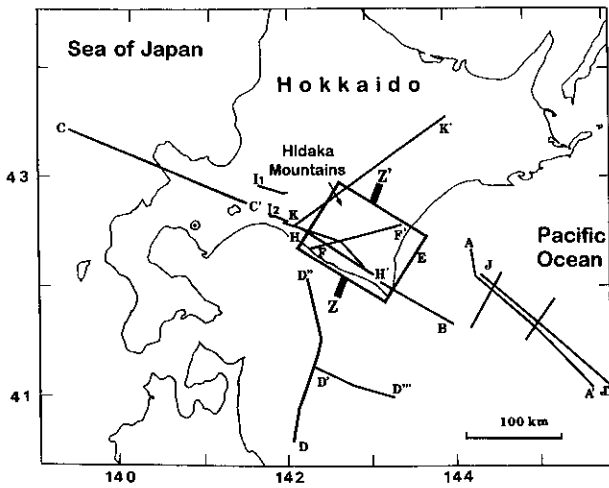


Fig.1 Profiles and region which studied by refraction and wide angle reflection, reflection, and 3-D inversion methods in the southern Hokkaido and in the adjacent area. A:Den et al.(1971), B and C:Okada et al.(1973), D:Den & Hotta(1973); Asano et al.(1979), E:Takanami(1982); Miyamachi & Moriya(1984,1987), F:Fujii & Moriya(1983), H:Research Group for Explosion seismology(1988),I and I':Asano(1989), J:Iwasaki et al.(1989), K:Ozel et al.(1996) and Iwasaki et al.(1995).

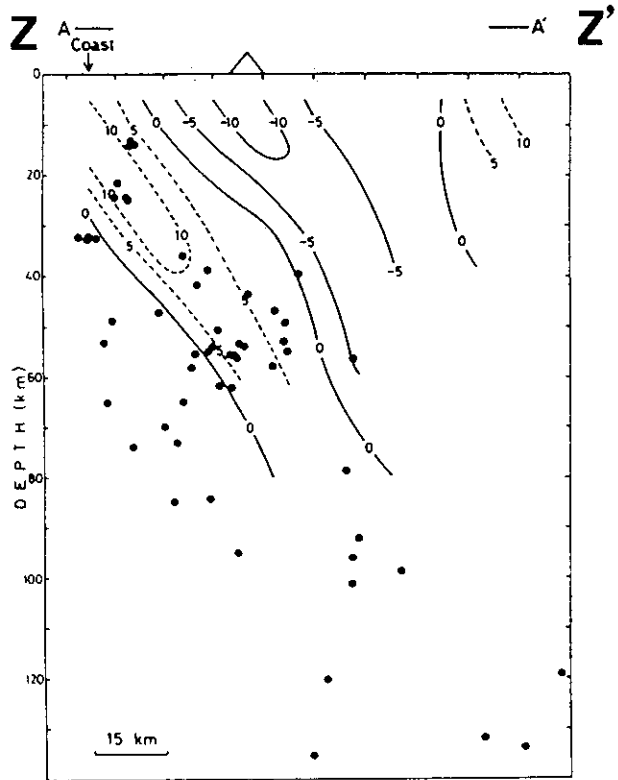


Fig.3 Vertical distribution of the slowness perturbation and of hypocenters(closed circles) across the Hidaka Mountains, figure after Miyamachi & Moriya (1984). Numerals represent P-wave velocity perturbations in percent. Areas surrounded by dotted lines and solid lines correspond low and high velocity zones, respectively.

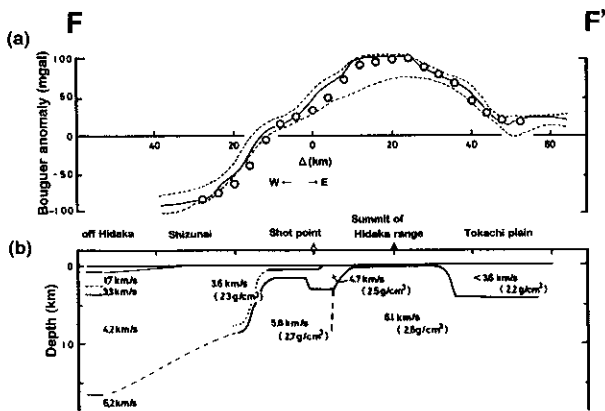


Fig.2 Bouguer anomalies and P-wave velocity structural model along the profile of F-F' in Fig.1, figure after Fujii & Moriya(1983). (a):Bouguer anomalies in the zone with a width of 10km on both sides of the profile. Dotted lines represent the maximum and minimum Bouguer anomalies. Open circles are calculated Bouguer anomalies from the structural model. (b): P-wave velocity structural model.

る。この研究により、日高山脈は大規模な衝上断層構造を形成していることがはじめて明らかとなった。Miyamachi & Moriya (1984) は18の臨時観測点を含む27の観測点を使って、北東下りの低速度域と日高山脈東部の高速度領域がより鮮明な断面図を作った (Fig. 3)。これらの地震波速度の3次元地殻構造の研究により日高山脈は千島外弧と北部本州外弧の地殻の

大規模な衝上断層構造を構成するというテクトニックな意味が明確になった。

爆破による屈折法地震探査は、1984年に日高山脈西部の長さ60kmの測線 (Fig. 1 の H-H' ; 爆破地震動研究グループ, 1986) と、1992年に門別町から日高山脈北部を横切り、津別町へ達する、長さ180kmの測線 (Fig. 1 の K-K' ; Ozel et al., 1996 ; 岩崎ほか, 1995,) で行われた。1984年の観測では、深さ10km程度の上部地殻の構造が推定された。この観測では、測線が新第三紀、神居古潭変成帯、蝦夷層群を横切っており、P波速度構造は表層地質と良い対応を見せている (Fig. 4)。これによれば、低速度物質内に高速度の岩帯があって、これが北西部にある非常に低速度で減衰の大きい物質 (おそらく新第三紀の層) の上に乗り上げる構造が示されている。1992年の測定では、測線南西端の日高山脈西部に設けた爆破点からの地震波が日高山脈直下にある強い減衰域を通過したため、40km程度しか観測されず深部構造は得られなかった。Fig. 5 に示すように岩崎ほか (1995) の1992年の測線の解析から、日高山脈西部の下でP波速度6 km/sの層が十勝側から南西方向へ低速度の物質の上に押し上がる逆断

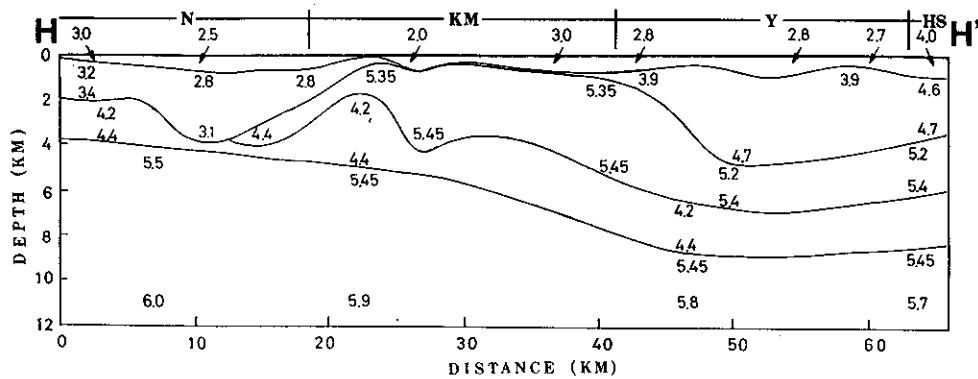


Fig.4 P-wave velocity structure of the crust in the profile of H-H' in Fig.1, figure after Research Group for Explosion seismology(1988). Numerals represent P-wave velocities. The profile crosses four geological divisions; N:Neogene sedimentary rocks, KM:Kamuikotan Metamorphic Belt, Y:Yezo Group, and HS:Hidaka Super Group.

