

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

香束卓郎^{1)*}・菊池伸輔¹⁾・伊藤谷生²⁾

¹⁾ 千葉大学大学院自然科学研究科

²⁾ 千葉大学理学部地球科学科

Structure of the foreland fold-and-thrust belt, Hidaka Collision Zone, Hokkaido, Japan: Re-processing and re-interpretation of the JNOC seismic reflection profiles 'Hidaka' (H91-2 and H91-3)

Takuro Kazuka^{1)*}, Shinsuke Kikuchi¹⁾ and Tanio Ito²⁾

¹⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University

²⁾ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

Abstract

A foreland fold-and-thrust belt has been growing west of the Hidaka Collision Zone (HCZ) since middle Miocene, associated with the collision between the Kuril and the Northeast Japanese island arcs (Fig. 1). The active front of the belt reaches the eastern margin of the Ishikari lowland 70 km west of the HCZ. As the collisional process has been recorded as the structure of the belt, it is essential for analyzing the process to restore the cross-section of the belt. JNOC (Japan National Oil Corporation) seismic profiles H91-2 and H91-3 across the western part of the belt (including the Ishikari lowland) are highly useful data for contributing to the restoration. Therefore, JNOC data were re-processed using a F-X prediction filter and considerably improved profiles of H91-2 and H91-3 were obtained as shown in Figs. 4 and 7, respectively. The most probable interpretation for H91-2 is provided in Fig. 6, and that for H91-3 in Fig. 8. Shortening length in the western part of the fold-and-thrust belt is evaluated to be about 60 km from the interpretation of H91-3 (Fig. 9). Further studies must revise the interpretations and the evaluation of the shortening length, because interpretations are never unique, and have unresolved problems.

Key words: Fold-and-thrust belt, Hidaka Collision Zone, Seismic reflection profiles, Crustal shortening

1. はじめに

北海道中軸帯南部は千島弧と東北日本弧との衝突帯とされ(木村, 1981 ほか), 石狩低地帯から日高山脈西縁にかけて, 日高山脈と平行な走向を持つ褶曲・衝上断層群が発達している。近年, 反射・屈折法地震探査をはじめとする多くの物理探査 (Arita *et al.*, 1998; Tsumura *et al.*, 1999; 伊藤, 2000; Ito, 2002; 岩崎ほか, 2001a 等) が

北海道中軸帯南部で行われ, 日高衝突帯の地下構造が明らかにされつつある。その一方, 得られた日高衝突帯直下の構造を基として, 衝突帯前縁域の地殻構造も推測されている。伊藤 (2000) および Ito (2002) は, 日高衝突帯前縁に幅 70 km にわたる大規模な褶曲・衝上断層帯が形成されていることを想定している。しかしながら, 褶曲・衝上断層帯の地下における具体的な形状に関して

* e-mail: tkazuka@earth2.s.chiba-u.ac.jp (〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33)

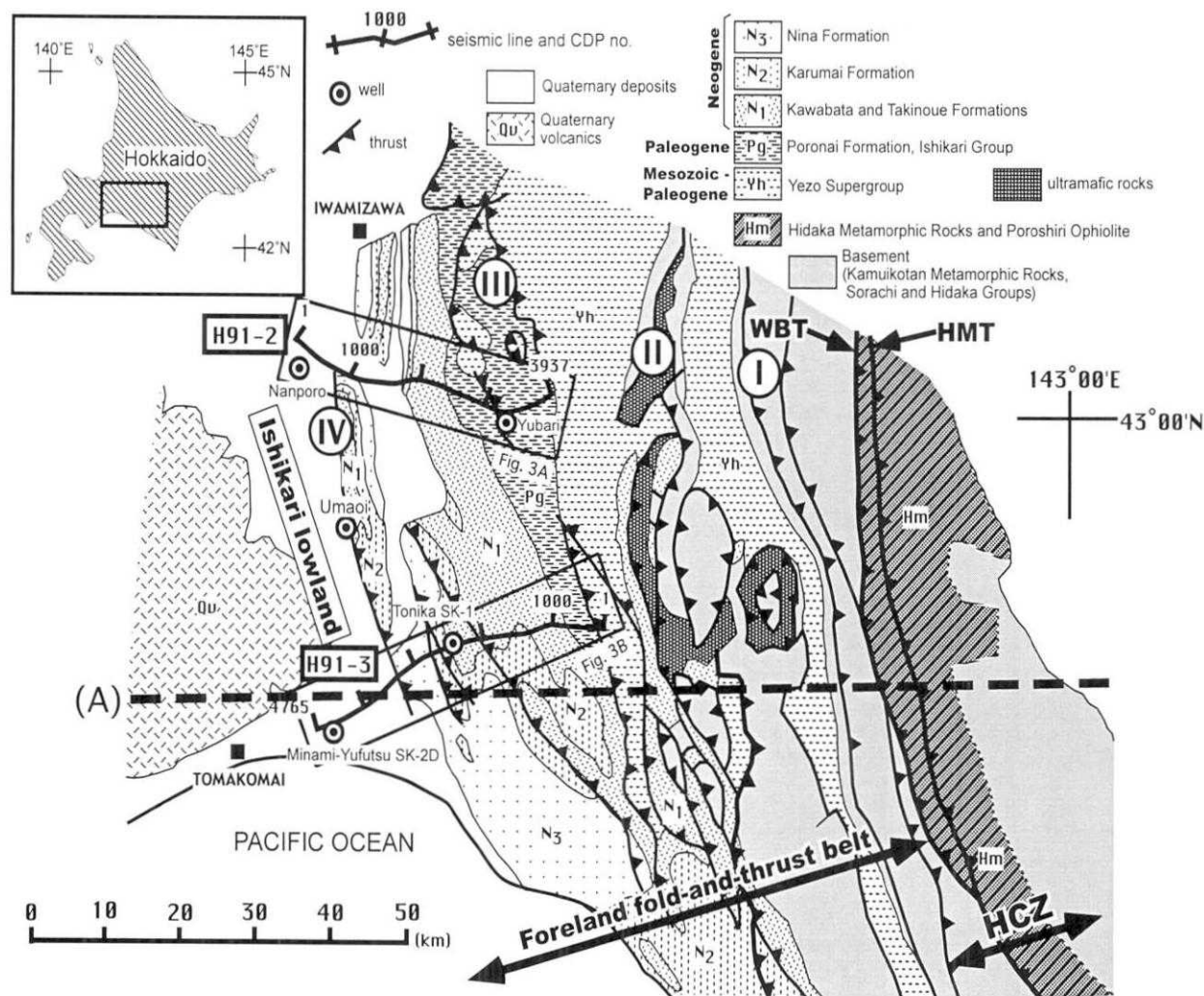


Fig. 1. Geologic map of the foreland of the Hidaka Collision Zone. Simplified from Geological Survey of Hokkaido (1980), Ishida and Soya (1980), and Nakagawa *et al.* (1996). "H91-2" and "H91-3" indicate seismic profiles of the Basic Geophysical Exploration in Land Area "Hidaka" (JNOC, 1993). HMT: Hidaka Main Thrust, WBT: Western Boundary Thrust, HCZ: Hidaka Collision Zone. (A): Seismic refraction line (Iwasaki *et al.*, 2001b). I, II, III, and IV: Major thrust zones. For details refer to the text.

はこれまで不明であった。千島弧の衝突による北海道中軸帯の変形過程を明らかにするためには、この形状の詳細を明らかにする必要がある。

幸いなことに日高衝突帯前縁は、石油・石炭をはじめとする資源調査のため、詳細な地質調査が行われてきた地域でもあり(例えば徳永ほか, 1973), 試錐や反射法地震探査も数多く実施されている。とりわけ、石油公団(JNOC)によって1991~1992年に行われた反射法地震探査結果(陸上基礎物理探査「日高地域」: 石油公団, 1993)においては、典型的な褶曲・衝上断層帯の構造が示されている。しかし、公表されている報告書のみでは精緻な構造解析が困難である。そこで今回改めて、同データの再処理を行なったところ反射断面に大きな改善

が認められ、構造詳細解析・地殻短縮量評価を開始することが可能となった。陸上基礎物理探査「日高地域」による反射法探査測線がカバーする範囲は前縁褶曲・衝上断層帯の一部に過ぎないが、同帯全体の地殻短縮量評価作業の一環として構造断面の復元と短縮量の評価を試みた。ただし、現資料のみでは詳細な構造断面を一義的に復元することは難しい。よって提示する構造断面も一解釈の水準を超えることは出来ず、算定された短縮量評価も一つの試論である。なお、本研究において日高衝突帯(Hidaka Collision Zone: HCZ)とは、東北日本弧と千島弧の物質境界である日高主衝上断層(Hidaka Main Thrust: HMT)及び西縁衝上断層(Western Boundary Thrust: WBT)(宮下, 1983など)周辺地域を指す(Fig.

