

100万分の1 海底地形図「北海道」・「東北日本」と海底地形

八島邦夫*・今井健三*・西沢邦和*

1 : 1,000,000 BATHYMETRIC CHARTS "HOKKAIDŌ", "NORTH-EAST NIPPON" AND SUBMARINE TOPOGRAPHY

Kunio Yashima*, Kenzō Imai* and Kunikazu Nishizawa*

Received 1981 September 11

Abstract

The Hydrographic Department of Japan (Nippon) is planning to publish a 1:1,000,000 bathymetric chart series which covers the continental margin around Japan in five sheets. Of those sheets planned, two sheets ("HOKKAIDŌ" and "NORTH-EAST NIPPON") have already been published. This bathymetric chart series is the first one to represent the details of the continental margin including trenches and back arc basins around Japan by 100 meter-interval depth contours, and from this viewpoint, may have historical significance on the history of bathymetric chart preparation in Japan.

Taking this opportunity, the authors tried to discuss the basic specifications of preparing this series, and to summarize the characteristic submarine topography covered by the two sheets by way of regional description.

The basic specifications discussed are as follows:

The overall publication plan, expression of data control, projection, graticule and graduation, depth contours and soundings, representation of land features, nomenclatures and geographical names of sea bottom features and color expression are presented.

Submarine topography of the sea area studied is divided into three provinces by characteristics and origin.

1. Japan Sea side (Hokkaidō, North-East Nippon)
2. Sea of Okhotsk side (Hokkaidō)
3. Pacific Ocean side (Hokkaidō, North-East Nippon)

In the present paper, the characteristics of submarine topography (continental shelf, continental slope, continental borderland, deep sea basin, trench and others) based on the results of morphometry and reference, were first described for each province, and then problems relating to the origin of the Japan Sea, deep continental shelf, old sea level, wave-like distribution of continental shelf edge, origin of deep sea plains, etc., were additionally discussed.

1. はじめに

わが国における海底地形図の作成は、1925年に東京で開催された第3回汎太平洋学術会議の際に、水路部の

* 海図課 Chart Division

小倉伸吉博士が1923年までに水路部に収集された多くの水深値に基づいて編さん作成し、提出した「日本近海の深さの図」¹⁾が初めてである。

その後、1929年には、この図を基に1928年までの資料を加えて「日本近海水深図」²⁾が刊行され、1952年には田中吉郎法による浮彫式の「日本近海深浅図」³⁾が刊行された。この図では日本周辺の大地形の概要が立体的に表現されて、世界的にも好評を博したが、1971年に水路部創立100周年を記念して改版され、表題も「日本近海海底地形図(浮彫式)」と変わった。これらの図のほかには1966年から1968年に、主としてGEBCO資料に基づいて4図から成る「日本近海海底地形図第1～第4」⁴⁾が作成刊行された。

これらの海底地形図はすべて、航海用の海図を作成するために収集した多くの水深値に基づいて編さん作成されたものであった。

これに対し、初めから海底地形調査を目的として作成された海底地形図は、1954、1955年に日本国有鉄道の要請により津軽海峡で実施した成果に基づく2万分の1の海底地形図「白神岬東方」, 「竜飛埼」が最初である。その後、1967年、1975年にそれぞれ作成を開始した大陸棚及び沿岸の海の基本図シリーズの海底地形図では初めから海底地形図作成を目的として調査が行われている。

以上の諸図は日本における海底地形図を議論するうえで、それぞれの意味において大きな歴史的意義を持つもので、見落とすことのできない図である。

今回、作成が計画された100万分の1の海底地形図シリーズは、主として20万分の1大陸棚の海の基本図の測量成果を集大成することを目的とし、基本図成果及びGEBCO資料等に基づいて、海溝域から島弧背後の海盆域までの日本列島周辺の海底地形を詳細に表現することを意図している。これまでの同地域を描いた図(300万分の1シリーズ)での等深線間隔500mに比べ、今回は100mであり、このシリーズは海底地形図作成を目的とする成果を主として用い、日本列島周辺の大陸縁辺部が詳細に表現された初めての図といえることができる。そして、しばらくの間、統一仕様による系統的成果に基づいて当海域全体の等深線が描き改められる見込みはなく、こういった意味でも、このシリーズの意義は大きい。

「日本近海の深さの図」や「日本近海深浅図」作成に際しては小倉(1925)、田中(1952)、田山(1952)が図の表現法や海底地形の概観について報告しているが、今回も図作成に際して、このシリーズの作成仕様、及びすでに刊行された「北海道」、「東北日本」図幅に含まれる海底地形について概説することとし、図上作業の成果及び文献から、当海域の海底地形の地形誌的とりまとめを行うことにした。

2. 100万分の1海底地形図シリーズの作成仕様

海底地形図は、種々の目的に使用されることを意図して作成される海の一般図であり、各種の海の地図の基図として使用されることも多く、よく検討された一定の仕様に基づいて作成される必要がある。この点で従来のシリーズの場合、不十分な点もあり表現内容が不適切だった面も少なくない。

このシリーズでも一部適用した、大縮尺図を含む望ましい海底地形図作成の仕様と、このシリーズの表現法の詳細は日本国際地図学会海洋図専門部会(1977)とImayoshi *et al.*, (1981)により報告されているので、ここでは作成仕様の考え方と表現法の要旨のみを述べることにする。

-
- 1) 約850万分の1 (基準緯度 0°)
 - 2) 825万分の1 (基準緯度 35°)で1936年に改版
 - 3) 800万分の1 (基準緯度 35°)
 - 4) 300万分の1 (基準緯度 35°)

(i) 全体的刊行計画

海底地形図は海の一般図であり、行政区画あるいは地形区を考慮した、全体的刊行計画が必要である。当シリーズは日本列島周辺の海溝を含む大陸縁部全体を、地形区を考慮して、できるだけ重複を少なくして、5図で包含するように計画された (Figure 1).

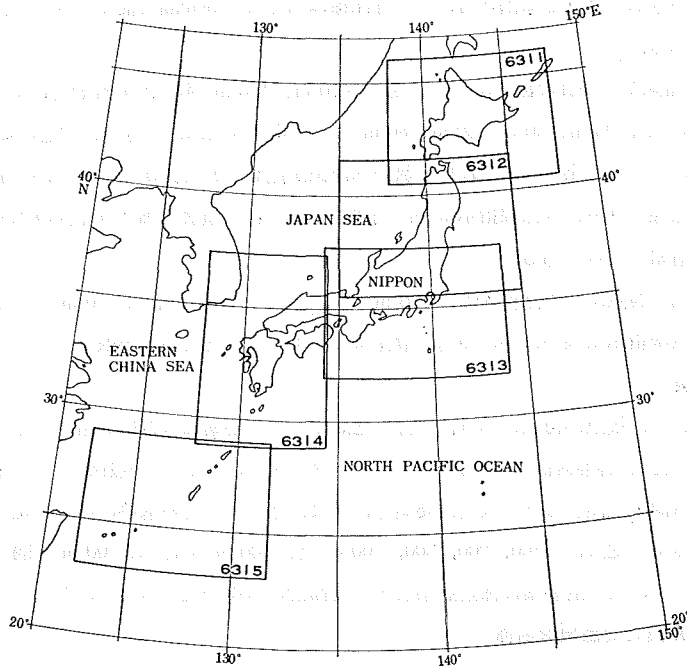


Figure 1 Publication plan of 1:1,000,000 bathymetric chart series

(ii) データコントロール表現*

海底地形測量は線の測量であり、測線の間は既存の水深や地球科学的データに基づき、等深線描画がなされている。この場合でも現在の地球科学的の知識に基づく解釈の図にすぎないわけで、どのような資料に基づき等深線を描いたかを示し、別の解釈もありうることを明示する必要がある。このシリーズでは図中に密測区域（基本図測量）・測線・測点を灰色で等深線と重ね合わせて図示し、欄外には資料索引図を用いて資料の種類・年代の区別を明示した。

(iii) 投影法

航海用の海図の場合や、位置記入の容易さなどメルカトル図法はすぐれた長所をもつが、この図法では高緯度でのひずみが大きく、異なる緯度間の地形の比較等には適当ではない。それぞれの図法には種々の特徴があるが、図の目的に最も適した図法を選ぶ必要がある。このシリーズでは異なる緯度間の面積比較等ができることも考慮し、正角図法であり、かつ面積のひずみも小さい2標準緯線型のランベルト正角円錐図法を採用した。標準緯線はシリーズ全体が連続図になるよう考慮し、5図共通の30°と43°にした。

(iv) 経緯度格線および目盛

海底地形図が海の一般図として広く利用されるには、計画線やデータを容易に図上に記入できるような配慮が必要である。ランベルト正角円錐図法の場合、経線は直線であるが、緯線は曲線であり、位置の記入等がしにく

* 等深線がどのような資料に基づき描画されたかを示すため、資料の密度や配置を表現すること。

い欠点がある。そこで経緯度格線は 1° 間隔とし、輪郭および図の中央の経緯線にも $1'$ 間隔で目盛を施すことにした。

(v) 等深線・水深値

海底地形図では、しばしば、浅くて平坦な所では等深線間隔は狭く、深くて急な所では広く描かれる。これは傾斜について錯覚をひきおこさせる原因ともなる。等深線はあくまで等間隔で描くべきで、浅くて平坦な所は補助等深線とすべきである。

また、この場合の間隔は、後日の編さん等の見地から 10 m 、 100 m 等の十等分法を採用すべきで、 25 m 、 50 m 、 75 m などの4等分法、 20 m 、 40 m 、 60 m 、 80 m などの5等分法は、できるだけ避けるべきである。

水深値については、しばしば余り意味のない多数の水深値が記載された図がみられるが、海底地形図における海底表現の基本は等深線であり、等深線指示水深、閉曲線で示される顕著な高まりや深み以外の水深は、図を繁雑にするだけであり省略すべきである。

当シリーズでは上記の観点から等深線間隔は 100 m とし、浅くて平坦な所では 50 m の補助等深線を用いた。また水深値は、等深線指示水深のほかは海溝の最深所、海山の頂など必要最小限のものにとどめた。

(vi) 陸部の表現

航海用の海図の場合は、視点が海上にあり内陸部の地形や人文的要素は大幅に省略される。海底地形図では、陸上地形との比較のうえでも内陸部の地形も表現されるべきであり、また、一般図として集落・交通・公共施設・行政管理区分・資源・危険物などの人文的要素も、縮尺に応じて一定の基準に従い表現されるべきである。

当シリーズでは、陸上の地形は、 100 、 200 、 300 、 500 m 及び 500 m 以上では 500 m 間隔の等高線と、主要水系・湖沼を全域にわたり、人文的要素は都道府県名・主要都市のみを表現することにした。

(vii) 海底地形用語と海底地形名称

海底の地形では、しばしば同一の地形に対し異なる用語・名称が付与されている。これは種々の点で不都合であり、積極的に標準化・統一を進める必要がある。このような観点から当シリーズ記載の用語・名称は、海洋地名打合せ会で決定されたもののみとし、縮尺を考慮し、できるだけ詳しく記載するようにした。

(viii) 色表現

色の使用は立体感等の表現能力を高めるが、使用する色や段彩の区分の仕方に十分考慮する必要がある。このシリーズでは輪郭・表題等には墨、陸上の等高線はセピア、等深線は藍、データコントロール表現には灰色を用い、陸部は3色6段彩($0\sim 200\text{ m}$ 、 $200\sim 500\text{ m}$ 、 $500\sim 1,000\text{ m}$ 、 $1,000\sim 2,000\text{ m}$ 、 $2,000\text{ m}\sim 3,000\text{ m}$ 、 $3,000\text{ m}$ 以上)、海部は3色9段彩($0\sim 200\text{ m}$ 、 $200\sim 1,000\text{ m}$ 、 $1,000\text{ m}$ 以深は $1,000\text{ m}$ 間隔)により大陸棚や海溝・大洋底の区別が容易で起伏感が出るような色の濃淡に工夫を行うこととした。

3. 北海道・東北日本周辺の海底地形

「北海道」・「東北日本」図幅に含まれる海域は Figure 2, 3 に示したが、これらの図から、太平洋側・日本海側・オホーツク海側では海底の様子が全く異なっていることが分かる。

太平洋側は地形単元が大きく、地形が比較的単調で、島弧に平行して、 $7,000\text{ m}$ の水深で弧状に連なる海溝、陸側から海溝に向かって緩やかに傾斜する大陸斜面、海溝海側に $5,000\text{ m}$ の水深で広がる大洋底とそこに散在する海山により特徴づけられる。

これに対して日本海側は、水深が浅く、大陸棚から深海底に向かう大陸斜面の部分に、地形単元も小さく不規則な起伏を有する大陸境界地の地形が島弧に雁行して走り、この境界地の沖合には水深 $3,500\sim 3,600\text{ m}$ で低平

な深海盆が横たわっている。つまり日本海側は、対照的な大陸境界地と深海盆の地形により特徴づけられる。

千島列島・樺太・北海道にはさまれて位置するオホーツク海側の地形は、非常に単調で広い大陸棚と緩やかに傾斜する大陸斜面、水深3,000 mで低平な深海盆により特徴づけられ、日本海側とも対照的である。

プレートテクトニクスによると、日本列島周辺はアジア大陸と太平洋のプレートの境界域に当たり、両プレートの相互作用の観点から活動縁領域とされ、島弧と縁海に特徴づけられたプレートの沈み込み帯が存在する。

つまり、太平洋側では、太平洋のプレートが千島—カムチャッカ海溝、日本海溝において大陸のプレートの下に沈み込み、それに伴って種々の地形が形成され、あるいは変化を受ける。日本海・オホーツク海はいずれも縁海で、沈み込み帯背面の地殻内に何らかの原因で伸張力が生じた結果、拡大して形成された海である。そして、日本海とオホーツク海では、形成時あるいはその後の発達過程が異なるため、両者の間に差異が生じたとされる。

以上のように、北海道・東北日本周辺の海底地形は、特徴や成因から大きく3つの地形区に分けることができる。以下、各地形区ごとに、20万分の1の海の基本図、100万分の1の海底地形図から作成した断面図・図上での地形計測の値・文献等から各地形要素を記載し、その後で現在、問題となっている二、三の点についてふれることにする。

4. 日本海側の海底地形

(1) 海底地形の概観 (Figure 4)

日本海海底地形を概観すると、水深2,000~3,500 mの広大な平坦部を示す深海盆と日本海を取り巻く島

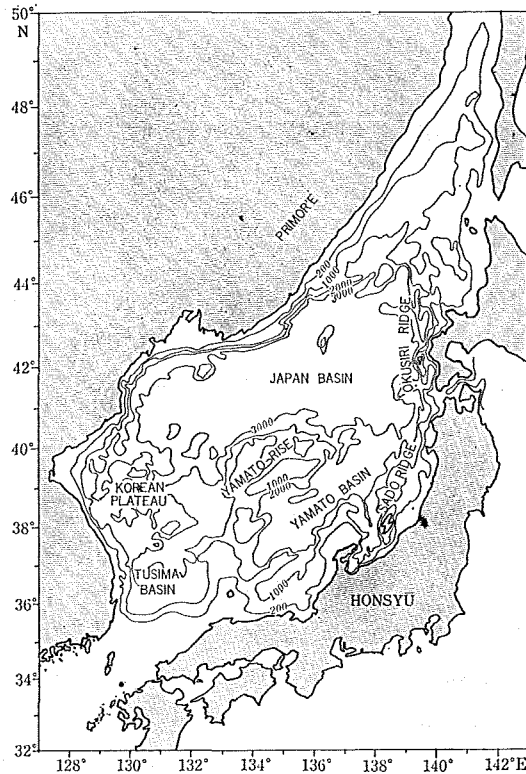


Figure 4 Outline of bathymetry of the Japan Sea

弧、大陸沿岸の大陸棚から深海盆に至る大陸縁辺部さらに深海盆中の大きな高まりの3つに大別できる。

(i) 深海盆

日本海北部を占める日本海盆は、水深 3,000~3,600 m の広大な深海盆でところどころに海山を有し、中でも目立つのは北東部にあるポゴロフ海嶺(図幅外)で比高 2,300 m を示す。海盆底は大陸側が浅く、北海道側で深く全体として大陸側から島弧に向かって緩やかに傾斜している。南部には、この深海盆から延びる湾入部があり、南東部の大和海盆、南西部の対馬海盆(図幅外)の2つが顕著であるが、いずれも水深は 2,000~3,000 m で日本海盆より浅い。

(ii) 大陸縁辺部

大陸側と島弧側では様相を異にする。大陸側では、ほぼ海岸線に平行して発達する大陸棚から急傾斜で深海部に達する地形が大半を占めるが、朝鮮半島東側には水深 1,000~1,500 m の台地状の朝鮮海台が張り出している(図幅外)。島弧側では水深 1,000 m 以浅の地形が複雑で、典型的な大陸境界地をなし、北海道沖の奥尻海嶺・東北日本沖の佐渡海嶺・西南日本沖の隠岐海嶺などの海底山脈が発達する。

大陸棚の形態は、大陸側では外縁水深 100~200 m、幅約 30 km 内外で単調な大陸斜面に続いている(川上, 1970)。島弧側は富山舟状海盆を境にして異なり、その以東ではほとんどの地域が外縁水深 100~160 m で大陸斜面と明瞭に区別されるが、能登半島以西では外縁が不明瞭な地形が水深 500 m 付近までみられ、深い大陸棚の地域となる。

(iii) 深海盆の高まり

日本海のはほぼ中央に位置し、巨大な長円形の高まりをなす大和海嶺は、比高約 2,700 m 級の大海底山脈で、山陰沖から隠岐諸島をのせて北に延びる海底の高まりに続いている。

(2) 大陸縁辺部

日本海側の大陸縁辺部は、(1)能登半島以西、(2)富山湾沿岸、(3)富山湾以東から津軽半島まで、(4)北海道西方の4つの地域に区分できる。

(i) 大陸棚 (Tables 1, 2)

(1) 能登半島以西から越前岬

能登半島以西では、大陸棚外縁が不明瞭な緩傾斜の地形が水深 500 m 付近まで続き、大陸棚外縁が異常に深いことが茂木(1953)により指摘された。この海域の外縁水深は 230~500 m、幅は 30~70 km であるが、能登半島北方及び若狭湾沖(越前岬北西方)では、それぞれ 230~270 m、350 m とやや浅い。この深い大陸棚は当初、通常の大陸棚が構造運動により沈んでいったと推定されたが、その後、この大陸棚上の水深 140 m 前後に段丘面が見つかったことから、この段丘面が通常の大陸棚に相当し、深い大陸棚はそれ以前の段丘面が構造運動により沈んでいったと考えられるようになった(佐藤, 1970a)。

深い大陸棚の地質構造をみると、外縁水深 270~460 m の能登半島北西方では、傾斜した地層を切る明瞭な傾斜不整合面があり、その上に堆積物がのり、この堆積層が深い大陸棚を形成している(田口ほか, 1973)。

また、能登半島から隠岐諸島に至る大陸棚地域には厚い堆積層があり、堆積層中に古海水準を示すと思われる不整合面が存在する(Katsura and Kitahara, 1977)。これは全体的な沈降を示すものであろうし、事実、山陰地方では海岸付近における顕著な沈降運動が予想されていた(山陰第四紀研究グループ, 1969)。また、ここでの深い大陸棚を岩淵(1973)は縁辺台地と呼んだが、後述する三陸沖南部の大陸棚と同様の理由から、深い大陸棚として扱う方が妥当であろうと考えられる。しかし不整合面の形成年代、三陸沖南部の深い大陸棚との関係などは分かっていない。

(e) 富山湾沿岸

この海域は一般に大陸棚の発達は不良で、幅は狭く、外縁水深は100 m前後と浅い。飯田湾、七尾湾沖では比較的幅が広く7~20 km、その他では2~5 kmと日本海側沿岸中で最も狭い。富山湾奥沿岸には、大陸棚外縁から大陸斜面を深く刻む海底谷が多数見られ、その谷頭は現陸上河川の河口近くに迫っているものが多く、溺れ谷だとされている(田山・佐野, 1952, 星野・岩淵, 1966)。

この海域で外縁水深が浅いのは、黒部川などの急流河川による粗粒堆積物が真の外縁部を被覆しているためであり、幅の狭さは、この海域での湾奥に向かったの向斜運動(奈須ほか, 1966)を反映しているのであろう。この運動は魚津の埋没林(藤井・島倉, 1963)の深さなどからみて現在も続いているらしい。

(f) 富山湾以東から津軽半島

この海域の外縁水深は100~160 mで平均140 m前後を示す。大陸棚の幅は越後平野、庄内平野、津軽平野の沖で約20~50 kmと広く、最大は新潟から粟島に至る沖合いで40~50 kmに達する。山地が迫る山麓海岸沖ではほぼ5~15 km程度と狭くなる。平坦面は不明瞭ながら9段に識別されるという(岩淵, 1968 a)。

この海域のうち、新潟から秋田にかけては馬の背付近を除き外縁水深は140 m前後にあるが、ここでは大陸棚の幅の広い所では、常に外縁付近に基盤の高まりや褶曲構造がみられ、その間を堆積物が埋めていることから、大陸棚の幅は大陸棚の内部構造により規定されていることが分かる(佐藤, 1970 a)。またこの海域の特色として、大陸棚外縁から大陸斜面を経て深海盆に至る地域には、起伏の激しい大陸境界地の地形が発達する。

(g) 北海道西方 (Table 2)

大陸棚は積丹岬を境にその南側では一般に発達が悪い。津軽海峡付近で20 km程度の幅をもつほかは10 km以下で、茂津多岬付近ではほとんど発達をみない。外縁水深は場所によりバラツキがあるがほぼ150 m前後である。

津軽海峡はわが国で初めて本格的な海底地形測量が実施された所で、小向(1956)、佐々(1969)など多数の報告があり、多くの段丘面が詳しい海底地形図から識別され、わが国の後水期海面変動の研究の端緒になった(漆, 1966)。また、この付近の大陸棚上には顕著な海盆が存在する。

積丹岬の北側は石狩湾から宗谷海峡にかけ広い大陸棚が発達している。その幅は石狩湾で約50 km、利尻島付近で約70 kmに達する。外縁水深は150 m前後である。増毛沖から利尻島にかけての大陸棚は外縁部に背斜構造(利尻・暑寒別隆起帯)をもつ堆積盆からなっており(佐藤ほか, 1973)、このような構造が幅の広い大陸棚

Table 1* Continental shelf (Japan Sea side, North-East Nippon)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge (m)	depth range (m)	mean gradient
W. of Kodomari Saki (小泊岬西方)	22	130	130~1,800	3.8°
Off Tugaru Plain (津軽平野沖)	20	150	150~1,800	3.9°
Off Henasi Saki (鱸作埼沖)	5	150	150~1,800	5.5°
Tigoki Saki ~ Oga Hantō (チゴキ埼~男鹿半島)	20	100~110	110~1,200	4.2°
Off Oga Hantō (男鹿半島沖)	7	160	160~1,400	4.7°

S. of Oga Hantō (男鹿半島南方)	32	160	—	—
Honzyō ~ Konoura (本荘~金浦)	11~18	140	130~400	3.0°
Vicinity of Kisakata (象潟付近)	9	130	130~400	2.2°
Hukura ~ Sakata (吹浦~酒田)	18~20	130~140	140~600	1.5°
Sakata ~ Atumi (酒田~温海)	17~21	150~170	170~600	1.4°
Atumi ~ Awa Sima (温海~粟島)	26	150	150~600	1.1°
Vicinity of Awa Sima (粟島付近)	24	110	110~700	1.4°
Awa Sima~Niigata (粟島~新潟)	50	140~190	150~600	2.2°
Off Kakuda Yama (角田山沖)	30	140	140~500	2.3°
Off Yahiko (弥彦沖)	10	140~150	150~500	4.0°
Honsyū side of Sado Kaikyō (佐渡海峡本州側)	10	130~140	140~400	1.9°
N. of Sado Sima (佐渡島北方)	26	150~160	160~600	3.7°
S. of Sado Sima (佐渡島南方)	11	110~120	120~800	5.6°
Kasiwazaki ~ Naoetu (柏崎~直江津)	15	120~130	130~1,000	4.5°
N. of the mouth of Kurobe Kawa (黒部川川口北方)	2	60~90	90~900	6.6°
Inside of Toyama Wan (富山湾奥部)	2~4	80~100	100~900	3.5°
Vicinity of Nanao (七尾付近)	7	110~120	120~1,000	10.0°
Vicinity of Noto Ogi (能登小木付近)	4	100	100~1,000	2.4°
Iida Wan (飯田湾)	18	120	120~600	1.5°
Off Suzu (珠州沖)	9	110	110~1,500	3.5°
location	submarine terrace		(deep) continental shelf	
	width (km)	depth at terrace edge(m)	width (km)	depth at shelf edge(m)
N. of Noto Hantō (能登半島北方)	40	130~160	40~60	230~270
NW. of Noto Hantō (能登半島北西方)	60	160	50~60	270~460
W. of Noto Hantō (能登半島西方)	15	160	50	460~500
NW. of Kanazawa (金沢北西方)	25	130	70	500
Off Wakasa Wan (若狭湾沖)	3~30	120~140	30~70	350

* partly after Sato *et al.* (1971)

