千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場

木 村 学*

Tectonic evolution and stress field in the southwestern margin of the Kurile Arc

Gaku KIMURA*

Abstract Hokkaido is situated in the junction area of the Tohoku and Kurile Arcs, or between the Eurasian and Okhotsk Plates.

In the southwestern margin of the Kurile Arc, the following tectonic movement occurred since Miocene. In Middle Miocene, the tectonic stress field was NW-SE extension in the inner Kurile. Subaqueous volcanic activity took place in the area. In Late Miocene, the tectonic stress field changed drastically from extension to compression. The crustal block of the Kurile Arc moved northward left-laterally along the Abashiri Tectonic Line. Subsequently since Latest Miocene, the Outer Kurile Arc shifted westward and collided with the central Hokkaido. The Abashiri Tectonic Line was bent by the collision. The uplift of the Hidaka Mountains was also caused by the collision. The uplift arised from the westward overthrusting of the island arc or continental crust on the overturned oceanic crust.

Hokkaido was formed by the following two collision since Paleogene. In Paleogene, the Okhotsk continental block moved southwestward right-laterally along the N-S trending suture zone and collided with the southwestern Hokkaido (Eurasian Plate). Subsequently, in the Latest Miocene, the collision of the Kurile Arc with the central Hokkaido occurred as mentioned above.

は じ め に

北海道はよく知られているように、千島弧と東北日本弧との会合部に位置している。現在の火山・海溝・深発地震面は互いに平行に並び、西南北海道付近で会合している。しかし、地質構造からみた場合、島弧会合部の形態は必ずしも単純ではなく、複雑な造構過程を経て形成されたことを示している。

北海道は三つの地質構造区に区分される。すなわち、西南北海道・中央北海道・東北海道であり、これらはそれぞれ、東北日本弧の北方延長・サハリンへ連続する日高帯および神居古潭帯・千島弧の南西端部とされている(橋本, 1958; 鈴木, 1958; 吉田, 1978など)。島弧会合部としての北海道の形成過程の解明には、これらの地域

の造構過程と同時に、それらの会合部形成過程に対する関与のしかたが明らかにされなければならない。

近年、北海道の形成過程をプレート・テクトニクスによって説明するいくつかのモデルが提出されている。それらは北海道の形成過程を二つの陸塊(オホーツク陸塊とユーラシアプレート)の衝突によって説明しようというモデルであり、中央北海道はその衝突帯として位置づけられている(掘越, 1972; DEN & HOTTA, 1973; DICKINSON, 1978; 岡田, 1979, 1980 など)。一方、貝塚(1972, 1975, 1980)は地形および活断層の特徴からネオテクトニクスについて論じた。貝塚は、千島弧、とくにその外帯が千島弧の伸びに平行に西へ移動し、中央北海道で東北日本弧と衝突しているとした。そして、これは千島海溝での太平洋プレートの斜めの沈み込みに原因があると説明している。また、藤井・曾我部(1978)は北海道東部に中央北海道と東北海道を画する南北方向の断層帯をみとめ、千島弧と中央北海道との衝突はこの付近で

1981 年 3 月 23 日受理

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University, 060 Japan.

起っているとした。

これら、現在まで出されているモデルからすると、北海道の形成過程には二つの陸塊の「衝突」と島弧末端部での「衝突」の二つの要素が複雑に関係していることが予想されるが、この両者の関係はこれまで明瞭にされてはいない。また、個々のモデルについても地質の実態として明らかにすべき問題も多く残されている。

筆者はこれまで、北海道東部に分布する新第三系の構造解析を行ってきたが、その結果、以下の点が明らかになった。

藤井・曾我部(1978)の指摘した断層帯は千島海溝から縁海である千島海盆付近まで追跡され、島弧を横断する大規模な構造線である。これを網走構造線とよぶ(木村, 1979b; KIMURA, 1981)。この構造線および隣接地域の新第三系の褶曲解析から、この構造線は後期中新世に開始された千島弧の中央北海道への連続的な「衝突」の結果形成されたといえる(木村, 1979a, 1980; KIMURA, 1981)。

本論文ではこの衝突前後の千島弧南西端付近のテクトニクスと広域造構応力場の関係について検討し、北海道の造構過程の中での意義についてのべたい。

千島弧南西端付近の構造的特徴と網走構造線

第1図に北海道東部およびその周辺海域の中新世以降に形成された褶曲・断層を示した。

北海道東部は網走構造線を境にその東西で構造の特徴が大きく異なる。すなわち、網走構造線の東側では、褶曲軸は北東—南西方向のものが卓越し、それが網走構造線に近づくにつれ、南北に方向を変える。網走構造線の北部付近では、構造線に沿って左雁行状に褶曲軸が配列する。断層系は褶曲と同様の配列を示すものが卓越し、その多くは逆断層である。網走構造線付近のものは右横ずれ成分をもつ(KIMURA, 1981)。これらの一部は活断層と考えられる(活断層研究会, 1980)。