層構造が読みとれる。この形状は3次元インバージョン法の結果と似ている。

## 2. 日高山脈東部，十勝平野

1992年の観測では，十勝平野の地殻構造は比較的精度良く求められている (Fig. 5)。ここでは堆積層が発達しているが上部地殻と下部地殻の間に6.4-6.5km/sとやや高速度の層が10-20kmの深さにある。深さ20kmにある下部地殻の6.7km/s層の上面は日高山脈へ向かって浅くなるように緩やかに傾斜している。一方，十勝平野堆積層の構造は Matsushima & Okada (1990)，松島ほか(1991)によって微動探査により基盤面の深さが3次元的に推定された。これによれば堆積層直下の基盤の形状は一様ではなく，十勝平野中央部に日高山脈と平行な南北の走行をもった深さ1.5-2km，幅約15kmの舟状盆地地形を形成している。

## 3. 日高山脈南西沖

浦河沖の太平洋では Den & Hotta (1973)，Asano et al. (1979)によってハイドロフォンと海中爆破により屈折法探査が行われ，上部地殻構造が推定された。6.2km/s層までの深さは10km前後もあり，堆積層が発達している。特に日高山脈に近い海岸付近では堆積層が発達し，日高側の陸へ向かって堆積層が異常に厚くなって15km以上にもなる可能性がある。しかしモホ面はの深さは不明である。

## 4. モホ面

広域的な3次元インバージョン法による調査では Zhao et al. (1990, 1992a, 1992b)，Zhao & Hasegawa (1993)の研究がある。これらの研究では，日高山脈の付近で低速度物質の上に高速度物質が乗上げるような衝上断層構造は見られず，日高山脈は調査領域の端になっているためか，短波長構造の解像度は低い

と考えられる。一方 Miyamachi et al. (1994)の研究では，モホ面は日高山脈に向かって深くなり，日高山脈直下で約32km，最も深いところは渡島半島の東側で約36kmとなっている。しかしやはり日高山脈の Miyamachi & Moriya (1984)が示した衝上断層構造は見られないので短波長構造の解像度は低いと思われる。一連の広域的な研究では，構造を多数のブロックに切り，その平均速度を求めるのではなく，モホや地殻内部に境界面を設定し，その形状と速度を推定する方法がとられている。この方法では領域内で境界が連続していることを前提としているので，日高山脈のような複雑な構造は平均化されてしまうと考えられる。北海道の地下構造をインバージョンで解析する場合，初期条件として，モホ面をあらかじめ日高山脈をはさんで東西に分けておくことが必要であろう。

日高山脈とその周辺だけのインバージョン法の結果では，32km深さにP波速度が5.5-6.0km/sの低速度物質の存在が示された (Miyamachi & Moriya; 1984)。地震の震源の空間分布から見ると，この低速度物質の直下に，太平洋プレートの沈み込みによる深発地震面があるため，島弧陸側のマントル物質は存在しないと考えられる。(Fig. 3, Fig. 6, Fig.11, Fig.20を参照)。

## 5. 総合的な日高山脈その周辺の地下構造

Fig. 6は以上述べた研究に基づいて推定した浦河沖から日高山脈を経て十勝平野そして津別町にいたるP波速度の地殻構造断面である。津別から十勝平野にいたる構造は岩崎ほか(1995)および Ozel et al. (1996)によった。日高山脈の速度分布は Miyamachi & Moriya (1984, 1987)の結果から得た。十勝平野の測線は日高山脈での研究領域よりやや北にずれるが地殻構造が南北に大きく変化していないと仮定した。しかし十勝平野から日高山脈にかけての構造は従来のイメージとは異なり，単純に西へ高速度物質がせりあ

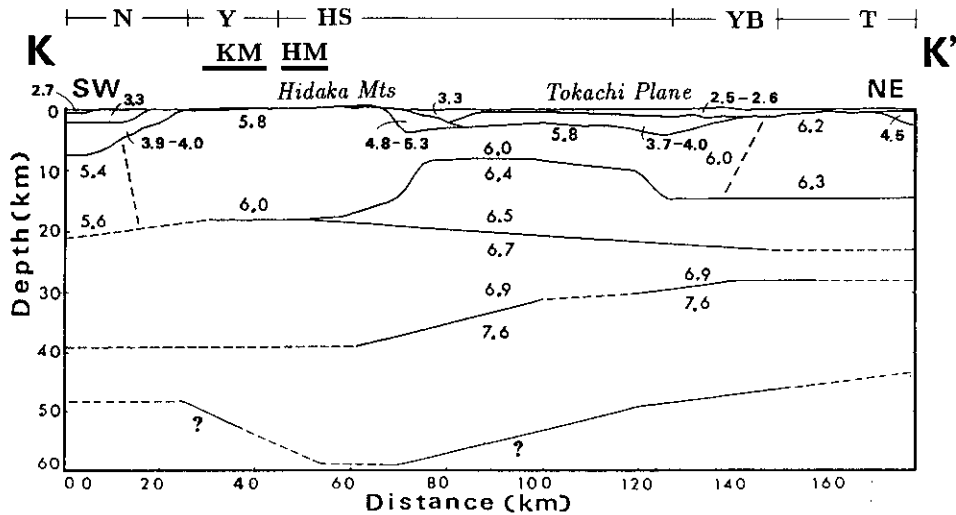


Fig.5 P-wave velocity structure of the crust in the profile of K-K' in Fig.1, figure after Ozel et al.(1996). Numerals represent P-wave velocities. The profile crosses seven geological divisions; N:Neogene sedimentary rocks, Y:Yezo Group, HS:Hidaka Super Group, YB:Yubetsu Belt, T:Tokoro Belt, KM: Kamuikotan Metamorphic Belt, and HM:Hidaka Metamorphic Belt.

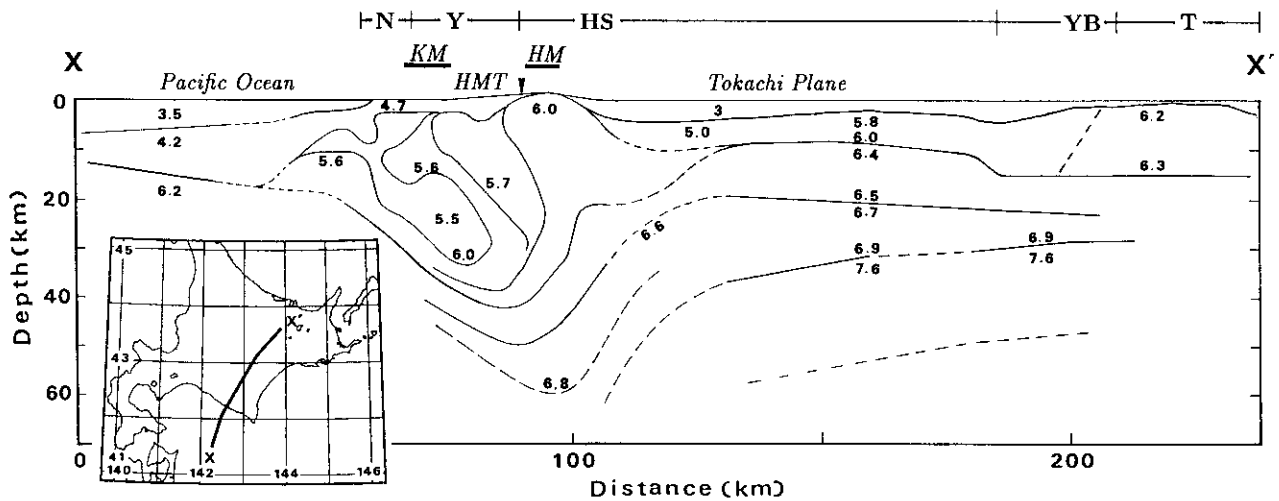


Fig.6 Inferred P-wave velocity structure of the crust in the profile from off Iidaka to northeastern Hokkaido. Five structural studies of Miyamachi & Moriya(1984, 1987), Asano et al.(1979), Ozel et al.(1996), and Iwasaki et al. (1995) are mainly referred. Numerals are P-wave velocities in km/s. Dotted lines denote inferred iso-velocity lines. The profile crosses seven geological divisions; N:Neogene sedimentary rocks, Y:Yezo Group, HS:Hidaka Super Group, YB:Yubetsu Belt, T:Tokoro Belt, KM:Kamuikotan Metamorphic Belt, and HM:Hidaka Metamorphic Belt. HMT denotes the Iidaka Main Thrust.

がっているのではない。P波速度が6 km/sの層は西へ向かって上昇しているが、6.4km/sより大きい速度の物質は西へ向かって深くなるのが考えられる。

浦河沖と日高山脈および、日高山脈と十勝平野の接続部分の構造は不明であるが、浦河沖と日高山脈の間の6 km/sの境界面はスムーズにつながるように見える。このつないだ部分に1982年3月21日の浦河沖地震

(M7.1)が発生した。この地震のメカニズム解は北東-南西の圧縮力を持つ逆断層型であった。余震分布を北東-南西の断面図上で見ると、インバージョンで得られた北部本州弧から延びる6 km/s層に沿って南西から北東へ深くなって分布しており、地震によって生じた主断層は北部本州弧と千島弧の6 km/s層の間にあることがわかった(森谷ほか, 1983; Miyamachi &

Moriya, 1987). この地震の発生は、日高山脈の大規模な衝上断層は少なくとも南部では現在も活動していることを示した。一方日高山脈東部の十勝平野との接続部分では速度構造はスムーズにつながらず、急変しているか、不連続になっていると考えざるを得ない。事実、十勝平野の西縁には、長さが20km以上の光地圏断層が日高山脈の走向に平行に走っている(活断層研究グループ, 1991)。またこの断層と日高山脈の尾根との間で1970年1月21日の日高山脈南部地震(M6.7)が起こっており、この地震のメカニズム解もやはり北東-南西の圧縮力を示した。この地震の余震の震源分布から見ると縦ずれ型で、日高山脈側が上昇し、十勝平野側が沈降する断層運動であった(森谷, 1972, 1983)。このように日高山脈の東側では垂直な断層や深部に複雑な構造の急変部分が存在する可能性がある。

山脈の尾根に沿って観測されている正の重力異常は高密度・高速度の物質が地表近くの地下に存在していることを暗示している。そして確かに地表にはかんらん岩などの高密度の岩石が見られる。地表にあるかんらん岩の近傍で観測された人工地震波からは7 km/sを越えるP波速度が観測されている(森谷・宮町, 未発表資料)。しかしこのような高密度・高速度の物質が日高山脈の地下全体に存在するとは思われない。なぜなら自然地震の走時異常の研究からも日高山脈周辺の観測点では北海道全体に比較して遅い異常が見られるからである(Miyamachi & Moriya, 1984, Miyamachi et al., 1994)。したがってこの高密度の物質は、地表付近にあるために日高山脈全体からみれば重力異常には大きな影響を与えてはいるが極めて局地的であると考えられる。