Table 2* Continental shelf (Japan Sea side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
W. coast of Rebun Tō (Mototi) (礼文島西岸(元地))	4	140	} 140~500	2.4°
W. coast of Risiri Tō (Kutugata) (利尻島西岸(沓形))	14	140		
Off Tesio Kawa (天塩川沖)	67	160	160~220	0.5°
Off Tomamae (苫前沖)	38	160	160~320	2.6°
Off Ohuyu Misaki (雄冬岬沖)	8	140	140~650	0.8°
NW. of the mouth of Isikari Kawa (石狩川口北西方)	55	165	165~770	1.3°
N. of Yoiti (余市北方)	23	150	150~750	4.1°
Off Syakotan Misaki (積丹岬沖)	10	150	150~770	3.4°
Off Iwanai (岩内沖)	9	140	140~400	3.0°
Off Motta Misaki (茂津多岬沖)	2	140	140~3,200	12.3°
Off Esasi (江差沖)	9	130	130~1,200	8.7°
Off Matumae (松前沖)	9	140	140~1,300	9.4°

* partly after Sato *et al.* (1973)

をもたらしたと思われるが、北部の海域では外縁部まで完全には埋め尽くされていない(茂木・佐藤, 1975)。

海底段丘は各地でその存在が知られているが、詳しい調査の行われた石狩湾では水深 20~30 m, 35~50 m, 55~65 m, 75~85 m の 4 面が認められる(佐藤・茂木, 1981)。なお、奥尻島南方には大陸棚に対比される外縁水深 120~150 m の島棚が発達する。さらに、大陸棚の沖合に広がる大陸境界地の諸堆のうち、武蔵堆・小樽堆は大陸棚に対比される平頂面を有し、水深 180 m 前後に外縁に相当する傾斜変換点がある。

(ii) 大陸境界地 (Figures 7, 8, 9, 10)

大陸境界地の地形にも富山舟状海盆を境にして、その西側と東側では大きな違いがある。

(i) 能登半島以西から越前岬 (Figure 7, Figure 8a ①~⑩)

この海域は前述の深い大陸棚から急傾斜の大陸斜面をへて深海盆に達するが、能登半島北方では水深 200~1,000 m の緩やかな傾斜の台地を経た後、急傾斜で水深 2,500 m の大和海盆に達している。

若狭湾の北方には北東-南西の方向性を有する 3 列の高まりがある。これらは大陸棚外縁部に当たる越前堆列(水深 10.9~107 m)、深い大陸棚の外縁に続く若狭海丘列(水深 619~1,200 m)、さらに隠岐舟状海盆を挟んで隠岐海嶺の北東部(水深 373~1,500 m)であり、若狭湾口部には埋没した北東-南西方向の基盤の高まりもみられる(茂木, 1977)。これらの同一方向を示す高まりは、後述する「大和堆方向」を示しているようにも思われるが、地質構造的に能登半島・富山湾・若狭湾以西にどのようにつながるのか、またその意味合いはどうかといった点については良く分かっていない。

隠岐海嶺と若狭海丘列に取り囲まれた隠岐舟状海盆の東半部は、幅 10~20 km、水深 1,700 m の平坦な海盆

底を有し、上縁との比高は 1,300 m を示す。海盆東縁部は水深 1,500~1,600 m のシル (sill) で大和海盆と境されている。

白山瀬は、能登半島北方沖の深い大陸棚から延びる緩やかな台地につながる高まりで、北西—南東の方向性を有する長径 43 km、短径 13 km のほぼ長方形をなす地塊である。500 m 等深線によって最浅水深 239 m の西堆と 252 m の東堆に分けられる。堆の形態は西、東堆の高まりが地塁状、その間の低地が地溝状を呈している。白山瀬を構成する諸堆は、富山舟状海盆を境にして向かい合う佐渡海嶺の諸堆と同時代の同様岩石から成るが、互いに逆ハの字状に雁行して配列している (茂木, 1977)。この点については (5) でもふれる。

この海域の大陸斜面には直線的な構造性の海底谷が 2 条見られる。東—西方向の西能登海底谷 (仮称) とほぼ北東—南西方向を有する南大和海底谷 (仮称) で、それぞれ長さは 55 km, 27 km, 平均傾斜は 2.6°, 1.5° を示している。

(e) 富山湾沿岸

大陸境界地の発達はないので省略する。

(f) 富山湾以東から津軽半島

前述のとおり、この海域では大陸棚と深海盆の間の地域に、起伏の激しい典型的な大陸境界地が発達するが、起伏の度合い、大陸境界地地形の表れる深度によって以下の 2 つの海域に区分し、さらに前者を 2 つに細分した。

① 柏崎沖～男鹿半島沖

① a 柏崎沖～新潟沖 (佐渡島南半部を含む)

① b 新潟沖～男鹿半島沖 (佐渡島北半部を含む)

② 能代沖～津軽半島沖

① a 柏崎沖～新潟沖 (Figure 8b, ⑪～⑬)

この海域は地形の起伏も単調でかつ比高も 200~300 m と小さい。南—北方向に長径 10 km、最浅水深 105 m の佐渡堆と、佐渡島の南東岸と本州の間にある長径 30 km、短径 15 km の 500 m 等深線で囲まれた楕円形の平坦な海盆底を有する佐渡海盆 (最深水深 523 m) がみられる程度で、外縁部は急斜面を経て富山舟状海盆に達する。米山 (高さ 993 m) から佐渡堆を経て佐渡島へと続く高まりは、その後海面下に没して佐渡海嶺につながっている。

① b 新潟沖～男鹿半島沖 (Figures 8b, c, ⑭～⑯)

新潟沖と佐渡島北半部を結んだ線から男鹿半島沖にかけての海底は、日本海でも有数の起伏に富んだ大陸境界地を形成しており、地形断面から南部と北部の 2 つのグループに分類される。

前者 (Figure 8b, ⑭～⑯) は佐渡島北半部から最上堆までの南半部の海域で、地形の比高は 500~1,000 m で起伏に富む。堆頂面は良く発達し、地塁・地溝より成る多数の堆列と海盆が連続して分布する。また堆頂面の水深は西側にいくにつれて階段状に深くなる傾向を示している。

後者 (Figures 8b, c, ⑰～⑱) は最上堆から男鹿半島沖までの北半部で、比高 1,800~2,700 m と大きく起伏に富んだ地形が前者に比べかなり深い所まで及んでいる。堆の発達は飛鳥から北に延びる堆列では良好であるが、その他の所では堆頂面の発達が悪く、南半部のような明瞭な地塁・地溝状地形を示していない。

この海域の地形は、海岸線の方向に沿って、ほぼ北北東—南南西の方向性をもつ佐渡海嶺と奥尻海嶺南部、及びこの両者に挟まれた最上舟状海盆とから成り、これらの地形はさらに多くの諸堆列、小海盆、海底谷などを伴っている。

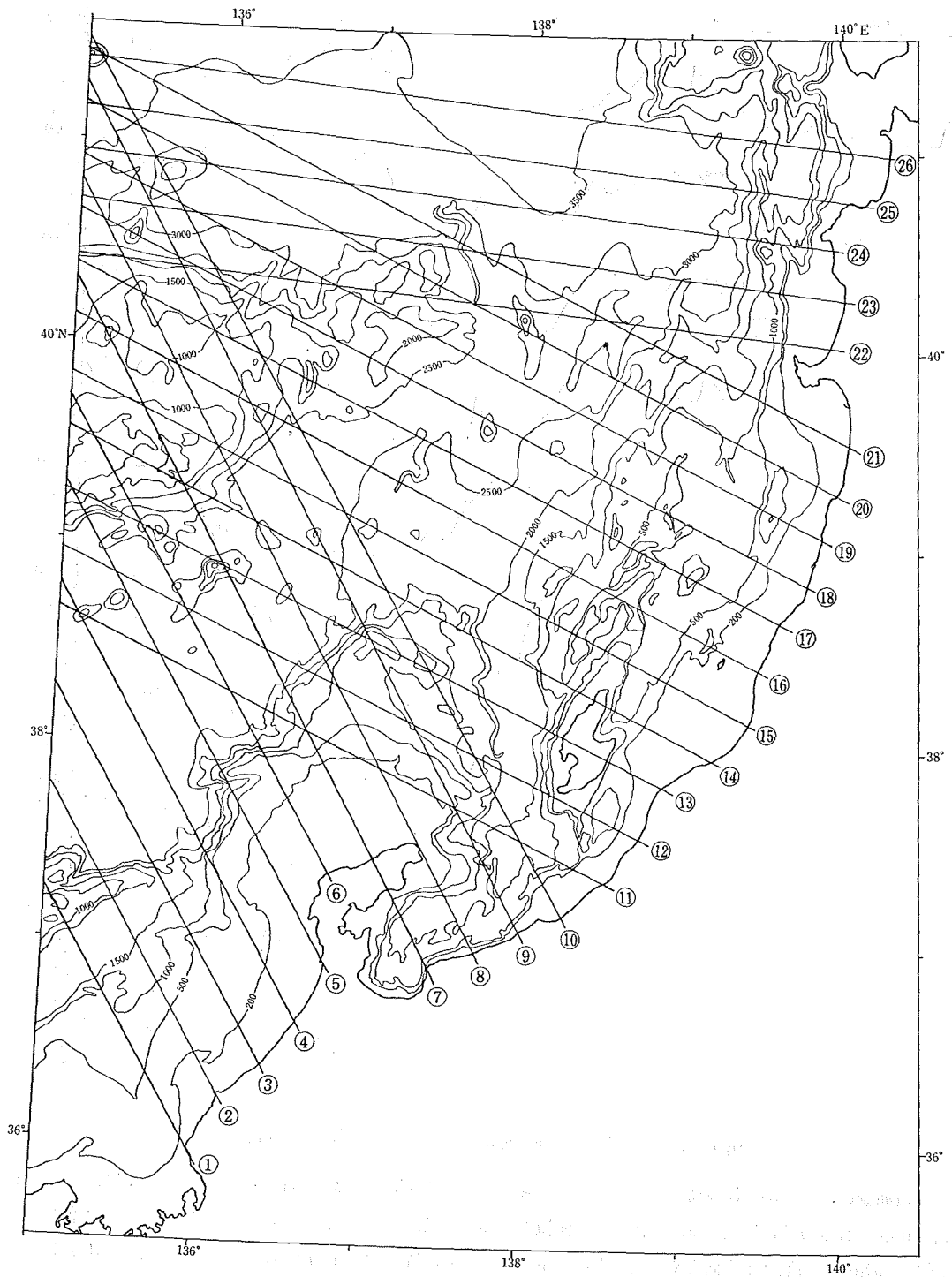


Figure 7 Location of profiles (Japan Sea side, North-East Nippon)

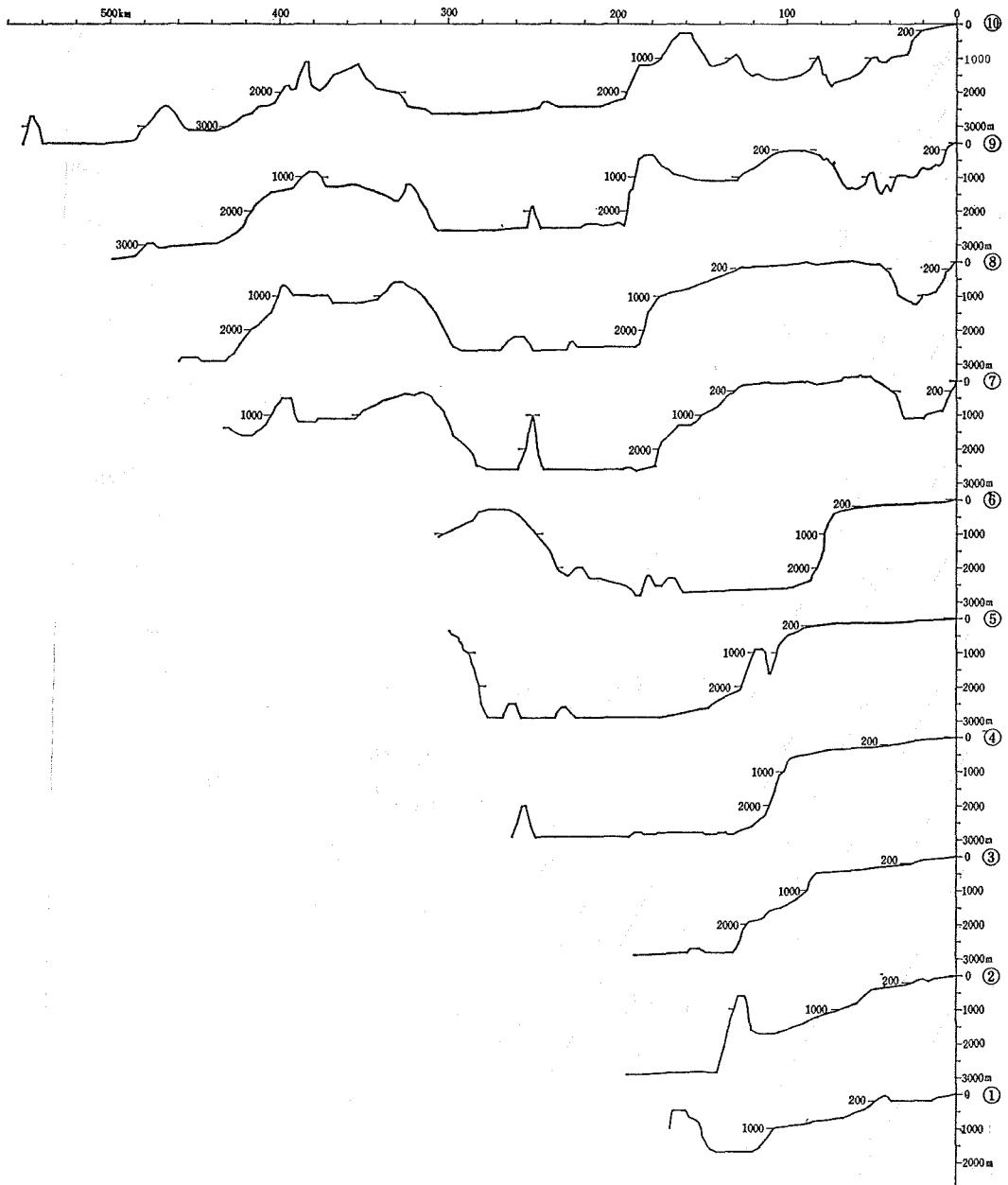


Figure 8a Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

佐渡海嶺は、米山から佐渡島をのせる高まりに続く全長約 240 km の海底山脈で、北端はチゴキ埼沖で、水深 3,200 m の日本海盆に埋没する。全体として海嶺の東部と佐渡島周辺で浅く、西方と北方に向かって次第に深くなる。海嶺中の諸堆は主方向とやや斜交し、北東—南西方向に雁行状に配列するが、北部の諸堆は東側が東落ちの断層で切られた傾動地塊（茂木・佐藤, 1958）であり、最上堆はその代表的なものである。なお、粟島付近では新潟地震の前後に海底地形測量が実施されたが、地震時の動きはまさに同方向の傾動を示しており（Mogi *et al.*, 1964）、この海域の大陸境界地の地形は、新潟地震時のような動きの累積により形成されたと考えられる。

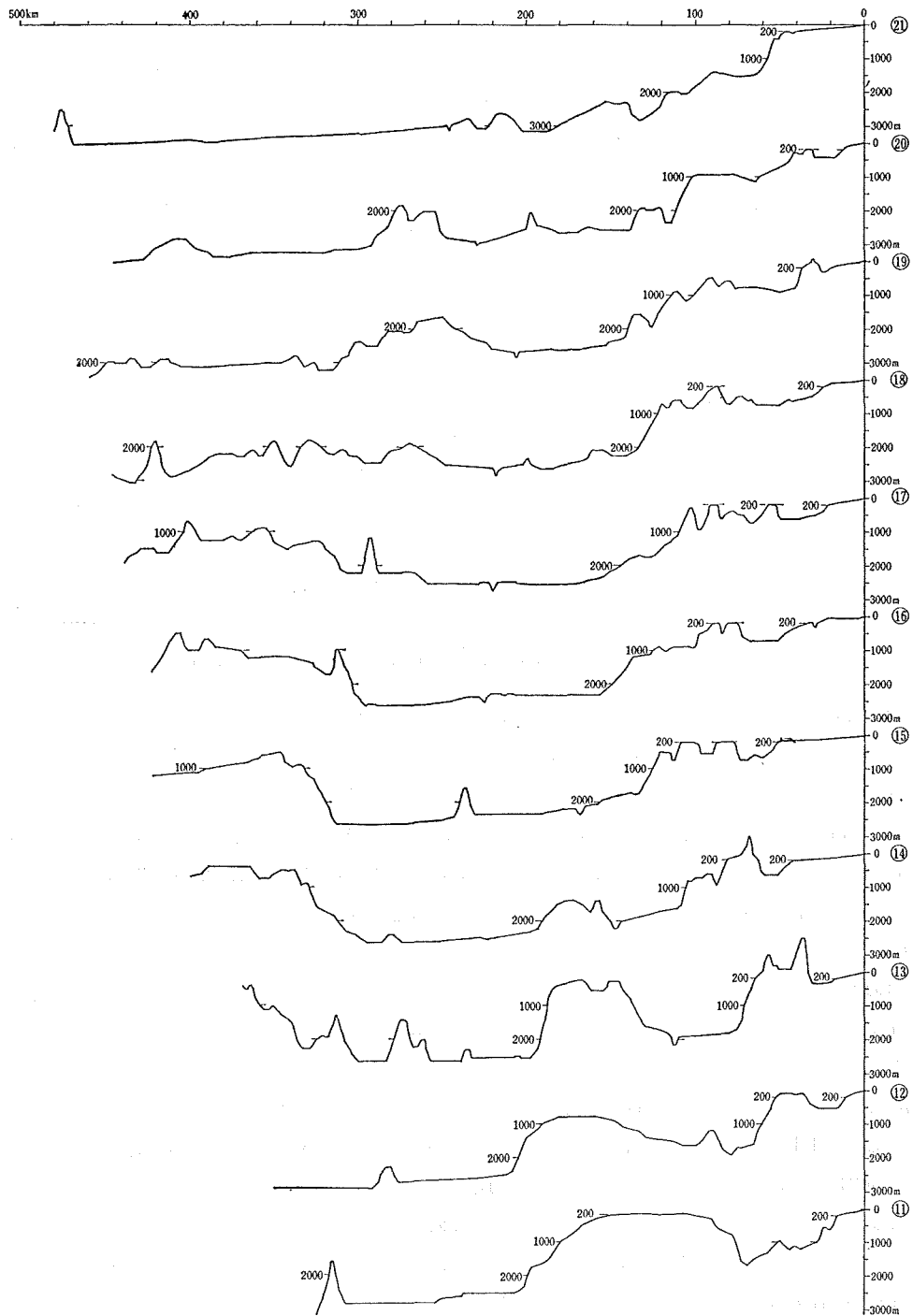


Figure 8b Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

海嶺北西方には、2,500 m 等深線により H 字型に示される堆状の地形（最浅部は 2,200 m 閉曲線）がみられるが、Figures 8b, c, ㉑㉒によれば、佐渡海嶺の北西方への延長が日本海盆中に頭を出している高まりと思われる。

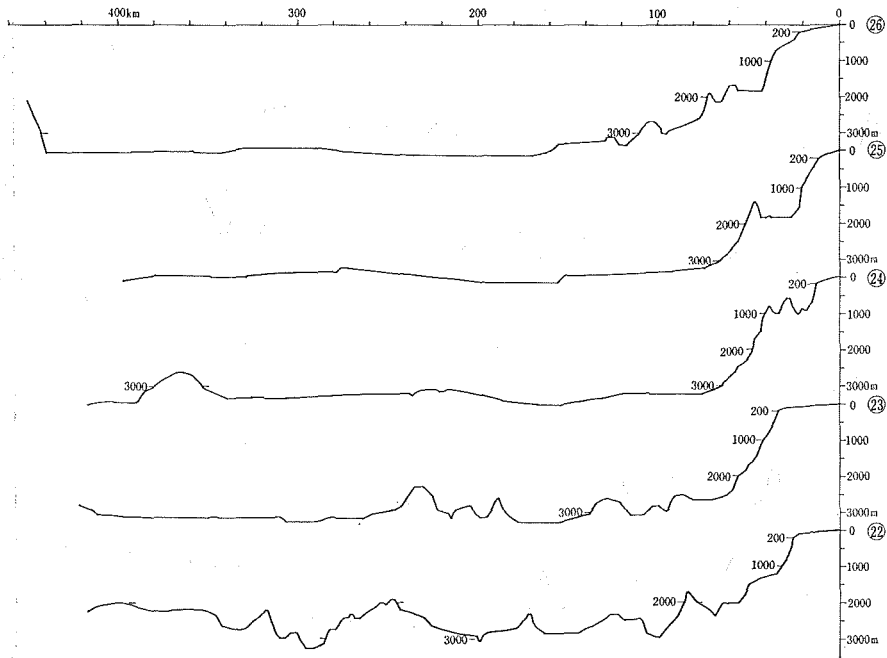


Figure 8c Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

最上舟状海盆は、佐渡海嶺東側の諸堆列と東北日本沿岸の大陸棚の間を、両津湾沖から北へ、水深3,000 m前後の日本海盆に開口する全長約280 kmの舟状海盆である。海盆の主軸は南側では北北東—南南西方向であるが、男鹿半島沖より北側では、北北西—南南東方向に緩やかな弧を描く。海盆底の幅は10~45 kmで新礁の西側で狭く10 km未満である。海盆底は堆積物による埋積や多数の海底谷により起伏に富むが、北方に向かって深くなり、数百メートルの落差をもつ斜面で水深700~1,000 m, 1,300~1,500 m, 2,500~2,700 mの面などに区別される(岩淵, 1968 a)。そして平坦面の境の部分には基盤の高まりがあることが知られている(桜井・佐藤, 1971)。

最上深海長谷は、最上舟状海盆の平坦面の部分では浅く刻み、境の斜面の部分では深く刻んで(岩淵, 1968 a)、断続しながら水深3,000 mの日本海盆に達する全長185 kmの海底谷である。この谷の上流部は逆Y字型を成す2つの支流から成る。

東側の谷は直線状に水深800~1,000 mの海盆底を刻み、西側の谷は最上堆の東側斜面上部から始まり、斜面の基部に沿って北上し、両者は水深1,100 m付近で合流する。水深1,300 m付近では不明瞭となるが1,600 m付近より顕著になり、2,500 m付近に至って再び不明瞭となる。

奥尻海嶺は、飛島の高まりから北方に延びて新礁・男鹿向瀬に至り、それより北側は一たん大陸棚外縁に隠れるがチゴキ埼沖から再び出現してさらに北に向かう。堆頂面の発達は良く、水深はほぼ大陸棚外縁と一致する。

② 能代沖~津軽半島沖 (Figure 8c, 23~26)

この海域の南半部は、前述の佐渡海嶺と最上舟状海盆がほぼ日本海盆に消失した場所に当たり幅の狭い大陸棚から大陸斜面に移行する単調な地形を呈する。しかし釧路崎から始まる北半部は、チゴキ埼から続く奥尻海嶺の高まりが出現し、この付近から北海道西方にかけては再び起伏に富む典型的な大陸境界地が発達する。南半部はFigure 8c, 23で示すように、幅約35 kmの大陸棚から比較的急斜面で2,500 mの深海盆に達する。水深2,500~

3,000 m には佐渡海嶺・最上舟状海盆の延長とみられる地形が残されている。

北半部では、奥尻海嶺の出現による堆列の高まりと西津軽海盆や小海盆の配列により、地形はしだいに複雑化するようになる。地形の比高は2,000 m と大きく、水深2,000 m 前後の深所で大陸境界地地形の凹凸がみられる。

この範囲の奥尻海嶺は、水深800~1,900 m ではほぼ北-南の方向性を有し、堆頂面の発達は余り良くないが、一部に地塁・地溝状の地形が見られる。

奥尻海嶺東側斜面と津軽半島沖合い大陸斜面とに挟まれた西津軽海盆は、北東-南西方向に延びる細長い海盆で長径は50 km、短径は15 km を示している。海盆底は、大部分が水深1,800 m 前後で平坦であるが、中心部では1,900 m とやや深い。

(二) 北海道西方 (Figures 9, 10)

この地域の大陸境界地は、西方の日本海盆との境を南北400 km 近くにも及ぶ奥尻海嶺に限られる幅60~150 km の海域である。地形的には、北部の石狩海盆から利尻舟状海盆に至る水深200 m から800 m の浅い部分と、その沖合から南部にかけて広がる水深1,000 m から3,300 m に及ぶ深い部分とからなる。南部では浅い部分を欠いているため、大陸棚外縁から水深3,600 m に達する急斜面が形成されている場所もある。

北部の浅い部分では利尻舟状海盆にのぞむ利尻島西方を除いて顕著な大陸斜面は存在しない。大陸棚の沖合には広大な堆がひろがり、このうち武蔵堆の一部と小樽堆は前に述べたように大陸棚に対比される。これらの諸堆は、地質学的には地層の複雑なつながりで形成されている(佐藤ほか, 1973)が、地形的には比較的ゆるやかな起伏をもった一続きの単純な形態を有している。また堆の間に広がる海盆・舟状海盆も、利尻舟状海盆が水深300 m 付近から始まる幅の広い谷状の地形をなすほかは、天売舟状海盆が水深300 m に、石狩海盆が水深700~800 m に平坦面をもつ穏やかな深まりである。

武蔵海盆から南に広がり西側を奥尻海嶺に限られる幅60~150 km ほどの海域では、海山・海盆等の比高が大きくなり、しかも全体としてはほぼ南北方向の配列をもつとはいえ、個々の地形は複雑な配置を示し、起伏に富む大陸境界地を形成している。成因上は数列の断層と褶曲により生じた地形群であって、海嶺・海山等は傾動地塊または背斜部、その間の海盆等は断層角盆地または向斜部とされ、石油開発公団などの調査結果は石狩湾から武蔵堆西部に至る大陸境界地がグリンタフ地域^{グリンタフ}の海域への延長部であることを示している(奥田, 1979)という。