1).

2. 地質概説

2-1. 日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地質

日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯とその周辺の地質の概略を Fig. 1 に示す。本研究の目的である褶曲・衝上断層帯の短縮量評価は、後述するように層序が正確に把握されており、かつ蝦夷累層群を広く覆う地層である石狩層群を基準として行うので、Fig. 1 では煩雑を避けるために、ジュラ系～白亜系空知層群・白亜系～古第三系日高層群および神居古潭変成岩類を一括して、基盤岩と表現している。

日高衝突帯を規定する2つの主要断層である日高主衝上断層と西縁衝上断層は、いずれも東傾斜の衝上断層であり、それらより石狩低地帯までのおよそ幅70 km が西フェルゲンツの前縁褶曲・衝上断層帯である (Fig. 1)。

この褶曲・衝上断層帯は主要な衝上断層群 (東から I, II, III, IV) によってさらに4つに区別される。衝突帯からはほぼ日高山脈西麓に沿う衝上断層群 I までは基盤岩が分布する。衝上断層群 I から、ほぼ夕張山地東麓に沿う衝上断層群 II までは、東半分に白亜系～暁新統蝦夷累層群 (Yh) が、西半分に基盤岩が分布する。衝上断層群 II から、ほぼ夕張山地西麓に沿う衝上断層群 III までは、蝦夷累層群が分布する。衝上断層群 III から馬追丘陵西麓に沿う衝上断層群 IV までは、東縁に古第三系幌内層・石狩層群 (Pg) が分布するが、大半を新第三系 (N1, N2, N3) と一部第四系が覆う。これら4帯のうち、衝突帯から衝上断層群 I までの帯と、衝上断層群 I から III までの帯には、それぞれ従来用いられてきたイドンナップ帯と空知-エゾ帯 (君波ほか, 1986) にほぼ対応する。

2-2. 陸上基礎物理探査「日高地域」探査測線周辺の地質

本研究で再処理した H91-2, H91-3 両測線沿いに分布する地層の層序 (Fig. 2) は、下位より白亜系の上部蝦夷層群、白亜系～古第三系の函淵層群、古第三系の石狩層群・幌内層・紅葉山層および新第三系の滝の上層・川端層・軽舞層・荷葉層である (松野・石田, 1960; 佐々ほか, 1964; 松下, 1971; 高橋・和田, 1987)。Fig. 2 で示されている下部漸新統南長沼層は、測線沿いには露出していないが、石狩低地帯南部地域の地下に広く分布し、幌内層の上位、紅葉山層の下位の層準に位置する事が確認されている (栗田・横井, 2000)。測線付近の坑井である試錐「南勇弘 SK-2D」および基礎試錐「南幌」でも、幌内層の上位層として確認されている (石油公団, 1998)。

(1) H91-2 測線

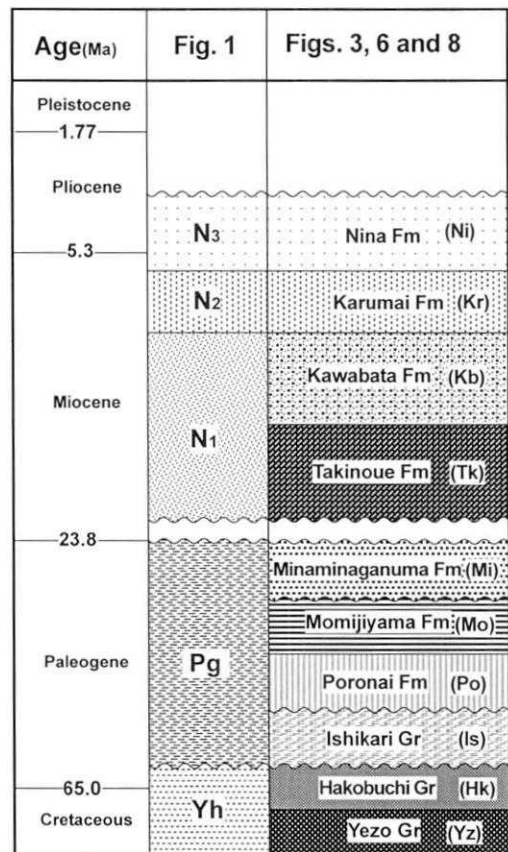


Fig. 2. Stratigraphic successions of the foreland of the Hidaka Collision Zone. Middle and right columns are for Fig. 1 and Figs. 3, 6, and 8, respectively. After Takahashi and Wada (1987), Matsuno and Ishida (1960), Matsushita (1971), and Sasa *et al.* (1964). Boundary ages after Berggren *et al.* (1995).

Fig. 3 A に、H91-2 測線周辺の地質を示す。測線東端 (CDP 3937) 付近より CDP 2400 付近には、古第三系の石狩層群・幌内層が分布している。北西-南東走向の衝上断層および褶曲構造が発達しており、CDP 3600 付近と CDP 3100 付近では、石狩層群が上位の幌内層に衝上している。CDP 2400 付近より同 1900 付近には、東より中新統滝の上層・川端層・軽舞層および中新統～鮮新統荷葉層が西傾斜で分布している。これらの地層は、CDP 1600 付近に向斜軸が通ると推測される茂世丑向斜 (佐々ほか, 1964) の東翼を構成している。CDP 1300 付近より同 900 付近では、西より川端層・軽舞層および荷葉層が東傾斜で分布しており、茂世丑向斜の西翼を構成している。測線周辺には、CDP 300 より南西約 2 km に基礎試錐「南幌」、CDP 3300 より南に約 1 km に基礎試錐「夕張」がそれぞれ存在する (藤岡・佐賀, 1980; 石油公団, 1999)。