#### そのほかの地球物理的調査

##### — Q 分布, MT 法による地下探査 —

古村・森谷(1990)は地震波のP波初動のパルス幅の地域的变化に注目してパルス幅法を適用し、日高山脈の3次元減衰構造を推定した。0-15kmの深さ範囲の平均的Qは51、25-50kmの範囲では85、50-75kmの範囲では113が、それぞれ得られていて全体的に小さい値である(パルス幅法で得られるQ値はほかの方法に比べて1/2程度の値になる場合が多い)。3次元的には速度構造と同様に複雑な分布になっている。南西から北東へ傾斜した低Q域は低速度・高地震活動域、また山脈直下の高Q域は高速度・低地震活動域に対応することがわかった。低Q領域のQ値は25程度かさらに低い値と考えられる。地震波が大きく減衰した事例は1993年1月15日に起こった釧路沖地震(M7.8)を、日高山脈南西部の2ヶ所で観測した強震記録である。これらの最大加速度振幅は、日本で観測された同

じ距離での平均値のわずか1/5程度しかなかった(武村, 1993)。

Ogawa et al. (1994)はMT法電気探査によって日高山脈北部を横断する構造探査を行った。電気抵抗により、新第三紀堆積層、神居古潭変成帯、および日高変成帯が識別でき、蝦夷層群の深さ10km程度には低抵抗の岩石が存在することが示された。この低抵抗の岩石は低Q域・低速度域・高地震活動域に相当することがわかり、この岩石の存在する部分は沈み込んだ海洋性地殻の可能性が極めて高いことが示唆された。

#### 地震活動

##### 1. 震源の空間分布

日高山脈とその周辺の地震活動は地殻構造とどのような関係があるのだろうか。詳しい震源分布やメカニズム解を得るために北海道大学理学部地震観測地域センター(RCEP)、気象庁、および著者の一人が行った臨時地震観測のデータを総合的に解析して、震源再決定を行った。震源決定計算において、決定精度の極端に低いもの、観測点数が少ないもの、S波の読みとり値の無いもの、あるいは震央が内陸部にあっても観測点で囲まれないものを廃棄した。観測されるS-P時間と地殻構造の $V_p/V_s$ は震源時間を推定するために重要だが、 $V_p/V_s$ については日高山脈の東西で大きく異なっている(森谷, 1983)ことを考慮した。また計算に用いた地殻構造モデルは、森谷(1986)が用いた、通常よりはかなり低速度の地殻構造を持つ平行層のモデルである。Fig. 6で示した複雑な構造を平行層で近似することは系統的な誤差を生み出す原因となる。Miyamachi & Moriya(1984)によれば、日本の平均的なP波速度の地殻構造の平行層モデルを使って計算した震源の深さと、インバージョンの結果得られた震源の深さとを比較すると、日高山脈西部では後者が最大で約10km浅くなり、日高山脈中央部から東部では最大で約10km深くなっている。著者らが以前から用いているP波速度構造と観測点補正值(森谷, 1986)は、Miyamachi & Moriya(1984)が求めた1次元速度構造モデルを参考にしたもので、この方法で決めた震源位置とインバージョンで決めた震源位置の違いが最も少ない。震源決定計算に使う観測点数は、震源が30kmよりも浅い場合には最少で4点であるがこのような地震の数は少なく、7から15点で決められる地震が最も多い。以上の点を考慮して信頼度の高い地震活動図を作成することを意図した。Mが約4以上または、P波初動極性が15点以上読みとられている全地震については、震源再決定で得られた方位角と入射角を用いてメカニズム解の決定を試みた。

RCEPは1977年以來、日高山脈周辺に6ヶ所(1983年以降7ヶ所)の観測点を設けてテレメータにより地

震観測を続けてきた(鈴木・本谷, 1981). また気象庁は, 日高山脈周辺の観測点としては1995年1月まで浦河Ⅱ, 浦河Ⅲ, 広尾Ⅱおよび帯広に地震観測点を維持してきたが, それ以降は, 平取, 三石, エリモ(北大エリモと同一地点), 忠類, および南富良野に変更, 増設した.

Fig. 7には常設の地震観測点と大まかな表層地質が示されている. Fig. 8とFig. 9は1982年から1995年までの間に起こった, 震源の深さ範囲が0-30kmおよび30-65kmの震央分布図である. 1970年日高山脈南部地震の本震・余震(森谷, 1983)も加えられている. またFig.10とFig.11は日高山脈を横断する断面に投影した震源分布である. 高い地震活動は浦河沖から日高山脈西部にかけて見られ, 20-40kmの深さに集中していて, 15kmより浅い場所ではほとんど無い. 注目すべきことは, 深発地震面よりは浅いが地殻内部よりは深いマントル内部の30-65kmの深さに存在する地震活動である. Fig.10とFig.11からは深発地震活動と地殻内部の地震活動に挟まれたマントル内にある地震活動の存在がはっきり現れている. なおFig.11の右側にある浅い地震活動はアサイスマックフロントよりも海溝側にある地震活動であり異常な地殻内部の地震活動ではない. 複雑なP波速度構造から生ずる誤差を考慮しても, 深さが30-65kmの地震は地殻内部ではなくマントル内部で発生していることは間違いないと考え

られる. 通常の地殻内部に発生する地震活動はその下限の深さが約20kmであって, これは地殻構成物質の脆性-延性境界を表している(小林, 1977; Sibson, 1982, 1984). この下限の深さを決めるパラメータは珪素の含有量, 応力, 空隙圧, 温度などであって, 一般には温度が300-350度付近の深さにある. したがって地震活動の下限と地殻熱流量とは密接に関係している. 地殻熱流量の測定値は日高山脈とその周辺では, 勇払付近にあるだけで(31mW/m<sup>2</sup>), 中央部にはない(Nagao & Uyeda, 1989). 地殻熱流量が31mW/m<sup>2</sup>の場合, 300-350度の深さは25-30kmになる(Sibson,

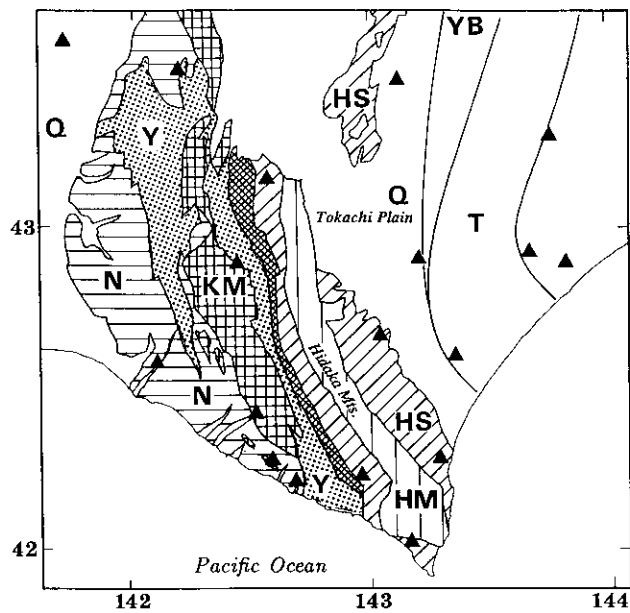


Fig.7 Locations of seismic stations operated by Hokkaido University and Japan Meteorological Agency (JMA) in the Hidaka Mountains, with surface geology after Watanabe et al.(1986); Q:Quaternary sediments, N:Neogene sedimentary rocks, Y:Yezo Group, KM:Kamuikotan Metamorphic Belt, HM: Hidaka Metamorphic Belt, HS: Hidaka Super Group, T: Tokoro Belt, and YB:Yubetsu Belt.