積丹岬以西では大陸斜面を刻む利尻・石狩・積丹の海底谷がみられるが、規模はいずれも小さい。北部の積丹海丘群は比高300~500 m ほどの数個の深い堆からなり、地形的には武蔵堆に連なっている。このうち東積丹海丘は西側に傾く堆頂面を有する。また、その西方の忍路海山・海洋海山は奥尻海嶺の延長部とみられる。後志海丘群のうち、後志海山は山体の直径が10 km あまりと小規模ながら、1,500 m 以上の比高を有する円錐状の顕著な海山である。後志海山の南には水深3,200~3,300 m に広大な平坦面を有する後志舟状海盆が広がる。

海盆底は厚い堆積物で埋積されており、タービダイト海盆と推定される。この海盆の東側には比高3,000 m 以上の大陸斜面がみられ、寿都海底谷・茂津多海底谷をはじめとするいくつかの海底谷が刻んでいるが、谷線が直線的であることなどから構造的な成因をもつもの(茂木, 1977)と考えられる。また、寿都海底谷は大陸棚上に始まり海盆底近くまで連続する直線的な流路をもっている。南部の奥尻海盆も水深1,300 m 付近に広大な平坦面を有するタービダイト海盆である。この海盆の北側にも構造的な江差・熊石・乙部^{くまいし おとべ}などの海底谷(陽・星野・北川, 1954)が知られている。

東西方向に広がる松前海台はこの海域としては特異な地形で、松前大島と一連の火山地形と推定される。これ

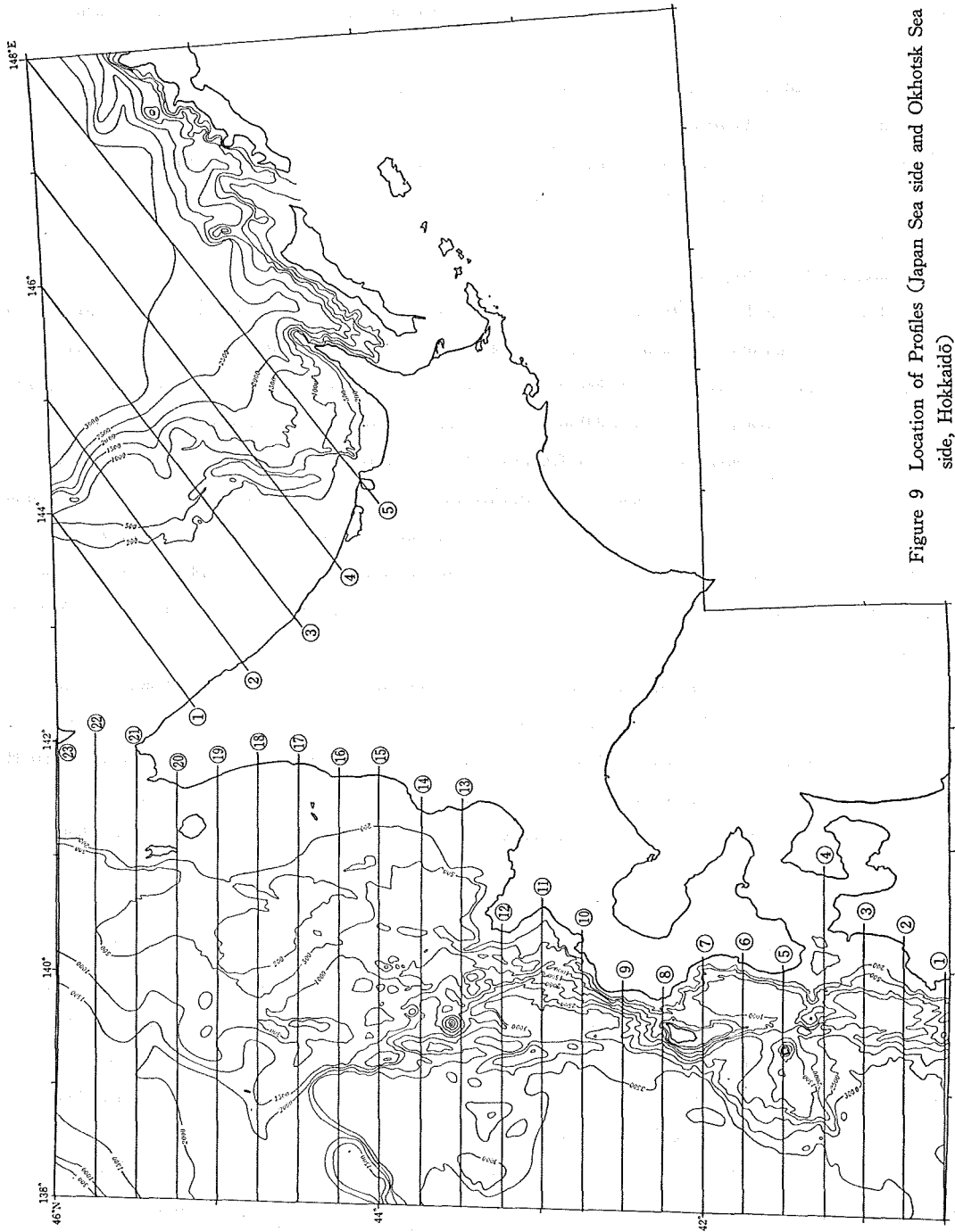


Figure 9 Location of Profiles (Japan Sea side and Okhotsk Sea side, Hokkaidō)

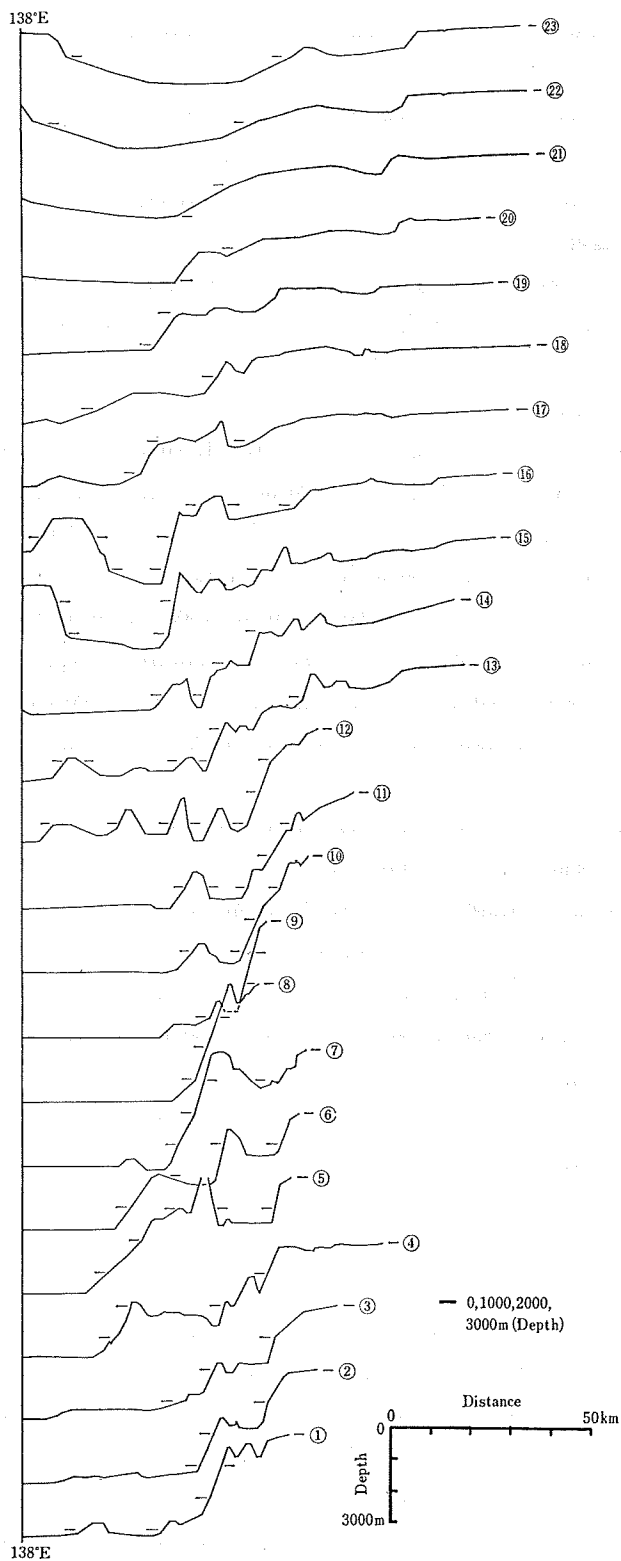


Figure 10 Profiles of the Japan Sea side (Hokkaidō)

らの地形の西縁をなす奥尻海嶺は傾動地塊で、北北東—南南西の方向に延び、佐藤(1979a)のいういわゆる「朝鮮方向」を示すもので、西側斜面は急崖となって日本海盆に至る。方向性については(5)でもふれる。

この付近の海底地形の全般的方向はこの「朝鮮方向」である。しかしただ一つ、この方向と斜交する急斜面が茂津多岬から奥尻島西方を通り、南西方に延びている。茂木(1977)はこの急斜面を茂津多海底崖と呼び、この線を境として海底の様子が異なることを指摘したが、この線の地質構造的意味合いは良く分かっていない。

(iii) タービダイト盆地

日本海の大陸縁辺部とその周辺には、構造的な凹地が陸側からの混濁流の堆積作用によって埋積されたタービダイト海盆が発達している。なお、大陸境界地内のタービダイト海盆(最上舟状海盆、奥尻海盆等)についてはすでに述べたので省略する。

(i) 富山舟状海盆と富山深海長谷

全長約230 km、幅20~45 kmの富山舟状海盆は、水深1,000~1,200 mの富山湾底から水深2,000 mの大和海盆に達する海盆である。富山湾から糸魚川沖までは約80 kmの長さを有し北東—南西の方向性をもつが、糸魚川沖では南—北方向に向きを変える。糸魚川沖から舟状海盆末端までの長さは約150 kmである。富山湾奥部では大陸棚外縁を切る海底谷により、水深1,200 m以深では富山深海長谷により刻まれている。海盆底は南から北へ階段状に深くなり、ほぼ3段の平坦面(水深800~1,000 m, 1,000~1,200 m, 1,600~1,800 m)に区別される(岩淵, 1968a)。深海長谷が大和海盆に達する部分には富山深海扇状地が発達している。この扇状地は白山瀬北東約40 kmの水深2,000~2,100 mの狭あい部付近を扇頂とし、半径約100 kmで水深2,500 m付近まで扇形の広がりをもつ。扇状地の地形断面は深海長谷の西側では階段状をなすが、東側では自然堤防が卓越し、非対称形をなす。

タービダイト盆地の特徴としては、①海盆底堆積物の層理は水平な縞目模様を示し、構造的な両側斜面の基底面にアバットしている。②堆積物は海底下の凹地をほぼ水平におおっており、海盆底は平坦な地形をなす。③平坦面の表面には混濁流の流路である深海長谷が見られ、谷の両側には周囲より盛り上った自然堤防を有し、さらに扇状地の発達に加わることもある、などの性状が見られる。

珠州岬の北東方60 km付近から白山瀬に調和する方向に、富山舟状海盆から北西に分岐する長さ70 km、幅15 kmの舟状海盆がある。水深は1,000~1,700 mで、1,400~1,500 mに平坦面がみられるが、この海盆の形成は白山瀬の形成と密接に関係しているのだろう。

富山舟状海盆の位置はフォッサマグナの北方延長にあり、ここを境にして東北日本・西南日本の大陸棚、地形の方向性等、大陸縁辺部の様相が一変する。

富山舟状海盆の成因については、日本列島が折れ曲ったため、その割れ目として生じたとする考え方をはじめ種々あるが確定されたものはない。ただ、構造的なものであることはほぼ確実で、日本列島の骨格にかかわる性質のもので今後の重要な研究課題である。なお、この点については(5)でも若干ふれる。

富山深海長谷は、富山湾底の水深1,200 m付近から現れ、ゆるく蛇行しながら富山舟状海盆を北上して富山深海扇状地にいたる。扇状地扇端付近から著しい蛇行を繰り返す、大和海嶺の東側を迂回する。迂回した後は再び扇状地上に流路をとり、蛇行しながら水深3,400 m前後の日本海盆中に達する。この谷は全長約670 km、比高2,200 m、平均傾斜11.2°の極めて緩やかな流路をもち、ほぼ全域にわたって自然堤防の発達をみる。とくに蛇行部分で発達が著しいが、左岸よりも右岸の方が発達が良く地形断面は非対称形をなす(岩淵, 1968a)。深海長谷の成因は明らかに海底侵食谷(田口ほか, 1973)であるが、地形断面の非対称形の原因については不明である。

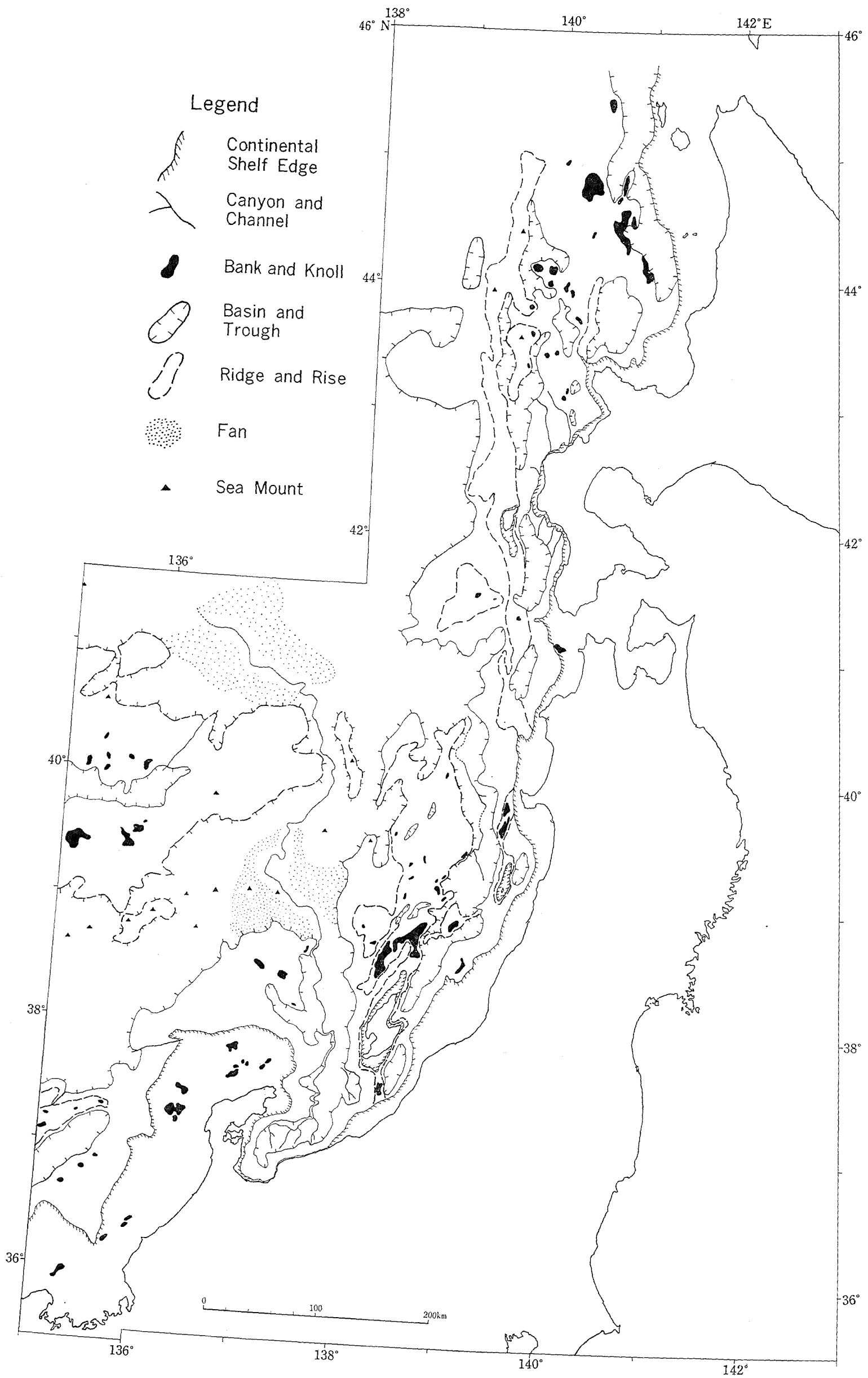


Figure 11 Morphological divisions of the Japan Sea side (Hokkaidō and North-East Nippon)

(ii) 大和海盆 (東部)

図幅内には大和海盆の東部が含まれている。この海盆は北側を大和海嶺、南側を隠岐海嶺と能登沖の大陸斜面、東側を佐渡海嶺に境され、東部には富山深海扇状地もみられる。海盆は北東—南西方向に長軸を有し、その長さは470 kmで幅は最大180 kmである。縦断方向の地形断面は扇状地の部分で浅く、水深2,200~2,500 mを示すが、扇状地の南西、北東側では次第に深くなり水深2,900~3,000 mとなる。横断面形 (Figures 8a, b, ②~⑩) は本州側から大和海嶺側に向かって緩やかに傾斜しているが、これは本州側から堆積物が供給されていることを示しているであろう。

海盆底には、堆積物の埋積からまぬがれた大和海山・明洋海山・第2明洋海山・第3明洋海山・マツ海山等の比高400~1,800 mの海山・海丘が多数みられる。なお、この海盆の地殻は日本海盆同様海洋性であることが知られている。

(iv) 大陸縁辺部のまとめ

- ① 東北日本日本海側の大陸棚の輪郭は、海岸線の輪郭と密接な関係を有し、海岸線が浅く湾入している沖積平野海岸で張り出し、海岸線が突出している山麓海岸で湾入しているという逆の関係を示している (茂木・佐藤, 1975)。これはこの地域に特徴的な地体構造 (断層盆地と地壘山脈の配列) の影響が大陸棚に現れたものである。
- ② 富山湾の大陸棚の発達が悪いのは、富山側から湾中央部に向かっての傾動運動の結果であり、また外縁水深が浅いのは扇状地堆積物が大陸棚上に厚く堆積しているためである。
- ③ 能登半島以西には深い大陸棚が存在するが、水深140 m前後に段丘面が見つかっており、これが通常の大陸棚外縁に相当し、深い大陸棚はそれ以前の段丘面が沈降運動により沈んでいったもので通常の氷河性海面変化による大陸棚と異なり構造運動の所産といえる。なお、深い大陸棚については6(5)(i)でもふれる。
- ④ 大陸棚の形成は全世界的な氷河性海面変化に由来しているが、能登半島以東の大陸棚の幅は外縁部の地壘状の高まりやこれと海岸との間の堆積物の流入の割合によって規定されており (茂木・佐藤, 1975)、結果として大陸棚は氷河性海面変化と地質構造の二つの要素の重なり合いによって形成されている。
- ⑤ 大陸棚外縁の深さは平均すると140 m前後で分布しているが、大嶋 (1978) は16,000 ± 1,000年前の海面低下は80 m程度であり、最大海面低下はリス氷期 (1×10^5 年前) の120 ± 10 mであるとする考えを述べている。日本海側のこれまでの事例では、この考え方は無理があるようだが、この点については6(5)(ii)でもふれる。
- ⑥ 東北日本から北海道にかけての日本海側で見られる典型的な大陸境界地は、この海域の断層・褶曲などの構造運動・方向性・規模が陸上の新第三系と類似している点が多い (佐藤, 1971)。すなわちこの海域の地形は海水におおわれている点を除いて陸上と同一の構造発達史をもつグリーンタフ地質区に属するものと考えられ、大陸棚や堆は海面上に現れていたため平坦化されたが、大陸境界地は海面下で形成されたため、構造地形の原形を保っているのである。
- ⑦ 海盆は堆積物の堆積と同時に形成された向斜構造または断層角盆地で、海盆底の表面は新期堆積物の埋積により、平坦化されている。

(3) 日本海深海盆

図幅内には日本海盆の東縁及び南東縁部が含まれている。南東縁部では、ほぼ3,000 m等深線で大和海盆・最上舟状海盆と接している。この付近から北に向かって徐々に深さを増して、水深3,600 mの平坦部に至る。特に目立つのは、富山深海長谷が大和海盆を横断し、大和海嶺の東端を右に迂回して北西方に流路を変えるあた

りから、扇状地状地形を形成していることである。

東縁部では深海盆は北海道西方の大陸境界地西側の急斜面により境されている。奥尻島西方約 30 km の 3,700 m 等深線で囲まれた深みは、最大水深 3,704 m を示し、現在のところ日本海の最深所となっている。日本海盆の深所は、北海道西方の大陸境界地に続く大陸斜面が深海盆に落ちこんだ所の沖合いにみられる。日本海が東側で深いのは大陸境界地で陸側からの堆積物がトラップ (trap) されているからであろう。

日本海における深海掘削は 1973 年 6～8 月の間に、大和海盆中の富山深海長谷 (Site 299)、日本海盆 (Site 301)、北大和堆北東部 (Site 302) で行われたが、上部中新統に達したのみで堆積物の下限は確認されていない (小泉, 1977)。なお、ここでの地殻は海洋性であることが確認されている。

(4) 大陸性の高まり

日本海中央部には、北東—南西の方向性を持つ長径約 400 km、短径約 200 km の長円形の大きな高まりがある。最浅部の水深は 236 m で、水深 3,000 m の深海盆からそびえ立つ比高約 2,700 m 級の大山脈である。この高まりの真ん中を長円の長軸方向に水深約 2,000 m の細長い地溝状の落ちこみが走り、高まりを二分している。

北側が北大和堆、南側が大和堆で両方を大和海嶺と総称している。地震探査の成果によれば、大和堆と北大和堆の下には花崗岩層に特有な速度の層 (数 km と薄い) が見られ、この地殻が大陸性のものであることを示している。しかし、大和堆と北大和堆の間の落ちこみの地殻構造は、花崗岩層がなく海洋性地殻であるらしい (小林・佐藤, 1979)。

図幅内に含まれる大和海嶺は、135° E 以東の大和堆東部、拓洋堆および東に延びる高まりである。これらは海嶺主方向と若干、斜交する東北東—西南西を示し、隠岐海嶺北東部とは調和するが佐渡海嶺とは斜交する。南側斜面は水深 2,500 m で大和海盆に、北側斜面は 3,000～3,400 m で日本海盆と接している。

北大和堆と大和堆の間の地溝状の落ちこみに続く地形は、東側では水深 1,100～1,500 m と浅くなり平坦な階段状を呈する。その南側には堆頂面水深 300～500 m (最浅水深 236 m) の大和堆東部が、北側には堆頂面 500～800 m の拓洋堆があり、これらのさらに東方には堆頂面 1,000～1,700 m の孤立する数個の堆が見られる。堆頂面の発達には西側が良く東側に行くに従い悪くなる。この結果、西側は比高 2,000 m 近い台形状の地塊を示し、東側は比高 1,000 m 前後の波状の起伏に富む地形がみられる。

大和堆周辺の堆頂面には、後述するように熔結凝灰岩を含む酸性火山岩類の礫や岩盤の露出が認められ、これらは飛騨山地や中国山地を構成する岩石と類似性のあることが知られている。

拓洋堆から北方に延びる尾根に沿っては全長 60 km、比高 1,800 m、平均傾斜 1.7° の直線状の大和海底谷 (仮称) がみられ、構造性的なものと思われるが堆の斜面を刻んで日本海盆に達している。

(5) 日本海側の海底地形に関する諸問題

日本海側の海底地形に関しては、富山舟状海盆の成因、舟状海盆を境とする大陸縁辺部の相違をもたらした原因、能登半島以西の深い大陸棚の起源等、数多くの問題があるが、ここでは日本海の起源について若干議論する。

最近では、前述のように大和海嶺は大陸性地殻から成り、深海盆の部分は海洋性地殻から成ることが明らかにされているが、以前から日本海の大和堆・隠岐堆・能登西方など山陰地方の日本海側には熔結凝灰岩を含む酸性火山岩類の礫や岩盤が広く分布することが佐藤・小野 (1964) により指摘され、これらは濃飛流紋岩類に対比された。これらの火山活動は後期中生代から古第三紀にかけて日本列島の日本海側と沿海州で行われ、熔結凝灰岩を含むことから陸上での火山活動であることが知られている。その後、濃飛流紋岩型の熔結凝灰岩は白山嶺 (星野・本間, 1966)・武蔵堆 (Yuasa *et al.*, 1978)・奥尻島でも知られるようになり、この時期には日本海は大陸

と陸続きであり、海になったのはこの時期以降である。この点については余り異論はない。

日本海に海が進出した時代については、古第三紀以降で日本海周辺の陸地に残されている最古の海成層の時代で限定する方法と、現在の日本海でみられる堆積物のうち、最古の海成層の時代で限定する方法がある。北村(1979)によると、日本海側に初めて海成層が形成されたのは中新世初期の西黒沢層の時代である。しかし、それ以前から沈降運動は起こっていたが海面下に達しなかったということである。前述のように日本海での深海掘削では最下層まで達しなかったが、分かった範囲で最古の地層は中新世後期のものである。これらのことから、日本海に海が進出したのは濃飛流紋岩以降で中新世初期までに限定されてくるが、この時代で最も重大なできごととはグリーンタフ活動の開始である。

時期については一応の限定がなされたが、問題はどのようにして海が進入してきたかである。これについては従来から諸説があるが、①島弧背後の拡大 ②太平洋プレートの取り込まれ ③陥没後の大陸地殻の海洋化に大別できる。第2の説明は地磁気異常の型が太平洋とは非常に異なり、第3の説明は海洋化作用の説得力の点で困難とされ、日本海の拡大という第1の説明が有力であるが、これにもいくつかの考え方がある。

