重力異常からみた東北日本沖日本海 東縁部の堆積盆地構造

地質調査所地殻物理部* 森 尻 理 恵

Subsurface Structure of the Southeastern Margin of the Japan Sea Inferred from Bouguer Gravity Anomalies

Rie MORIJIRI

Geophysics Department, Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

(Received June 6, 1996; Accepted October 15, 1996)

A Bouguer gravity anomaly map was made for the study of subsurface structure in the southeastern part of Japan Sea, offshore Niigata to Aomori area. The gravity data were obtained during five R/V Hakurei-maru cruises, GH89-2, GH89-4, GH90, GH91, and GH92 by the Geological Survey of Japan. This area is characterized by many small ridges and troughs parallel to the Northeastern Japan arc. Geological studies suggested that these small ridges constituting the Sado Ridge, and the Dewa Bank Chain, were formed by the basin inversion of former extensional grabens. The three dimensional relief of the basement has been obtained from the Bouguer anomalies assuming two uniform layers with the density contrast 0.4 g/cm^3 . The result clearly shows the structure by the basin inversion in the Sado Ridge. The basement underlain the Dewa Bank Chain is shallower than that of the Sado Ridge although it have been formed by basin inversion. The basement of the Okushiri Ridge shows different structure from basin inversion. The basement structures of the Dewa Bank Chain is estimated that the extensional grabens before the inversion was smaller than that of the Sado Ridge.

Key words: Subsurface structure, Bouguer anomaly, Southeastern part of Japan Sea.

§1. はじめに

東北日本沖の日本海大陸斜面は大きく分けて佐渡海嶺と最上トラフからなるが、その中には多くの N-NE 方向に伸びた小海嶺が分布し (Fig. 1), それらが断層運動によって隆起した傾動地塊であることが知られている [例えば, 岩淵 (1968)].

最近, 岡村・他 (1992), OKAMURA *et al.* (1995) はそれらの小海嶺の多くが周囲よりも厚い堆積層からなり, 前期中新世の日本海形成時に正断層の成長に伴って形成された構造性盆地 (リフト) が, 鮮新世以降に東西圧縮応力が高まることによって, かつての正断層が逆断層として再活動した結果, 堆積物が隆起して形成されたことを示した. この一連の構造運動を, 盆地反転 (インバージョンテクトニクス) と呼ぶ. しかし, 音波探査記録ではこれらの小海嶺の深部構造, 基盤深度は必ずしも明瞭

でないうえ, 一部の海嶺では堆積層は必ずしも厚くないように見える [OKAMURA *et al.* (1995)].

そこで, 白嶺丸で 1989 年から 1992 年にかけて測線間隔が約 3km という各種の高密度物理探査が行なわれたため (Fig. 2), この重力データを用いて面的な基盤深度の推定を行なった. なお, 重力データは船上で編集された航海データファイル [上嶋・他 (1990), 上嶋・木川 (1991), 森尻・山崎 (1992), 上嶋・石原 (1993)] のフリーエアー異常を用い, そこからブーゲー異常を計算した.

§2. ブーゲー異常図の作成

白嶺丸の船上で編集された航海データファイル [岸本・他 (1984)] のフリーエアー異常には不自然な短波長ノイズが見られ, このままでは定量解析に使用できなかった. 測定値にはそのような短波長ノイズは見られなかったことから, 測位誤差の影響で船首方位と船速データに不自然な短波長ノイズが生じたためにフリーエアー

* 〒305 つくば市東 1-1-3

Fig. 1. Bathymetric contour map of the southeastern margin of the Japan Sea. Area-A, B and C are analyzed areas.

Aw: Awashima Island, Tb: Tobishima Island, Kr: Kyuroku Island, Tg: Torimiguri, Ka: Kamaguri, Ya: Yahikotai, Hy: Hyotanguri, Hi: Hirase, Tt: Tobishimatai, Sg: Shinguri, Om: Ogamukouse, Ko: Koshijisho, Mt: Mogamitai, Ag: Awashimaguri.