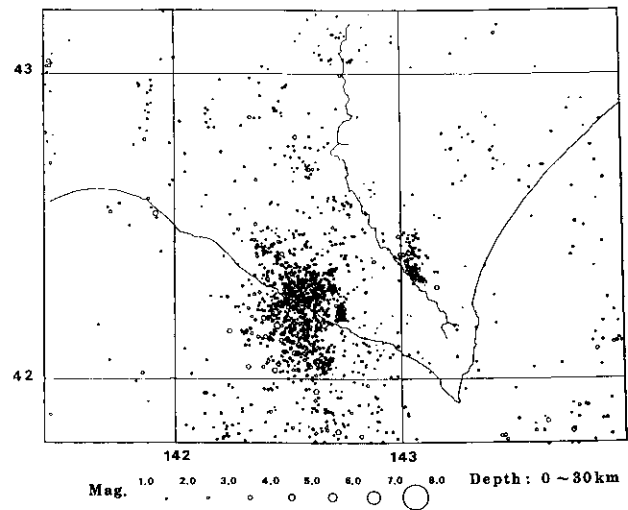


Fig.8 Distribution of epicenters of earthquakes which occurred in the period of 1971-1995, in the depth range between 0 and 30km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

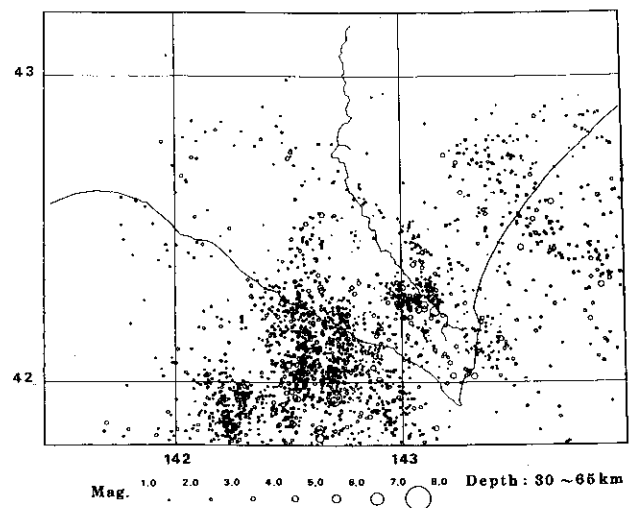


Fig.9 Distribution of epicenters of earthquakes which occurred in the period of 1971-1995, in the depth range between 30 and 65km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

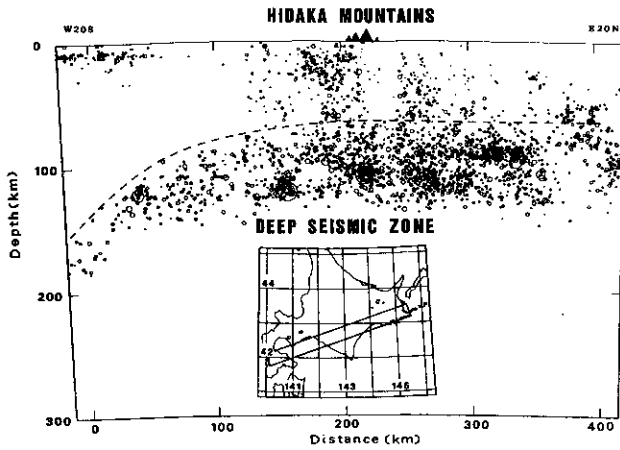


Fig.10 Distribution of hypocenters of earthquakes projected on to a vertical plane striking W20S-E20N. We selected the earthquake data locating in the rectangular oblong in the inserted figure, and occurring in the period of 1971-1995. An estimated upper boundary of the deep seismic zone is shown by a broken line.

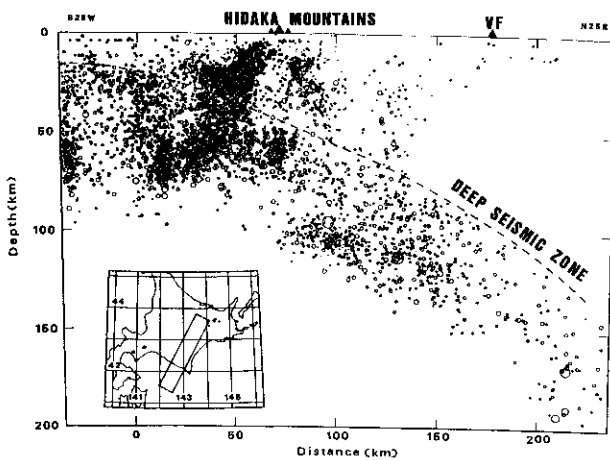


Fig.11 Distribution of hypocenters of earthquakes projected on to a vertical plane striking S25W-N25E. An estimated upper boundary of the deep seismic zone is shown by a broken line. We selected the earthquakes data locating in the rectangular oblong in the inserted figure, and occurring in the period of 1971-1995. Location of the volcanic front is shown by VF.

1982; Meissner & Strehlau, 1982; Ito, 1990). しかしこの付近の地震活動の下限は60km程度であって、もっと高い温度に脆性-延性境界があるような物質、つまりマントル物質内(小林, 1977; Kuznir & Park, 1986)での地震活動であることが考えられる。このやや深い地震活動は火山フロントのすぐ南側まで続いている。

## 2. メカニズム解から推定される応力場

深さ65kmまでもおよぶ地震活動を持つ日高山脈はどのような応力場なのか、特徴ある地下構造とどのような関係にあるのか、地震のメカニズム解から検討してみる。日高山脈から浦河沖にかけては日本でも地震活動が高く多くの研究者によってメカニズム解が調べられてきた(Ichikawa, 1971; 鈴木ほか, 1983; 海野ほか, 1984; Miyamura & Sasatani, 1986)。これらはほとんどが太平洋プレートの沈み込みによる地震に対する研究で、日高山脈内部の地震は少数しか扱われていなかった。1982年浦河沖地震は太平洋プレートの沈み込み方向(Minster & Jordan, 1978)とはおよそ90度異なる圧縮軸を持っていて(森谷ほか, 1983)、日高山脈内部に複雑な応力場が存在することがわかった。森谷(1986)は、北海道内陸部に起こる地震のメカニズム解を調査して、圧縮力は東西となり、日高山脈の南部では、北東-南西へと変化することを示した。日高山脈の直下70-130kmには深発地震活動があって、二つの領域で圧縮軸がおよそ90度異なっていることになる。

本研究では、震源再決定で得られた各観測点への方位角と射出角を使って、1985年以降の地震についてP波初動極性を用いてメカニズム解を決定した。メカニズム解の二つの節面のそれぞれの伏角と方位角の精度は、観測点の分布、伏角の大小、P波初動極性の読み違い、震源決定の誤差から生ずる方位角と射出角の誤差が影響する。Fig. 6で示した複雑な地震波速度構造では、震源再決定に平行層モデルが使われているために仮に深さが正確に決定されたとしても、方位角や射出角に誤差が生じているはずである。しかし、構造の複雑さのほかに観測点の分布や、節面の伏角の大小でもメカニズム解の精度は左右されるので、構造の複雑さだけから生ずる誤差を定量的に評価することは非常に難しい。実際にメカニズム解を決める作業を通して見積られる誤差は5-10度程度であろう。

森谷(1986)が決めたものを含め、日高山脈内部に起こった地震のメカニズム解を、合計60個について、Fig.12, Fig.13, Fig.14, およびFig.15に逆断層型、横ずれ型、縦ずれ型、正断層型の4種類に分けてそれぞれ示した。得られた解には上記4種類の間中型もあり、分類は多少恣意的である。Fig.12-15からメカニズム解の型によって空間的に分布する領域が偏っていることがわかる。逆断層型は日高山脈の西部、南西部に、横ずれ型は北部、南西部と西部に、縦ずれ型は中央部、東部に、正断層型は峰の直下と西部の一部にそれぞれ分布する。メカニズム解の型は様々であるが、そのダイアグラムの周囲部分から推定される最大水平圧縮力軸(SHmax)および最小水平圧縮力軸(SHmin)の方向は比較的揃っている(Fig.16, およびFig.17)。なおメカニズム解から決められるのは三つの応力の主



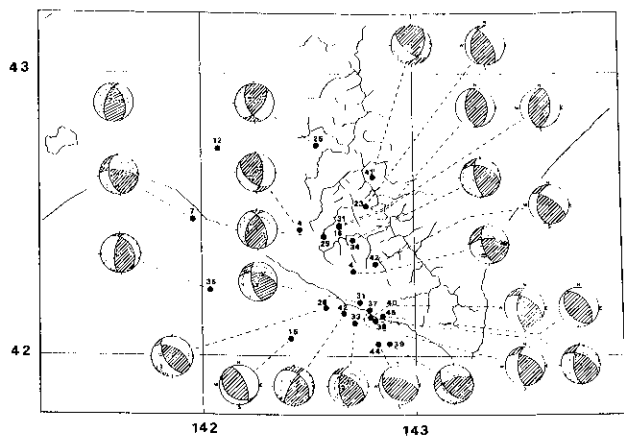


Fig.12 Distribution of mechanism solutions which have a reverse fault type in the Hidaka Mountains. Numerals are depths of hypocenters in km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

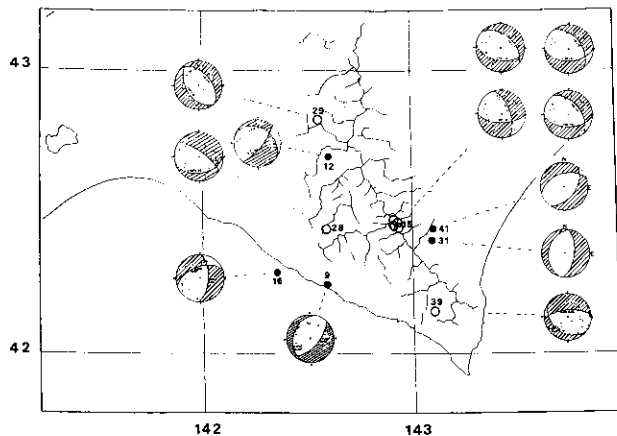


Fig.15 Distribution of mechanism solutions which have a normal fault type in the Hidaka Mountains. The normal fault type can be divided into two types, one has a nur-vector striking NW-SE(open circle) and another has a nur-vector striking NE-SW (closed circle). Numerals are depths of hypocenters in km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