上田・金森(1978)によると縁辺海の生成には大陸プレートの後退か、沈み込み帯の進化が必要である。大陸プレートの後退の立場に立つと、このようなプレートの運動方向の変化は、かなり世界的なプレートの再配列や世界的な大変動に伴っていることが予想される。上田ほか(1976)は地磁気縞模様を頼りにして太平洋の発達史を組み立てた。これによると、65 m.y.(億年)前にはクラプレートがアリューシャン海溝に沈み込んでいったが、天皇海山群とハワイ海嶺の曲りにより明らかにされた42 m.y.前には運動方向を西北西に変え、これ以後西太平洋には南北性の島弧—海溝系が形成された。そして佐藤(1979 a)は、太平洋プレートの運動方向の変化とプレートの再配列により、大陸のプレートが後退し、大陸縁辺部には、割れ目が生じてグリーンタフ活動が始まり、日本海の拡大も開始されたと考えた。

また、佐藤(1971)によると、東北日本日本海側ではかなり一様な厚さをもつ音響的透明層がある。佐渡海嶺の多くの堆は、東側が東落ちの断層で切られた傾動地塊をなすが、これらの堆は頂部に透明層とその上の不透明層をのせ断層で切られている。この傾動地塊は、正断層による張力テクトニクス、あるいは日本海の深化に伴うものと考えられる。しかし、これらの傾動地塊間に堆積する上部透明層と最上部不透明層は、堆積しながら褶曲する構造を示しており、この時代には圧縮テクトニクスの場に変っている。現在の日本海の地震の発生様式も圧縮テクトニクスであるらしい。

以上のように、日本海は、古第三紀から中新世初期の間に拡大を開始し、前述の上部透明層堆積以降拡大は停止したらしいことが分かるが、拡大の様式にも種々のものが考えられる。Kobayashi and Isezaki(1976)、伊勢崎(1979)ほかにより、地磁気異常の縞模様から、いろいろの推定がなされているが、まだ確立されたものはない。

そこで、ここでは日本海の海底地形の方向性に着目して若干の議論を行う。茂木・川上(1966)は日本海の実地地形にみられる直線的な地形をリアリティと称した。

一見、複雑にみえる日本海の実地地形も、その方向性に注目すると、いくつかのグループに整理することができる。その一つは、奥尻海嶺や佐渡海嶺北部に代表される北北西—南南東の配列で、これは東北日本の陸上第三系の方向とも協調的である。佐藤(1979 a)が、この方向と朝鮮半島の地形配列が同様なことに着目して「朝鮮方向」と呼んだことは前に述べた。他の一つは大和堆・隠岐海嶺に代表される東北東—西南西の地形配列であって、陸上の地形としては能登半島の山地や邑知地溝に反映している。この方向を仮に「大和堆方向」と呼ぶ。「朝鮮方向」と「大和堆方向」がほぼ直交関係にあり、日本海の両端部に「朝鮮方向」が、その間に「大和堆方向」の

地形が卓越することは、日本海の成因について一つの示唆を与えるものかもしれない。すなわち、佐藤（1979 a）によれば拡大センターの両端にそれと直交するトランスフォーム断層があると日本海の拡大はスムーズに進行することになる。この考えに立つと、上述の地形の配列様式は「大和堆方向」の拡大軸と「朝鮮方向」のトランスフォーム断層を反映しているといえないだろうか。フォッサマグナの延長と考えられる富山舟状海盆は「大和堆方向」の地形を切って「朝鮮方向」に延びており、一種のトランスフォーム断層の性格を持った構造帯の可能性はある。つまり、日本海には「大和堆方向」の拡大軸が存在し、それとほぼ直交関係にある何本かのトランスフォーム断層の存在により拡大がスムーズに進行していったと推定できるかもしれない。また西北西—東南東という特異な方向性を有する白山瀬は、元来、周囲の地形と同じ「大和堆方向」を示していたが、富山舟状海盆のフォッサマグナ同様の右横ずれ構造運動により時計回りにひきずられて形成された可能性がある。

5. オホーツク海側の海底地形

(1) 海底地形の概観

「北海道」図幅にはオホーツク海南西部の一部のみが含まれているが、オホーツク海は海底地形は幅の広い大陸棚の部分と、千島列島に沿って細長い三角形に分布する水深3,200~3,300 mの深海盆と、両者の中間部にある水深200~1,500 mのなだらかな地形の部分に分けられる。大陸棚はオホーツク海の面積の40%を占め、非常に広大である。深海盆は極めて平坦であるが海山もみられる。中間部の部分は、傾斜はなだらかであるが、最浅水深940 mのIO (Institute Okeanologii) 海膨、最浅水深894 mのAN (Akademii Nauk) 海膨、最深水深1,744 mのデュギン海盆などの地形がみられる。

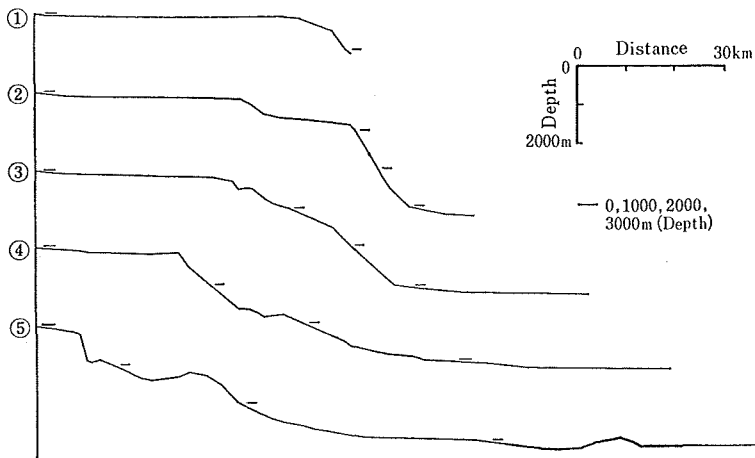


Figure 12 Profiles of the Okhotsk Sea side (Hokkaido)

(2) 大陸縁辺部 (Figures 9, 12)

(i) 大陸棚 (Table 3)

この海域の大陸棚は、能取岬以西の海岸線の形状とは関係なく、サハリン方向から続く非常に幅の広い大陸棚で特徴づけられる。宗谷海峡付近では幅は180 km 前後にも達し、日本沿岸で最も広い海域となっている。大陸棚の外縁は不明瞭な所が多いが水深170~210 mにあり深い。

大陸棚上には2面から4面の海底段丘がみられるが、その深さは一様ではなく（永野ほか，1974），沿岸部から中央部にかけては宗谷堆・紋別海脚もんべつかいかくなどの高まりや150 m等深線で囲まれる凹地が存在し、起伏のある地形が

形成されている。中央部は沿岸部に比べ平坦で、この傾斜変換点は水深110~150 m付近にある。また、外縁部には紋別堆・湧別堆・北見大和堆がある。このうち北見大和堆はこの海域の東縁をなす長さ75 km、幅10 kmに及ぶ長大な堆で南北方向の褶曲構造で形成され東西両縁には断層を伴う。

この海域の大陸棚の地質構造は、外縁背斜部とその内側の中央向斜部に分けられ、中央向斜部の堆積物は層厚2 km以上に達し、外縁の背斜部は北へ延びてサハリンの中知床半島へと続いている(佐藤・新妻, 1980)といわれ、このような地質構造が幅の広い大陸棚をもたらしたのであろう。

能取岬沖から知床半島にかけては、大陸棚は能取岬沖の東方で急に折れ曲り、網走沖からは海岸線に平行して分布し知床半島に至る。大陸棚の幅は20 km以下となるが、知床半島沿いでは特に発達が悪い。大陸棚の外縁は明瞭で、水深135~150 mと通常の深さになる。能取岬北方には能取海脚があり水深120~130 m付近に平坦面がある。また、知床岬沖合いには知床堆が北東に延び半島の延長をなす。

Table 3* Continental shelf (Okhotsk Sea side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
E. of Sōya Misaki (宗谷岬東方)	135	170	170~3,000	1.8°
E. of Tonbetu (頓別東方)	108	190	190~3,000	1.6°
NE. of Monbetu (紋別北東方)	72	210	210~3,000	1.6°
Off Notoro (能取沖)	16	150	150~3,000	1.0°
Off Syari (斜里沖)	16	135~140	140~3,000	1.0°

* partly after Nagano *et al.* (1973)

(ii) 大陸斜面

紋別堆から湧別堆にかけての大陸棚外縁に沿っては水深200~300 mに平坦面がある。その下部にはさらに、500 m、700~800 m及び900 m付近にも平坦面がみられ、一般に水深1,000 m付近まで緩傾斜の大陸斜面を形成している。1,100 m以深は単調な急斜面をなし、水深約3,200~3,300 mの千島海盆に続く。北見大和堆と湧別堆の間には北見海底谷が、また紋別堆の南にも海底谷があり、これらは合流して1,000 m以深の大陸斜面まで続いていると推定されるが詳細は不明である。

北見大和堆東方の大陸斜面は舟状海盆状をなし、能取海脚を除き顕著な平坦面は見当たらない。この海域では水深2,000 m付近までが急斜面で、それより沖では緩傾斜となり千島海盆に続く。斜面には海脚や海底谷状の地形が数多く発達し複雑な海底地形をなす。このうち、能取海脚には水深200~300 m付近に平坦面がみられ、この海脚と北見大和堆南部の間には、北見大和堆を取りまくような特異な流路をもつ能取海底谷がある。また、網走海底谷、斜里海底谷は、その谷頭が大陸棚外縁を切る全長がそれぞれ75 km、20 kmの海底谷で前者は水深1,900 mまで達している。

(iii) 深海盆

島弧である千島列島の縁海をなす千島海盆は、オホーツク海の南西部を占め、「北海道」図幅には、その一部が含まれるだけである。最深水深3,374 mのこの海盆は、大部分が水深3,200~3,300 mにあり平坦で、音波探査によると、この海底下には3,000 mを越す堆積物が埋積し、深海平原の様相を呈している(Geol. Surv., Japan,

1978). なお、この海盆も日本海盆同様の海洋性地殻構造をもつという。

6. 太平洋側の海底地形

(1) 海底地形の概観

この海域では、太平洋のプレートが千島—カムチャッカ海溝、日本海溝で大陸のプレートの下に沈み込む。海溝の陸側には、200 km 前後の距離に島弧がほぼ平行して配列し、千島列島・北海道東部・本州北東部が対応する島弧である。沈み込み境界域における島弧—海溝系にも種々の型のものがみられるが、当海域では海側から、海溝周縁隆起帯・海側海溝斜面・海溝底・陸側海溝斜面・深海平坦面・非火山性外弧・火山性内弧・縁海という地形要素がそろっている。北海道は単一の島弧により構成されておらず複雑である。海溝は襟裳海山付近で、千島—カムチャッカ海溝、日本海溝に2分され、両海溝の会合部付近には大規模な舟状海盆もみられる。

太平洋側の大陸縁辺部は北海道と東北日本とでは多少性格が異なるので、別々に記載し、そのあとで海溝周辺の地形について記載することにする。

(2) 北海道側の大陸縁辺部

(i) 大陸棚 (Table 4)

大陸棚は内浦湾湾口沖・襟裳岬沖・釧路海底谷谷頭付近を除き、25 km 前後の幅で海岸線に平行して帯状に分布し、大陸棚の外縁水深は70~210 mの間を変化するが、130~150 mの所が多い。

恵山岬沖での外縁水深は130 m、幅は2 kmである。最深水深96 mの内浦湾湾口沖では、外縁水深は恵山岬沖と変わらないが、幅は湾内部を含めると最大80 kmに達する。白老沖では幅が16 kmとやや狭くなり、外縁水深も120 mと浅くなるが、日高沿岸に沿って襟裳岬方向に次第に深くなり、襟裳岬南方では水深160~170 mに達する。襟裳岬沖での幅は30 km前後に達し広がるが、外縁の形状は岬ののこった形の海岸線とは非調和的な台状を示し、岬の南方では東西方向の直線で大陸斜面と接している。また、この付近では水深10~30 m、30~40 m、40~60 m、120~140 mの4面の海底段丘の存在(星野, 1957)と、基盤が直接侵食されて大陸棚が形成された(茂木・佐藤, 1975)ことが知られている。

襟裳岬沖から十勝沿岸にかけては、幅は26 km前後で日高沿岸に比べて幾分広く、130~140 mの外縁水深を

Table 4* Continental shelf (Pacific Ocean side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
Off Esan Misaki (恵山岬沖)	2	130	130~800	1.0°
Off Sikabe (鹿部沖)	30	140	140~800	0.9°
Off Siraoi (白老沖)	16	120	120~400	2.3°
Off Mukawa (鵜川沖)	18	130	130~700	3.0°
Off Mituisi (三石沖)	12	130	130~900	2.9°
SW. of Erimo Misaki (襟裳岬南西方)	36	150	150~700	3.9°
S. of Erimo Misaki (襟裳岬南方)	32	170	170~2,000	2.8°

E. of Erimo Misaki (襟裳岬東方)	28	160	—	—
Off Hiroo (広尾沖)	26	140	140~2,100	1.3°
Off Kusiro(Valley head of Kusiro Canyon) 釧路沖(釧路海底谷谷頭)	13	70~80	—	—
Off Akkesi (厚岸沖)	28	210	210~3,600	2.7°
Off Otiisi (落石沖)	24	140	140~3,300	2.4°

* partly after Sakurai *et al.* (1975)

有するが、釧路海底谷谷頭付近では大陸棚は谷により深くえぐられ、幅は13 km、外縁水深は70~80 mとなる。釧路海底谷以東では、幅はほぼ25 km以上となり、ほぼ一様であるが、外縁水深は厚岸沖で210 mといったん深くなり落石沖で140 mと再び浅くなる。

北海道南東部の陸上地形と大陸棚の外縁水深の関係をみると、隆起運動が知られている襟裳岬沖と厚岸沖では深く、造盆地運動が知られている釧路平野沖では浅いというように陸と海で逆方向の動きがみられ、また南西部の勇払平野付近では、いわゆる縄文海進以降の海面低下を上回る傾動運動(茂木, 1964)も知られている。襟裳岬沖では、音波探査の成果から南南東方向への傾動運動、厚岸沖では地震震央の大陸棚外縁付近への集中分布から地震による沈降の可能性(桜井, 1973)が指摘されている。

以上のことから、この地域では傾動運動が行われているのは確かであるが、勇払付近から南北方向に延びる日高山脈の周辺をとりまいて釧路方面に通じるヒンジラインが存在し、この位置の相違により各地域特有の動きもたらされていると推定される。

(ii) 大陸斜面 (Figures 13, 14)

Figure 13の海底地形区分図、Figure 14の海底地形断面図からも明らかなように襟裳岬以東の大陸斜面の地形は釧路海底谷により2分される。

釧路海底谷以東では等深線は千島列島方向に平行し、地形断面は大陸棚外縁から2,000 m前後の深海平坦面まで急崖をなし、区別が明瞭な大陸斜面と深海平坦面を2~3回繰り返して、水深が7,000 mを越す海溝底に至る。ここでの大陸斜面外縁は水深3,000~3,800 mにあり、平均傾斜は2.4°~3.2°である。

一方、釧路海底谷以西での大陸斜面部の等深線は、十勝沿岸に平行し、大陸棚外縁からほとんど同じ緩やかな傾斜で水深2,000 m前後の深海平坦面末端に至り、平坦面末端から7,000 m以深の海溝底までは急斜面をなす。ここでの大陸斜面外縁は水深2,000~2,500 mにあり、平均傾斜は1.3°前後である。

深海平坦面は、釧路海底谷以東では海溝軸に沿って細長く帯状に発達し、釧路海底谷から納沙布岬沖では、水深2,000~2,300 m, 3,000~3,300 m, 3,600~3,800 m面が、納沙布岬沖から色丹島沖では1,500~1,700 m, 1,900~2,100 m, 2,000~2,200 m, 2,500~3,000 m, 2,700~3,000 m面がみられ、海溝軸に沿って帯状に分布することから、成因は海溝形成に伴う構造的凹地を埋めた通常のタービダイト盆地だと考えられている。

釧路海底谷以西の深海平坦面は以東のものに比べて大規模で、幅約100 kmの塊状形の平坦面で水深700~2,100 mに発達する。この平坦面は、十勝海盆とも呼ばれているが、通常のタービダイト盆地ではなく、基盤の上に水平に堆積した地層が海(東)側への傾動運動により現在の形になったもので、斜面そのものが大陸縁辺部における撓曲運動の結果を示している(佐藤・茂木, 1975)。そして海盆表面には北西—南東方向の褶曲構造と関連する多数の小海底谷が刻まれ、海盆南部には同方向に延びる隆起帯が海脚をなし、これに沿って広尾海底谷な

どが刻まれている（佐藤・新妻，1980）。

前述の対照的な大陸斜面の境界部に位置する釧路海底谷は、水深70~80mの谷頭付近で大陸棚を深く刻み、深海平坦面とは無関係に水深6,500mまで至り、ほぼ海溝底（水深7,000m）に達している。水系は支谷が少なく直線的で、谷の深さは数百メートルにも及ぶ、全長約190km、比高約6,400mの海底谷である。この海底谷は規模が世界的にも第1級であるだけでなく、多くの海底谷で見られる大陸斜面の傾斜に必従的で深海平坦面で終わるという特徴にもあてはまらない特異な海底谷である。

成因については、その水系の特徴や海底谷の両側での地質構造の差異から、構造性（佐藤，1962，桜井ほか，1975）といわれ、大きな地形区の境をなす構造線と考えられる。

釧路海底谷の西側にみられる広尾海底谷は谷頭を水深800m付近に有し、水深4,000mまで至る全長110kmの海底谷である。水系は樹枝状をなし、谷の深さは100m以内で浅い。成因的には、この谷も構造性である（桜井ほか，1975）といわれているが、茂木（1977）は、広尾海底谷以外の小海底谷も含め、十勝海盆の成因から考

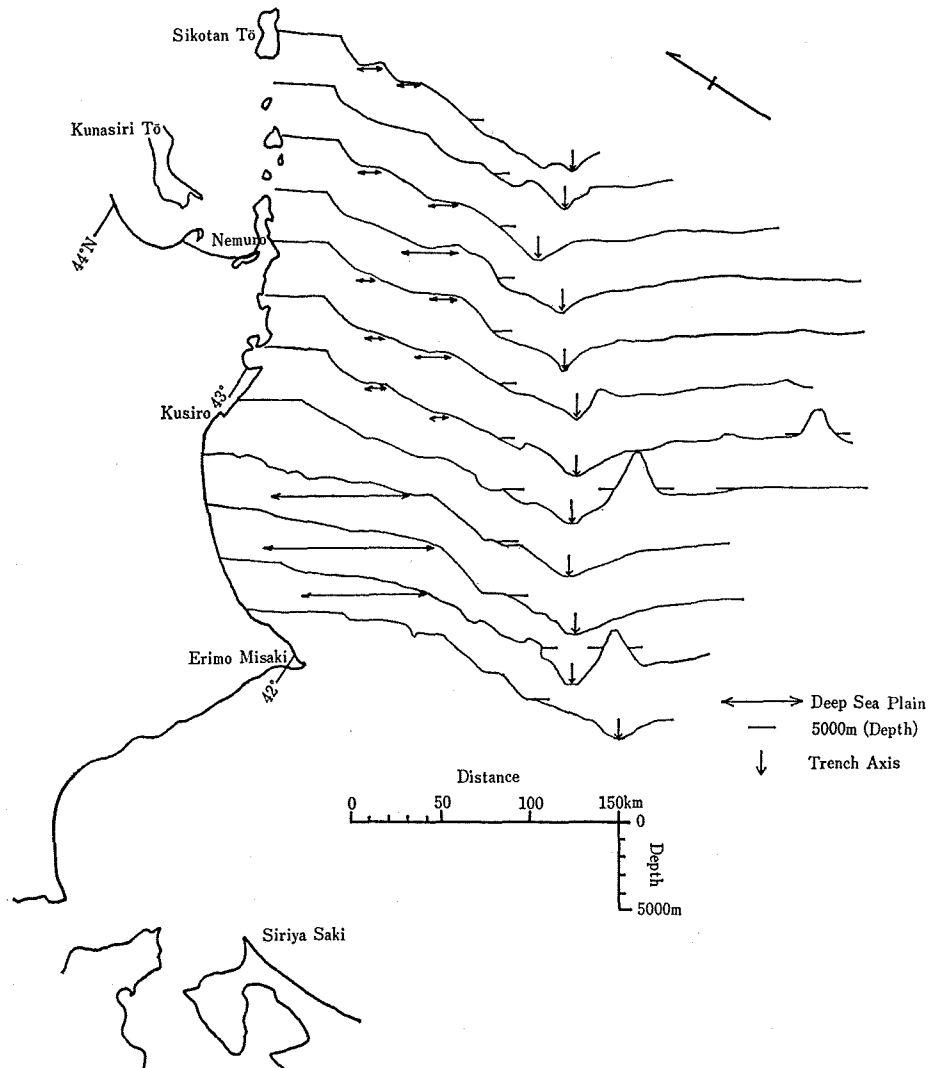


Figure 14 Profiles of the Pacific Ocean side (Hokkaidō)

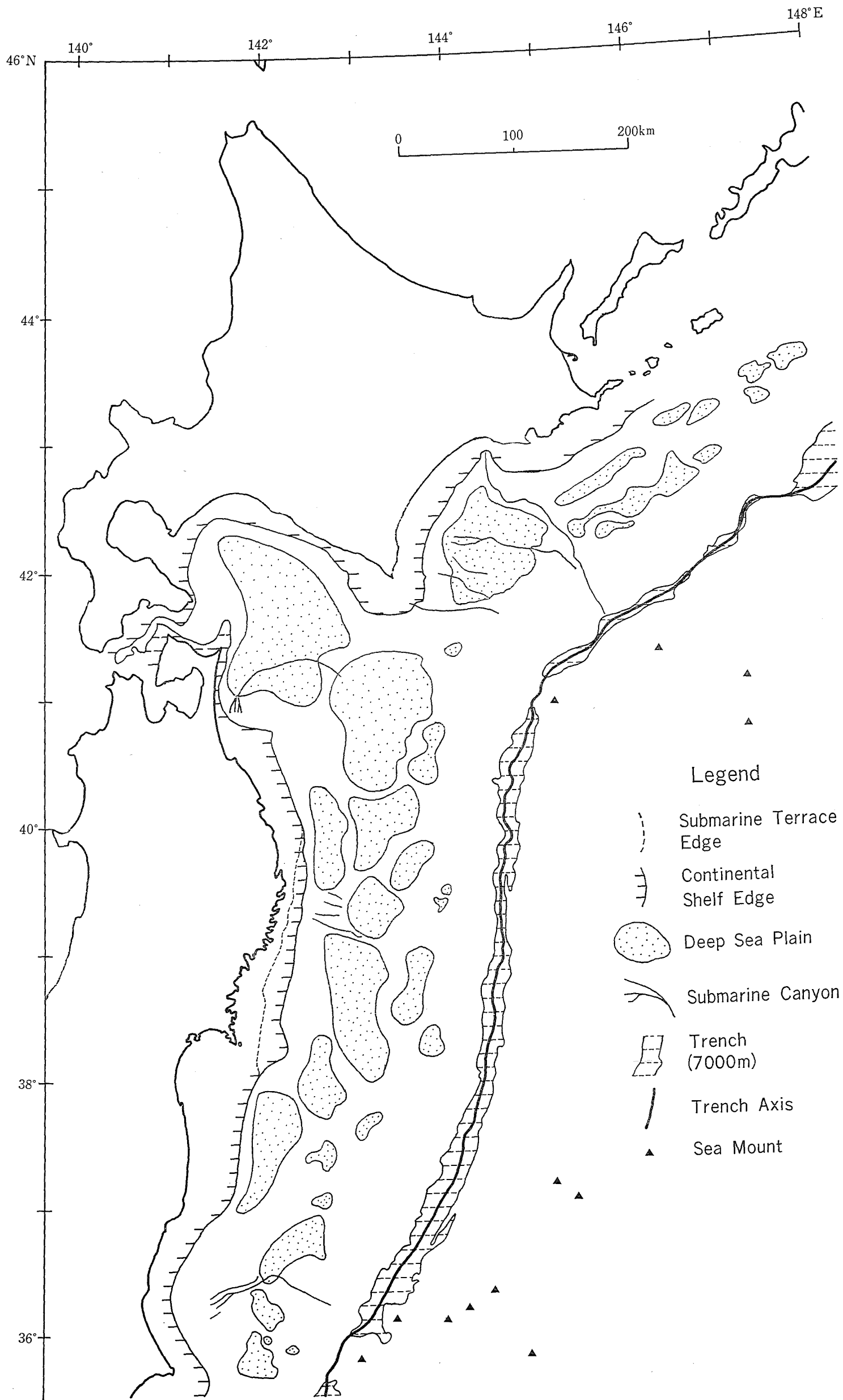


Figure 13 Morphological divisions of the Pacific Ocean side (Hokkaido and North-East Nippon)