異常がうまく求められていないことがわかった。そこで、船首方位と船速データに重みつき移動平均をかけて平滑化し、フリーエアー異常を再計算した。しかしそれでもまだ不自然な短波長異常が見られたので、さらにフリーエアー異常値に重みつき移動平均をかけて平滑化した。

次にこの平滑化したフリーエアー異常より、仮想扇形地形による重力地形補正法〔駒澤(1988)]を用いて、ブーゲー異常を計算した。地形補正は測線上の点をラン

ダムな点とみなして行なうので、測位誤差や測定誤差によって測線どうしの交点重力値差が生じると、そこが不自然な異常パターンとなって現れてしまう。ここでは交点重力値差が最大2~3 mgalに収まっていたので特に交点コントロールは行なわなかった。また、仮定密度は海底地形図と数種の仮定密度のブーゲー異常図を目視的に比較し、全体的に見て2.3 g/cm³が妥当であると判断して決めた。地形補正には海域の精度を考え合わせて1 km メッシュの地形データと測定点での水深データを併

Fig. 2. Gravimetric, magnetic and seismic survey lines during five R/V Hakurei-maru cruises, GH89-2, GH89-4, GH90, GH91, and GH92.

せて使用した。最後に求めたブーゲー異常から、測線上の点をランダムデータとみなし、距離依存性の重み付き2次曲面のあてはめによる補間法を用いて1 km メッシュデータを作成した (Fig. 3)。

§ 3. 重力異常の全体的な特徴

東北日本沖の日本海東縁部のブーゲー異常は、顕著な

リニアトレンドが見られ、全体的には日本海盆、大和海盆に向かってだんだん高くなっており、その方向が南東から北西に向かって高くなる南部海域と、東から西へ高くなる北部海域に分けられる。そこで、40°N 付近を境界に、それぞれ最小二乗法で求めたリニアトレンドを除去し、残差重力図を作成した。トレンドを計算するときは40°N から40°20'N まで重複させた。

Fig. 3. Bouguer Gravity anomaly map of the studied area. Contour interval is 10 mgal. Bouguer density is assumed to be 2.3 g/cm^3 .

南部海域 (Fig. 4) と北部海域 (Fig. 5) の残差重力図を比べると、いずれも日本海盆、大和海盆に連なる部分では重力異常はなだらかで、短波長異常が見られる沿岸部とは水深 2,000 m (Fig. 1 参照) がほぼ境界になる。大陸棚には反射法地震探査などから陸棚斜面の下に深い堆積盆地が発達していることが知られており [例えば、鈴木 (1989)], これらの堆積盆地にはほぼ一致して低重力異常帯が見られる。南部海域では秋田沖と新潟沖で残差重力異常が -30 mgal から -50 mgal にも達する低重力

異常帯が見られる (Fig. 4)。秋田沖の堆積盆地ではマルチチャンネル反射法から求められた深度が 5 km を超える [鈴木 (1989)] ことから、この低重力異常と調和的である。北部海域でも面積はやや狭いが奥尻海嶺と津軽半島の間に残差重力異常が -30 mgal に達する低重力異常帯が見られ、秋田沖同様に深さが 5 km 程度になると推定できる。

南部海域は、OKAMURA *et al.* (1995) によって地質構造が明らかにされており、多くの小海嶺が盆地反転に

Fig. 4. Residual gravity anomaly map of southern part of the studied area obtained by removing linear trend. Contour interval is 5 mgal. Broken lines indicate negative values and solid lines indicate positive ones.

Fig. 5. Residual gravity anomaly map of northern part of the studied area obtained by removing linear trend. Contour interval is 5 mgal. Broken lines indicate negative values and solid lines indicate positive ones.

よって形成され、その証拠となる再活動した逆断層とリフト堆積物の分布が示されている (Fig. 6). Fig. 4 と Fig. 6 を対比させると、佐渡海嶺については所々高重力異常を示す小海嶺も見られるが、全体的に低重力異常帯にあることがわかる。一方、出羽堆列は佐渡海嶺の多くの小海嶺と同様に盆地反転構造を示すが、低重力異常帯ではなくむしろ高重力異常帯にあることがわかる。北部海域の奥尻海嶺については、地質構造が現在解析中であるが、Fig. 5 を見ると重力異常は出羽堆列と同様に低重力異常帯の縁の高重力異常帯にある。