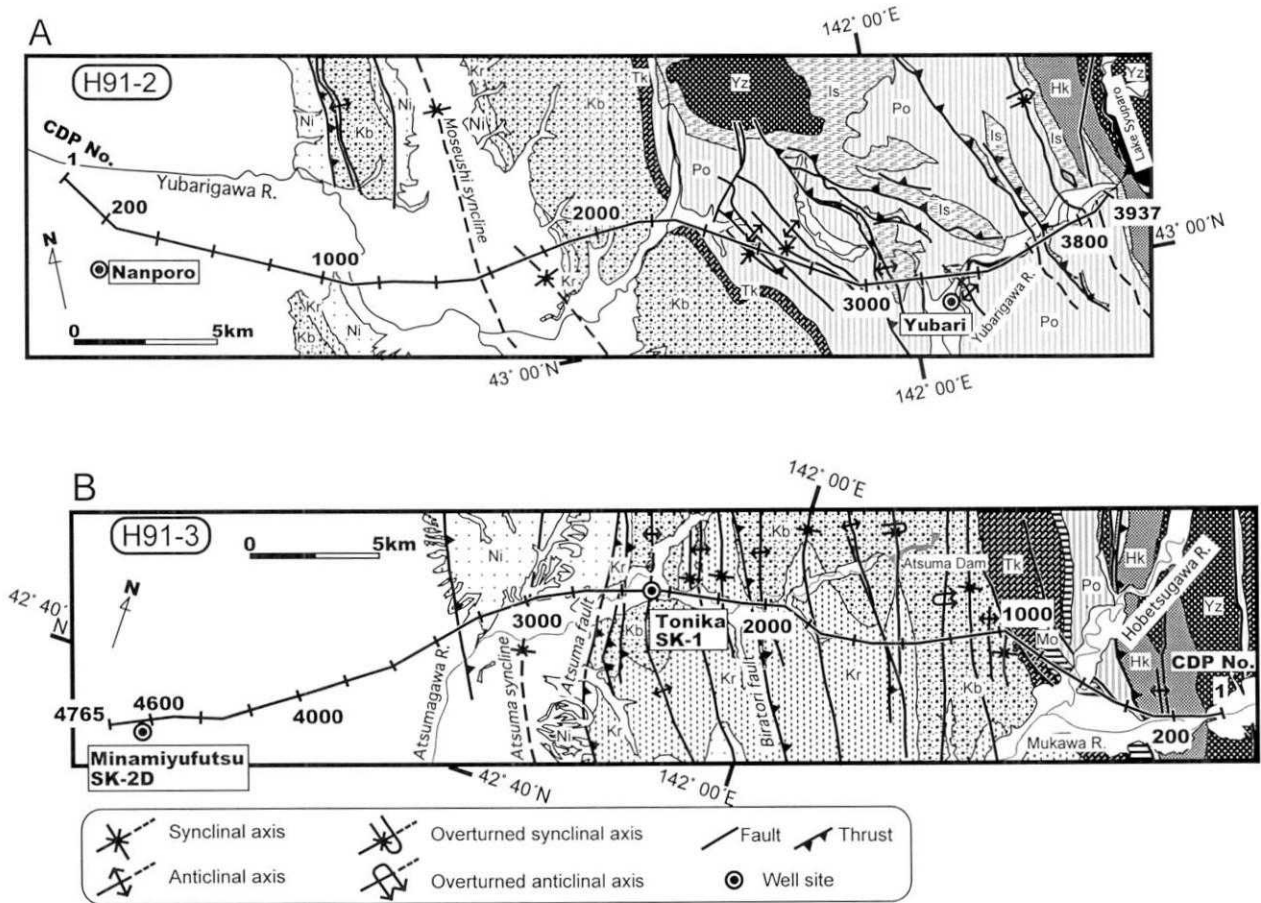


Fig. 3. Geologic map along and around the seismic lines "H91-2" (A) and "H91-3" (B). A: After Sasa *et al.* (1964), Matsushita (1971), and Tokunaga *et al.* (1973). B: After Matsuno and Ishida (1960), Takahashi and Wada (1987). Symbols in lithology are the same as those in the right column of Fig. 2.

(2) H91-3 測線

Fig. 3B に、H91-3 測線周辺の地質を示す。測線東端 (CDP 1) より CDP 400 付近には、白亜系～古第三系の上部蝦夷層群・函淵層群が分布している。CDP 400 より同 800 付近には、古第三系の幌内層・紅葉山層が分布している。ここでは、函淵層群の上位に不整合で幌内層が堆積しており、石狩層群が欠如している。CDP 800 より同 2700 付近にかけては、主に中新統の滝の上層・川端層および軽舞層が分布しており、北北西-南南東方向から北西-南東方向の軸を持つ褶曲構造が発達している。平取断層と厚真断層がそれぞれ CDP 2000 付近と CDP 2700 付近で、測線にほぼ直交している。厚真断層以西には、鮮新統荷葉層が CDP 3300 付近まで分布しており、CDP 3000 付近に向斜軸を持つ厚真向斜 (松野・石田, 1960) によって、向斜構造を形成している。測線周辺には、CDP 2500 に「トニカ SK-1」、CDP 4600 より南南西に約 500 m に「南勇弘 SK-2D」の試錐が存在する (藤岡, 1982; 石油資源開発札幌鉱業所勇弘研究グループほか, 1992;

石油公団, 1999)。

3. 陸上基礎物理探査「日高地域」探査仕様と再処理

(1) 探査仕様

石油公団 (1993) によれば、測線長は H91-2 測線では 39.5 km, H91-3 測線では 48.5 km である。震源にはダイナマイトを用いており、発振点間隔は標準で 40 m である。展開長 260 チャンネル、受振点間隔 20 m、記録長は 6 秒、サンプリング間隔は 4 ミリ秒である。CDP 間隔は 10 m である。なお、H91-2 測線では測線西側より CDP 1～3937, H91-3 測線では測線東側より CDP 1～4765 と設定されている。

(2) 処理概要

今回、石油公団 (1993) による時間重合データを基として、補足処理を行った。処理には千葉大学が所有する反射法処理システム (SuperX-C: (株)地球科学総合研究所製) を使用した。今回、時間重合断面に対して、新たに F-X プレディクションフィルタを適用した。F-X プ

レディクションフィルタは、反射イベントに対応する反射波の振幅ならびに位相スペクトルを空間方向に予測するフィルタであり、ランダムノイズが増幅されない特徴を持つ(物理探査学会, 1998)。この処理により、これまで一部不明瞭であった反射面の水平連続性が良くなることが期待された。その後、差分法マイグレーション、バンドパスフィルターを適用し、時間マイグレーション断面を作成した(Figs. 4, 7)。断面は、反射波の強度を表示するために、カラーリングして出力した。出力した反射断面は、従来報告されていた断面に比して、水平方向の反射波連続性が改善された。なお、Figs. 4, 7に示されている反射断面は、 $V_p=3\text{ km/s}$ の時に、縦横比が1:1となるよう設定してある。

4. 結果と解釈

再処理の結果得られた反射断面を Figs. 4, 7 に示す。

(1) H91-2 測線

Fig. 4 A には、H91-2 測線の時間マイグレーション断面を示す。H91-2 測線は、これまでに2度処理・解釈が行われている。まず、石油公団(1993)による処理・解釈が行われた。その後、基礎試錐「夕張」が掘削され、その結果を基として、CDP 1209~同 3937 の範囲が再処理・再解釈されている(石油公団, 1999)。そこで本研究では、石油公団(1993, 1999)の両結果を踏まえた上で、以下に示す順序で地質解釈作業を行った。まず、地表地質と反射波群の対比、次に試錐データと反射波群の対比を行った。そして反射波群の特徴を考慮し、測線範囲全体の地質構造を解釈した(Fig. 4 B)。その際、Fig. 4 B 中の CDP 2400~3500、往復走時1~5秒の範囲は、詳細なプロファイルを作成して、解釈の際の補助とした(Fig. 4 C)。

<浅部>

往復走時1~2秒程度までは、地表地質との対応で地下構造の解釈を行うことが可能である。ただし、CDP 800以西では第四紀堆積物によって覆われているので、基礎試錐「南幌」の結果を用いる必要がある(後述)。石油公団(1993, 1999)によって既に以下の結果が指摘されている。

- ① 地表で平取・軽舞層の分布する CDP 1200~1900 に、向斜構造が明瞭に認められる。
- ② CDP 1900~2260 に分布する川端層が地下では西に向かって薄化する。
- ③ 夕張炭田地域(CDP 3400~3800)の浅部(往復走時1秒以浅)では、中~強振幅の反射波群が、東傾斜で2層認められ、地表において石狩層群に対応している。

今回同様の結果が得られ、さらに地質構造の詳細が明らかとなった。まず、CDP 2400 付近と同 2600 付近に存在する幌内層中の断層(徳永ほか, 1973: Fig. 3 A)については、Fig. 4 A では反射波の不連続として追跡可能であり、地表より往復走時0.5秒付近まで東に約45°傾斜した断層であることが認められた。また上記①の向斜構造のより詳細な形状が認識された。この向斜は、地表では茂世丑向斜に対応している。茂世丑向斜は測線付近では、東翼の傾斜が急な非対称構造とされ(佐々ほか, 1964)、Fig. 4 A ではその非対称構造が認められる。また、この向斜は複向斜を形成しており、西翼の CDP 1180 付近に小規模な向斜が存在することが判明した(Fig. 4 B)。

<中深部>

往復走時1~2秒以深では、地表地質との対応による構造解釈は困難である。そこで、基礎試錐「南幌」および同「夕張」の結果を用いる。

基礎試錐「南幌」を基として、CDP 800以西の地質構造を検討した。基礎試錐「南幌」は深度4,376 mまで掘削している。CDP 800以西は反射面の連続性が非常に良いので、試錐位置より地層境界と考えられる反射面を追跡することにより、全体の地質構造の把握が可能である。抗井地質と反射面とを対比するにあたって、石油公団(1993)で求められた CDP 250 での速度構造より、改めて往復走時を深度に変換した。その結果 CDP 800以西の地質構造は、Fig. 4 B のように解釈され、石油公団(1993)による解釈とほぼ同様の結果となった。なお基礎試錐「南幌」では、深度4,217 m以深にドレライトなどからなる基盤岩類が露出することが確認され、下部白亜系隈根尻層群(永田ほか, 1986; 近藤, 1991)とされる(藤岡・佐賀, 1980; 石油公団, 1998)。

基礎試錐「夕張」は深度4,465 mまで掘削しており、VSPによる速度検層も行われている(Fig. 5: 石油公団, 1999)。石油公団(1999)による地質構造の解釈結果は以下(①~④)の通りである。なお、①~④の解釈は石油公団(1999)による再処理結果に基づいており、本研究の反射断面(Fig. 4 A)とは往復走時などの点で必ずしも対応するものではない。