Table 5 Continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon)

location	continental shelf		(deep) continental shelf	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	width (km)	depth at shelf edge(m)
Siriya Spur (尻屋海脚)	10	120	—	—
Off Siriya Saki (尻屋埼沖)	8	110	—	—
Off Siranuka (白糠沖)	3	100	—	—
Off Misawa (三沢沖)	45	160	—	—
Off Hatinohé (八戸沖)	34	150	—	—
Off Kuzi (久慈沖)	26	170	—	—
NE. of Miyako (宮古北東方)	20	190*	22	220
Off Miyako (宮古沖)	12	180*	17	260
Off Yamada (山田沖)	7	170*	18	400
Off Kamaisi (釜石沖)	7	155*	18	400
Off Ōhunato (大船渡沖)	15	155*	27	365
Off Kesennuria (気仙沼沖)	23	180*	34	360
Off Sizugawa (志津川沖)	22	175*	39	375
Off Ogatu (雄勝沖)	24	185*	38	330
Off Kinkasan (金華山沖)	16	160*	36	330
Off the mouth of the Abukuma Kawa (阿武隈川川口沖)	70	180*	71	200
Off Sōma (相馬沖)	57	150	—	—
Off Hisanohama (久之浜沖)	44	195	—	—
Off Sioya Saki (塩屋埼沖)	30	180	—	—
Off Hitati (日立沖)	26	140	—	—
Off Nakaminato (那珂湊沖)	22	130	—	—
Off Kasima (鹿島沖)	24	150	—	—
ESE. of Kasima (鹿島東南東方)	24	160	—	—
Off Tyōsi (銚子沖)	27	150	—	—
Off Kuzyūkuri Hama (九十九里浜沖)	55	150	—	—

* submarine terrace

えると陸上谷が沈水した可能性も否定できないとしている。ただし、現在までのところ、ここでは侵食面や不整合面は確認されていない。

襟裳岬沖では地形的にも地質的にも日高山脈の延長が海底にも追跡でき、その方向を南北から東西に転じていることが明らかにされている(桂, 1973)が、その地形、地質学的意味合いは十分に明らかではない。

襟裳岬以西の日高沿岸から渡島半島沿いの湾入部には日高舟状海盆が発達する。この海盆は幅 120 km, 長さ 150 km の規模を有し、水深 800, 900~1,500 m に分布するが、局地的に湾入する下北半島沿い及び白老沖では水深 500 m 付近まで分布する。ここでは平坦面を構成する堆積物が斜面をはい上がって、大陸斜面そのものをなし、日高沿岸では 3° 近い傾斜を有するが、渡島半島沿いでは大陸棚外縁から水深 400 m 付近まで台形の地形が張り出し、傾斜は 1° 以下と緩やかである。日高舟状海盆は、大きな向斜構造をなして厚い堆積物が存在し、

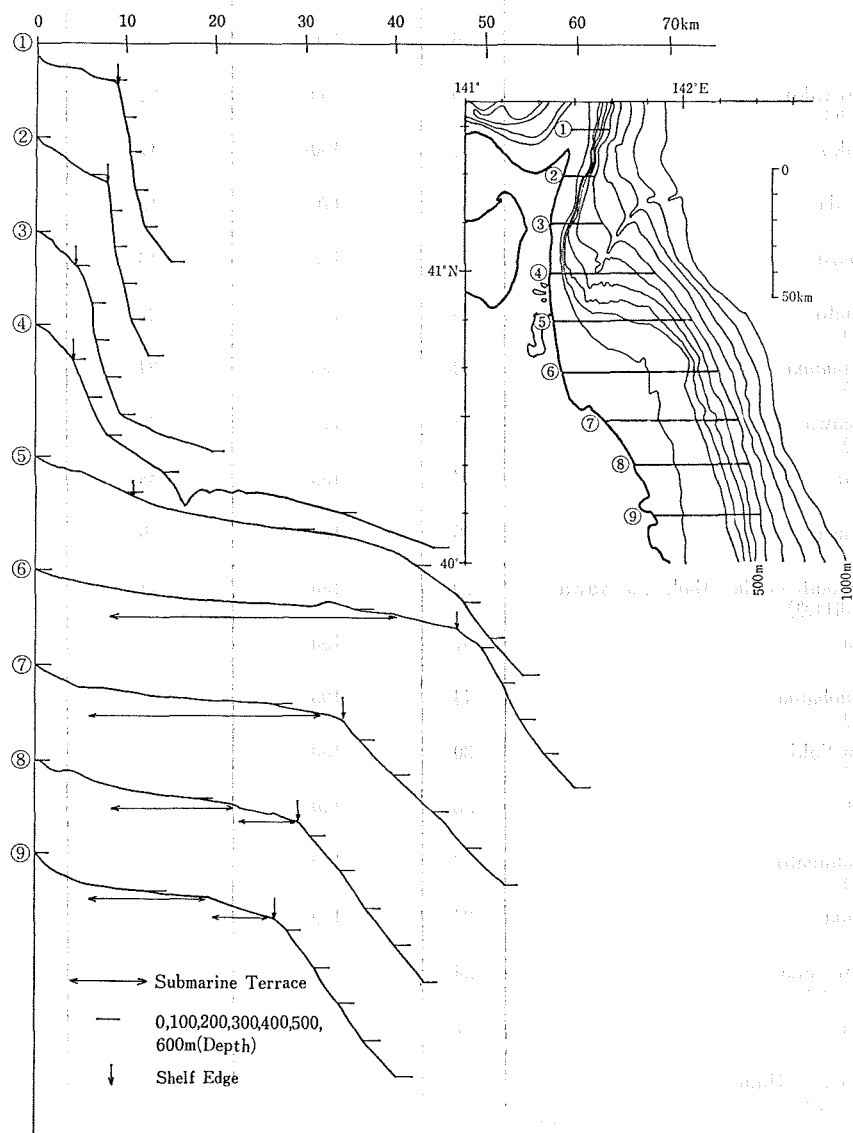


Figure 15 Profiles of continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon, part I)

斜面全域にわたり海底地すべりに起因すると思われる地形や堆積物がみられ、前述のように斜面に堆積物がはい上がっていることや、後述する小川原海底谷との関係から大きなタービダイト盆地だと考えられている(佐藤・新妻, 1980).

(3) 東北日本側の大陸縁辺部

(i) 大陸棚 (Table 5, Figures 15, 16, 17, 18, 19)

東北日本太平洋側の大陸棚では、大部分の海域において、20万分の1の基本図成果に基づく報告がなされていないので、地形断面図を作成するなどして、他の海域より少し詳しく記載することにした。

この海域での大陸棚は、下北半島のつけ根付近、仙台湾付近などを除いては、ほぼ海岸線に平行して帯状に発達するが、幅は3~80 km、外縁水深は100~400 mと海域による変化が大きく、地形断面も各海域特有の形状を示している。さらに大陸棚上には明瞭な形で海底段丘・陸棚谷がみられるのもこの海域の特徴である。

下北半島沿いでは大陸棚の幅は3~8 kmと狭く、外縁水深は100~120 mと浅いが、地形断面も外縁付近から水深500 mまで急崖をなす (Figure 15)。尻屋崎から延びる尻屋海脚は背斜構造をなし、頂部は波食を受けた幅10 km、外縁水深120 mの大陸棚となり、小規模ながら水深40~80 m、90~120 mの海底段丘がみられるが、津軽海峡側と太平洋側で地形断面は非対称形をなす。外縁水深は尻屋崎から南へ次第に浅くなり白糖沖で100 mとなり、幅も3 kmと、この海域で最も狭くなるが、下北半島のつけ根の小川原湖沖から次第に広くなり、小川原湖沖付近から八戸にかけての海岸線は北東方に凹形をなすのに対して、大陸棚外縁線は凸形をなし非調和的である。ここでの幅の最大は八戸北東方(三沢沖)の45 kmであり、外縁水深は150~160 mを示す。

八戸から宮古にかけての三陸沖北部は、久慈と宮古の中間付近(39°55'N)の宮古北東方を境として分けて記載する。

八戸沖から宮古北東方にかけては、幅は25 km前後まで次第に狭くなり、外縁水深は200 m近くまで深くなる。海底段丘は水深60~120 m、130~170 m付近に認められ、南側ほど深くなって80~120 m、130~190 mと変わるが、全域を通じて上位面は13~14 km、下位面は5~6 kmの幅を有する。地形断面は大陸棚外縁付近で急斜面をなし、外縁の決定は容易である。

宮古北東方から仙台湾に至る大陸棚の海底地形図及び地形断面図を Figures 16, 17 に示す。この海域では、水深約100 m付近から600 m付近まで緩やかな傾斜の斜面が続き、地形図や地形断面から大陸棚の外縁を即座に決定するのは容易ではない。

宮古北東方 (Figure 17, ②) での外縁水深は200 m近くに達するが、ここでは外縁付近に190 mと220 mの二つの傾斜変換点がみられ、この二つの変換点は三陸沖南部を通じて、それぞれ水深150~190 m、200~400 mの間に追跡され、仙台湾の阿武隈川川口沖 (Figure 17, ⑬) で同一のものになる。

岩淵 (1972) は前者の変換点を大陸棚外縁、後者の変換点を縁辺台地外縁としたが、佐藤 (1979 b) は前者を海底段丘外縁、後者を大陸棚外縁とした。ここでは佐藤 (1979 b) の考えに従い、深い大陸棚として記載するが、この点については(5)(i)でもふれる。

宮古北東方から宮古沖にかけては、幅は20 km前後まで狭くなり、外縁水深も190 mから260 mと深くなる。ここでも水深80~120 mと130~180 m付近に海底段丘がみられるが、大陸棚外縁は南側ほど深くなるのに対し、海底段丘外縁は南側ほど浅くなり、両者の変化様式は平行的ではない。

宮古から金華山に至る三陸沖南部では、幅は17~40 kmの間を変化し、釜石沖で最も狭いが、南側へ向かって次第に広くなり、気仙沼沖から金華山沖では40 km前後を示す。外縁水深は260~400 mの間を変化し、山田沖から気仙沼湾湾口沖にかけては、途中で350 m前後までいったん浅くなるが、おおむね水深400 mを示し、気仙

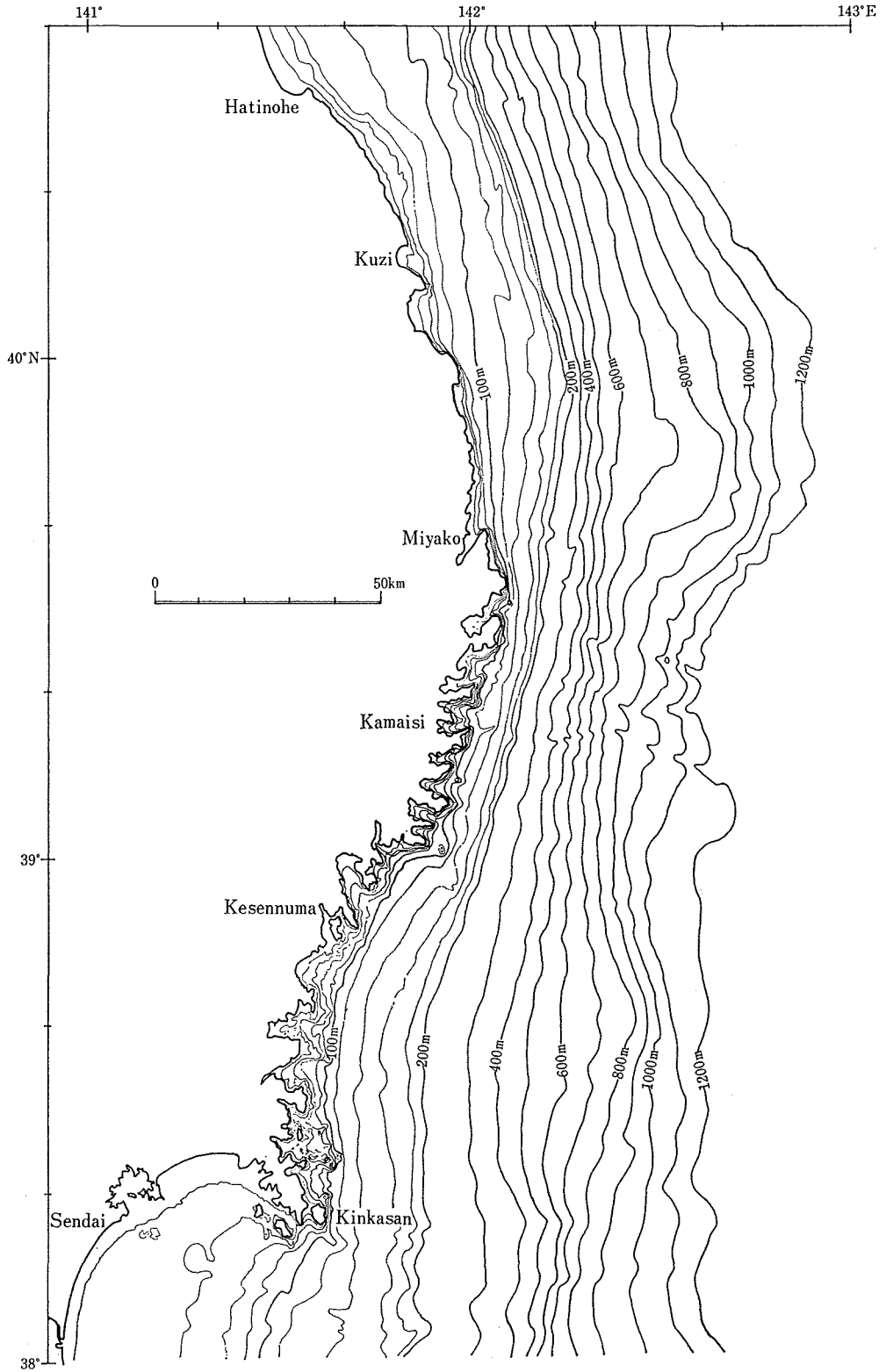


Figure 16 Shelf topography off the Sanriku District

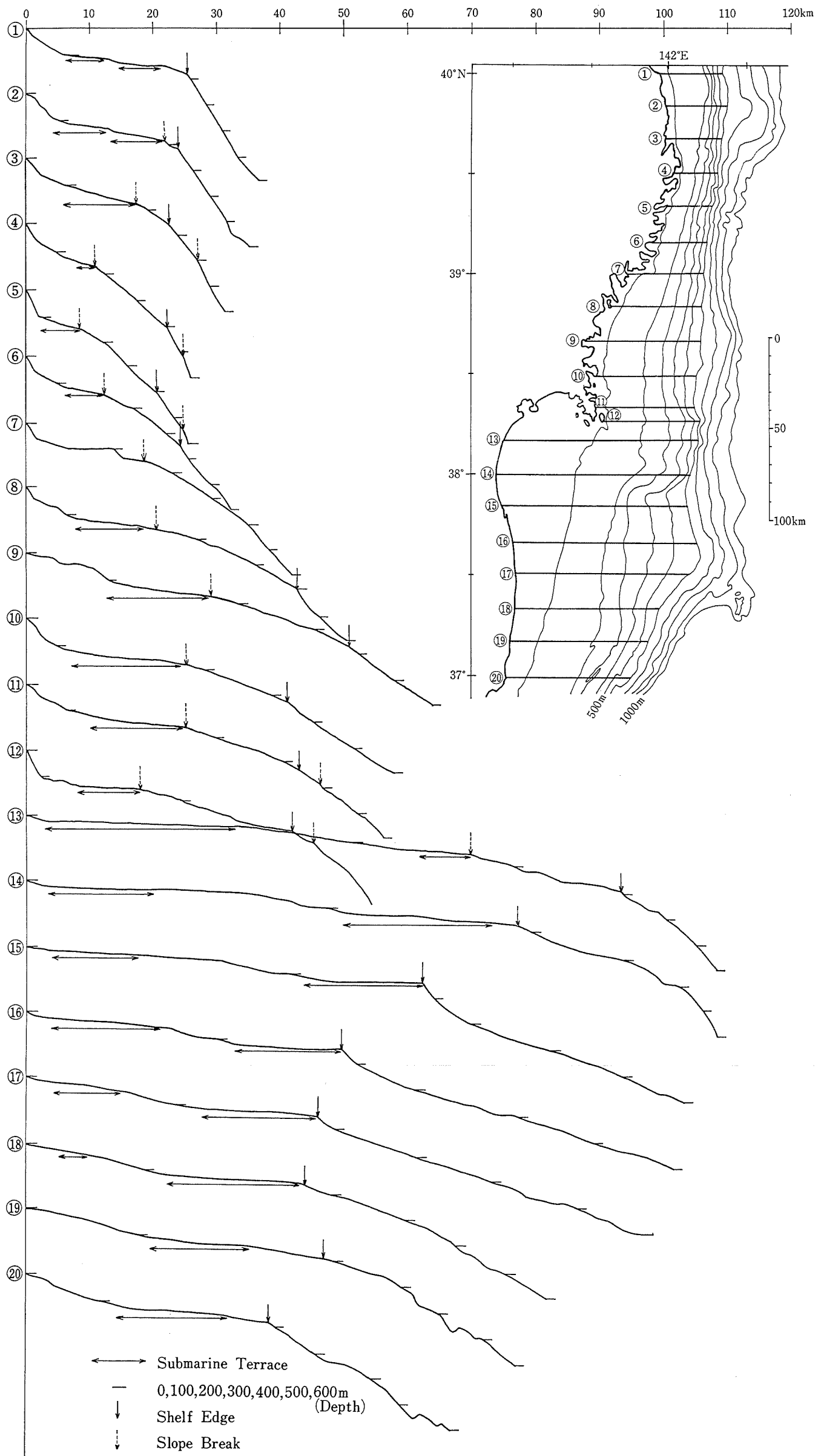


Figure 17 Profiles of the continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon part II)

沼湾湾口沖から金華山沖では水深 400 m から 330 m まで浅くなる。ここでの海底段丘は水深 100 m から 160~180 m の間にある海底段丘外縁までの一面である。

海底段丘外縁は宮古沖から釜石沖では水深 180 m から 155 m まで浅くなり、釜石沖から気仙沼湾湾口沖では、150~180 m を示し、気仙沼湾湾口沖から金華山沖では、いつたん 180 m 前後まで深くなった後、金華山沖での 160 m と変化する。

三陸沖南部の海底段丘外縁・大陸棚外縁の水深は、以上のように変化するが、両者の変化様式は調和的ではない。

金華山から阿武隈川川口にかけての仙台湾沖では、大陸棚はこの海域中最大の幅 80 km を有し、外縁水深は、330 m から 180 m まで浅くなる。海底段丘は水深 0~20 m, 20~60 m, 120~160 m の 3 つの面が認められ、特に中位面の発達がよく、幅 30 km に達する。阿武隈川川口沖では海底段丘外縁も水深 180 m まで深くなり、宮古北東方での例のように、海底段丘外縁と大陸棚外縁は同一のものになる。ここでの地形断面は緩やかな斜面をなし、外縁部の地形は丸みをもっている。

阿武隈川川口から塩屋崎にかけての常磐沖北部では、大陸棚の幅は南側の海域ほど狭くなるが、それでも南端の塩屋崎沖で 30 km 前後を示す。外縁水深は、相馬沖の 150 m から塩屋崎沖の 180 m と南ほど深くなるが、最深部は塩屋崎のやや北に位置する久之浜沖の 195 m である。海底段丘は、水深 0~20 m, 25~50 m, 120~150 (160) m の 3 面が認められる。このうち、下位面は最も発達が良く、一定の幅で連続的に分布するが、上位面・中位面は外縁水深が深くなる南側の海域では消失する。この海域では、25~50 m 段丘面上にのみ谷形を有する陸棚谷の存在が知られ、茂木・岩淵 (1961) は、陸棚谷との関係等から 25~50 m の中位の段丘面は、ウルムの最大氷期以降の海水準上昇途中の停滞期に対応して形成されたとした。この論文作成の基になった測量は相馬付近では 50 m 以浅の海域で実施されたが、20 万分の 1 の基本図成果からは相馬沖の阿武隈川延長方向の水深 45~70 m, 140 m 等深線の部分にも陸棚谷が存在するを読みとることができる (Figure 18)。この海域の地形断面の特色は、以北の海域と異なり、大陸棚外縁付近に明瞭な傾斜変換点がみられることであるが、南側で外縁水深が深くなるにつれて、やや不明瞭になる。

塩屋崎から那珂湊にかけての常磐沖南部では、大陸棚は海岸線にほぼ平行して幅 25 km 前後でみられ、外縁水深は 180 m から 130 m へと徐々に浅くなる。この海域でも常磐沖北部に対比される 3 つの海底段丘が知られているが、加賀美・奈須 (1964) は久慈川沖の音波探査の結果、古久慈川が大陸棚の下に延長していることを確かめ、この陸棚埋積谷の縦断面等から考察し、中位面はウルムの最大氷期以前の海水準低下途中の停滞期に対応して形成されたとした。ここでの地形断面も大陸棚外縁付近に明瞭な傾斜変換点がみられ、外縁の決定は容易である。

那珂湊から犬吠埼にかけての鹿島灘でも、ほぼ海岸線に平行する幅 25 km 前後の大陸棚がみられ、外縁水深は南側に向かって次第に深くなり 160 m に達する。この海域でも水深 0~20 m, 25~50 m, 110~(130)150 m の 3 つの海底段丘がみられ、25~50 m 段丘面上には常磐沖北部同様の陸棚谷が存在する。茂木 (1973) は鹿島港付近の陸上地質資料と陸棚谷の関係から、中位の段丘面はウルムの最大氷期以降に形成されたとした前述の考えを裏付けた。この海域での地形断面は外縁から急斜面をなすことを示している。

犬吠埼以南の九十九里浜沖は、図幅には一部が含まれるだけであるが、この海域では 50 km に達する幅の広い大陸棚がみられ、同様に幅の広い水深 10~50 m, 100~150 m の海底段丘がみられる。外縁水深は 140~150 m と犬吠埼沖よりやや浅くなり、地形断面は外縁付近より急崖となることを示している。

(ii) 大陸斜面 (Figures 13, 20)

本座 (1976) によると、東北日本太平洋側の大陸棚・大陸斜面域は、全域を通じて大陸棚から水深 1,000 m くらいまでの傾動隆起帯、大陸斜面外域の隆起帯、その中間の沈降帯の 3 帯に分けられる。Figure 20 の地形断面を

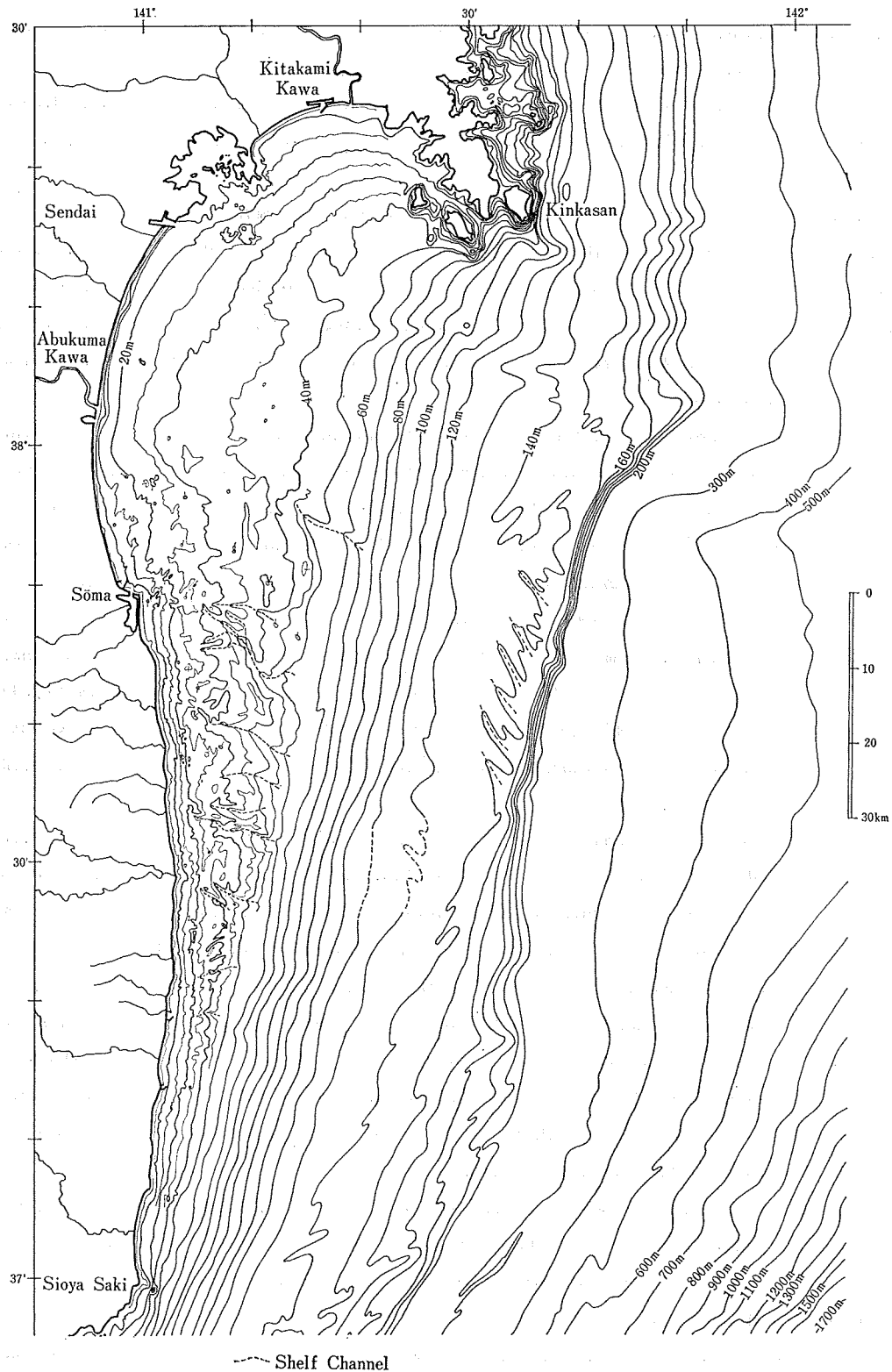


Figure 18 Shelf topography off the Northern part of Zyōban District and Sendai Bay