§ 4. 小海嶺群における重力基盤の推定

ここでは、佐渡海嶺、出羽堆列、ならびに奥尻海嶺をそれぞれ含む 3 ケ所 (Fig. 1 に示した Area-A, B, C) について基盤構造を推定した。ここでの基盤は、いわゆる音響基盤とはほぼ同じものを見ていると考えているが、混

乱を避けるために重力基盤と呼ぶことにする。重力基盤深度の推定は、ブーゲー異常のリニアトレンドを除去した 1 km メッシュのデータを用い、2 層モデルを仮定した 3 次元反復修正法 [駒澤 (1984)] によった。具体的には重力基盤構造を近似的に均質な角柱の集合体として考え、観測値とモデルによる計算重力値との差が小さくなるように角柱の上面深度をブーゲー板補正により修正し、重力値の差が 1 mgal よりも小さくなったところで終了した。また打ち切り誤差の影響を避けるために解析範囲よりも各辺が 40 km ずつ広い範囲で計算を行った。初期値にはパワースペクトルの傾きから最小二乗法で求めた標準深度を用い、基盤深度は海底面よりも浅くならない、という束縛条件を付けた。

4.1 佐渡海嶺

はじめに Fig. 1 に示す Area-A について基盤構造を推定する。繰り返して述べているように、佐渡海嶺、最上ト

after Okamura *et al.*, 1995

Fig. 6. Structural map of the southern part of the eastern margin of the Japan Sea.

ラフの小海嶺は盆地反転によって形成された [OKA-MURA *et al.* (1995)]. そのため音波探査記録を見ると鳥海礁 (とりみぐり), 鎌礁 (かまぐり), 弥彦堆 (やひこたい) といった典型的な盆地反転構造を示す小海嶺では, 山体の下に堆積物が厚く音響基盤が地形に反して深くなっている。重力基盤深度は, 仮定密度 2.0 g/cm^3 のブーゲー異常からリニアトレンドを除去した残差重力異

常から密度差を 0.4 g/cm^3 とした 3 次元解析を行なって求めた。Fig. 7a に地形概略図, Fig. 7b に重力基盤深度図を示す。重力基盤は地形とはかなり異なるパターンを示し, 例えば最上トラフは地形的には鳥海礁の両側で NNE の方向に続いているが, 重力基盤は鳥海礁の南側で NNE から NE へ大きく屈曲しているように見える。また, 重力基盤が浅くなるのは, 瓢箪礁の北部から平瀬

を経て鳥海礁の北側へ続く NE 方向と粟島周辺の NNE の方向の 2 列の連なりが見られる。

次に、弥彦堆から鎌礁にかけて Fig. 7a の A-A' で基盤深度の東西断面をとると、鎌礁の東斜面の下で重力基盤は大きく楔状に落ち込んでおり、ここの堆積層の厚さは 3 km 近くなる (Fig. 8a)。弥彦堆では山頂に対応するところで基盤が少し浅くなっているが、平均的には堆積層は 2 km 近い厚さになっている。ところで地形補正では、仮定密度が第 1 層の密度に近づけば地形に基づく重力異常の短波長成分が消滅するはずであるから、プロファイルと比較することによって小海嶺の表層密度の違いが推定できる。ただし、海水面で測定された重力異常に反映しているのは局所的な密度構造ではなく、ある範囲を持った平均的な密度であると考えられる。そこで、 1.8 g/cm^3 、 2.0 g/cm^3 、 2.3 g/cm^3 、 2.5 g/cm^3 の 4 種類の密度を仮定したブーゲー異常からリニアトレンドを引いたプロファイルと同じく弥彦堆から鎌礁にかけての東西断面で示す (Fig. 8b)。鎌礁 (K) の表層密度は $1.8 \sim 2.0 \text{ g/cm}^3$ になるが、弥彦堆 (Y) の表層密度は $2.0 \sim 2.3 \text{ g/cm}^3$ になると推定できる。鎌礁と弥彦堆の表層は同じ時代の堆積層であると考えられているが、密度が違ふことは、いわゆる平均的なバルク密度を見ているので堆積層下部の構造の違いが現れているためと解釈できる。