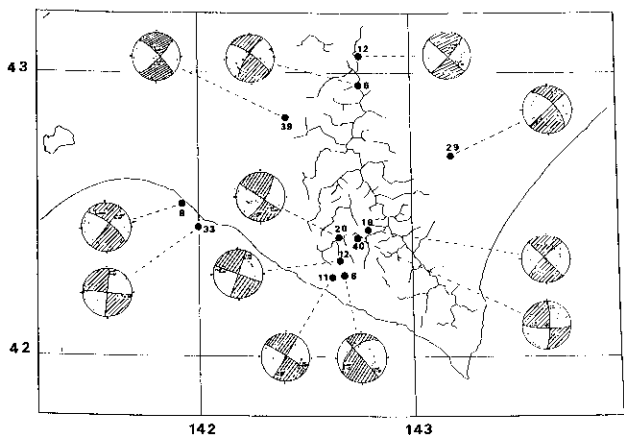


Fig.13 Distribution of mechanism solutions which have a strike-slip fault type in the Hidaka Mountains. Numerals are depths of hypocenters in km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

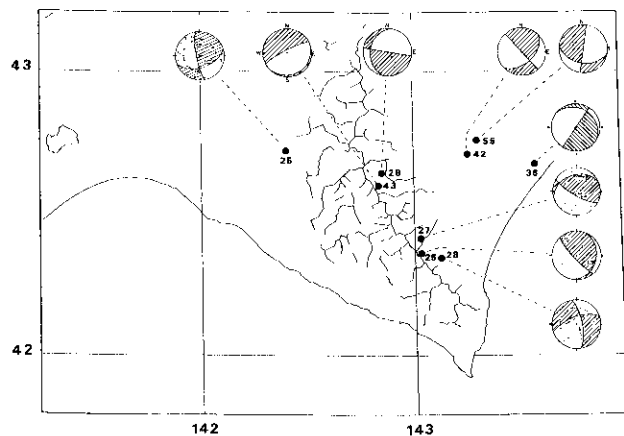


Fig.14 Distribution of mechanism solutions which have a vertical or horizontal fault type in the Hidaka Mountains. Numerals are depths of hypocenters in km. The ridges of the Hidaka Mountains are shown by bending lines.

軸方向であり、絶対量は決められない。したがって、P軸やT軸の方向を水平面あるいは断面に投影して議論することは意味がない。北海道の地殻・マントル内部に水平な東西の圧縮力と、水平な南北の張力が働いているとすれば、メカニズム解にはFig.18に示すように、

- 1：東西の圧縮力軸，南北のヌル軸をもつ逆断層型，
  - 2：東西の圧縮力軸，南北の張力軸を持つ横ずれ型，
  - 3：東西のヌル軸，南北の張力軸を持つ正断層型，
- の三つの型が現れるはずである(日高山脈南部では各軸は反時計回りに約40度回転する)。実際にはこれらのほかに、二つの節面がほとんど水平と垂直になる解も日高山脈の尾根から東側に分布しているので4番目の型とした。1970年1月21日の日高山脈南部地震(M6.7, Stauder & Mualchin, 1976)もこの型に含まれている。この地震の余震は、深さ10-30km, 幅15kmのほぼ垂直な面状に分布していた(森谷, 1972, 1983)。これらから、この地震は日高山脈側が上昇し、十勝平野側が沈降する垂直な断層運動によって起こったと考えられる。節面がほとんど水平または垂直になる解の存在は、地殻マントル内部に、地表面に対して45度程度傾斜した圧縮力と張力が存在することを示している。この圧縮力は北海道に広く分布する東西の圧縮力と、日高山脈直下の鉛直方向の圧縮力が合成されて生じたと考えられる。

Fig.15に示したように正断層型には2種類あり、一つは東西(北東-南西)のヌル軸，南北(南東-北西)の張力軸を持つ型(以降N型と記す, Fig.15の黒丸)，もう一つは南北(南東-北西)のヌル軸，東西(北東-南

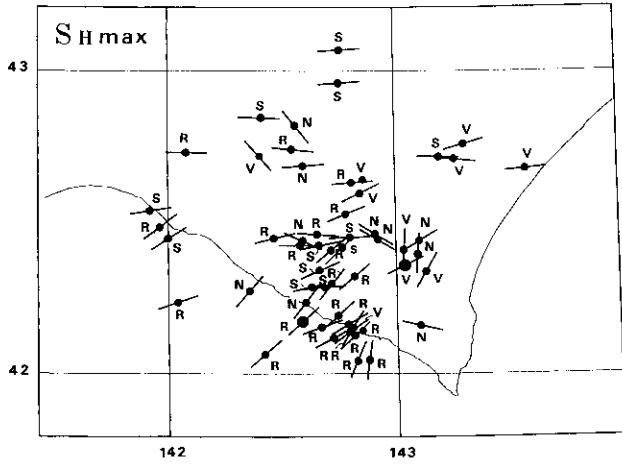


Fig.16 Azimuthal distribution of maximum horizontal stress directions inferred from circumferences of the four types of mechanism solutions, reverse fault(R), strike-slip fault(S), normal fault(N) and vertical or horizontal fault (V) types, respectively. Two epicenters of large earthquakes ( $M > 6.5$ ) are shown by large solid circles.

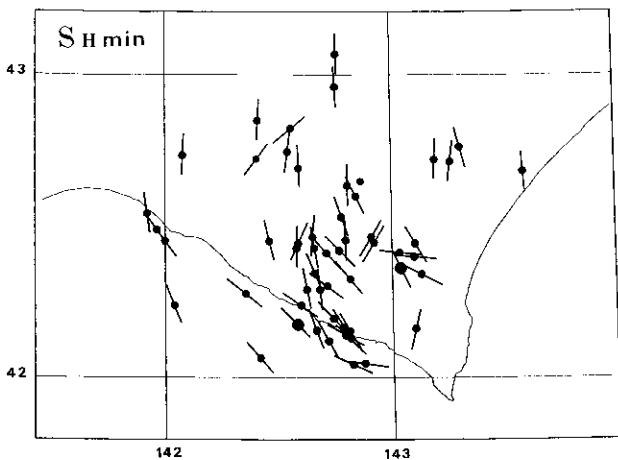


Fig.17 Azimuthal distribution of minimum horizontal stress directions inferred from circumferences of the mechanism solutions.

西)の張力軸を持つ型(以降H型と記す, Fig. 15の白丸)である。南西部の海岸付近は1982年浦河沖地震の最大余震が発生した場所で、N型の余震が集中して発生した(森谷ほか, 1983)。H型は主に山脈直下に分布している。H型が存在しうる応力場としては、鉛直方向の圧縮力が大きく、南北の圧縮力が小さく、東西の圧縮力が局所的に変化するような場が考えられ、そのような応力場で起こり得る地震のメカニズム解には Fig. 19に示すように、

- 1: 東西の圧縮力軸, 南北張力軸を持つ横ずれ型,
  - 2: 東西のヌルベクトル, 南北の張力軸を持つ正断層型,
  - 3: 南北のヌルベクトル, 東西の張力軸を持つ正断層型,
- の三つの型が現れるはずである。

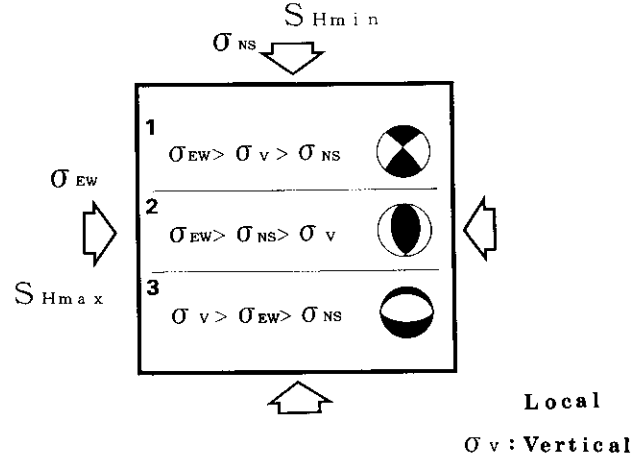


Fig.18 Possible three mechanism solution types for earthquakes which occur by horizontal E-W maximum and N-S minimum stresses and locally changing vertical stress.

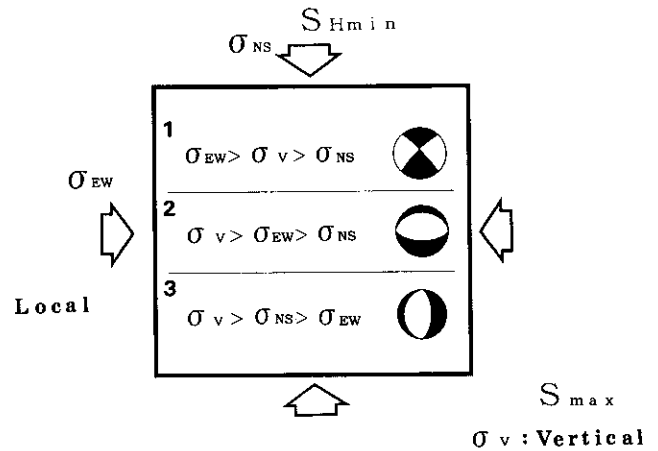


Fig.19 Possible three mechanism solution types for earthquakes which occur by vertical maximum and horizontal north-south minimum stresses and locally changing horizontal east-west stress.