- ① CDP 3300・往復走時1~2秒付近に、強反射波群が2層存在する。それぞれ基礎試錐「夕張」で確認された石狩層群(Fig. 5)であり、スラストシートの積み重ねによって形成された。
- ② CDP 3200・往復走時2.7秒付近に東傾斜の比較的強い反射波群が見られ、石狩層群と解釈した。この石狩層群は CDP 3100~同 2400 にかけて側方に連続分布す

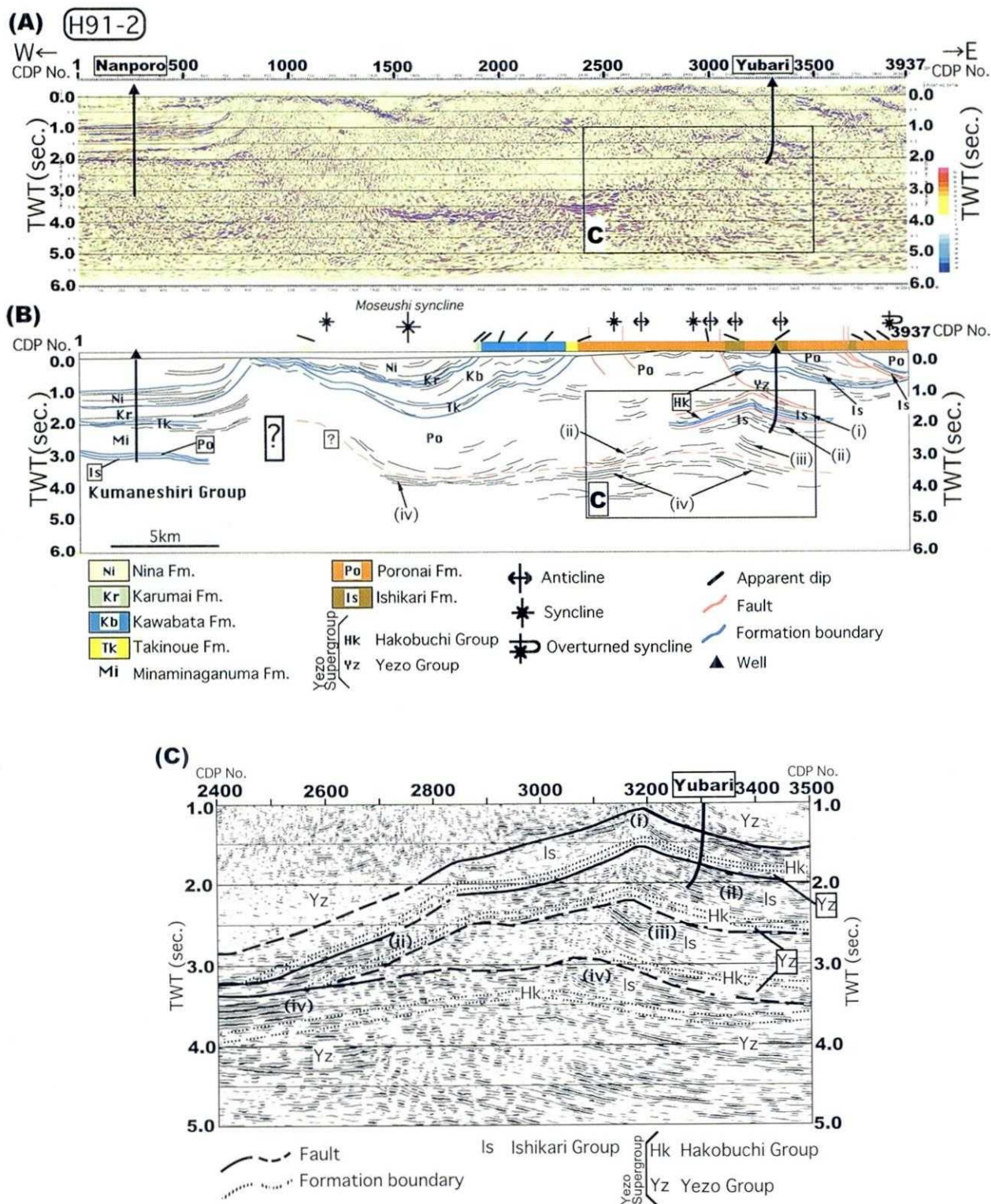


Fig. 4. Re-processing and re-interpretation of the "H91-2" profile. Well data after JNOC (1993, 1999). Surface geology data after Tokunaga (1973).

A: Time migrated section.

B: Interpretation of A.

C: Precise profile and its interpretation between CDP 2400 and 3500.

(i), (ii), (iii), and (iv): dominant reflectors. Both (i) and (ii) correspond to the Ishikari Group. For details refer to the text.

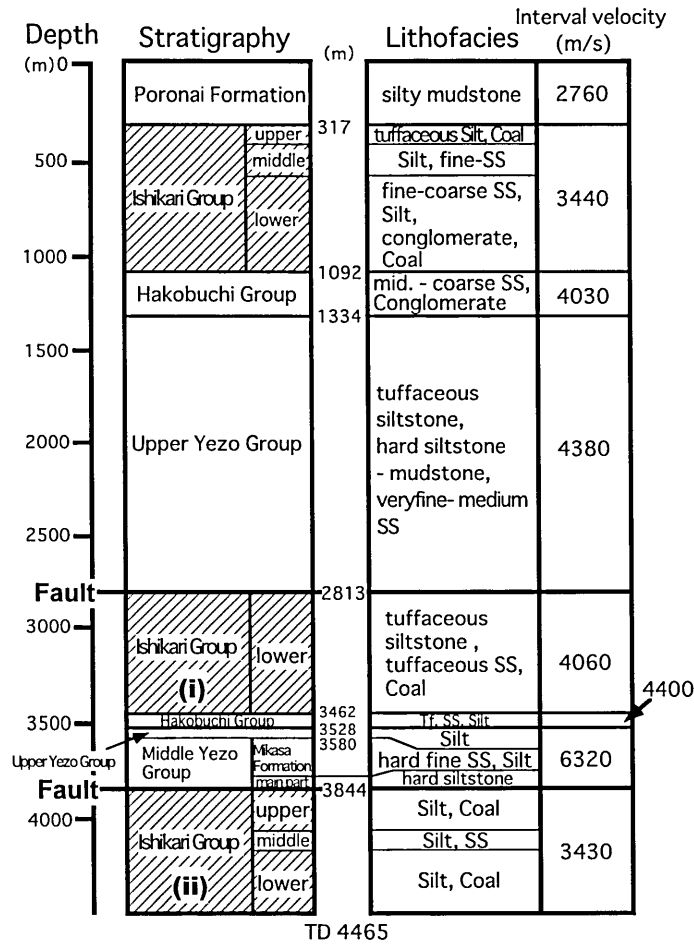


Fig. 5. Stratigraphy, lithofacies and interval velocities of the Well "Yubari" (after JNOC, 1999).
Coal: coal bearings, SS: sandstone, Silt: siltstone, Tf: tuff, TD: terminative depth, hatched: Ishikari Group.

る。

③ 上記①, ②の結果よりフロアスラストを想定した。フロアスラストは、CDP 3700・往復走時 3.5 秒の位置から CDP 3100・往復走時 2.5 秒にかけて東傾斜で追跡され、そこから CDP 2900 まではほぼ水平に分布、そして少なくとも CDP 1600 まで存在する。また、上記①の 2 層のスラストシート (Fig. 5) と、フロアスラストとの間の層準 (往復走時 2.5 秒付近) に、もう一枚スラストシートを推定した。

④ 上記①~③より H91-2 測線下の地質構造として、上記②の石狩層群と、上記①および③のスラストシートとしての同層群を含めた計 4 層の石狩層群が、往復走時 1~3 秒の範囲で重なり合った構造を提示した。

本研究ではこれらの結果も踏まえつつ、反射断面と試錐との対比、反射波群の特徴を基に再解釈作業を進めた。解釈作業には、前述の詳細なプロファイル (Fig. 4 C) を主に用いた。CDP 2900~3500 の往復走時 1~2.5 秒付近に、2 層準の連続性のよい低周波数の反射波群 (i,

ii) を確認した (Fig. 4 C)。この反射波群 (i), (ii) は、上記①の石狩層群である。また上記②の強反射波群もほぼ同位置に確認された (反射波群 (iii): Fig. 4 C)。しかし、今回これまでより深い位置 (往復走時 3~3.5 秒付近) にも、強反射波群 (i~iii) と同様の低周波数で連続性の良い反射波群 (iv) を確認し、これも石狩層群とした。H91-2 測線では、CDP 2900~3500 付近・往復走時 1~3.5 秒の範囲で、石狩層群が 4 層重なりと解釈された。次にこれら石狩層群と解釈した反射波群の追跡を詳細に行った。反射波群 (ii) は、CDP 3200 付近から CDP 2500 付近まで西傾斜で連続しており、その反射面の一部が、CDP 2500・往復走時 3.3 秒付近で水平な強反射波群 (iv) によって切られている構造が認められる (Fig. 4 C)。Fig. 4 B では、この強反射波群 (iv) が少なくとも CDP 3300 から 1500 付近まで、往復走時 3.5 秒付近でほぼ水平に連続して分布していることが確認される。これらの構造より、強反射波群 (iv) の直上 (往復走時 3.5 秒付近) には、ほぼ水平なデタッチメントの存