4.2 出羽堆列

出羽堆列は南北方向に配列する飛島堆 (とびしまたい)、新礁 (しんぐり)、男鹿向瀬 (おがむこうせ) の 3 つの小海嶺からなる。ここでは Area-B について、Area-A と同様に仮定密度を 2.0 g/cm^3 としてブーゲー異常を計算し、リニアトレンドを除去した残差重力異常を計算し、堆積層と重力基盤層の密度差を 0.4 g/cm^3 として解析を行なった。地形概略図を Fig. 9a、基盤深度図を Fig. 9b に示した。

重力基盤は地形とほぼ調和的なパターンを示し、盆地反転構造の見られる新礁と男鹿向瀬でも基盤は浅く求められた。

男鹿向瀬について Fig. 9a の B-B' で重力基盤の東西断面をとると (Fig. 10a)、山体の下で重力基盤は浅くなり、堆積層の厚さは 1 km 近くになり、佐渡海嶺の鎌礁や弥彦堆に比べて薄い。音波探査断面を見ると、男鹿向瀬は背斜構造を示し音響基盤が浅くなっており [岡村・他 (1996)]、基盤が浅く求められたことと調和的である。

佐渡海嶺と同様に男鹿向瀬についても 4 種類の密度 (1.8 g/cm^3 、 2.0 g/cm^3 、 2.3 g/cm^3 、 2.5 g/cm^3) を仮定したブーゲー異常からリニアトレンドを除いたプロファイルを示すと (Fig. 10b)、表層密度は $2.3 \sim 2.5 \text{ g/cm}^3$ 程度になると考えられ、堆積層というよりも基盤層に近い密

Fig. 7a. Bathymetric contour map of the Area-A (around the Sado Ridge and the Torimiguri Bank) in Fig. 1. Contour interval is 200 m.

Fig. 7b. Gravity basement depth map of the Area-A in Fig. 1. Contour interval is 500 m. Density contrast is 0.4 g/cm^3 . Shadow areas indicate deeper than 2,000 m.

Fig. 8a. A profile of the gravity basement model (Fig. 7b) of the Kamaguri and the Yahikotai Banks. The location is shown in Fig. 7a as A-A'. Solid line: bathymetry; Broken line: basement depth.

Fig. 8b. Relationship between assumed density and Bouguer anomalies removed the regional field over Yahikotai Bank and Kamaguri Bank as an isolated topographic feature. Gravity reductions have been performed using densities, 1.8 g/cm³, 2.0 g/cm³, 2.3 g/cm³ and 2.5 g/cm³ for both Bouguer and terrain corrections.

Fig. 9a. Bathymetric contour map of the Area-B (around the Dewa Bank Chain) in Fig. 1. Contour interval is 200 m.

度になる。一方、最上トラフの表層の密度は2.0~2.3 g/cm³が妥当な値と考えられる。ここではArea-B全体の地形補正を行なうという観点から、仮定密度には2.0 g/cm³を使った。男鹿向瀬の密度が高いのは堆積層が薄

く山体が小さいために浅い重力基盤の影響が大きくなったためと解釈できる。

4.3 奥尻海嶺

奥尻海嶺の周辺をArea-Cとして同様の3次元解析を行なった。ここは本論で北部海域としたところで盆地反転構造は見られていない。ここでは仮定密度を2.3 g/cm³としたブーゲー異常からリニアトレンドを除去した残差重力から基盤層の密度差は0.4 g/cm³として3次元解析を行なった。この範囲の地形概略図をFig. 11a, 基盤深度図をFig. 11bに示した。

Fig. 11aのC-C'で重力基盤の東西断面を示し(Fig. 12a), 同様に4種類の密度(2.0 g/cm³, 2.3 g/cm³, 2.5 g/cm³, 2.7 g/cm³)を仮定したブーゲー異常からリニアトレンドを引いたプロファイルを示した(Fig. 12b)。これを見ると表層の密度を2.3 g/cm³, 重力基盤の密度を2.7 g/cm³とした場合、奥尻海嶺の下で重力基盤はほぼ平坦になる。また奥尻海嶺から東へ向かって西津軽海盆, 鰐ヶ沢堆積盆[鈴木(1989)]と明瞭に分かれた2つの堆積盆地が見られる。その重力基盤深度は西津軽海盆で海面下4~5 km, 鰐ヶ沢堆積盆で海面下6~7 kmに達する。