一方、網走構造線の西側では、褶曲系は十勝平野の構造に代表され、南北方向の軸をもつ褶曲が卓越する。断層系も同様に南北方向のものが卓越し、これに北東—南西方向のものが重複している。南北方向の断層系は大半が東から西へつき上げた逆断層であり、一部は活断層である(活断層研究会, 1980)。

この陸上の地質構造の特徴は海域へも連続している。

十勝・釧路沖の太平洋側大陸斜面の地質構造については桜井ほか(1974), HONZA *et al.* (1977)などによって詳細に報告されている。それらによると、この海域の地質

構造の特徴は、海溝まで達する釧路海底谷を境に、その東側と西側で大きく異なる。すなわち、釧路海底谷の東側では海溝に平行な東西方向の褶曲・断層系が卓越する。そして釧路海底谷に近い $-2,000\text{ m}$ 付近で褶曲軸は北西—南東方向となる。これに対し、釧路海底谷の西側では、東側とまったく構造が異なり、 $-2,500\text{ m}$ 以浅では褶曲軸・断層系は北西—南東方向であり、釧路海底谷にはほぼ平行である。また $-2,500\text{ m}$ 以深では北東—南西の海溝に平行な断層系が卓越する。

この東西両地域の境界をなす釧路海底谷は前弧地域の構造単元の一つの境界と考えられ(HONZA *et al.*, 1977; 本座, 1979), 前述の構造差を生ずるような大きな構造線に起因するとされる(佐藤, 1962; 桜井ほか, 1974)。また海底谷の形成時代は後期中新世以降とされる(桜井ほか, 1974)。

以上の陸上部、太平洋側大陸斜面の地質構造を連続してみると、網走構造線を境にした東西の構造のちがいは太平洋下での釧路海底谷を境にした東西の構造のちがいとよく対応している。このことから陸上部の網走構造線の延長部は大陸棚付近で大きくわん曲し、約 $-2,000\text{ m}$ 以深*の釧路海底谷へ連続していると考えられる。

一方、北のオホーツク海では、最近相次いで海底下の地質構造が明らかにされている(永野ほか, 1974; HONZA *et al.*, 1978; 玉木ほか, 1979; 山本, 1979)。玉木ほか(1979)は網走沖の北見大和堆は激しく褶曲した第三系からなり、その西縁は東に傾斜した逆断層(北見大和スラスト)により画されると報告している。この断層は陸上部の網走構造線のちょうど北の延長部に位置しており、構造線の北への連続と考えられる。

以上、海域および陸上部での地質構造を概観すると、千島弧の南西端付近には海溝から縁海近くまでおよぶ、島弧—海溝系を横断する大規模な構造線が存在し、その東西で構造の特徴がまったく異なると結論される**。

北海道東部各地の造構運動の特徴

以上のべた千島弧南西端付近の中新世以降に形成された構造はどのような造構運動を経て形成されたであろう

* 釧路海底谷自体はほぼこの水深で北北東方向へ延長するが、佐藤(1962)によればこの部分は侵蝕谷の溺れ谷である可能性が強いとされ、 -1800 m 以深が構造性の海底谷と考えられている。

** 村内ほか(1973)は釧路海底谷構造谷説(佐藤, 1962)にもとづき、この海底谷(構造線)を知床半島、千島海盆の西縁へ延長し、島弧を横断する「釧路海底谷構造線」を推定している。またそれは千島海盆が拡大して形成された時の剪断帯であろうとしている。しかし彼らの推定した陸への延長部、中でも知床半島は他の千島の島々と同様の雁行山列の一つであり、ここに構造線の延長部を想定することは地質学的には極めて困難であろう。

第1図 北海道東部および周辺海域における中新世以降に形成された構造

A. T. L. : 網走構造線, K. S. C. : 釧路海底谷, K. Y. T. : 北見大和スラスト, K. T. L. : 上支湧別構造線, A—B : 網走構造線北部, C—D : 網走構造線南部, 海底等深線 500 m 間隔.

か. また, その運動時の広域的造構応力場はどのようなものであったろうか.

千島弧南西端付近の網走構造線沿いの地域, 知床半島地域, 釧路炭田地域などの各地域ごとに(第2図)中新世以降の造構運動と応力場について検討する.

1. 網走構造線沿いの褶曲・断層

網走構造線は南部と北部の二つの部分に分けられる

(第1図). 両者について, その性格, 活動時期, 隣接地域を支配した応力場について検討する.