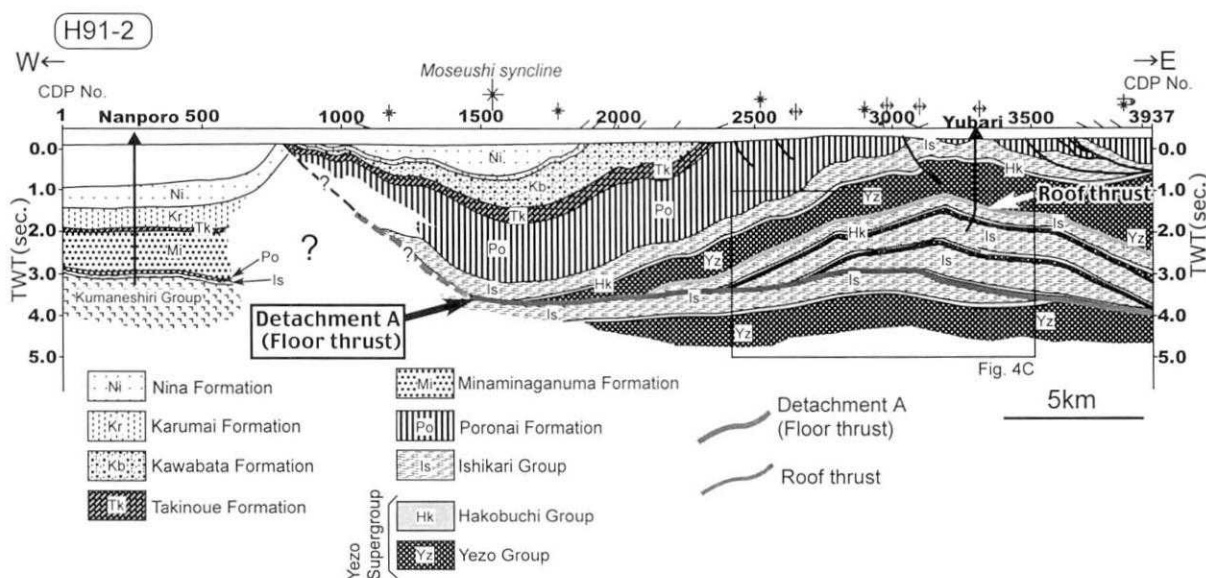


Fig. 6. Interpreted geologic cross-section of "H91-2". V: H=1:1 @ seismic velocity of 3000 m/s.

在が予想される。また反射波群 (i), (ii) は CDP 3200 付近にヒンジを持つ背斜状構造が認識される。以上の点より、H91-2 測線の地下構造として、石狩層群を主体とするスラストシートによるアンチフォーマルスタックが想定された。これは石油公団 (1999) による解釈と同様の結果であるが、フロアスラスト (上記③) に相当する強反射波群 (iv) 直上のデタッチメントが、従来の解釈より往復走時にして 1 秒ほど深部に位置し、ほとんど水平に追跡されるという点で大きく異なる。ただし、反射波群 (iii) および (iv) は、同 (i), (ii) と反射面の特徴が似ているものの石狩層群と断定することはできない。また (iii) については反射面の追跡も困難である (Fig. 4C)。现阶段ではアンチフォーマルスタックと解釈しているが、それ以外の構造として認識される余地があることを記しておく。

现阶段での H91-2 測線の解釈地質断面として Fig. 6 に示す。往復走時 3-4 秒付近にはほぼ水平にのびるデタッチメント (Detachment A) によって、石狩層群を主体とするスラストシートが 3 層積み重なる。このデタッチメントはフロアスラストである。さらにその上に蝦夷累層群を基底とするスラストシートがルーフスラストによって重なり、アンチフォーマルスタックが形成されている。地表での CDP 3100 および同 3400 付近の背斜構造 (Fig. 3A) は、このアンチフォーマルスタックを反映したと考えられる。

Fig. 4 A において CDP 800~1300 付近・往復走時 2 秒以深には明瞭な反射面がみられないことから、現状で

は CDP 800 以西と同 800 以東との構造的関係については議論できず、デタッチメントの西方延長についても同様である。つまりアンチフォーマルスタックの形成に伴う変位量が、石狩低地帯近傍にてどの様に分配・消費されるかは現状では計測できない。今後アンチフォーマルスタックおよびデタッチメント形状について評価する必要が残されており、その点で Fig. 6 の構造断面は暫定的なものである。

(2) H91-3 測線

Fig. 7 A に、H91-3 測線の時間マイグレーション断面を示す。H91-3 測線の再解釈作業は、H91-2 測線と同じ手順を進めた。その際、Fig. 7 A 中の CDP 1600~2800・往復走時 0~2 秒の範囲は、詳細なプロファイルを作成して解釈の際の補助とした (Fig. 7C)。また、反射波連続性が悪く試錐が存在しない範囲は、特に反射波の追跡を精緻に行った。

<浅部>

往復走時 1~2 秒程度までは、地表地質との対応で、地下構造の解釈を行うことが可能である。ただし、CDP 3400 以西では第四紀堆積物によって覆われているので、試錐「南勇弘 SK-2D」の結果を用いる必要がある (後述)。石油公団 (1993) で、既に以下の結果が指摘されている。