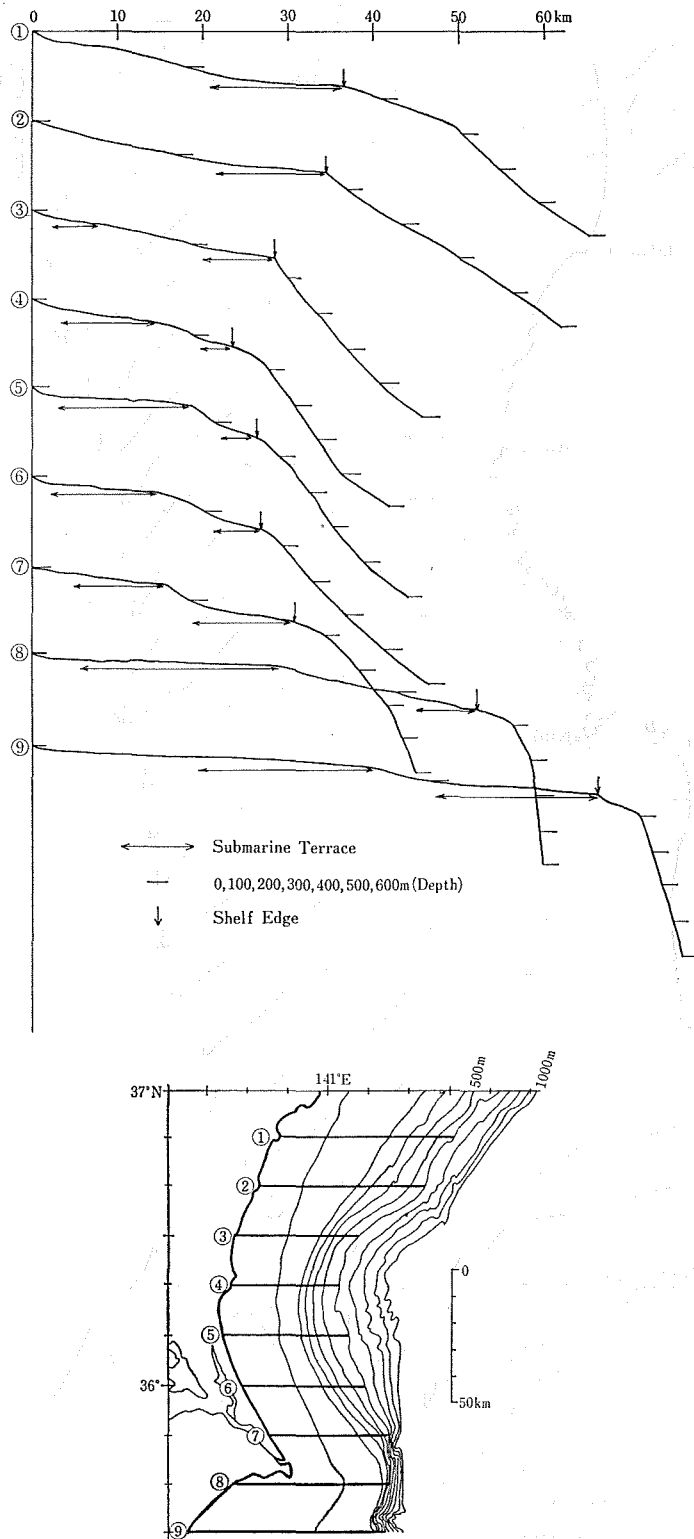


Figure 19 Profiles of the continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon, part III)

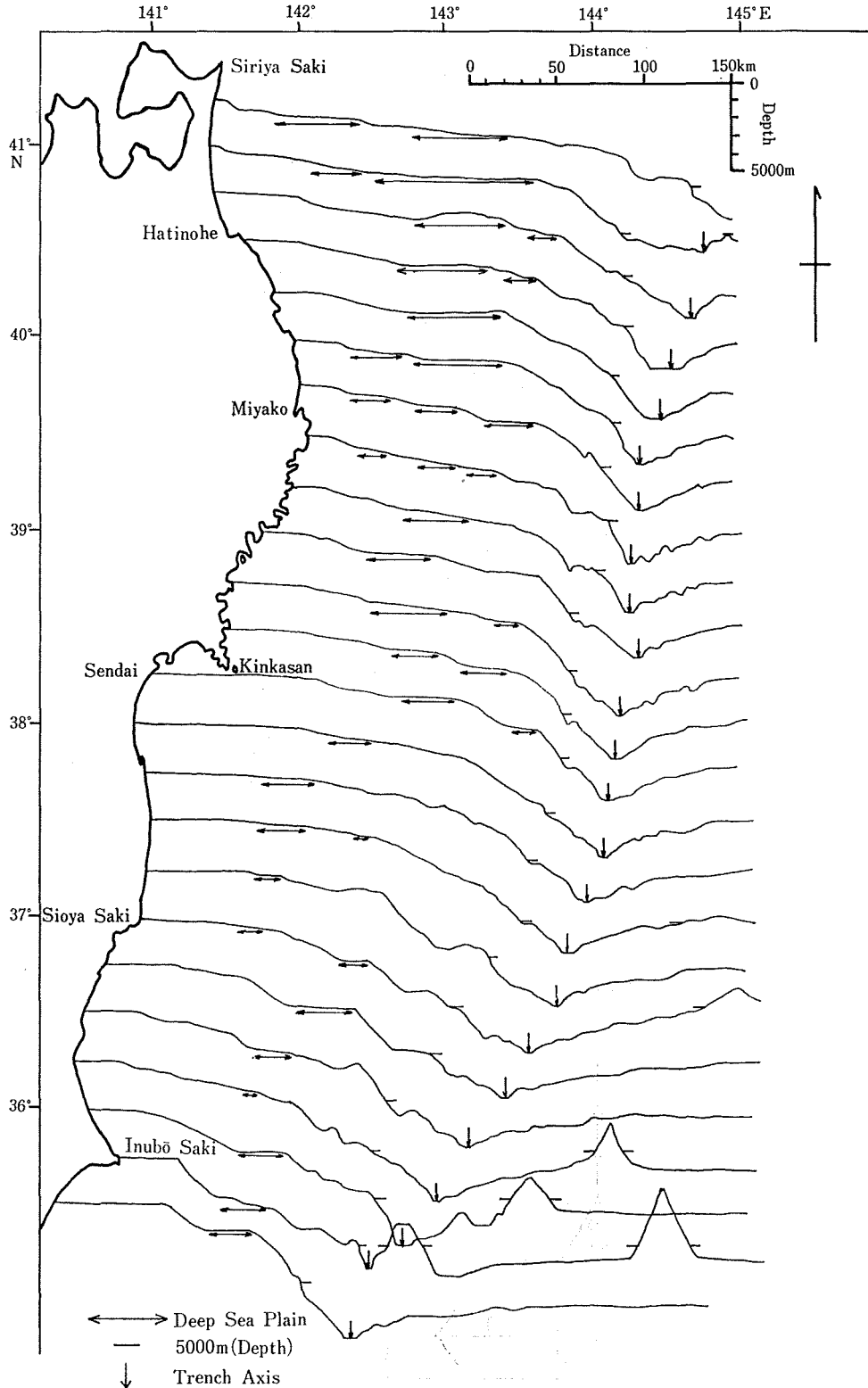


Figure 20 Profiles of the Pacific Ocean side (North-East Nippon)

みても、大陸棚・深海平坦面を有する大陸斜面・ベンチを有する陸側海溝斜面・海溝底・小地溝を有する海側海溝斜面・なだらかな海溝周縁隆起帯といった地形要素が規則的に配列し、基本的には同じようにみえる。

しかし、詳細にみるといくつかの変化がみられる。すなわち、陸側から海溝に向かっての典型的な地形断面は三陸沖にみることができ、海溝軸がやや西よりに向きを変え、陸地と海溝までの距離が以北に比べ短くなる塩屋埼以南の海域では、大陸斜面以深の地形が不規則に変化に富んでいるが、この度合は南側ほど大きい。そのほか大陸斜面上には陸側に向かって逆傾斜している部分もみられ、八戸沖・塩屋埼沖の場合は、それぞれ、水深1,300 mの高まり、牡鹿半島から南東へ延びる高まりに対応している。

この海域では、大陸斜面と陸側海溝斜面の間の傾斜変換点が明瞭でない場所もあり大陸斜面外縁を決定するのは容易ではないが、一応求めた値を以下に示す。大陸斜面外縁と大陸斜面の平均傾斜は、この海域全体を通じてそれぞれ、水深1,700~4,400 m, 0.6° ~ 3.0° の間にあるが、海域によって変化する。海域ごとの値は、下北半島沖2,000~2,500 m, 0.6° ~ 1.0° 、三陸沖北部1,700~2,400 m, 0.8° ~ 1.0° 、三陸沖南部2,200~3,500 m, 1.0° ~ 1.4° 、仙台湾沖3,500~4,400 m, 1.4° ~ 1.6° 、常磐沖北部1,900~3,800 m, 1.1° ~ 1.6° 、常磐沖南部2,600~3,500 m, 1.4° ~ 1.5° 、鹿島灘沖2,400 m前後, 1.3° ~ 1.6° 、犬吠埼沖3,000 m前後, 3.0° であり、下北半島~三陸沖北部では比較的傾斜が緩やかで、常磐沖南部より南の海域で比較的傾斜が急となっている。

この海域の大陸斜面の特徴の一つとしては、深海平坦面の発達が良いことが挙げられ、水深300~3,400 mにみられるが、海域により規模や深度分布に変化がみられる (Figures 13, 24)。

下北半島沖では、水深500~1,400 m, 1,500~2,200 mの2面、三陸沖北部の八戸沖では水深1,500~2,000 m, 2,000~2,500 mの2面が発達し、2,000 m以浅のものは塊状をなし規模も大きい。三陸沖南部の宮古沖では水深600~1,000 m, 1,100~1,500 m, 2,000~2,400 mの3面、釜石沖では水深1,500~2,000 m, 3,000~3,400 mの2面、釜石以南の三陸沖南部では水深1,100~1,700 m, 2,100~2,500 m, 3,000~3,400 mの3面がみられ、1,100~1,700 m面は幅50 km, 長さ130 kmに達する。

仙台湾沖では水深700~1,100 m, 1,100~1,600 mの2面、常磐沖北部では水深300~600 m, 900~1,000 m, 2,000~2,400 mの3面がみられるが、常磐沖南部・鹿島灘沖・犬吠埼沖では、それぞれ水深2,100~2,600 m, 1,700~2,300 m, 2,400~3,000 mの1面がみられるのみである。

以上のように各海域において深海平坦面の分布がみられるが、規模や分布様式には幾つの特徴を見出すことができる。規模の点では、三陸沖以北のものは大きく、塩屋埼以南のものは小さいが、これは前述の地形断面の特徴からも想定される。

分布様式は、下北半島沖のものを除いては海溝軸に平行して分布しているが、横方向に隣接する平坦面は互いに連続せず、上・中・下位面はちょうどジグゾーパズルのように、お互いが補間的に分布する。上位、下位の平坦面間の水深差は深海平坦面の発達が良く沈降域である三陸沖で最も大きい。

後でもふれるが、以上のような深海平坦面の規模や分布様式の特徴から、いくつかの議論がなされている。海溝軸に平行して分布することからは、海溝形成に伴う構造的凹地を埋めた地形であることが想定されるが、事実、音波探査でも、このことが確認されており、八戸沖では凹地を埋める堆積物が緩く傾斜し、斜面にはい上がっていることが報告されている (佐藤・茂木, 1975)。深海平坦面の水深の不均一性や、北側と南側の規模の大小差については、岩淵 (1968b) は海溝形成に伴い大陸斜面が異なる規模でブロック化したためであるとした。また、星野 (1970) は分布様式と10 km以浅の極浅発地震発生域とを比較し、両者の間には有意の関係がみられ、それらは地質条件に規定されているとした。

この海域の海底谷としては、従来、小川原海底谷が知られるのみであった。しかし、20万分の1の基本図成果

からは、従来海底谷が存在しないといわれた三陸沖(星野・岩淵, 1966)と鹿島灘沖にみることができる。小川原海底谷は、谷頭を小川原湖沖の水深180 m付近に有し、日高舟状海盆を流下して、水深1,700 mの海底に至る全長125 kmの谷で、海底谷末端に頂部を有する深海扇状地の存在、海底谷周辺の堆積層の整合的はい上がりからみて、海底下の混濁流により形成されたものである(桜井ほか, 1974)。

三陸海底谷群(仮称)は、釜石沖の水深600~900 mの大陸斜面に谷頭を有し、1,500~2,000 mの深海平坦面に注ぐ全長40 kmの海底谷である。一方、鹿島海底谷群(仮称)は、谷頭を水深800 mの大陸斜面に有し、2,100~2,600 mの深海平坦面に注ぎ、この中の谷はさらに水深5,000 mの海底まで達する全長110 kmの海底谷である。

(4) 海溝周辺の海底地形

(i) 海底地形の概観 (Figure 13)

太平洋側の海底を東へたどれば、大陸棚・大陸斜面を経て海溝に至る。また、海溝は太平洋プレートの終着点でもある。海溝は7,000 m以上の水深を有する文字どおりの海底の溝である。北海道から千島列島にかけての沖合いは千島—カムチャッカ海溝が、東北日本の沖合いには日本海溝が、それぞれ島弧にほぼ平行に延び、襟裳岬沖の41°N付近で、2つの海溝はほぼ120°の角度で接している。

(ii) 千島—カムチャッカ海溝 (Figure 14)

本海溝は北東—南西方向に延び総延長は2,200 kmに及ぶ。全体にわたる精密な測量が実施されていないので、その詳細な地形は不明であるが、海溝最浅部は日本海溝との接合部付近で約7,000 mの深さを持ち、北部にいくに従い階段状に深くなって8,000 mを超え、最深部は44°08.5'N, 150°30'Eの9,550 mであるといわれている(岩淵, 1968b)。図幅内での海溝軸はわずかながら蛇行し、水深7,000 m前後の平坦部と狭く部が繰り返して現れる。陸側海溝斜面は水深2,000~3,800 mから始まり、釧路海底谷や塊状の高まりの混在する複雑な地形をなすが、釧路海底谷以東には水深4,500~5,900 mに海溝軸に平行なかなり広い平坦面がみられ、ここでの陸側海溝斜面の平均傾斜は2.8°~4.3°である。海底谷以西にも、海溝軸に平行する水深4,700~5,400 mの平坦面がみられ、ここでの陸側海溝斜面の平均傾斜は3.6°~3.9°である。

一方、海側海溝斜面は、陸側海溝斜面に比べ緩やかな斜面をなして、5,500 mの等深線で示される海溝周縁隆起帯としての北海道海膨につながっている。この海側の斜面には幾つかの海山がみられ、いずれも太平洋プレートとともに移動してきたギョーと考えられるが、このうち日本海溝との接合部付近に位置する比高約2,800 mの襟裳海山は海溝底付近に達しており、その頂部水深は3,735 mと深い。山頂の一部は平坦化され、その平坦面はプレートの沈み込み方向と同じ北西側に傾斜している(Tsuchi and Kuroda, 1973)。また、その頂部付近からは火山岩および白亜紀の化石が採取されている。このほか、頂部水深2,565 m、比高約2,900 mの拓洋第1海山、頂部水深1,345 m、比高約3,800 mの凌風第2海山などがみられる。

(iii) 日本海溝 (Figures 20, 21, 22)

本海溝は、襟裳海山付近から東北日本の島弧に沿って、わずかに弓なりになって房総半島沖の伊豆—小笠原海溝との接合部まで続く全長約890 kmの海溝である。陸岸から海溝軸までの距離は、三陸沖で約200 kmであるが、南に向かって幾分狭まり犬吠埼沖では約150 kmとなる。海溝軸はわずかながら蛇行し、分枝している所もある。海溝底は一般にV字形をなし堆積物は少ない。水深は北部から南部に向かって深くなり、北部では約7,500 m、南部では8,000 mを越え、第1鹿島海山の北側(36°01'N, 142°38.5'E)で8,130 mの最深部に達する。この縦断面は階段状であるが、これは海溝軸に沿って北側から運ばれてくる堆積物が海溝底内のシルと呼ばれる高まりでせき止められるためといわれる(佐藤・新妻, 1980)。

海溝底から深海平坦面までの陸側海溝斜面は、岩淵ほか(1976)がridge and trough zoneと呼んだ急峻かつ

複雑な地形の区域で、これらの地形は全体としては海溝に平行あるいは雁行する高まりと凹みととらえることができるが、必ずしも一律なものではない。Figure 20の地形断面からも分かるように、全域を通じて、大なり小なり、ベンチが認められるが、岩淵(1968b)によると三陸沖南部では水深4,700~4,800 m付近に幅16 km前後の顕著なものがみられる。そして、これらのベンチは単なる平らな面ではなく、ベンチの中ほどが凹地をなすものや、ベンチの外縁に高まりがみられるものなどがある。

なお、この海域の陸側海溝斜面は、水深1,700~4,400 mから始まるが、その平均傾斜は八戸東方で 3.9° ~ 5.0° 、三陸沖で 4.9° ~ 6.0° 、常磐沖で 3.2° ~ 4.4° 、鹿島灘沖で 3.9° ~ 5.0° 、犬吠埼沖で 8° 前後となっている。

一方、海側海溝斜面は、陸側海溝斜面に比べ緩傾斜(1° ~ 2°)で地形も比較的単純であるが、ここで特徴的なものは海溝軸に平行な多数の細長い溝である。海側斜面におけるこのような凹みの存在は古くから知られており、三陸沖については、岩淵(1968b)が、水深7,100 m付近と6,300 m付近において長さ90 km近くに達する海溝軸に平行な凹みが存在し、前者では幅は1.9 km、深さは200~400 mであることを報告している。

ここでは、その後、詳細な調査の実施された常磐沖($35^{\circ}40'N$ ~ $38^{\circ}00'N$)について述べよう。凹みの分布はFigure 22に示すとおりで、海溝最深部から15 km程度離れた水深7,000 m付近及びその東方の6,800 m、6,600 m付近に分布する。これらの凹みは、幅約2 km、深さ50~250 mで海溝軸にほぼ平行に延長70 kmに達するものもあるが、多くは10 km以下で連続性は悪い。これらの溝状地形は、音波探査によって堆積層を切る正断層であることが知られているが、海溝軸にほぼ平行にこのような多数の正断層が存在することは、海溝の大洋側のリソスフェアの表面に、海溝軸に直角な水平向きの張力が働いていることを示している(小林・佐藤, 1979)。

また、大洋側の斜面には、第1鹿島海山(頂部水深3,550 m, 比高約3,000 m)・香取海山(頂部水深4,110 m, 比高約2,400 m)・第2鹿島海山(頂部水深2,662 m, 比高約3,100 m)・第3鹿島海山(頂部水深4,138 m, 比高約1,000 m)・第4鹿島海山(頂部水深2,783 m, 比高約2,800 m)・第5鹿島海山(頂部水深1,425 m, 比高約4,200 m)・磐城海山(頂部水深3,563 m, 3,710 m, 比高約1,600 m)がみられる。これらはいずれもギョーと推定されるが、頂部水深はその多くが3,000 m前後と、太平洋の海山の一般的な深さより1,500 m余り深い。

これらの海山のうち、南部に位置する香取海山と第1鹿島海山については詳細な調査が行われ、詳しい地形が明らかにされている。特に後者は海溝軸付近に位置し、その頂部から白亜紀~中新世の化石が得られており(東海大学第一鹿島海山調査団, 1976)、また、その地形・地質構造から、山体の左半分が海溝内に沈みつつある海山であることが知られた(Mogi and Nishizawa, 1980)。これは海洋のプレートの海溝での沈み込みを、世界で初めて実証的に示すものとして注目を浴びた。しかし、詳細については不明な点も少なくなく、今後の調査が期待されている。

(5) 太平洋側の海底地形に関する諸問題

この海域には、大陸棚・大陸斜面・海溝の形成機構・古海水準・プレートの沈み込み機構等、数多くの問題がある。ここでは、この中から2, 3の問題をとり上げて議論する。

(i) 三陸沖南部の深い大陸棚

宮古北東方から三陸沖南部を通して仙台湾に至る海域には、水深150~190 mと200~400 mに2つの傾斜変換点がみられ、岩淵(1972)と佐藤(1979b)では見解が異なることを前にのべた。佐藤(1979b)は、本来の意味での縁辺台地(marginal plateau)はこの海域には存在せず、岩淵(1972)の考えは不適當とした。

一般的に大陸棚は、低潮線から始まり深所に向かって著しい傾斜の増大が起こる水深までの海域と定義され、著しい傾斜の増大が起こる場所を連ねた線が外縁である。これはあくまで地形上のもので時代的な意味は含まれない。Figure 23には陸岸から水深1,000 mまでの地形断面を示したが、上記の定義から明らかに水深200~400 m変換点を大陸棚外縁とした方が良い断面がある一方、いずれとも決め難い断面もあることが分かる。

しかし、三陸沖北部方向から、あるいは常磐沖北部方向から地形的な連続性を追跡すると、大陸棚外縁は水深 200~400 m 変換点に連なり、深い大陸棚として佐藤 (1979 b) の考え方に従うのが妥当と思われる。ただし、この場合でもウルムの最大氷期に対応するのは、水深 150~190 m の海底段丘外縁であるのは論をまたない。

中嶋 (1973) は、三陸沖南部では大陸棚構成層の下に不整合面があり、南側の地域ではこの面が直接海底に露出していることを指摘したが、この波食面が水深 200~400 m の傾斜変換点となって地形断面に表われている。

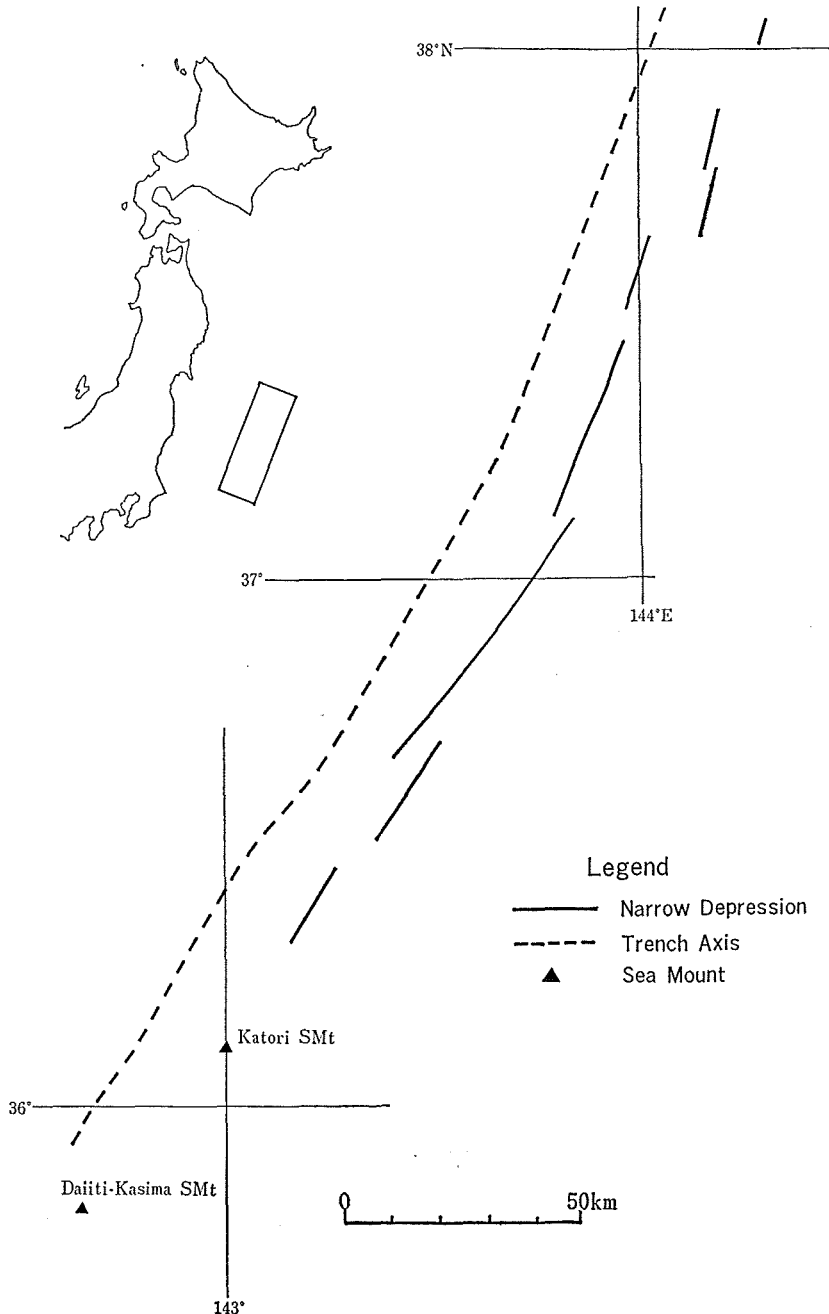


Figure 22 Distribution of the small narrow depressions

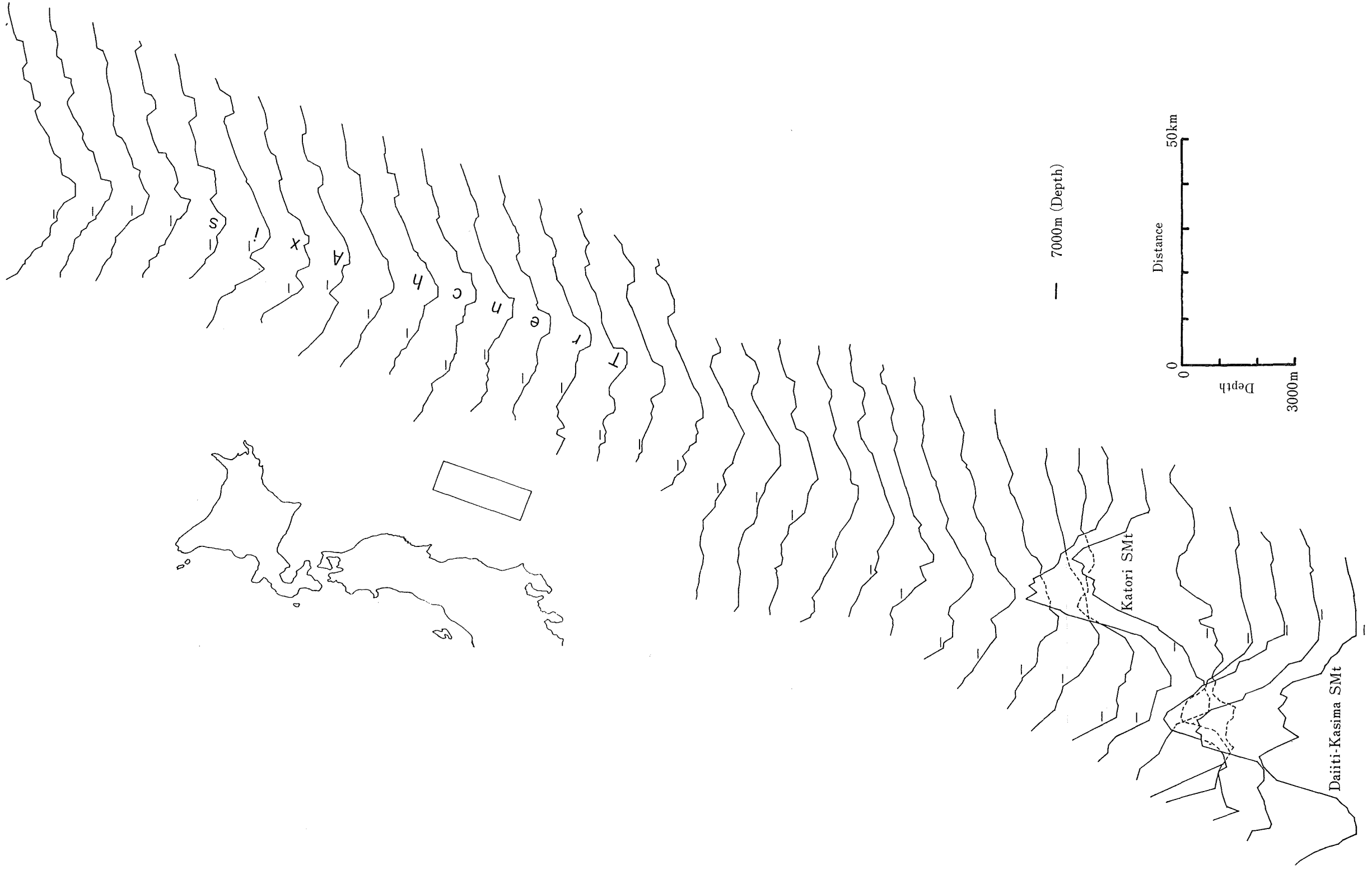


Figure 21 Profiles across the Japan trench (off the Jōban District)