構造線北部の西側には主にジュラ系が, 東側には泥質堆積物の卓越する中下部中新統が分布する. この中新統の褶曲は網走構造線に沿って左雁行状に配列する.

これらの褶曲について褶曲体内部の小構造解析から以下のことが明らかとなっている.

第2図 各地域位置図

足寄地域(第2図)では、背斜軸付近に小褶曲、逆断層が集中的に発達し、側方圧縮の応力場を示すのに対し、北西側の向斜軸付近では正断層系が発達し、引張応力場を示す(第3図a; 木村, 1979a)。二又地域(第2図)では褶曲軸部付近にのみ逆断層と同じセンスの節理系が発達し、側方圧縮の応力場を示すのに対し、翼部では軸部の節理形成と同時期の節理などの小構造は発達しない(第3図b; 木村, 1980)。網走地域(第2図)の褶曲については内部に発達する小断層から第3図cのような応力場が復元され、かつ層面に多くのすべり現象が認められる(木村, 1980)。

以上の褶曲体内部の小構造から復元された応力分布は、いずれの褶曲も座屈褶曲として形成されたことを示している。個々の褶曲で応力分布が若干異なるのは、褶曲体の構成や褶曲度のちがいを反映しているのであろう。したがって網走構造線沿いの地域では、北西—南東水平圧縮の応力場のもとで褶曲が形成されたといえる。また、この座屈褶曲の雁行状配列は網走構造線の左横ずれ運動と密接に関係して形成されている(木村, 1980; KIMURA, 1981)。

以上の網走構造線の左横ずれ運動と中新統の座屈褶曲の形成時期は以下のことから後期中新世と推定される。褶曲の形成に関連して形成された褶曲体内部の小断層などはいずれも地層が固結したあとに破碎された産状を示す(木村, 1979a; 1980)。中下部中新統は褶曲し、激しく変形しているが、鮮新統はそれを不整合におおひ、

第3図 褶曲体内部の最大圧縮主応力軌跡, 打点域: 砂岩などのコンピテント層, a) 足寄地域(木村, 1979a), b) 二又地域(木村, 1980), c) 網走地域

あまり変形していない。網走構造線北部の断層系は鮮新統に不整合におおわれ伏在断層となっている(KIMURA, 1981)。

一方、これら座屈褶曲の形成に先立つ中期中新世の運動については足寄地域の中新統堆積時の運動(木村, 1979a)から推定される。

すなわち、網走構造線はほぼ堆積盆の西縁として作用し、また、構造線東側の堆積盆内では基盤の昇降を反映していわゆる「曲げ褶曲」が進行していた。この時の造構応力場は砂岩岩脈や未固結時に形成された小断層から垂直圧縮・北西—南東方向の相対引張であったことがわかる。

構造線南部は従来浦幌断層とよばれている断層に一致する。この断層は上記の構造線北部を切る。また、この断層の運動によって鮮新統は大きく変形されている(KIMURA, 1981)。したがって、構造線北部が主要な活動を終えた中新世末以降も活動していたといえる。構造線南部は北から南へ向うにつれ、その走向が北東—南西方向から南北方向へと変わる。断層および隣接部の変形から、南北走向の部分は東傾斜の逆断層、北東—南西走向の部分は南東傾斜の逆断層であると同時に右横ずれ成分をもつことが分かっている(KIMURA, 1981)。このことから、網走構造線南部は主に中新世末以降の東方からの水平圧縮によって形成されたものと考えることが出来る。

2. 知床半島地域

知床地域は千島弧の火山弧として位置づけられる。中新世以降活発な火成活動が行われている場である。この地域は境界に位置していることもあり、これまで十分な構造解析などは行われていない。ここでは、従来報告されている若干のデータおよび予察的調査結果にもとづいてこの地域の造構史を検討する。

知床半島地域の地質構造は半島にほぼ平行な北東—南西方向ないし北北東—南南西方向の褶曲および同方向の断層系によって特徴づけられる。これらの地質構造は山口ほか(1953)がのべたように、中新統堆積後にこの地域が隆起した段階で形成されたと考えられる。

岩脈・鉾脈の卓越方位と産状：

この地域には数多くの岩脈・鉾脈などが貫入しているが、それらは以下の特徴を有する。中期中新統の火砕岩中にみられる岩脈は知床岬付近では北北東—南南西、宇登呂付近では東北東—西南西方向のものが卓越する(第4図)。その他の地域についても同様に卓越方向を求めて