① CDP 3200~同 1000 付近に発達する褶曲群 (Fig. 3B) が、往復走時 1 秒以浅の範囲で認識される。

② CDP 2500 付近では、東傾斜の厚真断層によって滝の上層が繰り返している。

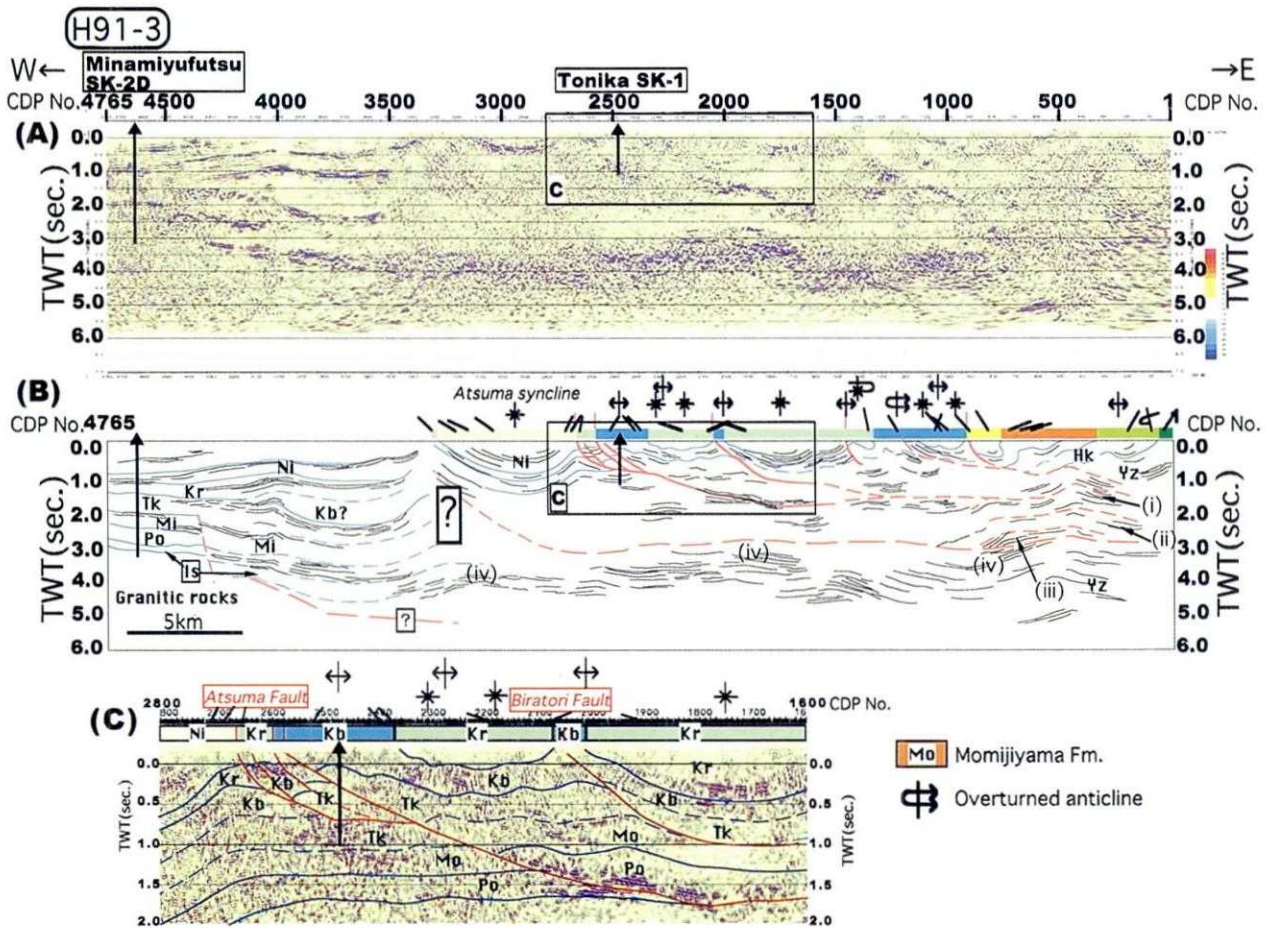


Fig. 7. The "H91-3" profile. Well data after Fujioka (1982) and JNOC (1993). Surface geology data after Takahashi and Wada (1987) and Matsuno and Ishida (1960).

- A: Time migrated section.
- B: Interpretation of A.
- C: Precise profile and its interpretation between CDP 1600 and 2800.
- (i), (ii), (iii), and (iv): dominant reflectors. For details refer to the text.

Fig. 7 A でも、上記①、②と同様の結果が得られた。さらに、測線範囲に発達する衝上断層群 (Fig. 3 B) について、その地下形状が明らかとなり特に厚真断層、平取断層の詳細な構造が判明した (Fig. 7 B, C)。Fig. 7 C では厚真断層は反射面の不連続によって認識され、CDP 2200~同 1700 付近・往復走時 1~1.5 秒の範囲や、CDP 2650・地表付近で反射面の不連続が認められる。このうち CDP 2200~同 1700 付近・往復走時 1~1.5 秒に見られる反射面不連続では、良反射波群 (Po: Fig. 7 C) が、厚真断層と考えられる断層トレースに切れ、明瞭に変位している。こうした点より、同断層は地表より CDP 1600 付近の往復走時 1.5 秒まで、東に緩く傾斜して追跡される。CDP 2480 に位置する試錐「トニカ SK-11」(掘削 1,833 m) は、深度 200 m 以深で滝の上層が露出して

いる (藤岡, 1982)。厚真断層によって滝の上層が繰り返すことで、同層が見かけ上厚層化したと考えられる。平取断層については、厚真断層ほど明瞭には追跡できないものの、同様に東に緩く傾斜した形態をしていることが確認される。

<中深部>

往復走時 1~2 秒以深では、地表地質との対応による構造解釈は困難であるため、試錐「南勇払 SK-2D」の結果を用いた。「南勇払 SK-2D」を基に CDP 3400 以西の地質構造を決定した。「南勇払 SK-2D」は垂直深度 4,645 m まで掘削されている (石油資源開発札幌鉱業所勇払研究グループほか, 1992)。CDP 3400 以西は反射面の連続性が非常に良いため、H91-2 測線の試錐「南幌」で用いた手法を適用して全体の地質構造を解釈した。その結果

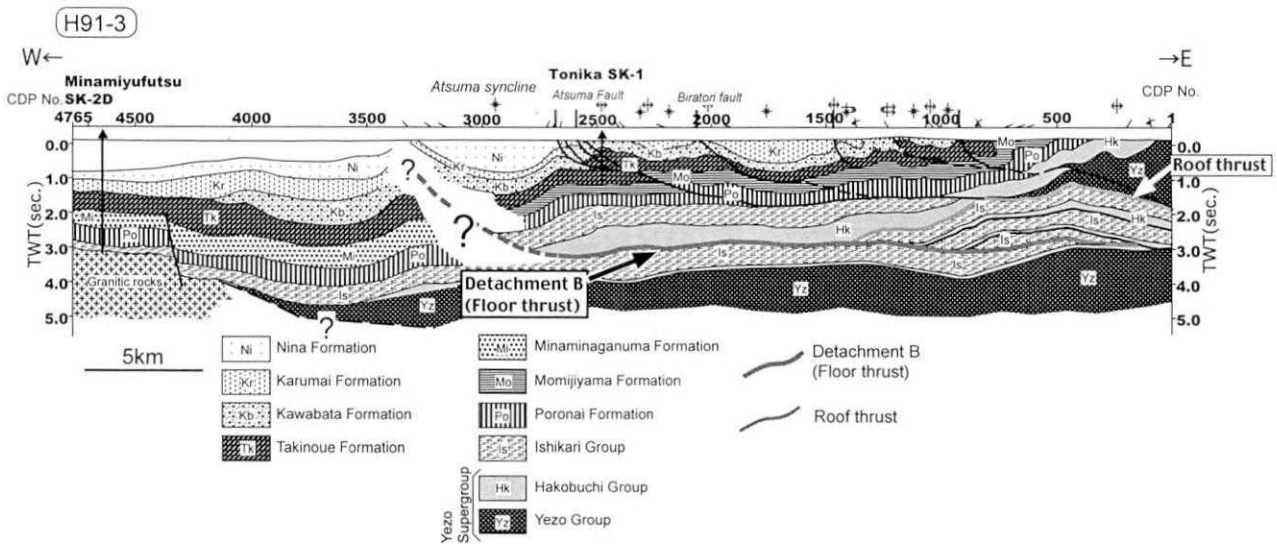


Fig. 8. Interpreted geologic cross section of "H91-3". V: H=1:1 @ seismic velocity of 3000 m/s.

Fig. 7 Bのように解釈され、石油公団(1993)による解釈と同様の構造となった。ただし、ここでは石油公団(1998)による抗井層序を基に、往復走時2秒~3秒付近を南長沼層としている。なお「南勇払 SK-2D」では、垂直深度4.600 m以深に花崗岩類からなる基盤岩が露出することが確認されている(石油資源開発札幌鉱業所勇払研究グループほか、1992)。

往復走時1秒以浅とCDP3400以西の地質構造については、本研究の解釈は石油公団(1993)と大局的には違いは認められない。しかし反射波の連続性が悪く、試錐データも存在しないCDP3400以東・往復走時1~2秒以深の範囲では、石油公団(1993)とは大きく異なる解釈結果となった。Fig. 7 AではCDP1000~同200付近に、往復走時1~3秒にかけて低周波数でやや連続性の良い反射波群が4層準で確認され(i, ii, iii, iv: Fig. 7 A)、これらの反射波群を同一地質体とした。基礎試錐「夕張」では石狩層群が強反射波群を構成することが示されており(石油公団, 1999)、各反射波群(i~iv)は石狩層群と解釈された。これらの反射波群はCDP500付近にヒンジを持つ背斜状構造を形成している。また反射波群(iv)は、往復走時3~4秒の深度でCDP200付近より同3400付近まで追跡される。こうした構造はH91-2測線でも確認されることから(Fig. 4 A, B)、H91-3測線下でも石狩層群を主体としたスラストシートが重なり合い、アンチフォールスタックを形成していることが想定された。ただし、H91-3測線においては各反射波群を貫く抗井が存在せず、各反射波群が石狩層群である確証は得られない。また反射波群(i~iii)については反射

面の追跡がH91-2測線(Fig. 4 A)に比してより困難である。よって現段階での構造解釈に対して、それ以外の構造として認識される余地が残されている。

現段階でのH91-3測線の解釈断面をFig. 8に示す。H91-2測線同様、往復走時3秒付近の水平なデタッチメント(Detachment B)によって、石狩層群を主体とするスラストシートが積み重なる。このデタッチメントはフロアスラストである。さらにその上には、蝦夷累層群を基底とするスラストシートがルーフスラストによって重なる。デタッチメントの下盤を構成する石狩層群をはじめとする地質体は、構造の安定している測線西側まで水平に続いている。また平取断層や厚真断層は、ルーフスラストより分岐して発達する。ただし、Fig. 7 AにおいてCDP3400~3100付近・往復走時2~4秒付近には明瞭な反射面がみられないことから、現状ではCDP3400以西と同3400以東の構造的関係については議論できない。デタッチメントの西方延長についても同様である。よってアンチフォールスタックの形成に伴う変位量が、石狩低地帯近傍にてどの様に分配・消費されるかはH91-2同様現状では不明である。Fig. 8の構造断面に対してはFig. 6と同様に、今後アンチフォールスタックおよびデタッチメント形状について検討を継続する必要がある。

