

北陸沖日本海の地質構造とその意義

山本博文*・梅田美由紀**

Submarine geological structures off Hokuriku district in the southern region of the Sea of Japan and their tectonic significance

Hirofumi YAMAMOTO* and Miyuki UMEDA**

1. はじめに

ユーラシア大陸と日本列島に挟まれて分布する日本海は、西太平洋に発達する背弧海盆のひとつである。玉木(1992)および Tamaki et al.(1992)によれば、その形成は32Ma頃、地殻の伸張・薄化に始まり、日本海盆では28Maに東縁の横ずれ断層帯から海洋底の拡大が開始され、日本海南部では地殻の伸張・薄化により大陸地殻の断片からなる海嶺・海台群と伸張・薄化による海盆群を形成したとされている。

拡大により形成された日本海は現在、収縮しつつあるという。中村(1983)、小林(1983)は日本海東縁部を中心とした地質構造、地震活動、北アメリカ・ユーラシアプレート境界の追跡から、日本海東縁が現在、ユーラシアプレートと北アメリカプレート間の収束境界となっているとした。両プレート境界は、小林(1983)によればサハリン西沖から日本海盆・大和海盆の東縁を通り、フォッサマグナ西縁付近を南下している。これに対し、Tamaki and Honza (1985)および Tamaki (1988)は日本海の収束運動はアムールプレートの東進によるのではないかとし、そのプレート境界を日本海東縁から北部フォッサマグナ西縁、中央構造線沿いとした。収束境界となった日本海東縁では佐渡海嶺をはじめとする多くの逆断層を伴った傾動地塊があり(岩淵, 1968; 茂木・佐藤, 1975; 玉木, 1984; Tamaki and Honza, 1985)、1983年の日本海中部地震をはじめとする逆断層性の地震も多数報告されている(多田, 1984; Fukao and Furumoto, 1975; 石川ほか, 1984; 三雲, 1990)。

これに対し、北陸沖日本海域は、従来、この様な収縮活動とは無関係と見られていた。しかし逆断層性の地震と報じられている1993年能登半島沖地震をはじめとして、数々の逆断層性の地震活動が知られており(三雲, 1990)、また発震機構から見た最大水平圧縮応力方向は日本海側では一様な北西-南東方向を示している(塚原・小林, 1990)など、北陸沖日本海域においても、日本海の収縮運動に伴い、なんらかの収縮活動があるのではないかとと思われる。そこで、北陸沖日本海域の地質構造を Yamamoto (1993)にもとづいて紹介するとともに、日本海の収縮活動という観点から、東

* 福井大学教育学部地学教室 Geological Lab., Fukui Univ., Fukui 910, JAPAN.

** 福井市自然史博物館 Fukui City Museum of Natural History, Fukui 910, JAPAN.

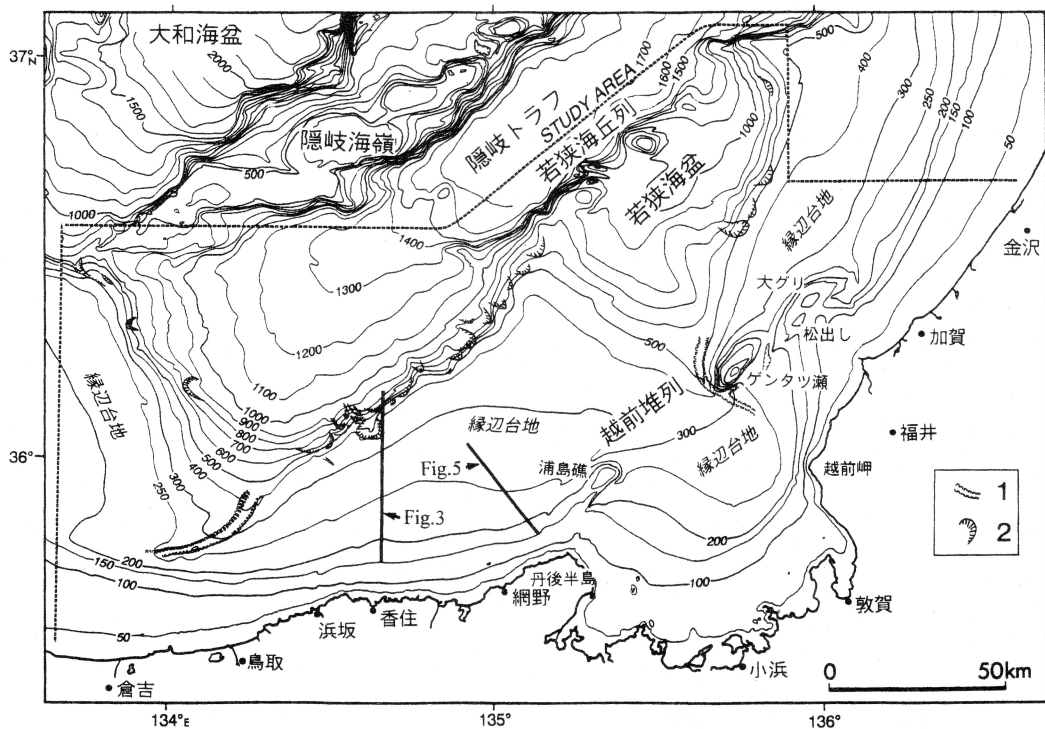
北沖日本海域の地質構造と比較した。さらに、福井県丹生山地の地形、隆起運動を海底地質構造と対比し、その意義を考察した。