みると、地域的にややばらつきがあるが、ほぼ知床半島に平行なものが卓越する(第4図a)。

一方、後期中新統ないし鮮新統中にみられる岩脈は、現在までのところ網走および宇登呂付近でしか観察していないが、いずれも北西—南東方向のものが発達する(第5図a, 第8図)。また、知床半島の各所にみられる鉾脈は、半島に直交するものが多い(第5図a)。この中で最も規模の大きい根室鉾山のものをみると、やはり北北西—南南東方向のものが最も多い(第5図b)。ただ、同時に北北東—南南西とほぼ東西のものもやや発達する。

次にこれらのうち若干のものの産状について記す。中期中新統に貫入した岩脈は知床岬付近の海蝕台で最もよく連続して観察することが出来るが、その岩脈の幅と頻度との関係を第6図に示した。1~5m 幅のものがよく発達し、これらの幅を総計すると、この地域では西北西—東南東方向に約2割、地殻が伸張していることがわかる。一方、後期中新統ないし鮮新統中にみられる岩脈、およびその周辺の小構造については宇登呂港の北の海蝕

第4図

a) 中期中新統中の岩脈卓越方向と σ_{Hmax} 軌跡,
b) 宇登呂地域の岩脈群, c) 知床岬付近の岩脈群

第5図

a) 後期中新世の岩脈・鉾脈などの卓越方位と σ_{Hmax} 軌跡, 太実線: 岩脈群, 細実線: 鉾脈群, 破線: 褶曲軸に直交する方向, b) 根室鉾山の鉾脈群, c) ウルップ島の鉾脈群 (根本・渡辺, 1936), a: 鯨湾, b: 家間崎, c: 手磯崎

第6図 知床岬付近の岩脈の幅と頻度, n: 岩脈の数, m: 幅 (m)

台で観察することが出来る(第7図)。この地域は北東—南西方向の軸をもつ褶曲の北西翼部に位置している(第7図e)。岩脈は $N20^{\circ}W$ ないし $N60^{\circ}W$ 走向であり、褶曲軸の方向と直交する。岩脈はその末端部が観察され、岩脈の末端部の延長には既存の割目ではなく、岩脈は細くなり、うねりながら末端となる(第7図 a, b)。これらの岩脈は破碎部の固結した逆断層および走向移動

断層の2系統の断層によって切られている(第7図 a, b, c)。逆断層は $N50^{\circ}E$ ないし $N70^{\circ}E$ 走向で、ほとんどのものが北西から南東へのし上げている。断層面には条線がみられ、水平線と $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 斜交しており、若干の横ずれ成分をもつことを示す。走向移動断層系は上記の逆断層を切っており、 $N50^{\circ}W$ ないし $60^{\circ}W$ の右横ずれ断層が大半である。また、岩脈の母岩中には多くの方解石脈が発達している(第7図 d)。第7図 a の d 地点付近の観察によると、方解石脈には $N20^{\circ}W$ ないし $N30^{\circ}W$ 方向のものと $N60^{\circ}W$ ないし EW の2系統が存在する(第8図 b)。形態的には前者はジグザグ状であったり不規則なものも多く、後者は雁行状を示すものが多い。雁行配列の形態は右横ずれセンスのものが圧倒的に多い(第8図 b)。

応力場と造構運動:

以上にのべた中新世・鮮新世の岩脈のほとんどのものは母岩の火砕岩の堆積と同時期に貫入したフィダー岩脈である。したがって岩脈から求められる応力場はほぼ母

第7図 宇登呂周辺の岩脈および小構造の産状

- a) 海蝕台の岩脈産状, b) 岩脈末端部と岩脈を切る2系統の小断層, c) 岩脈を切る逆断層, d) 雁行状方解石脈の産状, e) 宇登呂周辺の地質図と海蝕台位置図, I: イワウベツ川層(頁岩・泥岩), U: 宇登呂層(ハイアロクラスタイト), T: 段丘堆積物

第8図

- a) 第7図の岩脈方位, b) 方解石脈の方位,
1) 直線状, 2) 雁行状, 破線: 左雁行, 実線:
右雁行, 3) 不規則状またはジグザグ状

岩の堆積時のものと考えてよい。また鉍脈は山口ほか(1953)は中新世ないし鮮新統に胚胎したとのべている。これらの岩脈・鉍脈からみると中新世以降の応力場について以下の推測が成り立つ。中期中新世には半島に平行な方向に σ_{Hmax} , 直交する方向に σ_3 の応力場にあったが後期中新世頃に大きく転換し, 半島に直交した方向の σ_{Hmax} , 平行な方向の σ_3 の応力場になったらしい。知床半島にみられる褶曲の形成は時期的にみて, 後者の応力場と関係しているらしい。鉍脈の方向にばらつきが大きいのはマグマに比べ鉍液ははるかに粘性が低く, 剪断性裂罅や既存の割目にも入りやすいことの反映であろう。