H91-2, 3両測線とも解釈した構造断面は必ずしも確定的ではないが、現段階での両測線下の変形構造(Figs. 6, 8)について検討を行う。まず両測線ともデタッチメントは、往復走時3~3.5秒に位置する(A: Fig. 6; B: Fig. 8)。アンチフォールスタックを形成しているスラスト

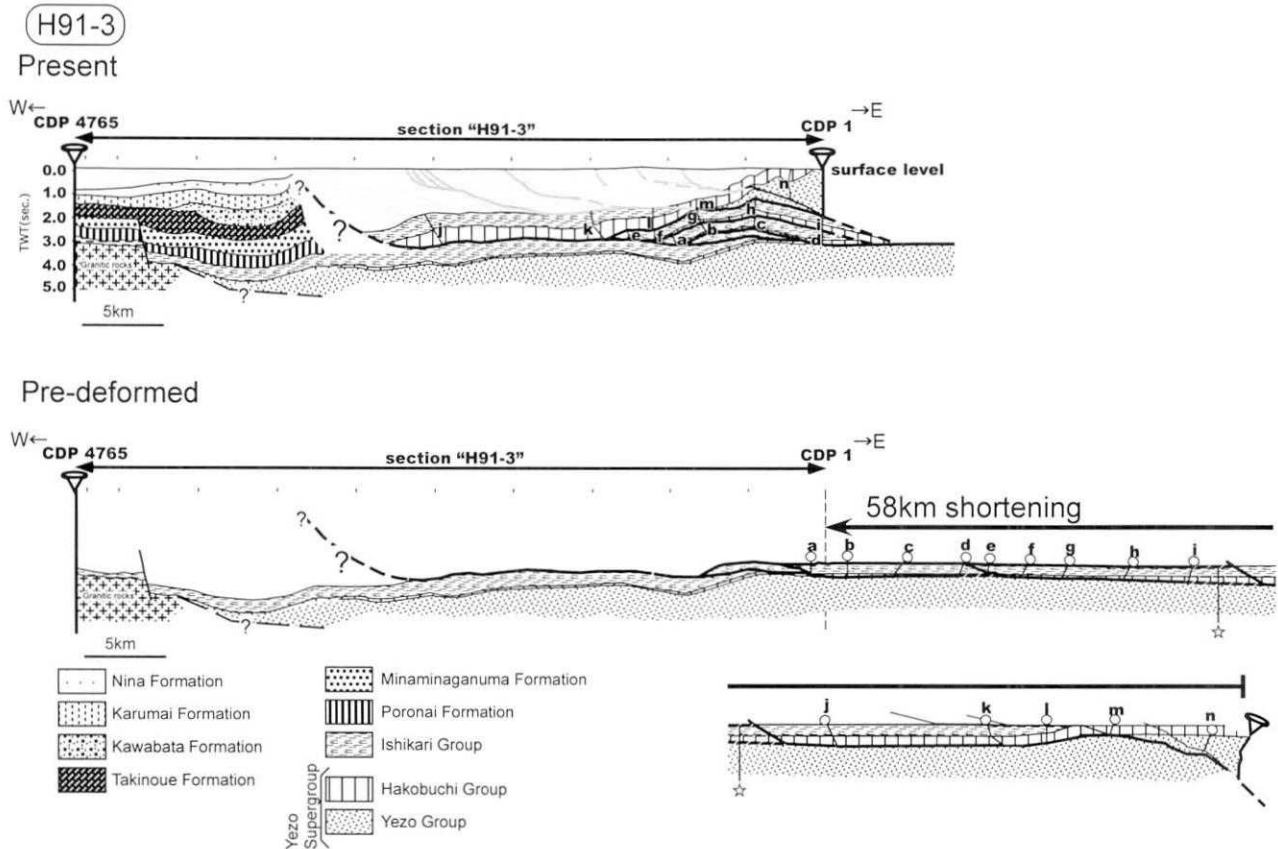


Fig. 9. Evaluation of total crustal shortening lengths along the seismic line "H91-3".

シートの形状や数が一致する。このアンチフォームスタックのヒンジ部が位置する場所は、H91-2 測線では CDP 3200 付近、H91-3 測線では CDP 500 付近である。Fig. 1 においてこのヒンジ位置をつなぐと、アンチフォームスタックの方向は、地表で観察される日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の構造方向と、ほぼ平行であることがわかる。つまり両測線で確認された変形構造は同一のものであり、前縁褶曲・衝上断層帯の一般走向に対して直角方向の短縮運動によって形成されたと考えられる。この運動方向は、H91-2 測線に対して約 35° 斜交しており、H91-3 測線にはほぼ平行である。

5. 地殻短縮量

地殻短縮量算定のために、H91-3 地質断面 (Fig. 8) を基に変形前復元断面図を作成した (Fig. 9)。H91-2 測線は上述の通り短縮運動方向に対して斜交しているため、地殻短縮量評価は行わなかった。衝突に伴う地殻短縮量算定のためには、衝突以前に日高衝突帯前縁を広く覆っていた石狩層群を基準とするのが適切である。Fig. 9 は現在の断面 (上図) と変形前断面 (下図) を示している。復元断面図の作成には、line-length balancing を行っ

た。また復元に際しては、スラストシートを構成している地質体の一つである石狩層群の上面が、変形前に水平な構造であったと仮定している。これらを踏まえ、各スラストシートの屈曲部分間 (a~n: Fig. 9) の長さを変えずに、水平になるように復元したものが変形前断面になる。

復元断面によるスラストシートの水平移動量の計測より、H91-3 測線で 58 km の水平短縮量が見積もられた (Fig. 9)。日高衝突帯前縁域のうち衝上断層群 III から IV (Fig. 1) にかけては、少なくとも H91-2、3 両測線を含む南北約 60 km の範囲に東北東-西南西方向の短縮運動があり、H91-3 測線下では水平短縮量約 60 km におよぶ変形があったことが算出される。

ただし、前述のとおり地質断面 (Fig. 8) は、アンチフォームスタックとデタッチメント形状について現段階では未だ詳細が不明であり、復元された地殻短縮量についても必ずしも確定的なものではない。地質断面が確定して初めて水平短縮量も確定するため、今回計測された約 60 km の水平短縮量についても今後検証する必要がある。

6. 議論とまとめ

6-1. 議論

1999年と2000年に北海道中軸帯を東西に横断する形で、有珠郡大滝村から十勝郡浦幌町にかけて屈折法地震探査が行われた(岩崎ほか, 2001b)。この探査で用いられた測線は、H91-3測線の近傍にほぼ並行して設定されている(破線A: Fig. 1)。岩崎ほか(2001b)によると、日高山脈の西側には地震波速度逆転層が広範囲に分布している。その速度逆転層は深度約5kmに位置しており、上位の屈折地震波速度が3.2~3.7 km/sであるのに対して、3.2 km/sと明らかに遅いものである(1999-2000年北海道日高衝突帯構造探査グループ, 2002)。

本研究で提示したH91-2, 3両測線下の地質構造では、ルーフスラストによって、石狩層群の上位に蝦夷累層群を基底としたスラストシートが衝上している。つまりデタッチメントの下盤の蝦夷累層群と、蝦夷累層群を基底とするスラストシートとによって、石狩層群が「挟まれた」構造をしている(Figs. 6, 8)。石油公団(1999)では石狩層群のP波伝播速度が約3.5~4 km/sであるのに対して、蝦夷累層群を構成する函淵層群で約4~4.5 km/s、中部~上部蝦夷層群では約4.4~6.3 km/sとされる(Fig. 5)。つまり蝦夷累層群に対して、より速度の遅い石狩層群が「挟まれた」形態をすることにより、速度の逆転が生じる可能性がある。さらにデタッチメントは往復走時3秒付近に位置しており、深度では約5km程に相当する。岩崎ほか(2001b)での速度逆転層は、こうした「挟まれた」石狩層群によって構成される可能性が高く、本研究におけるデタッチメントの存在を支持するものである。