1 番目の横ずれ型, および 2 番目の N 型の正断層型は東西圧縮の場においても, 鉛直圧縮の場でも存在しうることがわかる。3 番目の正断層型は H 型に相当して, この応力場では東西の水平圧縮力が局所的に非常に小さくなっている。日高山脈直下で横ずれ型が存在せず, N 型と H 型が混在することはここでの鉛直方向の圧縮力が非常に大きいことを示していると考えられる。北海道で支配的な東西圧縮力が, 日高山脈の直下で最も小さくなる理由は, 衝上断層構造や日高山脈直下の太平洋プレートとの衝突運動に隠されていると考えられる。

### 3. 太平洋プレートの沈み込みとの関係

太平洋プレートの沈み込みに伴う地震活動と日高山脈の地震活動との関係を見るために, メカニズム解を

比較してみる。日高山脈の南部では太平洋プレートの沈み込みによる地震活動が日高山脈の地震活動と完全に接している所がある (Fig.11)。Fig.20は日高山脈南部の横断面に投影した震源分布、メカニズム解で分類される三つの領域、およびメカニズム解である。領域Aでは太平洋プレートの沈み込みによって起こる低角逆断層型が卓越して変化は少ない。この領域のスリップベクトルを海溝軸に直交する断面に投影すると、湾曲した深発地震面の上面の接線のように揃って分布している (Miyamura & Sasatani, 1986)。ところが日高山脈南部の深さ45-60kmのおよそ(15km)<sup>3</sup>の立方体 (Fig.20中の領域B)の中に地震活動が集中している所では全く異なっている。ここは2年に1度はM

5級の地震が起っており、定常的に地震活動が高い場所である。そして震源が集中してはいるが、これらのメカニズム解は、非常に変化に富んでおり、この領域は複雑な応力場となっていることがわかる。日高山脈の構造から考えられることは、領域Bでは千島外弧との衝突により沈み込んだ北部本州弧の地殻が太平洋プレートにも衝突している。ここでは二重の衝突によって生じた歪を地震によって解消しているため、メカニズム解が複雑になるのであろう。Fig.20の領域C (日高山脈)内には、南東部で起きた(1)1970年日高山脈南部地震 (M6.7, 森谷, 1972, 1983), 南西部で起きた(2)1982年浦河沖地震 (M7.1, 森谷ほか, 1983), および直下で起きた(3)1993年2月1日 (M4.6)のメカ

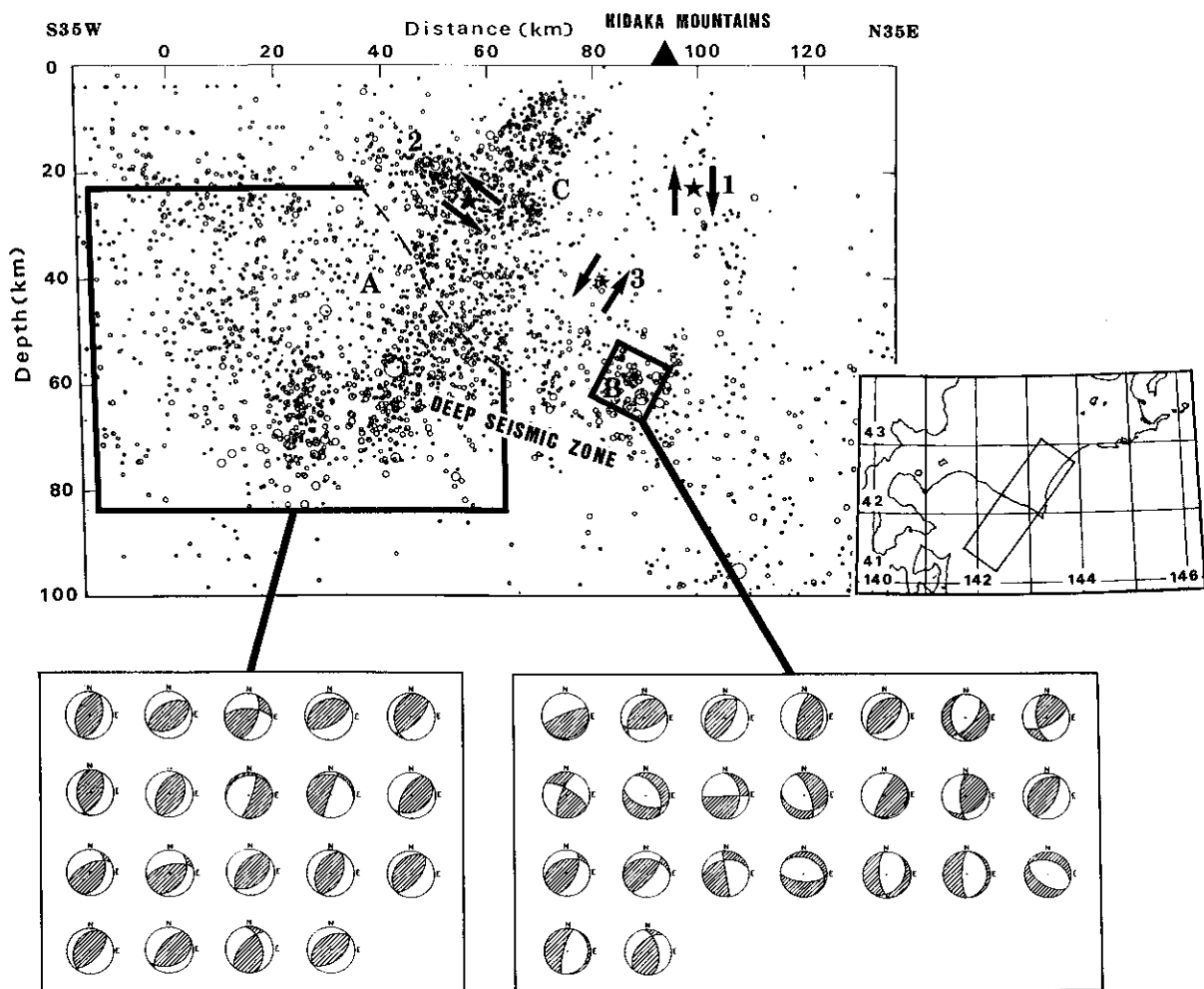


Fig.20 Distribution of hypocenters of earthquakes and three fault motions projected on to a vertical plane striking S35W-N35E. Mechanism solutions of earthquakes can be distinguished in three region. In the Pacific plate (A), reverse fault type having a P-axes with NW-SE direction is preomiant, in (B) region, the collision zone of the subducting Northern Honshu crust with the Pacific plate beneath the Hidaka Mountains, many types of the solutions appear. Beneath the Hidaka Mountains (C), we showed the solutions in Fig.12, 13, 14, and 15. Three fault motions determined by mechanism solutions and the aftershock distributions are shown; (1)Hidaka Sanmyaku Nanbu Earthquake (M6.7) of Jan., 21, 1970, (2)Urakawa-oki Earthquake (M7.1) of Mar., 21, 1982, (3) Erimo Earthquake (M4.6) of Feb., 01, 1993.

ニズム解と余震分布から推定される断層運動を示した。(3)の地震はFig.15の深さ39kmのH型の正断層地震であって、余震は南下がりの面状に配列しているため、震源には鉛直方向の圧縮力が働いたことがわかる。これら三つ地震の断層運動から、日高山脈直下の狭い場所では、周辺部分とは応力状態が変化して鉛直方向に圧縮力が働いていることがわかる。

日高山脈の直下の鉛直方向の圧縮力の成因として次の三つが考えられる。

- 1：地殻が十勝側から日高山脈に向かってしだいに上向きあるいは下向きに曲げられて、東西の圧縮力が鉛直方向に変化する。
- 2：千島外弧の下へ沈み込んだ東北地方の地殻がさらに北海道の下で太平洋プレートとも衝突して、このために鉛直方向の圧縮力が生ずる。
- 3：日高山脈の地殻が厚いため重力により鉛直方向の応力が生ずる。

2は南部だけの現象であるが、これらの原因が組合わされていることも考えられる。いずれにせよ日高山脈の直下では地震を起こす応力は構造に強く支配されていると考えられる。領域Aと日高山脈の地震活動(Fig.20の領域C)との空間的な境界は震源分布からは明瞭ではないが、異なるメカニズム解の分布からFig.20の点線で示したように推定される。

N型の正断層型は単に鉛直方向の圧縮力で発生するという理由のほか、構造上の理由によることも考えられる。Fig.21に示すように、日高山脈の尾根は、中央

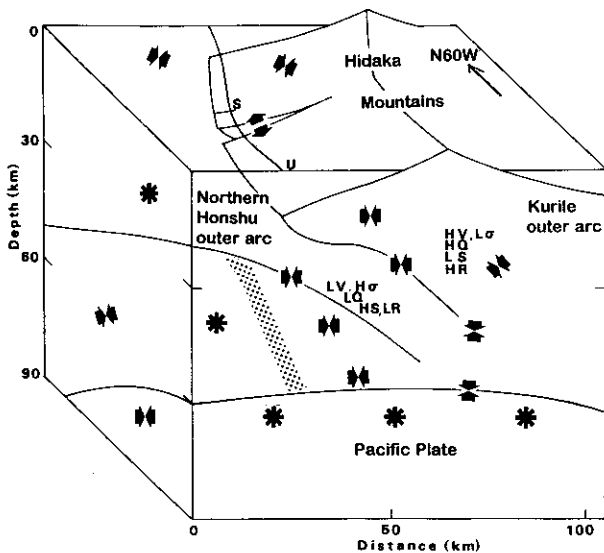


Fig.21 A schema representing geophysical characteristics of the structure, and state of the stress in the Hidaka Mountains and the Pacific plate. Arrows denote azimuths of stresses. Asterisks represent compressional stresses acting normal to vertical surfaces of the model. Letters in the figure denote as follows; H:high, L:Low, V:seismic velocity, Q:quality factor, S:seismicity, R: resistivity, and  $\sigma$ : $V_p/V_s$ .