岩脈から主応力方位を求める方法では原理的に σ_{Hmax} , σ_3 の関係はわかるが $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ の関係は決まらない(中村, 1969)。そこでこの点を宇登呂付近の海蝕台の岩脈・小構造の産状から検討する。先にのべた産状から, ここでは岩脈および小構造の形成順序は以下のようにまとめられる。1). $N20^\circ W \sim N60^\circ W$ の σ_{Hmax} の応力場のもとでの岩脈の貫入, 2). 同方向の水平な σ_1 のもとでの逆断層の形成, 3). 同方向の水平な σ_1 のもとでの走向移動断層の形成, 4). 3) と同時期の方解石脈の形成。これらの応力場をみると, 岩脈から求めた σ_{Hmax} と小断層系から求めた σ_1 の方向とは極めてよく一致している。では, 岩脈の貫入と小断層系の形成はどのような関係にあるか。小断層系には前述のように逆断層系と走向移動断層系の2系統がある。走向移動断層系に先立つ逆断層はほとんど層面に平行な走向・傾斜をもち北西から南東へつき上げている。この海蝕台の位置は前述のように, 背斜の北西翼部に位置している。このことを合わせ考えると, この逆断層は褶曲の形成に伴う flexural slip による層面衝上として位置づけられよう。走向移動断層系は引きつづく側方圧縮による褶曲の成長過程で形成されたものであろう。岩脈の貫入と褶曲形成の時間間隙はどの程度であったか。褶曲の形成に伴う走

向移動断層系と同時期に形成された方解石脈には走向移動センスのものと同時に岩脈と同方向の引張裂罅充填のものも多くみられる。また, 断層系のいずれも全てゆ着した断層面をもつ。これらのことは, 褶曲の形成中にも岩脈と同方向の裂罅が形成されたことを示し, かつ褶曲は地層が完全に固結する以前に成長していたことを意味する。岩脈は母岩の堆積とほとんど同時に貫入したフィダー岩脈と考えられるから, 岩脈の貫入・褶曲の形成はほとんど連続して起こったといえそうである。したがって, 岩脈から推定される σ_{Hmax} は σ_1 と一致する可能性が強い。一方, 後期中新世に貫入した岩脈から, やはり知床半島の延長方向に直交した σ_{Hmax} が得られている網走地域では, 前述したように褶曲が座屈によって形成されたことが明らかになっている。したがってこの地域でも σ_{Hmax} は σ_1 と一致する可能性が強い。鉍脈の卓越方位から求められる σ_{Hmax} について詳細はわからないが, 形成された時期は上記の岩脈や褶曲と一致している。

知床半島地域の造構史:

これまでのべた例は知床半島の中のごく一例にすぎず全体像を明らかにするには今後の調査が必要だが, 現時点での造構史の見通しについてのべたい。

中期中新世にこの地域は全体が沈降域であった。この時期の応力場は半島に平行な方向に σ_{Hmax} , 直交する方向に σ_3 があつた。半島に直交した方向に何割かの伸張が考えられ, かつ全体が沈降していたことから, この時は伸張テクトニクスが進行していたらしい。その後, 中新世後期に応力場は転換し, 半島に直交して水平な圧縮の応力場になった。この時期に半島は全体が隆起し, 褶曲が形成された。したがって全体として短縮テクトニクスの場合へと転化したと予想される。

現在の知床半島は活断層(活断層研究会, 1980)や測地学的研究(原田・葛西, 1971)から半島の延長に直交した方向に短縮していることが知られているが, これは中新世後期にはじまったといえるかもしれない。また, このことは, ウルップ島の鉍脈(第5図C)や国後島の側火口配列(中村・宇井, 1975)などの断片の資料からすると少なくとも南千島全体にいえることかもしれない。今後, 褶曲・断層などを含めてより詳細な研究が待たれる。

3. 釧路炭田地域・北見大和堆地域

これらの地域は既に造構運動の経過が明らかにされているので, それについて概観する。

釧路炭田地域は東北海道の千島弧外帯に位置する。炭田地域ということで詳細な地質調査が行われ, その造構

史が明らかにされている。馬淵 (1962) はこの地域の層相・構造の莫大なデータの解析から、古第三紀以降の造構史を以下のようにまとめている。

第1次造構運動：緩やかな褶曲の形成とそれに伴う断層の形成で特徴づけられ、中新統堆積時まで続いた。全体として弱い構造運動であった。この時の応力場は弱い東西圧縮であったらしい。