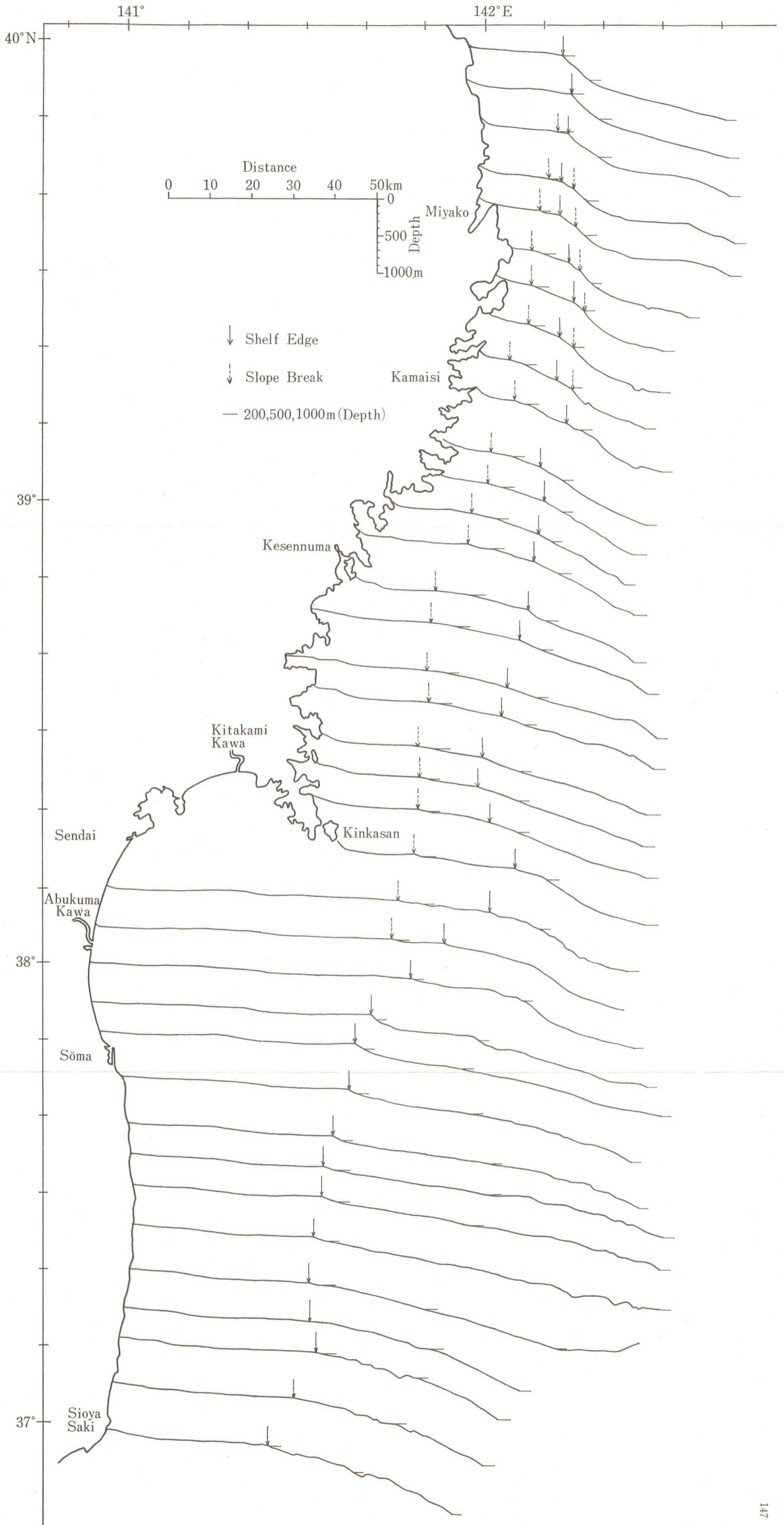


Figure 23 Profiles of the continental shelf (off the Sanriku and Jōban District)

三陸沖北部では、この不整合面は完全に大陸棚の下に埋没し、水深 250~300 m の所に存在する。そして、この面は次第に浅くなり、下北半島のつけ根付近では、水深 140~150 m の大陸棚外縁そのものになっている（佐藤・新妻, 1980）。また、ここで採られた岩石は中新世中期（桜井ほか, 1975）を示しており、三陸沖南部の深い大陸棚外縁、北部の埋没不整合面の形成時期は、少なくとも中新世中期以後でウルムの最大氷期以前に限定することができる。

同様の不整合面の存在は沈降域とされている山陰沖・日向灘・遠州灘などでも知られているが、これらの面の最終的な分布域はどうなっているのか、これらの面はお互いに対比されるのか、形成時期はいつかなど、これらは重要な地形面と思われるので、今後の検討が必要であろう。

また、大陸棚形成直前の侵食面が隆起地形としての海岸段丘として現れているが、この深い侵食面は海岸段丘と時代的にどのような関係にあり、海岸段丘とは逆の沈降地形として現れているかを明らかにするのは、陸上を含む沿岸域の地形発達を考えるうえで重要な課題となろう。

(ii) 古海水準について

海底では、海底に残された平坦面・堆積物・海底谷（陸棚谷を含む）との関係から、かつての海水準を議論する試みがなされてきた。一つは大陸棚を、一つは深海平坦面を対象として行われている。

深海平坦面に関しては、奈須（1961）は、飯島・加賀美（1961）の成果と田山（1950）が四国沖で発見した海段を結びつけ、日本周縁の水深約 2,000 m には昔の海水準を示す日本太平洋海棚がかつて存在し、地殻変動により現在の形になったと考えた。また Hoshino（1967）は、中新世末期には全世界的に水深約 2,000 m の所に海水準があったが、その後の海水準上昇により深海平坦面と海底谷が形成されたとした。

しかし、各地での音波探査の成果（佐藤, 1970 b ほか多数）、水深の不均一性（300~3,800 m）、地形面としての不連続性などから、大部分の深海平坦面が昔の海水準を示すものでないことは、確実にってきた。

大陸棚に関しては、外縁と海底段丘について議論がなされてきた。杉村（1950）は、沖積平野下の埋積谷基底が大陸棚外縁深度につながる可能性を指摘し、その後、貝塚（1955）・井関（1956）・星野（1957）等により支持され、大陸棚外縁水深は約 140 m にあって、これは 18,000 年前のウルムの最大氷期に形成されたとする考え方が有力である。このウルムの最大氷期の前後に水深約 50 m 付近に海水準の停滞があったことは前に述べた。

これに対し、大嶋（1978）は 16,000±1,000 年前の海面低下は 80 m 程度であり、最大海面低下はリス氷期（ 1×10^5 年前）の 120±10 m であるという考えを述べている。海底地形としては、海水準より 20 m 前後深い所に変化が現れると思われるので、この考えに従うと、水深 100 m の海底段丘外縁、水深 140 m の大陸棚外縁が普遍的に分布し、それらはそれぞれ、ウルム氷期、リス氷期に対応することになる。

地殻変動の影響を別にして、東北日本太平洋側の大陸棚外縁水深をみると、140 m より浅いのは鹿島灘の那珂湊沖と下北半島沿いの部分のみであり、ほとんどの海域は水深 150 m より深い。しかし、吉川（1969）によると、日本における第四紀の隆起・沈降の速さは 1~2 mm/年であり±20 m 程度のズレは通常の変動範囲に入ることになる。こういった観点からすると、下北半島沿いの一部・八戸沖・釜石~大船渡沖・仙台湾沖の一部・常磐沖の大部分・鹿島灘の全域が 140±20 m の範囲に入ることになり、140 m の大陸棚外縁は普遍的であるといえる。

一方、海底段丘外縁についてみると、大部分が前述の範囲に入る仙台湾~鹿島灘では水深 100 m は海底段丘外縁の部分ではなく、海底段丘の上限の部分に当たっている。この範囲から外れる三陸沖南部では水深 100~180 m に海底段丘がみられ、ここでも水深 100 m は海底段丘の上限部分に当たっている。ただし、この範囲に入っている八戸沖には水深 50~120 m の海底段丘がみられ、ここでは水深 100 m はほぼ海底段丘の外縁部分に当た

っている。

以上のように東北日本太平洋側の例に関しては、水深 140 m の部分は、大部分の海域において大陸棚の外縁部分に当たるといえることができるが、水深 100 m の部分は海底段丘の外縁部分ではなくて、上限部分に当たっているといえることができるだろう。

しかし、問題はそれらの水深の普遍性もさることながら、それらの面が形成された時代であろう。この海域で直接手がかりとなるのは、仙台湾の older sand の年代、常磐沖南部の古久慈川の例ぐらいであるが、前者では水深 120~160 m 海底段丘上の水深 132 m 地点の older sand の年代が $10,230 \pm 220$ 年 (Hattori, 1967) を示し、後者では沖積層基底の陸棚埋積谷が水深 105 m の部分まで追跡できることが報告されている (加賀美・奈須, 1964)。

また、日本海側の事例を調査した佐藤・茂木 (1981) によると、沖積層の基底をなす陸棚埋積谷は水深 80 m で必ずしも終るものではなく、対馬東岸の例では水深 105~110 m に達している。そして、水深 80 m での海水準の停滞は確かに顕著で、地形面からもその影響を読み取ることができるが、これはウルムの最大氷期以降の海水準上昇途中の停滞によって形成されたものである。

以上のように大嶋 (1978) の考え方には無理があるように思われるが、日本列島周辺は地殻変動の激しい地域に当たっており、今後、数多くの事例で沖積層の基底をなす陸棚埋積谷の末端水深を比較検討していく必要があるだろう。

古海水準に関しては、前述の三陸沖南部でみられた深い大陸棚の埋没不整合面の問題もある。これらの不整合面はある時期の海水準を示しているのは間違いないが、この地域の沈降性から考えて、絶対的の海水準を示すものではなく、不整合面が形成されて以降、現在の深さに沈んでいったのであろう。

(iii) 大陸棚外縁水深の波状分布

大陸棚の外縁は約 18,000 年前のウルムの最大氷期に形成され、その水深は 140 m であるという考え方が有力であることは前にも述べた。厳密には、外縁部はその後に受けた侵食・堆積作用などのため、必ずしも同一の旧汀線を示すものではないが、現在の水深は、おおよそ、その後の地殻変動の結果とみることもできるであろう。

このような観点から、東北日本太平洋側の外縁水深を記入したのが Figure 24 である。ここではウルムの最大氷期を対象とするので、三陸沖では海底段丘外縁に着目する必要があるが、犬吠埼から尻屋埼にかけて、外縁水深の深度分布をみると、鹿島東南東方 (35°50'N)、塩屋埼南東方 (久之浜付近)、阿武隈川川口沖、気仙沼沖、宮古北東方 (39°55'N)、三沢沖等で周囲の水深より深い所がみられ、各地点間の緯度間隔は 45'~80' である。各地点間の距離は鹿島東南東方~塩屋埼南東方; 150 km, 塩屋埼南東方~阿武隈川川口沖; 95 km, 阿武隈川川口沖~気仙沼沖; 100 km, 気仙沼沖~宮古北東方; 115 km, 宮古北東方~三沢沖; 90 km で 90~150 km の間を変化するが、一番南側の例を除いて 100 km 前後にあり、その間の水深変化様式は波状をなす。

このように、この地域の外縁水深は 100 km 前後のかなり規則的な間隔で波状の変化を行っていることが分かる。

Figure 24 の下欄には深海平坦面・大陸斜面外縁・主要なベンチ・海溝底の深度分布も併せて図示してみた。これらの地形要素は大陸棚外縁の水深と異なり、時代的な意味合いは持っていないが、興味深いことに、これらの要素も同様の間隔で波状の分布をしているように思われる。

このような波状分布をもたらし原因については不明であるが、次のようなことが考えられないだろうか。つまり、小林・佐藤 (1979) によると、海洋のプレートが地球表面上で、1,000 km 以上の長さにとわり、面積を変えないで海溝に沈み込むとすると、沈み込みの角度と海溝軸の曲率半径には一定の関係があるはずであるが、実

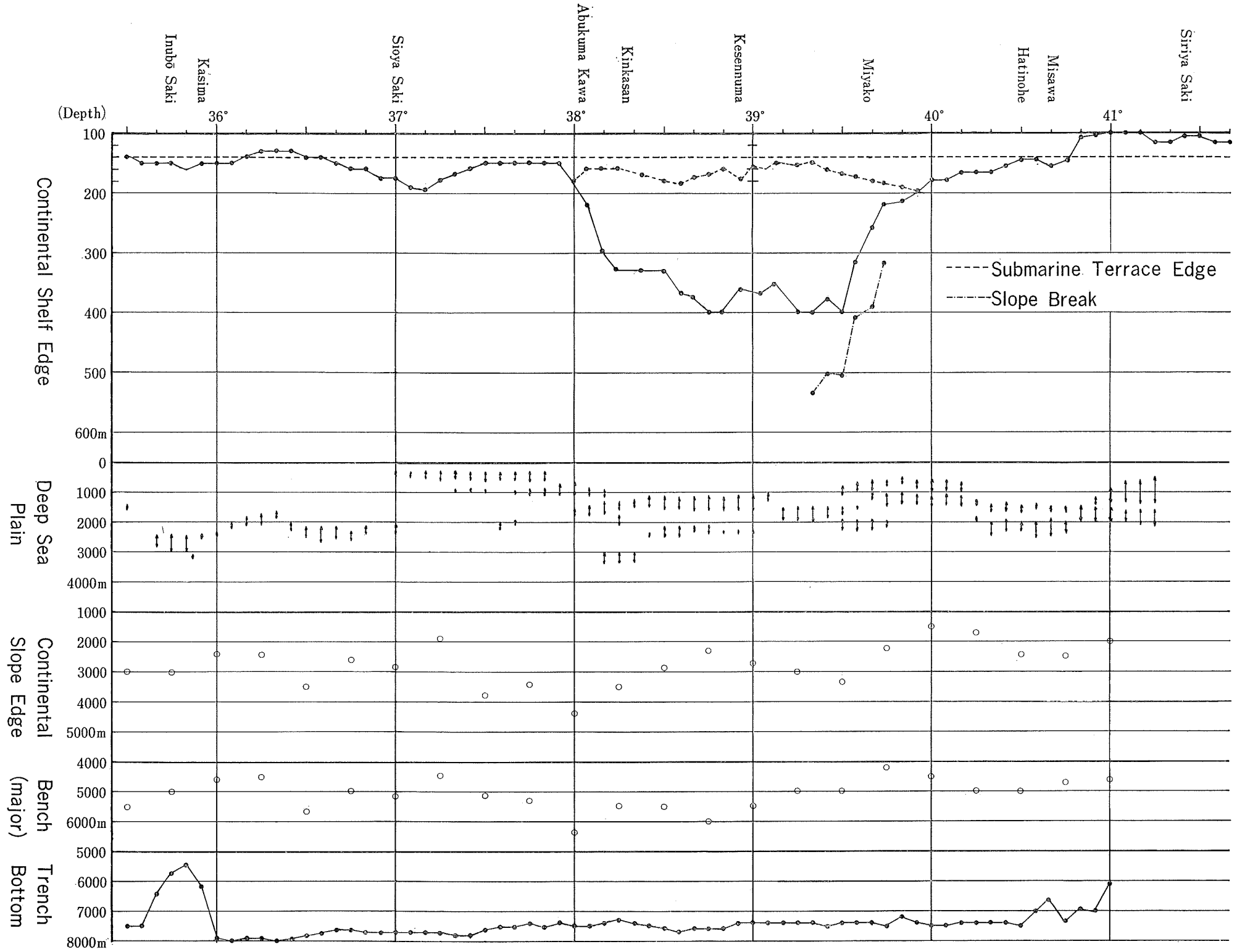


Figure 24 Depth of the shelf edge of the Pacific Ocean side (North-East Nippon)

際の例ではこのようにはなっていないという。そこで考えられるのは、プレートは面積を変えずにそのまま沈み込むのではなく、割れて短冊型になって沈み込んでいるのではないかということである。実際、チリ海溝の例ではプレートは200~700 kmの小帯に割れて沈み込んでいることが知られている。

日本列島では沈み込み帯の短冊構造はまだ確認されていないが、もし仮にプレートが割れて沈み込んでいるとすれば、プレート上面の地塊は何らかの影響を受けることになるだろう。本座(1976)は東北日本太平洋側の大陸斜面の褶曲構造の分布境界域と、Nagumo(1970)が1968年の十勝沖地震時の余震域の分布から求めた三陸沖の地塊境界域とはよく一致するとした。さらに、この延長は大陸棚外縁の異常水深域ともほぼ一致し、この境界域は大陸斜面の地殻構造単位を示すとした。しかし、この報告での大陸棚外縁水深や褶曲構造分布などは疎な調査結果から導かれ、また三陸沖以南の海域では褶曲構造の分布のみから境界が求められており、正確さの点で若干の問題がないわけでもなかった。

今回、Figure 24に示した大陸棚の外縁水深は、20万分の1の海の基本図成果から、おおよそ5'間隔で求めたものである。この図と本座(1976)の大陸斜面の地殻構造単位の図とを比較してみると、三陸沖では、本座(1976)は大陸棚部分の境界を大陸斜面の境界から海岸線に向かって北よりに推定しているが、大陸斜面での境界をそのまま海岸線に延長すると、まさに前に述べた6か所の周囲より外縁水深の深い場所と一致することになる。

三陸沖以南では褶曲構造の分布のみから境界が推定されているが、この推定線の海岸線方向の延長は、まさに前述の周囲より外縁水深の深い場所と一致している。また常磐北部の海岸には海岸段丘が広く分布するが、中川(1961)による下末吉相当面の高度の変化と今回求めた大陸棚外縁の水深変化様式は、おおむね一致し、本座(1976)の推定境界線を海岸線まで延長した部分で、海岸段丘高度も急に低くなっており、大陸斜面の境界が陸上にも及んでいる可能性を示している。

今後、三陸沖以南の海域で余震域の分布との関係等、検証すべき点は多いと思われるが、東北日本太平洋側の地殻が沿岸部までも含めてブロック化している可能性は十分考えられる。

以上の点から、東北日本太平洋側のプレートは、短冊構造で沈み込み、これに伴いプレート上の地殻はブロック化し、その地表面への現れとして大陸棚の外縁水深の波状分布などがもたらされたと推論できる。

(iv) 深海平坦面の成因

各地で行われた音波探査の成果から、大部分の深海平坦面は、構造的凹地を埋めた堆積盆地であることが分かってきた。堆積盆地の形成には、相対的な盆地の沈降が必要であるが、これには外縁部の上昇と盆地部の沈降という2つの考え方がある。

外縁部の上昇という立場に立ち、海溝を有する活動的大陸縁辺部の深海平坦面の成因を説明する有力な理論として付加プリズム理論がある。これによると、プレートの沈み込みに伴い、大洋底堆積物が陸側の先端部でかき上げられ、圧縮力により楔形に変形しながら盛り上がり付加プリズムが形成される。そしてこの付加プリズムの背後に形成されたタービダイト盆地が深海平坦面ということになる。

これに対して、プレートの沈み込みにより島弧の外縁部が海溝中にまきこまれて消費されるという考え方がある。これは村内・浅沼(1970)が、常磐沖の大陸斜面・深海平坦面にみられる基盤の方向が海溝と斜交し、海溝を境に消失している点に着目して考え出した理論である。

最近、グロマーチャレンジャー号により三陸沖で深海掘削が行われたが、八戸東方の深海平坦面外縁部では、この付近に古第三紀の終り頃まで存在した親潮古陸が、新第三紀、第四紀を通じて沈降したこと及び深海平坦面外縁部の相対的高まりの部分さえも、絶対的には沈降していることが明らかにされた(奈須ほか, 1979)。

また宮古沖の深海掘削では、いわゆる付加プリズム体は小規模であり、陸源物質が主体をなすことが明らかにされて(岡田・酒井, 1979), 日本海溝の沈み込み帯に付加プリズムモデルを単純に適用することは困難であることが判明し、沈降説に有利なデータが得られている。

深海掘削以前にも、金華山沖の深海平坦面外縁部の水深 2,350 m からは、中新世末期から鮮新世初期の珪藻泥岩が得られ、その表面に、海岸付近の波浪や風による侵食模様が刻まれていたことと、この基盤岩と一緒に採れた礫の組成から、この海域は鮮新世末期以降に 2,000 m 以上の沈降が起こったと考えられた(飯島・加賀美, 1961)。

これに対し、佐藤(1973)は、ここで得られた風蝕礫と村内・浅沼(1970)の考え方、音波探査の成果等から、かつて三陸沖には東方陸地が存在し、中新世末期以降の撓曲によって沈下し、海溝中に沈み込んでいったと考え、風蝕礫はこの陸地からもたらされたとした。このほか、襟裳岬南方の深海平坦面下で発見された不整合面の存在(石和田, 1974)も沈降説に有利なデータである。

以上のように三陸沖の大陸縁辺部は、新第三紀のある時期以降、沈降しているのは確実であるが、親潮古陸と東方陸地の関係、その広がりなどは分かっていない。

上記の問題とは観点を異にするが、茂木(1980)は、東北日本太平洋側の深海平坦面を分析し、これらは海盆構造の集合体であり、西南日本太平洋側で岬と湾入部の周期的繰り返しという特徴ある海岸線を出した沖合い

Table 6 Bank Shoal, Plateau, Spur

No.	geographical name	location	depth(m)	bank top(m)
1	Urasima Guri (浦島礁)	35°58'N 135°21'E	110	107
2	Gentatu Se (ゲンタツ瀬)	36°14'N 135°45'E	20	10.9
3	Matu Dasi (松出シ)	36°20'N 135°56'E	60~70	59
4	Ō Guri (大グリ)	36°24'N 136°00'E	80	73
5	Mai-no-Se (前ノ瀬)	37°13'N 136°20'E	130	135
6	Oki-no-Se (沖ノ瀬)	37°16'N 136°18'E	130	125
7	Nagahira Guri (長平礁)	37°20'N 136°20'E	130	128
8	Naka-no-Se (中ノ瀬)	37°34'N 136°28'E	140	137
9	Kita-Yamato Tai (北大和堆)	About 350km NW. of Noto Hantō	400~500	397
10	Yamato Tai (大和堆)	About 250km NNW. of Noto Hantō	300~500	236
11	Takuyō Tai (拓洋堆)	About 300km NNW. of Noto Hantō	500~800	428
12	Hakusan Se (白山瀬)	About 100km N. of Suzu Misaki	250~300	239, 252
13	Yome Guri (嫁礁)	37°40'N 137°12'E	10	3.5
14	Sado Tai (佐渡堆)	37°35'N 138°23'E	120	105
15	Kosizi Syō (越路礁)	38°43'N 138°15'E	300	270