2. 北陸沖の海底地質構造

2-1. 海底地形

隠岐諸島から能登半島にかけての山陰・北陸沖日本海は、北東-南西方向に伸びる3列の地形的高まりと、沿岸部に発達する水深200~500mの平坦面(縁辺台地)を特徴とする(第1図)。3列の地形的高まりは、北西側より隠岐海嶺、若狭海丘列、越前堆列と呼ばれており、隠岐海嶺の北側には大和海盆が、隠岐海嶺と若狭海丘列にはさまれて隠岐トラフが、若狭海丘列の南東側には若狭海盆が分布する。

大陸棚は本海域ではあまり発達せず、丹後半島沖では幅10km以下、若狭湾で20km程度、越前岬沖では3km以下と全般に狭い。縁辺台地は隠岐諸島周辺、鳥取沖~丹後半島沖、若狭湾周辺および加賀~金沢沖にかけて発達している。縁辺台地とは「陸棚より一段深いところに発達する棚状の面」(岩淵, 1968)であり、能登半島以西の日本海沿岸が模式地とされている(岩淵・加藤, 1988)。縁辺



第1図 北陸沖海域の海底地形。
1: 海底谷, 2: 崩落崖

台地の外縁水深は隠岐諸島東方では270~330m、浜坂沖で350~370m、網野北方では400~420m、加賀-金沢沖で420~460mと東側ほど深くなっている。また若狭湾周辺の縁辺台地は、水深は200~300mと浅い。縁辺台地下には厚い泥質堆積物があり、また侵食作用は認められないことから、堆積作用により形成された平坦面であると考えられる。

縁辺台地から隠岐トラフ、若狭海盆にかけての陸棚斜面は比高400~600m、場所により斜度5度を越える急斜面を形成する。この陸棚斜面には斜面崩壊により形成された馬蹄形の凹みが多数認められる。凹みは浜坂北方から網野北方に集中し、凹みの下方には崩落した堆積物による小丘や海底面の小さな凹凸が認められる(片山ほか, 1988; 池原ほか, 1990)。

若狭海盆は北東に緩く傾斜する水深800~1,100mの小海盆であり、隠岐トラフとは若狭海丘列により隔てられている。隠岐トラフは幅30~50km、長さ180km程の舟状海盆であり、両海盆とも地すべり堆積物の堆積によって形成された海底面の小起伏が南西部を中心に認められる(池原ほか, 1990; 山本, 1991)。

越前堆列は、丹後半島沖から加賀沖にかけて連なる礁・堆列であり、南西側より浦島礁、ゲンタツ瀬、松出し、大グリと呼ばれている。いずれの礁・堆も南東側は急崖をなし、北西側は緩傾斜となっている。若狭海丘列は北東-南西方向に並ぶ数個の小海丘からなり、隠岐トラフ側斜面は、所により平均斜度15度を越える急崖となっている。隠岐海嶺は、幅50km、長さ190km程の北東-南西方向に伸びる海嶺であり、侵食作用により形成された平坦な頂部(山本, 1990)を持つ南西部と、幾つかの小海丘からなる北東部に分けられる。頂部平坦面の水深は350~550m程で、南西側ほど深くなっている。