第2次造構運動：激しい東西圧縮のもとで地層の逆転・衝上・横ずれ断層などが形成された。鮮新統堆積前にはじまり、その後も余波が続いているらしい。

この第2次造構運動は前記の網走構造線南部の運動と、それを支配した応力場、活動時期がよく一致している。佐藤 (1967) はこの運動が釧路炭田の造構史の中で最も激しい運動だとのべている。この運動は釧路炭田、網走構造線の西に位置する十勝構造盆地の運動 (松井ほか, 1978) へと引きつがれ、現在も進行していると考えられる。

北見大和堆は前述したように網走構造線東側の第三系の延長部にあたり、構造線自体は北見大和堆西縁の北見大和スラストへ延長する。北見大和堆の受けた造構運動は玉木ほか (1979) によれば以下のようなものである。中新世に沈降域で厚い堆積物をためた北見大和堆付近は中新統堆積後、隆起域に転じ、激しい褶曲作用を被り、北見大和スラストが形成された。

中新世以降のテクトニクスと広域応力場

以上のべた各地域の造構運動から千島弧南西端付近のテクトニクスと応力場について総合すると、以下のよう

第9図 各地域の応力場変遷図

第10図 千島弧南西端付近の古地理図と応力場

1. 中期中新世頃、知床半島地域では伸張テクトニクスが進行し、全体が沈降域で、海底火山活動が活発であった。この地域のさらに西部に位置する北見大和堆地域・網走構造線北部の東側地域も同様に沈降域であった。

3. 中新世末ないし鮮新世以降も全域が水平圧縮の応力場のもとにおかれた。千島弧外帯の南西端付近にあたる網走構造線南部や釧路炭田地域はほぼ東西の σ_1 の応力場であり、内帯を含めると全体として σ_1 軌跡は西に開いた扇状の形をしていたと考えられる(第10図)。網走構造線南部は西へつき上げた逆断層であり、釧路炭田中にも同様の構造がみられる。また、網走構造線は南部の逆断層の部分を中心に西へ凸の形態をしている。このわん曲形態、断層のセンス、釧路炭田も含めた応力場などから考えると、千島弧の外帯は全体として西へはり出したととらえることが出来る。この運動は十勝構造盆地の運動へ引きつがれ現在もつづいているらしい。さらに西には日高山脈があるが、西へ凸のわん曲、東から西への衝上と同様の特徴をもつ。宮坂・菊池(1978)により、日高山脈は中新世末に急激に上昇し形成されたことが明らかにされている。

また、この運動に先立つ時期に、千島弧の地殻が若干北へ移動する運動が今回新たに推定された。左横ずれに伴う褶曲などの変形があまり大きくなく、後期中新世に

はじまり鮮新世以前に基本的に終了した運動と考えられるので変位量は大きくはないであろう。この運動は伸張テクトニクスから短縮テクトニクスにかわり、千島弧の外帯が西へはり出す以前の過渡的な運動としてとらえられるだろう。

貝塚(1980)や藤井・曾我部(1978)は外帯の西進に伴う運動を千島弧と東北日本や中央北海道との衝突にとらえ、より古い島弧の日高帯をもわん曲させたとしている。日高山脈の成因を考える上で重要な新知見が最近、相次いで報告されている。小松ほか(1979)によれば、日高山脈は変成したオフィオライトの西帯と島弧もしくは大陸性地殻の主帯が下部を接する形でめくれ上がって形成されたという。また、宮坂・菊池(1978)は礫の検討から、日高山脈の位置は中期中新世には海底下にあったが、中新世末に急激に山脈化し、深部が剝削されるレベルに達したことを明らかにした。これらの事実から日高山脈のめくれ上り、二つの異なる地殻の接合は中新世末に急激に形成されたものであることは明らかであろう。これは、中新世末頃にはじまる千島弧外帯の西進と完全に調和的である。また前述した様に、上支湧別構造線によって日高帯の深成岩類の分布が右にずれていることや、小松らの明らかにしためくれ上りは、上支湧別構造線の南側(外帯側)にしか認められない(北部では貫入した深成岩類が点在するのみ)ことも、千島弧外帯の西進を考えると合理的に説明されるであろう(第11図)。

では、この千島弧外帯の「衝突」と二つの陸塊の「衝突」(堀越, 1972; DEN & HOTTA, 1973; DICKINSON, 1978; 岡田, 1979; OKADA, 1980 など)はどのような関係としてとらえたらよいのか。

岡田(1980)は高橋(1974)や宮坂(1978)の中新統の礫岩の研究から、オホーツク陸塊は時計廻りに回転し、順次北から南へ衝突が波及したとのべている。しかし、前述したように日高山脈の形成自体は、时期的にも、また位置的にも、千島弧外帯の西進によると考えられるので、北から順次衝突したことによると必ずしも考えなくてもよいかもしれない。