本研究では詳細が不明であった石狩低地帯近傍の地下構造についても、いくつか報告されている。大澤ほか(2002)は海上の試錐および反射法地震探査データを基に、苫小牧沖から日高沖にかけて北北西-南南東~北西-南東走向の大規模な東傾斜衝上断層“Bounding Thrust”の存在を示している。そして“Bounding Thrust”を北海道中軸帯における褶曲構造や衝上断層群の最西縁を画する衝上断層であると提唱している。この“Bounding Thrust”は本研究でのデタッチメントに相当すると考えられる。また、陸上では加藤ほか(2002)によって石狩低地帯下での地殻短縮量が検討されており、3.5 Ma以降で最大12.25 kmの水平短縮量が見積もられている。これは本研究でのデタッチメント変位量に相当する可能性が高い。これらの研究は、本研究では不明であった石狩低地帯下でのデタッチメント形状および同変位量について制約を与えるものであり、本研究の結

果と共に今後検討する必要がある。

一方、暫定的ではあるが、本研究ではデタッチメントによる水平短縮量は約60 kmと見積られた。この短縮量は衝上断層群Ⅲ~Ⅳ(Fig. 1)の範囲での計測であり、日高衝突帯前縁域の島弧衝突にともなう総短縮量の推定には、衝上断層群Ⅰ~Ⅲ(Fig. 1)の範囲での短縮と、衝上断層群Ⅲを構成する衝上断層(夕張炭田地域等)について検討し、その結果を加算する必要がある。伊藤(2000)およびIto(2002)は、千島弧がその下部地殻内にて上下にデラミネートしていること(デラミネーション-ウェッジ構造)から、地殻短縮量をおよそ60 kmと推定している。この量は本研究で見積もられた水平短縮量と等しい。つまり伊藤(2000)およびIto(2002)によって推定された60 kmという短縮量評価が適切な場合、本研究で見積もられた水平短縮量が過大評価であるか、または衝上断層群Ⅰ~Ⅲ(衝上断層群・自身の短縮量を含む)の範囲ではほとんど短縮していないことになる。今後より詳細・正確な構造断面の作成および地殻短縮量の計測を行ったうえで、伊藤(2000)およびIto(2002)の結果についても、検討する必要があるだろう。

6-2. まとめ

本研究では、日高衝突帯前縁域のうち主に古第三系~新第三系分布域における地下構造について、反射法地震探査データを主に用いることで、一試案としての解釈断面図および地殻短縮量を提示した。石油公団(1993)の反射法地震探査データの再処理・再解釈による結果を以下に記す。

- ・H91-2, 3両測線とも地表で確認されている地質構造に対して、浅部反射面が良く対応している事が示された。特に茂世丑向斜や厚真向斜などに代表される褶曲構造や、平取断層および厚真断層の地下形状が明らかとなった。

- ・石狩層群を主体としたスラストシートが積み重なった構造が予想され、アンチフォールスタックとして解釈された。その際、石狩層群が岩崎ほか(2001b)による「速度逆転層」を構成していると考えられた。ただし、アンチフォールスタックとデタッチメントの形状についてなお詳細不明箇所があるため、この解釈は現段階での暫定的なものである。

- ・現段階での構造断面に基づく変形前復元断面図の作成および地殻短縮量の計測を試みたところ、日高衝突帯前縁域西半部(衝上断層群Ⅲ~Ⅳ)において、約60 kmの水平短縮量が見積もられた。

北海道中軸帯南部のテクトニクスを復元するためには、より詳細な構造断面の復元を行い今回の結果を検討

した上で、日高衝突帯前縁域全体としての地質構造を明らかにしていくことが必要である。

謝 辞

石油公団には、同公団が実施した基礎物理調査の諸結果の閲覧・引用および再処理について、ご許可を頂きました。同公団に対して深い謝意を表します。東京大学地震研究所岩崎貴哉教授には地震波速度構造について、佐藤比呂志助教授には北海道、特に馬追丘陵下の短縮テクトニクスについて、それぞれご教示頂きました。なお、岩崎貴哉教授をはじめとする1999-2000年北海道日高衝突帯構造探査グループには、投稿中の日高衝突帯前縁域屈折法地震探査結果の引用を許可していただきました。(株)地球科学総合研究所専務取締役井川 猛氏(現(株)ジオシス代表取締役社長)には、反射処理についてご教示頂きました。また査読者の北海道大学大学院理学研究科在田一則助教授、徳島大学総合科学部村田明広教授には、草稿に対しての批判的コメントと本論を改善する上での詳細かつ的確なご助言を頂きました。これらの方々へ心からお礼申し上げます。

参考文献

- Arita, K., T. Ikawa, T. Ito, A. Yamamoto, M. Saito, Y. Nishida, H. Satoh, G. Kimura, T. Watanabe, 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.
- Berggren, W., A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III, and Aubry, M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, *SEPM Special Publ.*, **54**, 129-212.
- 物理探査学会, 1998, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1336 p.
- 藤岡展价, 1982, 石狩~日高地域の地質構造区分ならびに第三系火山岩類の層準と岩質, 石油技術協会誌, **47**, 207-220.
- 藤岡展价, 佐賀 肇, 1980, 基礎試錐「南幌」における滝の上層と幌内層群との境界, 石油技術協会誌, **45**, 193-201.
- 北海道立地下資源調査所, 1980, 北海道の地質 60 万分の 1 北海道地質図.
- 石田正夫・曾屋龍典, 1980, 20 万分の 1 地質図幅「札幌」, 地質調査所.
- 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.
- Ito, T., 2002, Active Faulting, Lower Crustal Delamination and Ongoing Hidaka Arc-Arc Collision, Hokkaido, Japan, In Y., Fujiwara and A., Yoshida, eds., *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, TERRAPUB, Tokyo, 219-224.
- 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・吉井敏尅・井川 猛, 2001 a, 日高中軸帯北部における反射法地震探査, 地震研究所彙報, **76**, 115-127.
- 岩崎貴哉・足立啓二・森谷武男・平 貴昭・宮下 芳・Ismail Fathi・松島 健・宮町宏樹, 2001 b, 北海道日高衝突帯横断屈折法・広角反射法地殻構造探査, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集 (CD-ROM), Sz-014.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚, 2002, 日高衝突帯前縁の地質構造とアクティブテクトニクス: 馬追丘陵を例として, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集 (CD-ROM), S052-004.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道中生界の構造区分と層序, 地団研専報, **31**, 1-15.
- 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, 地質学雑誌, **87**, 757-768.
- 近藤浩文, 1991, 北海道樺戸山地隈根尻層群の層序と地質構造, 地質学雑誌, **97**, 357-376.
- 栗田裕司・横井 悟, 2000, 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成, 石油技術協会誌, **65**, 58-70.
- 松野久也・石田正夫, 1960, 5 万分の 1 地質図幅説明書「早来」および同説明書, 北海道開発庁, 35 p.
- 松下勝秀, 1971, 5 万分の 1 地質図幅「江別」および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 21 p.
- 永田 勝・紀藤典夫・新井田清信, 1986, 樺戸山地の中生界-隈根尻層群の年代と白亜紀火山弧としての性格, 地団研専報, **31**, 63-79.
- 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.
- 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.
- 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・構造発達史とガス鉍床ポテンシャル, 石油技術協会誌, **67**, 38-51.
- 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.
- 石油公団 (JNOC), 1993, 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書.
- 石油公団 (JNOC), 1998, 基礎試錐「馬追」調査報告書.
- 石油公団 (JNOC), 1999, 基礎試錐「夕張」調査報告書.
- 石油資源開発札幌鉍業所勇弘研究グループ・岡村 聡・加藤孝幸・柴田 賢・鷹澤好博・内海 茂, 1992, 北海道苫小牧市東部における抗井から採取された白亜紀花崗岩類, 地質学雑誌, **98**, 547-550.
- 高橋功二・和田信彦, 1987, 5 万分の 1 地質図幅説明書「穂別」および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 40 p.
- 徳永重元・佐々木実・植田芳郎・佐藤良昭・鈴木泰輔・尾上亨・曾我部正敏・根本隆文・佐川 昭, 1973, 日本炭田図 XI 石狩炭田地質図, 地質調査所.
- 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.
- 1999-2000 年北海道日高衝突帯構造探査グループ, 2002, 北海道日高衝突帯における制御震源探査, 月刊地球, **24**, 475-480.

(Received June 1, 2002)

(Accepted July 15, 2002)