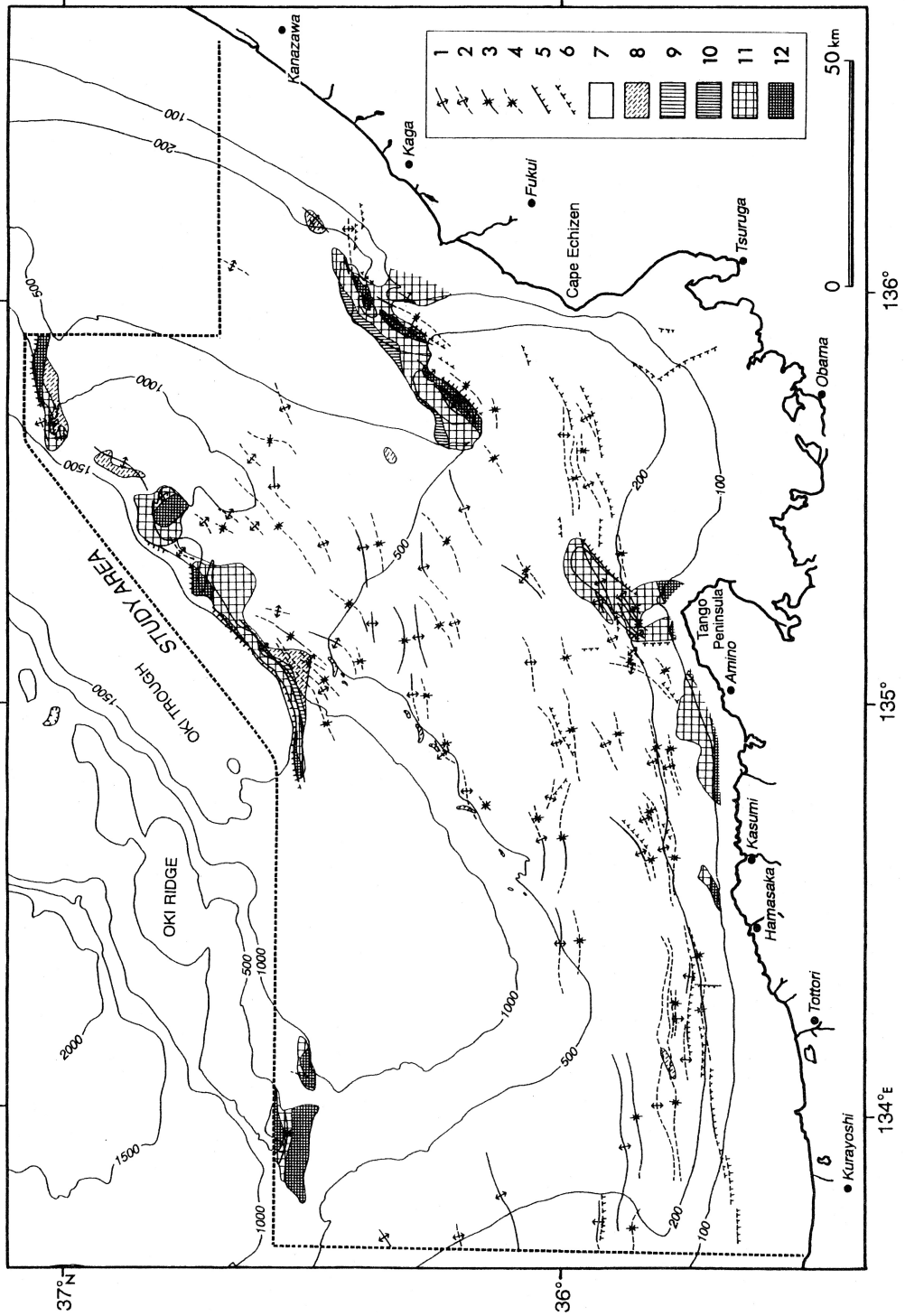
2-2. 海底地質層序

本海域の層序は、音波探査記録により広域に追跡できる不整合面の層準を基準に下位より香住沖層群K1層、K2層、浜坂沖層群H1層、H2層、および鳥取沖層群T1層、T2層に区分されている(Yamamoto, 1993; 山本ほか, 1993)。各層の年代は産出した微化石および抗井層序との比較から、香住沖層群は中新世~鮮新世初頭、浜坂沖層群は鮮新世、鳥取沖層群は鮮新世末~完新世である。第2図に本海域の海底地質図を、また第3図には代表的な音波探査記録を示す。