Fig. 12bから奥尻海嶺の密度は2.3~2.5 g/cm³程度と考えられ、秋田沖や佐渡海嶺海域での重力基盤に相当する密度を持つ。この範囲について堆積層の密度を佐渡海嶺と同じ2.0 g/cm³にした場合、奥尻海嶺の重力基盤

はほぼ海底面まで浅くなり、堆積層は見られなくなる。

§5. 議 論

佐渡海嶺，出羽堆列，奥尻海嶺の東北日本沖日本海東

縁部の代表的な3ヶ所の小海嶺について重力基盤構造を見てきた。OKAMURA *et al.* (1995) によれば、佐渡海嶺と出羽堆列はほぼ同時代に盆地反転構造によって形成されている。しかし、佐渡海嶺では基盤が山体（隆起地塊）の下で深くなっているのに対し、出羽堆列では浅くなっていることが重力異常からも明らかになった。具体的な数値例をあげると、堆積層の密度を 2.0 g/cm^3 、重力基盤層の密度を 2.4 g/cm^3 にした場合に、表層から基盤上面までの堆積層の厚さは佐渡海嶺の鎌礁で3 km、弥彦堆で2 km、出羽堆列の男鹿向瀬では1 km 弱に求められた。また、個々の小海嶺について表層密度を推定すると、同じ佐渡海嶺でも弥彦堆は隣接する鎌礁よりも表層密度が高くなり、出羽堆列の男鹿向瀬も高めの密度になった。奥尻海嶺は表層密度が佐渡海嶺や出羽堆列に比べてさらに大きいと推定できた。

OKAMURA *et al.* (1995) では、鮮新世以降に高まった東西圧縮応力はENE方向の断層よりもNNE方向の断層により効果的に再活動を起こさせるため、Fig. 6に示されているようなNNEの方向の正断層が逆断層として再活動した変位が大きく、ENEの方向の正断層は逆断層として再活動しなかったか、変位が小さいと指摘している。よってNNEの方向の断層のある出羽堆列と佐渡海嶺の一部は再活動したときの変位が大きかったため、基盤が浅くなったと説明できる。佐渡海嶺の鎌礁 (Fig. 6のK) では再活動した逆断層に相当する部分で基盤が楔状に特に深くなっている。このような構造は最上トラフの鳥海礁 (Fig. 6のT) にも見られ、これは断層の方向がENEに近い変位が出羽堆列よりも少なく、基盤が戻りきれなかったとも考えられる。しかし、NNEの方向の断層を持つ小海嶺にも佐渡海嶺では基盤が深く

Fig. 9b. Gravity basement depth map of the Area-B in Fig. 1. Contour interval is 500 m. Density contrast is 0.4 g/cm^3 . Shadow areas indicate deeper than 2,000 m.

Fig. 10a. A profile of the gravity basement model (Fig. 9b) of the Ogamukouse Bank. The location is shown in Fig. 9a as B-B'. Solid line: bathymetry; Broken line: basement depth.

Fig. 10b. Relationship between assumed density and Bouguer anomalies removed the regional field over Ogamukouse Bank as an isolated topographic feature. Gravity reductions have been performed using densities, 1.8 g/cm³, 2.0 g/cm³, 2.3 g/cm³ and 2.5 g/cm³ for both Bouguer and terrain corrections.

Fig. 11a. Bathymetric contour map of the Area-C (around the Okushiri Ridge) in Fig. 1. Contour interval is 200 m.

なっているものも見られるため、かつてのリフトの規模が出羽堆列よりも佐渡海嶺の方が大規模であったとすれば、断層が同じ変位だけ再活動しても基盤が深いまま残っていると考えられる。

OKAMURA *et al.* (1995) の議論は、日本海の拡大時の伸張応力の方向を規定するものであるから、かつてのリフトの規模の推定は大変興味深い結果をもたらすことになる。重力異常からもここで求めた面的な基盤構造に加

えて、小海嶺について多層モデルの解析も行ない、音波探査からはわからなかったリフトの規模の推定を行なっていけば、東北日本沖日本海東縁部の構造とテクトニクスについてさらに考察を深めることができる。また、ここでは触れなかったが、その他にも火山性貫入岩が最上トラフの北側に多く見られる問題など本海域には解決されるべき問題がまだ多く、今度は磁気異常データも合わせた解析も加えて考察を進めていく予定である。

Fig. 11b. Gravity basement depth of the Area-C in Fig. 1. Contour interval is 500 m. Density contrast is 0.4 g/cm^3 . Shadow areas indicate deeper than 2,500 m.