島弧もしくは大陸性地殻(小松ほか, 1979)あるいはオホーツク陸塊の基盤(DICKINSON, 1978)と考えられる日高帯主帯と海洋性地殻である西帯の境界は広いマイロナイト帯であり(宮下・前田, 1978)、衝突の第一級の構造線と考えられる(日高主衝上断層, 宮下, 投稿中)。この断層帯は新しい時代には西へつき上げた逆断層として活動しているが、それより古い運動像が日高帯主帯および西帯の中に残されている。宮下(投稿中)によれば、西帯

は右雁行を示す衝上断層群によって寸断されているという。また、マイロナイト帯をはさんだ東側の主帯はKIZAKI & HAYASHI(1979)の詳細な構造解析によって、ミグマタイトや花崗岩などは、ほとんど北から南へつき上げたことが明らかにされている。これらのことから、この日高主衝上断層は右横ずれ成分をもった断層と推定される。また、宮下(投稿中)はこの運動に伴う小構造も変成作用(23.4 ± 7.9 m. y.; 橋本, 1976)にまきこまれつつ形成されていることから、変成作用時の変形と推定している。この断層帯の北海道北部への延長は現在のところ明確ではないが、中央北海道の延長部のサハリンにおいて、サハリンを縦断するサハリン中央断層や東サハリン断層はいずれも右横ずれ成分の卓越した断層と報告されている(ROZHDESTVENSKIY, 1976; ZANYUKOV, 1971)。また、この運動は古第三紀末ないし新第三紀初頭に開始されたとされる。すなわち、中央北海道からサハリンへつながら「衝突帯」はオホーツク陸塊が南へはり出すように西南北海道(ユーラシアプレート)と衝突して形成された可能性がある。日高山脈はこのようなオホーツク陸塊の衝突に中新世末の千島弧外帯の衝突が加わって形成されたとして説明できるであろう(第11図)。千島弧外帯の西進もオホーツク陸塊の運動と太平洋プレートの運動の相互作用としてとらえられるものかもしれない。

謝辞 本報告を終えるにあたり、発表の機会を与えていただいたシンポジウム世話人会の方々に心から感謝する。また、日頃御指導いただいている北海道大学松井愈教授・橋本誠二教授、議論していただいた北海道大学勝井義雄教授、地質調査所の井上英二・本座英一・玉木賢策・山口昇一の各氏に心からお礼申し上げる。とくに玉木賢策氏には海域の地質構造について教えていただいた。また新潟大学小松正幸助教授・北海道大学宮下純夫博士をはじめ北海道地質構造研究会の方々には北海道の地質について多くの議論をしていただいた。知床博物館の合地信生氏にはいろいろ調査の便宜を計っていただいた。茨城大学天野一男博士には現地で討論していただいた。論文作成にあたり北海道大学、太田茂志氏・佐藤千秋嬢に援助を賜った。以上の方々に対し合わせてお礼申し上げます。また、草稿をよんでいただき貴重な御助言をいただいた東京都立大・貝塚爽平教授に厚く感謝の意を表する。

文 献

- DICKINSON, W. R., 1978: Plate tectonic evolution of North Pacific rim. *Jour. Phys. Earth*, **21**, Suppl.,

sl-s19.