香住沖層群は断層・褶曲により変形しており、特に南部沿岸域の東西に連なる褶曲帯で変形が著しい。また越前堆列、若狭海丘列および隠岐海嶺においては地形的高まりを、縁辺台地下においては埋没した高まりを形成している。これらの高まり頂部や南部沿岸域では、香住沖層群は削割され、広範囲に及ぶ侵食平坦面が形成されている。本層群は内部反射面がほとんど認められない音響基盤(K1層)と、その上に重なる内部反射面が明瞭な堆積層(K2層)に分けられる。

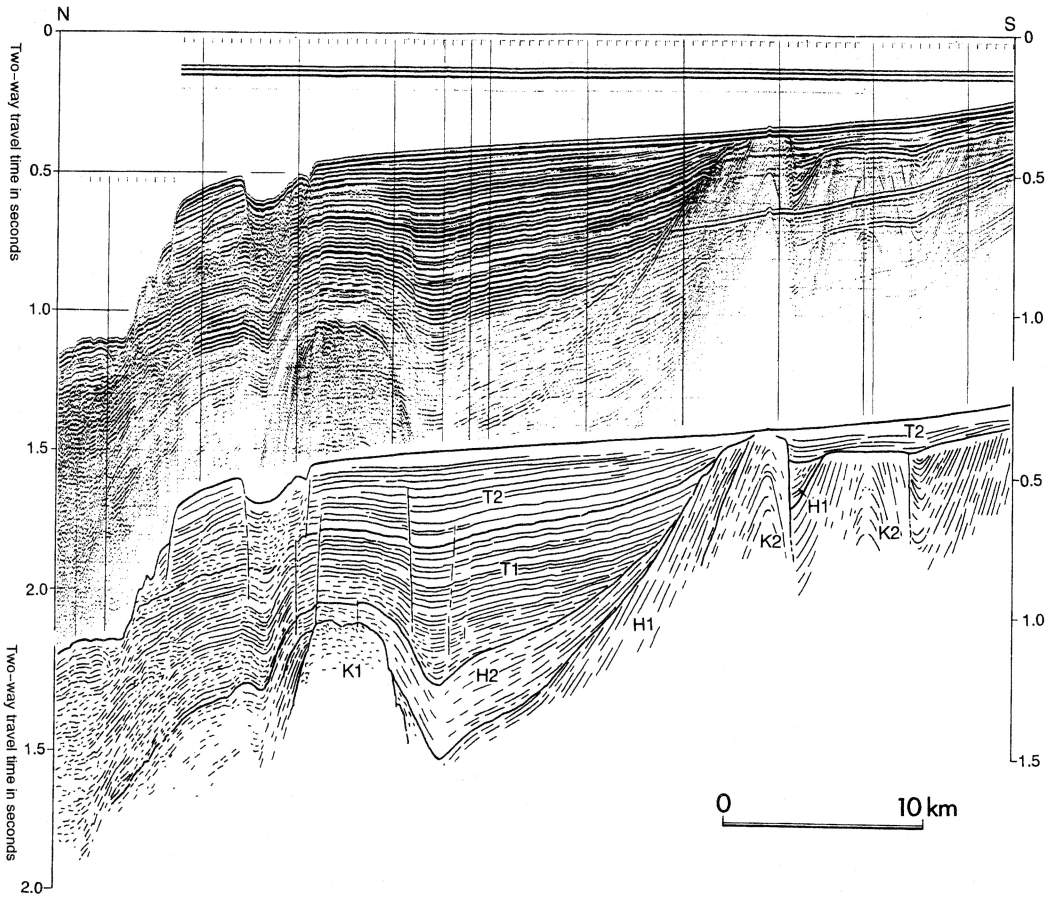
浜坂沖層群は香住沖層群の高まりの間の窪みを中心に分布する堆積層であり、香住沖層群に対し一部オンラップ不整合で重なっている。本層群は南部域を中心に比較的広域に追跡できるオンラップ不整合の層準を境として下位のH1層と上位のH2層に区分されている。

鳥取沖層群は本海域のほぼ全域に分布するほぼ水平な堆積層であり、基底で下位の香住沖層群、



第2図 北陸沖海域の海底地質図 (Yamamoto, 1993)