部から走向を南東へ変えている。このため北部本州弧側の地殻へ乗り上げた千島弧側の地殻の先端部分に強い南北(南東-北西)の張力が働くことになって、Fig.18(C)とFig19(B)で示される応力状態となるからである。

## 考 察

日高山脈を中心とした地震波速度構造を多くの研究から推定した結果、Fig. 6で示したように大規模な衝上断層構造が従来より明確なものとなった。北海道を含む千島外弧は太平洋プレートの斜め沈み込みによって西へ引きずられ、その最西端の日高山脈では北部本州弧と衝突していると解釈されてきた(木村, 1981)。北海道の地殻変動もこの考えで良く説明される(多田・木村, 1987)。地震波速度構造を考慮した地震の空間分布の研究から、日高山脈の地殻内部のみならずマントル内部でも地震が発生しており、20-40kmの深さ範囲で最も地震活動が高いことがわかった。日高山脈の浅い部分は衝上断層構造の上盤側に相当しており、ここではほとんど応力のかからない自由端と考えられる。およそ30kmより深い地震はマントル内部で発生していると考えられる。

メカニズム解の研究からは千島外弧の西進運動によって発生する東西(南部では、北東-南西)の圧縮力、南北(南部では北西-南東)の張力が働いていることがわかった。日高山脈とその周辺では、逆断層型、横ずれ型、縦ずれ型、およびN型とH型の二つの正断層型のメカニズム解が見られ、型によって空間的に分布する領域が偏っている。日高山脈直下だけに見られるH型は東西圧縮の応力場では起こりえず、鉛直方向に最も大きい圧縮力がなければ説明ができない。鉛直方向に圧縮力が働く理由には、日高山脈の地殻構造だけではなくその底部が太平洋プレートと衝突していることに原因があると考えられる。深発地震面の形状から見ると、北海道の下へ沈み込む太平洋プレートは日高山脈の下で大きく変形して傾斜方向を北西から西へ変えており(例えば、Miyamachi et al., 1994)、その急変部が日高山脈南部の下約60kmの深さで衝突している。Fig.21には日高山脈下の応力状態の概略を示してある。

ほかの地域で日高山脈のような地殻の衝上断層構造が存在し、そこにおける地殻深部・マントルの地震活動が調べられた例は多くはない。Deichmann(1992)によればスイス北部のアルプスでは、通常の地殻よりは深い30kmのモホ面直上までに地震活動が見られ、それらのメカニズム解は横ずれか正断層型であって逆断層型はない。正断層型はここで言うN型に相当し比較的多く発生しているが、H型は見られない。Patton & Zandt(1991)によればアメリカ・ネバダ州北部では

横ずれか正断層型であり逆断層型は見られない。正断層型はすべてN型であってH型はない。シェラネバダ山地の西部には深さ40kmに地震活動が見られる(Marks & Lindh, 1978)がここでの地震のメカニズム解については不明である。このように他の地域と比較すると日高山脈に存在するH型は極めて特異な現象と思われる。

日高山脈で起こった地震のメカニズム解から推定される最大水平圧縮力(SHmax)と最小水平圧縮力(SHmin)の方向を見ると、日高山脈北部・中部南部ではSHmaxが東西であるが南部では北東-南西に変化している。ここでは千島外弧の西進だけではなく、北部本州外弧が北上しているために、これによって生ずる合成力を見ていることになると考えられる(Moriya, 1986)。

日高山脈型と太平洋プレート型の地震活動の境界(Fig. 17のAとCの境界)の浅部がどこまで南へ延びているかはわかっていない。ここでは1968年十勝沖地震(M7.8)の最大余震(M7.5)が起こっていて、正断層型のメカニズム解を持っていた(Kanamori, 1971)。これはここで述べたN型に相当するので、日高山脈の南西沖の地殻内でも日高山脈のような応力場が広域的に存在することがわかる。しかし青森県の東部、海岸付近で発生する地震のメカニズム解(田中ほか, 1983)は、北西-南東のSHmaxを持っていて、渡島半島でのメカニズム解と似ている(森谷, 1986)。

北海道内陸部での地震活動で逆断層型のメカニズム解が卓越するのは日高山脈の南西部から西部、および石狩平野南部であるが、樺戸山地や天塩山地(森谷, 1986, 1992; 大村ほか, 1996)、サハリン南部にも発見され(Urban et al., 1990)、しかし北海道内の他の地域ではほとんど見られない。石狩・苫小牧低地帯東縁には活断層群があり、その中の馬追、嶮淵、軽舞活断層を横断する反射法地震探査が行われた(Fig. 1のI1とI2, 浅野, 1989)。ここでは浅部より深部の堆積層がより大きい傾斜を示し、永続的な活動を示す地下構造断面が得られている。日高山脈は確かに衝上断層構造を作り上げているが、大地震が発生しているのは南部と南西部だけであり、現在の主な造構活動は逆断層運動が卓越する日高山脈南部、同南西部、石狩平野東部へと移行していると考えられ、それはさらに、北部の樺戸・天塩山地、サハリン南部へ続いているものと考えられる。日高山脈中部・北部の直下に見られるH型正断層の地震活動は、逆断層運動が停止し、厚い地殻を支える重力によって発生している可能性がある。

日高山脈の地下構造と1982年浦河沖地震の断層運動から明らかのように、ここにおける逆断層運動は北部本州弧が千島弧南西端に衝突、沈み込むことを意味しているので、メカニズム解の逆断層型が卓越する地帯

は北アメリカプレートと北部本州マイクロプレート(Seno, 1985a)との境界と考えることができよう。Seno(1985b)は0.5Maにプレート境界は日本海東縁部に移動し、完了したと主張したが、地下構造と地震活動は日高山脈南西部、石狩平野、樺戸・天塩山地に遷移的なプレート境界の存在を示している。

## 結 論

日高山脈の地震波速度構造に関する研究を総合的に解釈した結果、Fig. 6のようなモデルが得られた。日高山脈の南西側では、地表の地質は複雑であるがP波速度6 km/sの層の上面はスムーズに東へ傾斜している。一方日高山脈の北東側では地表の地質、地形は単純であるが、深部では断層や急変部の存在が想像される。全体的に低地震波速度、低密度、低Qである。高重力異常は比較的浅部の極めて局所的にある高密度物質によって作られている。

日高山脈内部の地震活動の中心は20-40kmの深さにあって、最も深い地震は65kmにある。15kmよりも浅い地震活動は通常の場合と異なり低い。

日高山脈南部の直下約60km付近では太平洋プレート、北部本州外弧、および千島外弧が三重衝突をしている。ここでは島弧側のマントル物質は存在しないと思われる。そして(15km)<sup>3</sup>の狭い領域で様々な型のメカニズム解を持った地震が定常的に発生している。

太平洋プレートの沈み込みによる地震はおおよそN60WのP軸を持つ低角逆断層のメカニズム解を持つ。一方日高山脈内部では、SHmaxは中・北部で東西、西・南西部で北東-南西、SHminは中・北部で南北、西・南西部で南東-北西、の方向を持つ。これらの方向は北海道全域と比較しても大きくは変わらない。メカニズム解は逆断層型、横ずれ型、縦ずれ型(水平ずれ)、および正断層型の四つに分類される。断層の型によって分布する場所が偏る傾向がある。逆断層型は西・南西部に多い。横ずれ型は北部から南部まで広く分布する。縦ずれ型は東部に多い。正断層型はヌル軸の方向が異なるN型とH型の二つに分けられる。ヌル軸が東西(北東-南西)になるN型は南部と南西部の海岸付近で発生している。後者で起こっているN型は北部本州外弧に乗り上げた千島外弧の地殻内部で南北(南東-北西)に強く張力が働くため、生じている可能性がある。ヌル軸が南東-北西を向くH型は日高山脈直下だけに発生している。H型のSHmaxは南東-北西、SHminは北東-南西となつて、北海道全体から見ても例外的である。日高山脈直下では鉛直方向の圧縮力が非常に大きく、北東-南西の応力が最も小さくなっている。鉛直方向の圧縮力が非常に大きくなる原因としては、

1: 地殻が十勝側から日高山脈に向かってしだいに上

向きあるいは下向きに曲げられて、東西の圧縮力が鉛直方向に変化する。

2：千島外弧の下へ沈み込んだ東北地方の地殻がさらに北海道の下で太平洋プレートとも衝突して、このために鉛直方向の圧縮力が生ずる。

3：日高山脈の地殻が厚いため重力により鉛直方向の応力が生ずる、の三つあるいはそれらの相乗効果が考えられる。

## 謝 辞

札幌管区気象台には北海道内観測点での観測データをいただいた。北海道大学理学研究科地球惑星科学専攻の岡田廣教授には終始激励をいただいた。構造地質研究会の関係者の皆様には、シンポジウムおよび会誌に著者らの発表の機会を与えていただいた。匿名の査読者には不備な所を指摘していただいた。