16	Hyōtan Guri (瓢箪礁)	38°37'N 138°20'E	120~130	87
17	Mukō Se (向瀬)	38°48'N 138°40'E	120~150	104
18	Gassan Guri (月山礁)	38°39'N 138°43'E	150	143
19	Awasima Guri (粟島礁)	38°34'N 139°10'E	130~140	115
20	O Se (大瀬)	38°39'N 139°23'E	40~60	27
21	Torimi Guri (鳥海礁)	38°53'N 139°05'E	130~140	136
22	Kama Guri (鎌礁)	39°01'N 138°40'E	150	149
23	Yahiko Tai (弥彦堆)	39°06'N 138°33'E	200~300	157
24	Mogami Tai (最上堆)	39°12'N 138°53'E	200~250	136
25	Akasi Guri (明石礁)	39°00'N 139°41'E	40	22
26	Sin Guri (新礁)	39°42'N 139°34'E	140~150	135
27	Oga-Mukō Se (男鹿向瀬)	39°51'N 139°34'E	100~120	96
28	Nisi-Tugaru Tai (西津軽堆)	41°09'N 140°03'E	70	68
29	Kozima Tai (小島堆)	41°21'N 139°38'E	300	182
30	Matumae Plateau (松前海台)	W. of Ō sima	1,000~1,500	934
31	Okusiri Spur (奥尻海脚)	S. of Okusiri Tō	20~1,200	—
32	Motta Spur (茂津多海脚)	N. of Motta Misaki	110~2,200	—
33	Iwanai Tai (岩内堆)	43°07'N 140°02'E	300	263
34	Kamoenai Tai (神恵内堆)	43°11'N 140°04.5E	300	252
35	Kamui Spur (神威海脚)	NW. of Kamui Misaki	160~400	—
36	Yoiti Spur (余市海脚)	N. of Yoiti	110~400	—
37	Syakotan Tai (積丹堆)	43°59'N 140°02'E	200	111
38	Otaru Tai (小樽堆)	44°09'N 140°54'E	170	124
39	Tengu-no-Ago (天狗のあご)	44°17'N 140°42'E	150	119
40	Sanzyūroku Kyōdō Tai (36共同堆)	44°25'N 140°19'E	170	170
41	Minami-Musasi Tai (南武蔵堆)	44°27'N 140°35'E	130~140	126
42	Teuri Tai (天売堆)	44°30'N 140°45'E	140~150	118
43	Kita-Musasi Tai (北武蔵堆)	44°47'N 140°19'E	40~50	10
44	Tengu-no-Hana (天狗の鼻)	44°50'N 140°40'E	200	137
45	Oki-Musasi Tai (沖武蔵堆)	44°58'N 140°00'E	150	149
46	Senpōsi Tai (仙法志堆)	45°01'N 150°53'E	100~120	42

47	Rebun Tai (礼文堆)	45°26' N 140°29' E	210	206
48	Sōya Tai (宗谷堆)	45°30' N 142°15' E	30	16
49	Monbetu Tai (紋別堆)	45°19' N 143°47' E	180~190	178
50	Monbetu Spur (紋別海脚)	44°38' N 143°27' E	90~130	—
51	Yūbetu Tai (湧別堆)	44°53' N 144°15' E	140	134
52	Kitami-Yamato Tai (北見大和堆)	N. of Notoro Misaki	130~150	123
53	Notoro Spur (能取海脚)	44°11' N 144°20' E	100~300	—
54	Siretoko Tai (知床堆)	44°24' N 145°24' E	100~200	16
55	Hiroo Spur (広尾海脚)	42°08' N 144°00' E	900~1,400	—
56	Minami-Hiroo Spur (南広尾海脚)	41°56' N 143°55' E	600~1,200	—
57	Erimo Tai (襟裳堆)	41°37' N 143°38' E	170	162
58	Siriya Spur (尻屋海脚)	41°35' N 141°32' E	40~200	—
59	Tyōsi Spur (銚子海脚)	35°30' N 141°35' E	1,500~2,500	—

Table 7 Submarine canyon

No.	geographical name	length of valley (km)	depth of valley head (m)	depth of valley end (m)	mean gradient
1	Minami-Yamato Canyon* (南大和海底谷)	27	1,100	2,800	3.6°
2	Yamato Canyon* (大和海底谷)	60	1,400	3,200	1.7°
3	Nisi-Noto Canyon* (西能登海底谷)	55	300	2,800	2.6°
4	Toyama Deep Sea Channel (富山深海長谷)	670	1,200	3,300~3,400	0.2°
5	Sado Canyon* (佐渡海底谷)	40	600	1,500	1.3°
6	Mogami Deep Sea Channel (最上深海長谷)	185	300	3,000	0.8°
7	Esasi Canyon (江差海底谷)	18	200	1,000	2.5°
8	Kumaisi Canyon (熊石海底谷)	16	120	1,100	3.5°
9	Kaminokuni Canyon* (上ノ国海底谷)	8	100	1,100	7.1°
10	Motta Canyon* (茂津多海底谷)	5	400	1,200	9.1°
11	Suttu Canyon (寿都海底谷)	50	200	2,600	2.7°
12	Syakotan Canyon* (積丹海底谷)	16	300	700	1.4°
13	Yōiti Canyon* (余市海底谷)	9	200	470	1.7°

14	Isikari Canyon* (石狩海底谷)	28	200	770	1.2°
15	Risiri Canyon* (利尻海底谷)	28	200	400	0.4°
16	Kitami Canyon (北見海底谷)	54	250	1,000	0.8°
17	Notoro Canyon (能取海底谷)	50	250	1,100	1.0°
18	Abasiri Canyon (網走海底谷)	75	120	1,900	1.4°
19	Syari Canyon (斜里海底谷)	20	90	1,000	2.6°
20	Kusiro Canyon (釧路海底谷)	190	70~80	6,500	1.9°
21	Hiroo Canyon (広尾海底谷)	110	800	4,000	1.7°
22	Erimo Canyon (襟裳海底谷)	85	150	2,900	1.9°
23	Ogawara Canyon (小川原海底谷)	125	180	1,700	0.7°
24	Sanriku Canyon Group* (三陸海底谷群)	40	600~900	1,500	1.3°
25	Kasima Canyon Group* (鹿島海底谷群)	110	800	5,000	2.2°

* provisional designation

Table 8 Basin, Trough

No.	geographical name	location	depth(m)	basin bottom (m)	size(km)
1	Oki Trough (隠岐舟状海盆)	ENE. of Oki Syotō	1,000~1,700	1,740	40×180
2	Yamato Basin (大和海盆)	S. of Yamato Tai	2,000~2,900	2,985	180×470
3	Toyama Trough (富山舟状海盆)	Between Toyama Wan and the E. of Hakusan Se	1,000~2,000	2,000	20~45×230
4	Sado Basin (佐渡海盆)	In Sado Kaikyō	400~500	537	15×30
5	Mogami Trough (最上舟状海盆)	Between Sađo Sima and Kyūroku Sima	600~3,000	3,000	10~40×280
6	Tobisima Basin (飛島海盆)	NE. of Tobi Sima	400	447	10×30
7	Nisi-Tugaru Basin (西津輕海盆)	W. of Tugaru Hantō	1,800~1,900	1,900	15×50
8	Japan Basin (日本海盆)	N. of Yamato Rise	3,000~3,600	3,704	400×900
9	Tugaru Basin (津輕海盆)	In Tugaru Kaikyō	200~220	294	10×50
10	Okusiri Basin (奥尻海盆)	W. of Osima Hantō	1,300	1,390	20×55
11	Siribesi Trough (後志舟状海盆)	NW. of Motta Misaki	3,200~3,300	3,398	20×90
12	Kamui Trough (神威舟状海盆)	NW. of Kamui Misaki	1,300~1,400	1,440	10×50
13	Isikari Basin (石狩海盆)	N. of Syakotan Misaki	700~800	805	30×55
14	Musasi Basin (武蔵海盆)	110 km NW. of Syakotan Misaki	1,200~1,600	1,670	40×80

15	Teuri Trough (天亮舟状海盆)	SW. of Teuri Tō	300	330	15×80
16	Risiri Trough (利尻舟状海盆)	W. of Risiri Tō	300~900	1,000?	50×?
17	Rebun Trough (礼文舟状海盆)	NE. of Rebun Tō	100~150	151	20×?
18	Kuril Basin (千岛海盆)	Southern part of Okhotsk Sea	3,200~3,300	3,374	250×660
19	Hidaka Trough (日高舟状海盆)	E. of Tugaru Kaikyō	500~1,500	1,500	120×150

Table 9 Sea mount, Knoll, Ridge

No.	geographical name	location	depth(m)	relative height(m)
1	Yamato Rise (大和海嶺)	N. of Noto Hantō	236~3,000	—
2	Yamato SMT (大和海山)	38°53'N, 135°59'E	785	1,800
3	Oki Ridge (隠岐海嶺)	ENE. of Oki Syotō	259~2,700	—
4	Wakasa Sea Knoll Chain (若狭海丘列)	S. of Oki Trough	619~1,200	—
5	Meiyō SMT (明洋海山)	39°06'N 136°58'E	1,485	800
6	Meiyō-Daini SMT (明洋第2海山)	39°36'N 137°43'E	1,345	1,200
7	Meiyō-Daisan SMT (明洋第3海山)	40°09'N 137°57'E	1,215	1,200
8	Matu SMT (マツ海山)	39°33'N 138°08'E	915	1,100
9	Sado Ridge (佐渡海嶺)	N. of Sado Sima	87~3,200	—
10	Okusiri Ridge (奥尻海嶺)	Between Osyoro SMT and N. of Tobi Sima	96~3,600	—
11	Minami-Siribesi Knoll (南後志海丘)	43°12'N 139°38'E	2,060	400
12	Hutago Knoll (二子海丘)	43°29'N 139°56'E 43°27'N 139°49'E	378 412	700 800
13	Siribesi SMT (後志海山)	43°34'N 139°33'E	131	1,500
14	Kita-Siribesi Knoll (北後志海丘)	43°50'N 139°39'E	872	500
15	Kaiyō SMT (海洋海山)	43°57'N 139°15'E	962	700
16	Kamui Ridge (神威海嶺)	NNW. of Syakotan Misaki	376~700	—
17	Kamui Knoll (神威海丘)	43°44'N 140°05'E	482	300
18	Minami-Syakotan Knoll (南積丹海丘)	43°53'N 140°02'E	492	500
19	Higasi-Syakotan Knoll (東積丹海丘)	43°57'N 140°06'E	337	500
20	Nisi-Syakotan Knoll (西積丹海丘)	44°01'N 139°52'E	904	300

21	Kita-Syakotan Knoll (北積丹海丘)	44°07' N 139°51' E	730	500
22	Osyoro SMt (忍路海山)	44°25' N 139°32' E	214	800
23	Esan Knoll (恵山海丘)	41°49' N 141°32' E	246	150
24	Takuyō-Daiiti SMt (拓洋第1海山)	41°16' N 145°57' E	2,565	2,900
25	Erimo SMt (襟裳海山)	40°54' N 144°57' E	3,735	2,800
26	Ryōhū-Daini SMt (凌風第2海山)	40°38' N 146°51' E	1,345	3,800
27	Iwaki SMt (磐城海山)	37°09' N 144°39' E 36°59' N 144°50' E	3,710 3,563	1,600
28	Daiyon-Kasima SMt (第4鹿島海山)	36°16' N 143°59' E	2,783	2,800
29	Daisan-Kasima SMt (第3鹿島海山)	36°09' N 143°15' E	4,138	1,000
30	Katori SMt (香取海山)	36°05' N 143°02' E	4,110	2,400
31	Daini-Kasima SMt (第2鹿島海山)	36°05' N 143°28' E	2,662	3,100
32	Daiiti-Kasima SMt (第1鹿島海山)	35°49' N 142°40' E	3,550	3,000
33	Daigo-Kasima SMt (第5鹿島海山)	35°46' N 144°19' E	1,425	4,200

の海盆構造と、本質的には変わりのあるものではなく、東北日本の場合、海溝から海岸までの距離が西南日本の場合より長いこと、海岸線の形状には表れなかったに過ぎないとした。西南日本の特徴ある海岸線について吉川ほか(1964)は地震性地殻変動により、土(1975)は波曲運動により説明している。そして吉川(1974)は、東北日本の深海平坦面の部分も地震性地殻変動区である可能性を示唆しているが、果たして西南日本と同様の変動や運動が東北日本にも存在し、本質的に変わらないのかどうかは今後の検証にかかっているだろう。

以上のように、深海平坦面の成因をはじめ未解決の問題は多いが、島弧—海溝系の地形は、海溝の形成、プレート沈み込み機構と密接に関係していることは間違いない。海溝周辺の性質の多様性を、上田・金森(1978)はアセノスフェアに対する大陸プレートの動きにより、小林(1974)は沈み込み境界の進化モデルで説明している。これらの理論は魅力に富む仮説であるが、十分に説明できない点も含んでおり、今後の研究が期待されている。

終わりに当たり、本稿作成に際し、終始有益なご教示・助言を下された佐藤任弘海図課長に深く感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 藤井昭二・島倉巳三郎 1963: 黒部川東部の埋没林と富山湾岸の汀線移動, 地質雑 69, 814, 330.
- Geological Survey of Japan 1978: Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, Cruise Report No. 11.
- Hattori, M. 1967: Recent Sediments of Sendai Bay, Miyagi Prefecture Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 39, 1, 1-61.
- 本座栄一 1976: 東北(日本)島弧系の新第三紀以降の構造発達史, 奈須紀幸編, 海洋地質, 海洋学講座5, 東京大学出版会, 東京, 137-154.
- 星野通平 1957: 日本近海の大陸棚について—とくに, その形成機構と形成時代について—, 地理評, 30, 53-65.

- Hoshino, M. 1967: Deep-sea Terraces, *Jour. Mar. Sci. Tech., Tokai Univ.*, **2**, 57-84.
- 星野通平 1970: 大陸斜面, 深海地質学, 海洋科学基礎講座 8, 東海大学出版会, 東京, 1-143.
- 星野通平・岩淵義郎 1966: 大陸斜面の地形について, 東海大海洋学部紀要, **1**, 37-49.
- 星野通平・本間弘次 1966: 日本海の礁堆の地質について, 地球科学, **82**, 10-16.
- 飯島 東・加賀美英雄 1961: 三陸沖・釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史, 地質雑, **67**, 561-577.
- Imayoshi, B., Atobe, O., Horikoshi, M., Imai, K., Irahara, A., Ishii, K., Ito, F., Nakamura, O., Nishizawa, K., Sato, T., Shoji, H. and Yashima, K. 1981: Representations on bathymetric charts, *I.H. Rev.*, **LVIII**, 2, 77-88.
- 井関弘太郎 1956: 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について, 名古屋大学文学部研究論集, **14**, 85-102.
- 伊勢崎修弘 1979: 日本海盆の Spreading Center と年代について, 研究連絡紙「日本海」, **10**, 111-119.
- 石和田靖章 1974: 日本周辺海域の石油地質, 石油技協, **39**, 16-21.
- 岩淵義郎 1968 a: 日本海南東部の海底地質, 東北大地質古生物研究邦文報告, **66**, 1-76.
- 岩淵義郎 1968 b: 日本列島東方沖の海溝地形について, 地質雑, **71**, 37-46.
- 岩淵義郎 1972: 三陸沖の海底地質, 地質学会講演要旨, 122.
- 岩淵義郎 1973: 日本海南東部の海底地形, 海洋科学, **5**, 12, 19-23.
- 岩淵義郎・桂 忠彦・永野真男・桜井 操 1976: フォッサマグナ地域の海底地質, 海洋科学, **8**, 8, 45-52.
- 加賀美英雄・奈須紀幸 1964: 古久慈川一後氷期海面上昇による埋積谷, 日高教授還暦記念論文集, 538-549.
- 貝塚爽平 1955: 関東南岸の陸棚形成時代に関する一考察, 地理評, **28**, 15-24.
- 桂 忠彦 1973: 北海道襟裳岬沖の海底地形と地質構造, 海洋科学, **5**, 12, 26-31.
- Katsura, T. and Kitahara, S. 1977: Geological structure of the marginal plateau off Tottori, southern-west of Honshu, *Japan Jour. Oceanogr. Soc. Jap.*, **33**, 259-266.
- 川上喜代四 1969: 日本海東部海底の地形学のおよび地球物理学的研究, 水路部研究報告, 第5号, 1-46.
- 北村 信 1979: 後期白亜紀以降の地殻変動一縁海の成因に関連して, 研究連絡誌「日本海」, **10**, 103-110.
- 小林和男 1974: 四国海盆の拡大と日本列島, 海洋科学, **6**, 531-539.
- Kobayashi, K. and Isezaki, N. 1976: Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku Basin: Possible tectonic implications, *Am. Geophys. Union Monogr.*, **19**, 235-251.
- 小林和男・佐藤任弘 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達(I), 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斎藤常正編, 地球科学11, 変動する地球II—海洋底—, 岩波書店, 東京, 175-252.
- 小泉 格 1977: 深海堆積物と日本海の歴史—氷期に日本海は淡水化したか—, 科学, **47**, 45-51.
- 小向良七 1956: 津軽海峡西口付近の海底地形・底質分布の研究, 水路部調査報告, 1-45.
- 湊 正雄 1966: 日本列島の最後の陸橋, 地球科学, **85**, **86**, 2-11.
- 茂木昭夫 1953: 日本海沿岸における大陸棚外縁の深さについて, 水路要報, 増刊第12号, 115-127.
- 茂木昭夫 1964: 北海道勇払原野沖海底の沈水地形, 第四紀研究, **3**, 141-152.
- 茂木昭夫 1973: 海底地形発達に関する最近の問題, 海洋科学, **5**, 12, 13-18.
- 茂木昭夫 1977: 日本近海海底地形誌—海底俯瞰図集, 東京大学出版会, 東京, (第1版), 1-90.
- 茂木昭夫 1980: 東北日本太平洋岸の forearc basin について, 最近の海底調査—その技術と成果—, 日本水路協会, 東京, 95-104.
- 茂木昭夫・佐藤任弘 1958: 最上堆付近の海底地形と底質, 水路要報, 第55号, 37-53.

- 茂木昭夫・岩淵義郎 1961: 常磐沖ならびに鹿島灘陸棚の海底地形と底質, 地埋評, **34**, 39-58.
- Mogi, A., Kawamura, B. and Iwabuchi, Y. 1964: Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa Shima Islands, Japan Sea, *Jour. Geod. Soc. Japan*, **10** (3-4), 180-186.
- 茂木昭夫・川上喜代四 1966: 日本海の海底地形の諸問題, 「日本海地域の地学的諸問題」, 地質学会討論資料, 7-16.
- 茂木昭夫・佐藤任弘 1975: 日本周辺大陸縁辺部の海底 I, 科学, **45**, 551-559.
- Mogi, A. and Nishizawa, K. 1980: Break down of a seamount on the slope of the Japan Trench, *Proc. Japan Acad.*, **56**, Ser. B, 5, 257-259.
- 村内必典・浅沼敏夫 1970: 房総常磐沖海域における seismic profiler 観測と 2, 3 の考察, 科博研究報, **13**, 337-356.
- 永野真男・桜井 操・内田摩利夫・池田 清・田口 広・大森哲雄 1973: 北海道北東岸の海底地質, 水路部研究報告, 第 9 号, 1-31.
- Nagumo, S. 1970: Development of the aftershock area and the block structure of the focal region of 1978 Tokachi-Oki earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 759-768.
- 中川久夫 1961: 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年, 東北大地質古生物研究邦文報告, **54**, 1-61.
- 中嶋 暉 1973: 三陸南部沖の海底地形について, 地学雑, **82**, 136-147.
- 奈須紀幸 1961: 海底, 地球の構成, 岩波書店, 東京, 113-141.
- 奈須紀幸・藤井昭二・本座栄一・木村政昭 1966: 富山湾陸棚部の海底地質, 「日本海地域の地学的諸問題」, 地質学会討論資料, 191-202.
- 奈須紀幸・本座栄一・藤岡換太郎・佐藤俊二 1979: 日本海溝の深海掘削-2 一親潮古陸の発見一, 海洋科学, **2**, 10, 807-815.
- 日本国際地図学会海洋図専門部会 1977: 海の地図における表現法の研究(その3) 一望ましい海底地形図はいかにあるべきか一, 地図, **15**, 3, 35-38.
- 小倉伸吉 1925: 日本近海の深さに就いて, 水路要報, 第 28 号, 116-122.
- 岡田博有・酒井豊三郎 1979: 日本海溝の深海掘削-1, 海洋科学, **2**, 9, 756-806.
- 奥田義久 1979: 地震探査からみた日本海海底, 研究連絡紙「日本海」, **10**, 3-9.
- 大嶋和雄 1978: 北海道周辺の海峡が形成した時期, 北海道考古学, **14**, 11-12.
- 桜井 操 1973: 大陸棚外縁水深の変化にみる釧路沖の地盤変動, 海洋科学, **5**, 12, 24-30.
- 桜井 操・佐藤任弘 1971: 最上舟状海盆の地質構造と発達史, 地質雑, **77**, 489-496.
- 桜井 操・佐藤任弘・池田 清・永野真男 1974: 下北半島沖の深海扇状地について, 地質雑, **80**, 411-419.
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清 1975: 北海道南岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 第 10 号, 1-37.
- 山陰第四紀研究グループ 1969: 山陰海岸地方の第四系, 日本の第四系, 地団研専報, **15**, 355-376.
- 佐々保雄 1969: 津軽海峡(西口)の海底地質 I, 科学, **39**, 70-78.
- 佐藤任弘 1962: 釧路沖海底谷付近の深海地形, 地質雑, **68**, 563-572.
- 佐藤任弘 1970 a: 海洋と大陸棚, 共立出版, 東京, 1-193.

- 佐藤任弘 1970 b : 大陸斜面の構造, 海洋科学, 2, 1, 29-34.
- 佐藤任弘 1971 : 東北日本海沿岸の海底調査, 地学雑, 80, 285-301.
- 佐藤任弘 1973 : 深海平坦面について 2, 3 の考察, 海洋科学, 5, 10, 55-59.
- 佐藤任弘 1979 a : 日本海の起源について一考察, 研究連絡誌「日本海」, 10, 179-182.
- 佐藤任弘 1979 b : 日本周縁の海底地形と地質からみた海水準変化, 地球, 1, 392-397.
- 佐藤任弘・小野晃司 1964 : 日本海山陰沖海域の海底地質, 地質雑, 70, 434-445.
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄 1973 : 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質, 水路部研究報告, 第 8 号, 1-49.
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1975 : 日本周辺大陸縁辺部の海底 II, 科学, 45, 622-629.
- 佐藤任弘・新妻信明 1980 : 日本列島周辺海域の地形と地質, 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編, 地球科学 15, 日本の地質, 岩波書店, 東京, 251-301.
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1981 : 海底地形からみた日本海の海水準変化, 日本第四紀学会講演要旨集, 17-20.
- 杉村 新 1950 : 関東地方周辺の海底段丘その他について, 地理評, 23, 21-28.
- 田口 広・永野真男・佐藤任弘・桜井 操・内田摩利夫 1973 : 日本海白山瀬付近の構造発達史, 地質雑, 79, 287-298.
- 田中吉郎 1952 : 日本近海深淺図の深淺の表示法について一彫塑的水平曲線地図法の解説, 水路要報, 第 32 号, 157-159.
- 田山利三郎 1950 : 四国沖の海底地形, 特に大陸斜面の形態について, 水路要報増刊, 第 17 号, 1-17.
- 田山利三郎 1952 : 日本近海深淺図について (北西太平洋の海底地形概観), 水路要報, 第 32 号, 160-201.
- 田山利三郎・佐野義久 1952 : 富山湾の海底地形ならびに底質の調査研究, 水路要報, 第 28 号, 403-425, 第 29 号, 1-21, 第 30 号, 50-58.
- 東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団 1976 : 第一鹿島海山の地形・地質, 地球科学, 30, 222-240.
- 土 隆一 1975 : 西南日本太平洋岸の第四紀地殻変動「フィリピン海域の地質学的諸問題」, 地質学会討論資料, 17-25.
- Tsuchi, R. and Kuroda, N. 1973 : Erimo (Sysoev) Seamount and its relation to the tectonic history of Pacific Ocean Basin, *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry* (P.J. Coleman ed.), Univ. West Australia Press, 57-64.
- 上田誠也, Hilde, T.W.C. and Kroenke, L. 1976 : 西太平洋 および その縁海の進化について, 海洋科学, 8, 331-339.
- 上田誠也・金森博雄 1978 : 海洋プレートの沈み込みと縁海の形成, 科学, 48, 91-102.
- 陽 清・星野通平・北川芳男 1954 : 日本海北東部の海底地形と底質について, 水路要報, 第 42 号, 121-138.
- 吉川虎雄 1969 : 海面変化と地形発達, 西村嘉助編, 自然地理学 II, 朝倉地理学講座 5, 朝倉書店, 東京, 120-143.
- 吉川虎雄 1974 : 地震性地殻変動と海成段丘面の変位, 海洋科学, 6, 10, 23-28.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 1964 : 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動, 地理評, 37, 627-648.
- Yuasa, M., Tamaki, K., Nishimura, K. and Honza, E. 1978 : Welded Tuff dredged from Musashi Bank, northern Japan Sea, and its K-Ar age, *Jour. Geol. Soc. Jap.*, 84, 375-377.