- DEN, N. and HOTTA, H., 1973: Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 24, 31—54.
- 藤井敬三・曾我部正敏, 1978: 北海道における後期中新世から鮮新世にみられる構造運動. 地調月報, 29, 631—644.
- 長谷川潔・高橋俊正・松井公平, 1961: 5万分の1地質図幅「上支湧別」および同説明書. 44p., 北海道開発庁.
- 橋本誠二, 1976: 日高変成帯西帯の意義. 新潟大地鉱教室研究報告, 4, 40, 409—414.
- 橋本 亘, 1958: 蝦夷一樺太地向斜地域の地史に関する諸問題. 藤本教授記念論文集, 101—112.
- 原田健久・葛西篤男, 1971: 最近 60 年間における日本の地殻の水平歪. 測地学会誌, 17, 4—7.
- HONZA, E. (ed.), 1977: Geological investigation of the Japan and Southern Kurile Trench and slope areas. *Geol. Surv. Japan, Cruise Rept.*, no. 9, 127 p.
- , 1978: Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido. *Geol. Surv. Japan, Cruise Rept.*, no. 11, 72 p.
- 本座栄一, 1979: 島弧における堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, 44, 120—129.
- 掘越 勲, 1972: 日本列島の造山帯とプレート. 43, 665—673.
- 貝塚爽平, 1972: 島弧系の大地形とプレートテクトニクス. 科学, 42, 573—581.
- KAIZUKA, S., 1975: Tectonic model for the morphology of arc-trench systems, especially for the echelon ridges and mid-arc fault. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 45, 9—28.
- 貝塚爽平, 1980: 伊豆パーと千島外弧パーの第四紀変動図. 地球, 2, 155—156.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層, 分布図と資料. 363p., 東大出版会.
- 木村 学, 1979a: 小断層, 砂岩岩脈からみたラワン褶曲帯の形成機構. 地質雑, 85, 221—238.
- , 1979b: 北海道東部(千島弧南西端)の大構造と中新世の構造運動. 地団研第33回総会講演要旨集, 32—33.
- , 1980: 節理系の解析と褶曲の形成機構—北海道東部二又地域を例として—. 地質雑, 86, 105—118.
- KIMURA, G., 1981: Abashiri Tectonic Line, with special references to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [IV], 21, 95—111.
- KIZAKI, K. and HAYASHI, D., 1979: Migmatite tectonics of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan. *Tectonophysics*, 56, 203—220.
- 小松正幸・在田一則・宮下純夫・前田仁一郎・本吉洋一, 1979: 日高変成帯西帯と主帯の境界. 地質学会第86年大会演旨, 289.
- 馬淵精一, 1962: 釧路炭田古第三系に関する堆積並びに造構史的考察. 東北大地質古生物邦文報告, 56, 1—42.
- 松井 愈・山口昇一・松沢逸巳・宮坂省吾, 1978: 鮮新世～前期更新世の構造運動—十勝構造盆地の誕生と発展—. 地団研専報, no. 22, 96—104.
- 宮坂省吾・菊池昂哉, 1978: 新第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研専報, no. 21, 139—153.
- 宮下純夫・前田仁一郎, 1978: 日高変成帯北部の塩基性深成変成岩類. 地団研専報, no. 21, 43—60.
- , 投稿中: 変成オフィオライト, 日高変成帯西帯の地質(1)—オフィオライト層序の復元. 地質雑.
- 村内必典・浅沼俊夫・石井晴雄, 1973: 北海道周辺海域の地球物理学的研究. 国立科博専報, no. 6, 163—182.
- 中村一明, 1969: 広域応力場を反映した火山体の構造. 火山, 第2集, 14, 8—20.
- 中村一明・宇井忠英, 1975: 岩脈群などによるテクトニック応力場復元の問題. GDP 連絡紙, II-1-(1)構造地質, 3, 75—82.
- 永野真男・桜井 操・内田摩利夫・池田 清・田口 広・大森哲雄, 1974: 北海道北東岸沖の海底地質. 水路部報告, No. 9, 31 p.
- 根本忠寛・渡辺武男, 1936: 得撫島国図幅説明書. 北海道地質調査会, 73 p.
- 岡田博有, 1979: 北海道の地質とプレートテクトニクス. 月刊地球, 1, 869—877.
- OKADA, H., 1980: Sedimentary environments on and around island arcs; an example of the Japan trench area. *Precambrian Research*, 12, 115—139.
- ROZHDESTVENSKIY, V. S., 1976: Displacement along the Tym' Poronay Fault on Sakhalin Island. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 230, 678—680.
- 阪口 豊, 1959: 北海道の新しい地質時代の地殻運動. 地理評, 32, 401—431.
- 桜井 操・長井俊夫・戸沢 実・池田 清, 1974: 釧路沖の地質構造と地殻変動. 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, Part I, 10—17.
- 佐藤 茂, 1967: 釧路炭田地質構造発達史. 佐々保雄教授記念論文集, 441—451.
- 佐藤任弘, 1962: 釧路沖海底谷付近の深海地形. 地質雑, 68, 563—572.
- 鈴木 醇, 1958: 北海道の地質に関する諸問題. 同上, 64, 663—674.
- 高橋功二, 1974: 道北地域新第三系の構成礫について. 地下資源調査報告, 112, 17—43.
- 玉木賢策・湯浅真人・西村清和・本座栄一, 1979: 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図. 地質調査所.
- TOKUDA, T., 1926: On the echelon structure of the Japanese archipelagoes. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, 5, 41—76.
- 山口四朗・長谷部完三・太田垣亨, 1953: 知床半島南部における鉱床胚胎の機構について—東部北海道の鉱床の研究(2). 鉱山地質, 3, 145—155.
- 山本裕彦, 1979: オホーツク海および天北日本海側海域

- の地質構造と堆積盆について. 石油技協誌, **44**, 28—35.
- 吉田 尚, 1978 : 日高・北上両地質帯の境界と比較構造論. 地研専報, no. 21, 169—180.
- ZANYUKOV, V. N., 1971 : The Central Sakhalin Fault and its role in the tectonic evolution of the island. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **196**, 913—916.
-