## 文 献

- Aoki, H. and Tada, T., 1973, P-wave travel time anomaly in Japan - observation of the CANNIKIN nuclear explosion -. *J. Phys. Earth*, **21**, 433-444.
- Asano, S., Den, N., Hotta, H., Yoshii, T., Ichinose, Y., Sakajiri, N. and Sasatani, T., 1979, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 2., Crustal structure of the continental slope off Hidaka. *J. Phys. Earth*, **27**, 497-509.
- 浅野周三, 1989, 地震動予測精密化のための地下深部構造の研究, 自然災害特別研究報告書, 1-163.
- 爆破地震動研究グループ, 1986, 日高山脈西部の上部地殻構造, 日本地震学会講演予稿集1988-1, 291.
- Deichmann, N., 1992, Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **69**, 270-280.
- Den, N., Hotta, H., Asano, S., Yoshii, T., Sakajiri, N., Ichinose, Y., Motoyama, M., Kakiichi, K., Beresnev, A. F., and Sagaievitch, A. A., 1971, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido, Part 1, Crustal structure of the continental slope off tokachi. *J. Phys. Earth*, **19**, 329-345.
- Den, N. and Hotta, H., 1973, Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **24**, 31-51.
- 藤井智史・森谷武男, 1983, 採石爆破による日高地方の浅部地殻構造北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 169-190.
- 古村孝志・森谷武男, 1990, 日高山脈とその周辺の3次元Q構造, 地震II, **43**, 121-132.
- Ichikawa, M., 1971, Reanalysis of the mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, **35**, 207-273.
- Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquake. *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- Iwasaki, T., Shiobara, H., Nishizawa, A., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Hirata, T., Urabe, T., and Shimamura, H., 1989, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies. *Tectonophysics*, **165**, 315-336.
- 岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元, 1995, 人工地震探査による北海道地域の地殻構造, その4. 地震学会講演予稿集, B4.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会.
- Kanamori, H., 1971, Focal mechanism of the Tokachi-oki Earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches. *Tectonophysics*, **12**, 1-13.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場, 地質雑, **87**, 757-768.
- 小林洋二, 1977, 西南日本および中央日本における微小地震の震源分布と地表熱流量との関係, 地震予知研究シンポジウム(1976), 184-193.
- 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.
- Kusznir, N. J. and Park, R. G., 1986, Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation. In Dawson, J.B. Carswell, D.A. Hall, J., and Wedepohl, K.H. ed., *the Nature of the Lower Continental Crust*. Geol. Soc. Spec. Publ. **24**, 79-93, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Marks, S. M. and Lindh, A. G., 1978, Regional seismicity of the Sierran foot-hills in the vicinity of Oroville, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 1103-1115.
- Matsushima, K. and Okada, H., 1990, Determination of deep geological structure under urban areas using long-period microtremors. *BUTUSRI-TANSA*, **43**, 21-33.
- 松島健・小柳敏郎・岡田広・森谷武男・笹谷努. 坂尻直巳. 宮腰研, 1991, 長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定(2). 地震学会講演予稿集1991-2.
- Meissner, R. and Strehlau, J., 1982, Limits of stress in

- continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, **1**, 73-89.
- Minster, J. and Jordan, T. H., 1978, Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.* **83**, 5331-5354.
- Miyamachi, H. and Moriya, T., 1984, Velocity structure beneath the Hidaka Mountains in Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **32**, 13-42.
- Miyamachi, H. and Moriya, T., 1987, Velocity structure and aftershock distribution of the 1982 Urakawaoki Earthquake. *J. Phys. Earth*, **35**, 309-326.
- Miyamachi, H., Kasahara, M., Suzuki, S., Tanaka, K. and Hasagawa, A., 1994, Seismic velocity structure in the crust and upper mantle structure beneath northern Japan. *J. Phys. Earth*, **42**, 269-301.
- Miyamura, J. and Sasatani, T., 1986, Accurate determination of source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes occurring at the junction between the Kurile and the Japan trenches. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 37-63.
- 森谷武男, 1972, 日高山脈地震(1970年1月21日)の余震活動, 地震Ⅱ, **24**, 287-297.
- 森谷武男・宮町宏樹・加藤進, 1983, 1982年浦河沖地震の前震・本震および余震の空間分布とそれらのメカニズム解, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 191-213.
- 森谷武男, 1983, 北海道の上部地殻における  $V_p/V_s$  の地域性, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 169-190.
- 森谷武男, 1986, 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, **31**, 475-485.
- Moriya, T., 1986, Collision of forearcs and overlapped deep seismic zone in the transitional zone between the northern Honshu and Kurile arcs. *J. Phys. Earth*, **34**, Suppl, S175-S192.
- 森谷武男, 1992, 北海道とその周辺での浅い地震から決めた応力分布, 地球惑星科学関連学会共通セッション・シンポジウム予稿集, F-42-13.
- Nagamune, T. 1973, P wave to seismological stations in Japan from the underground explosion of November 6, 1971, at Amchitka Island. *J. Phys. Earth*, **21**, 355-372.
- Nagao, T. and Uyeda, S., 1989, Heat flow measurements in the northern part of Honshu, Northern Japan, using shallow holes. *Tectonophysics*, **164**, 301-314.
- Ogawa, Y., Nishida, Y. and Makino M., 1994, A collision boundary imaged by magnetotellurics, Hidaka Mountains, central Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22373-22388.
- 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.
- 大亀学, 1972, 日高・大雪地域の重力異常, 北海道大学大学院理学研究科修士論文.
- 大村猛・森谷武男・大塚健・本谷義信・勝俣啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康裕・笠原稔, 1997, 1995年5月23日北海道新十津川町の地震(M5.7)の余震観測, 北海道大学地球物理学研究報告**60**, 45-60.
- Ozel, O., Moriya, T., Iwasaki, T., Iidaka, T., Sakai, S., Aoki, G. and Suzuki, S., 1996, Crustal structure in the central Hokkaido, Japan, from a seismic refraction experiment. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **10**, 31-52.
- Patton, H. J. and Zandt, G., 1991, Seismic Moment tensors of western U.S. Earthquakes and implications for the tectonic stress field. *J. Geophys. Res.*, **96**, 18245-18259.
- Seno, T., 1985a, "Northern Honshu Microplate" Hypothesis and Tectonics in the Surrounding Region. *J. Geodet. Soc.* **31**, 106-123.
- Seno, T., 1985b, Is Northern Honshu a microplate?, *Tectonophysics*, **115**, 117-196.
- Sibson, R. H., 1982, Fault zone models, heat flow and depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 151-163.
- Sibson, R. H., 1984, Roughness at the base of the seismogenic zone: contribution factors. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5791-5799.
- Stauder, W. and Mualchin, L., 1976, Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of Kurile Hokkaido corner. *J. Geophys. Res.*, **81**, 297-308.
- 鈴木貞臣・本谷義信, 1981, 北海道の微小地震活動—テレメーター観測による—. 地震Ⅱ, **34**, 251-267.
- 鈴木貞臣・本谷義信・海野徳治・長谷川昭・亀谷悟・田中和夫, 1983, 千島弧東北日本弧会合部付近の浅発地震活動と重ね合わせ発震機構—広域の震震データの併合処理—. 地震Ⅱ, **36**, 407-422.
- 多田堯・木村学, 1987, 千島弧南西端における衝突現象と地殻変動. 地震Ⅱ, **40**, 197-204.
- Takanami, T., 1982, Three dimensional seismic structure of the crust and upper mantle beneath the orogenic belts in southern Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **30**, 87-104.

- 武村雅之, 1993, 1993年釧路沖地震の震源メカニズムと地震動ーやや深発地震による強震動の特徴ー. 第21回地盤振動シンポジウム, 講演予行集, 5-11.
- 田中和夫・佐藤魂夫・長谷川昭・海野徳仁, 1983, 下北半島・陸奥地域の微小地震活動. 弘前大学理科報告, **30**, 55-63.
- 海野徳仁・長谷川昭・高木彰雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博, 1984, 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構ー広域験震データの併合処理ー. 地震II, **37**, 523-538.
- Urban, N. A., Vorobe'va, E. A. and Rudik, M. I., 1990, Earthquake of 5th April, 1987, in Yuzino-Sakhalinsk. *Preprint of Institute of Marine geology and geophysics*, Nauka (in Russian), 1-19.
- 渡辺暉男・柴草英彦・中川充, 1986, 神居古潭帯の変成作用の特徴とメランジの概要ーリサイクル・モデルの検討ー. 地団研専報, **31**, 97-106.
- 山本明彦・森谷武男, 1989, 北海道の重力異常と地下構造, 月刊地球, **6**, 377-385.
- Zaho, D., Horiuchi, S. and Hasagawa, A., 1990, 3-D Seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, **189**, 135-149.
- Zaho, D., Horiuchi, S. and Hasagawa, A., 1992a, Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands. *Tectonophysics*, **212**, 289-301.
- Zaho, D., Hasagawa, A. and Horiuchi, S., 1992b, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northern Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.
- Zaho, D. and Hasagawa, A., 1993, P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Island. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4333-4353.