Fig. 12a. A profile of the gravity basement model (Fig. 9b) of the Okushiri Ridge. The location is shown in Fig. 11a as C-C'. Solid line: bathymetry. Broken line: basement depth.

最後にこのような解析が可能なのは高密度に精度よく重力、地磁気、音波探査データが同時測線で取得されたことが大きい。しかし、経験的に船上重力測定からのデータからは 5 mgal 程度の誤差は覚悟しなくてはならな

い。そのため、この海域のように比較的水深が浅くても、細かい構造については構造に関係する異常なのか測定誤差に関する異常なのか判別が難しく、議論はできなかった。さらに細かい構造を議論するためには重力測定

Fig. 12b. Relationship between assumed density and Bouguer anomalies removed the regional field over Okushiri Ridge as an isolated topographic feature. Gravity reductions have been performed using densities, 1.8 g/cm³, 2.0 g/cm³, 2.3 g/cm³ and 2.5 g/cm³ for both Bouguer and terrain corrections.

の精度とともにエトベス補正の精度を上げる必要がある。

§6. ま と め

本論で得られた要点をまとめると次のようになる。

- (1) 盆地反転によって形成されたことが示されている佐渡海嶺では小海嶺の多くで隆起山体の下の重力基盤が深く求められ、重力異常からも典型的な盆地反転構造であることがわかった。
- (2) 同様に盆地反転で形成された出羽堆列では隆起山体の下で基盤はむしろ浅くなった。
- (3) 奥尻海嶺では重力基盤は浅くなり、音波探査からリフト堆積物も見られないことから盆地反転は考えにくいことがわかった。
- (4) 佐渡海嶺と出羽堆列の構造の違いは、かつてのリフトの規模、あるいは断層の変位の違いで説明できる。

謝 辞

本研究を行なうに当たり、地質調査所海洋地質部の岡村行信氏には地質学的背景などいろいろと御教示頂いた。また同部の山崎俊嗣氏には有意義なコメントを頂いた。また地殻物理部の大熊茂雄氏には重力基盤深度の解析プログラムを使わせて頂いた。また、査読者の金沢大学の河野芳輝教授、静岡大学の里村幹夫教授には有益なコメントを頂いた。謝意を表します。

文 献

岩淵義郎, 1968, 日本海南東部の海底地質, 東北大地質

古生物研報, 66, 1-76.

上嶋正人・山崎俊嗣・木川栄一, 1990, 重力異常, 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成元年度研究概要報告書—青森〜新潟県沖概査一, 地質調査所, 17-20.

上嶋正人・木川栄一, 1991, 重力異常, 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成2年度研究概要報告書—新潟県沖海域一, 地質調査所, 11-16.

上嶋正人・石原丈実, 1993, 重力異常, 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成4年度研究概要報告書, 地質調査所, 11-18.

岸本清行・石原丈実・玉木賢策, 1984, 地質調査所における海洋地球物理データ処理の現状, 財団法人日本水路協会, シンポジウム資料, 最近の海底調査その4, 34-45.

駒澤正夫, 1984, 北鹿地域の定量的重力解析について, 物理探鉱, 37, 123-134.

駒澤正夫, 1988, 仮想扇形地形による重力地形補正法, 測地学会誌, 34, 11-23

森尻理恵・山崎俊嗣, 1992, 山形・秋田沖における重力・地磁気異常, 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成3年度研究概要報告書—山形〜秋田県沖海域一, 地質調査所, 21-25.

岡村行信・佐藤幹夫・渡辺真人・山本博文, 1992, 日本海南東部のインバージョンテクトニクス, 構造地質, 38, 47-58.

岡村行信・森尻理恵・佐藤幹夫, 1996, 秋田西方海底地質図及び説明書, 海洋地質図48, 地質調査所.

OKAMURA, Y., M. WATANABE, R. MORIJIRI and M. SATO, 1995, Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea, The Island Arc, 4, 166-181.

鈴木宇耕, 1989, 日本海東部新第三系堆積盆地の地質, 地質学論集, 32, 143-183.