1: 背斜軸, 2: 伏在背斜軸, 3: 向斜軸, 4: 伏在向斜軸, 5: 断層(ケバは落下側を示す), 6: 伏在断層, 7: T2層, 8: T1層, 9: H層, 10: H1層, 11: K2層, 12: K1層



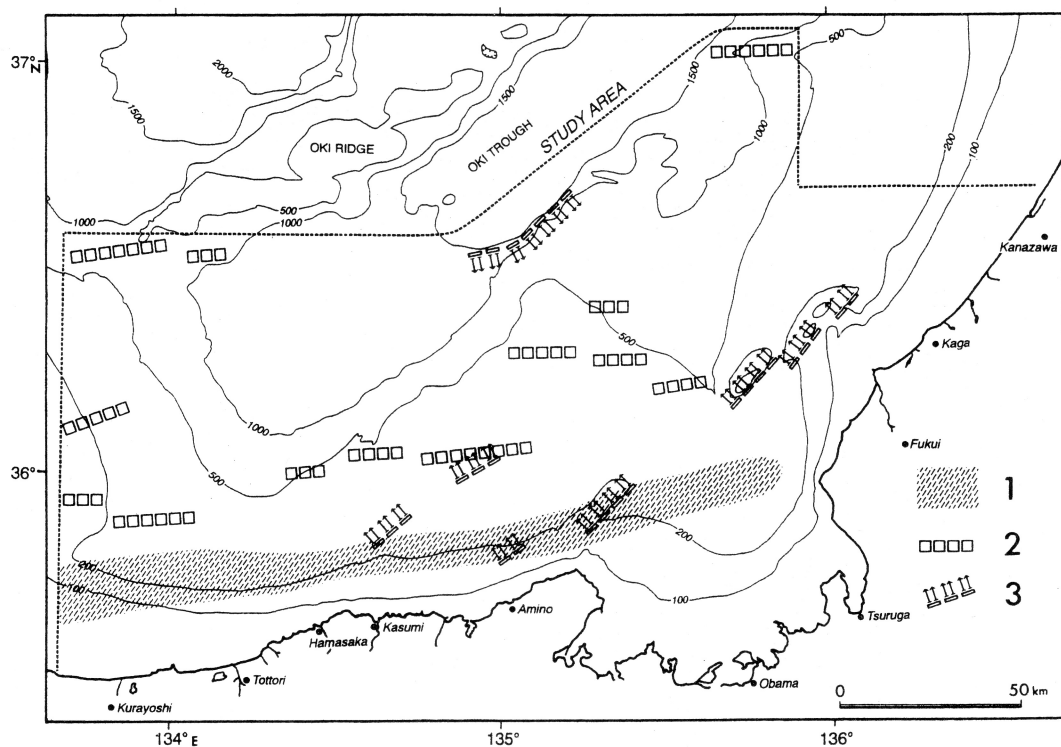
第3図 香住沖の典型的な音波探査記録 (Yamamoto, 1993)

浜坂沖層群を顕著なオンラップ不整合で覆う。本層群は倉吉～鳥取沖に認められるオンラップ不整合の層準を境として下位の T1層と上部の T2層に区分されている。

2-3. 地質構造発達史

本海域には異なる2つの地質構造、すなわち 1)東西方向に連なる褶曲、および 2)北西ないし南東方向へ傾斜した傾動地塊が認められる(第4図)。前者は主に香住沖層群中に発達する褶曲構造であり、南部域において平行する逆断層とともに東西200kmにおよぶ褶曲帯を形成している。また縁辺台地下には褶曲帯に平行する香住沖層群の高まりも形成されている。一方後者は越前堆列、網野沖、香住沖で認められる香住沖層群を基盤とする傾動地塊であり、北東-南西方向の断層により区切られ、北西方向に傾斜し、浜坂沖層群・鳥取沖層群はこれを埋積している。

褶曲は南部沿岸域においてほぼ東西に連なり、西方では島根半島の“宍道褶曲帯”(大塚, 1937)に、東方では浦島礁を斜に横切り、越前岬沖まで追跡される。褶曲の形成開始時期は、倉吉沖～浜坂沖では堆積層の層厚変化の解析から中新世中期前半、香住沖～網野北西方では中新世後期であると推

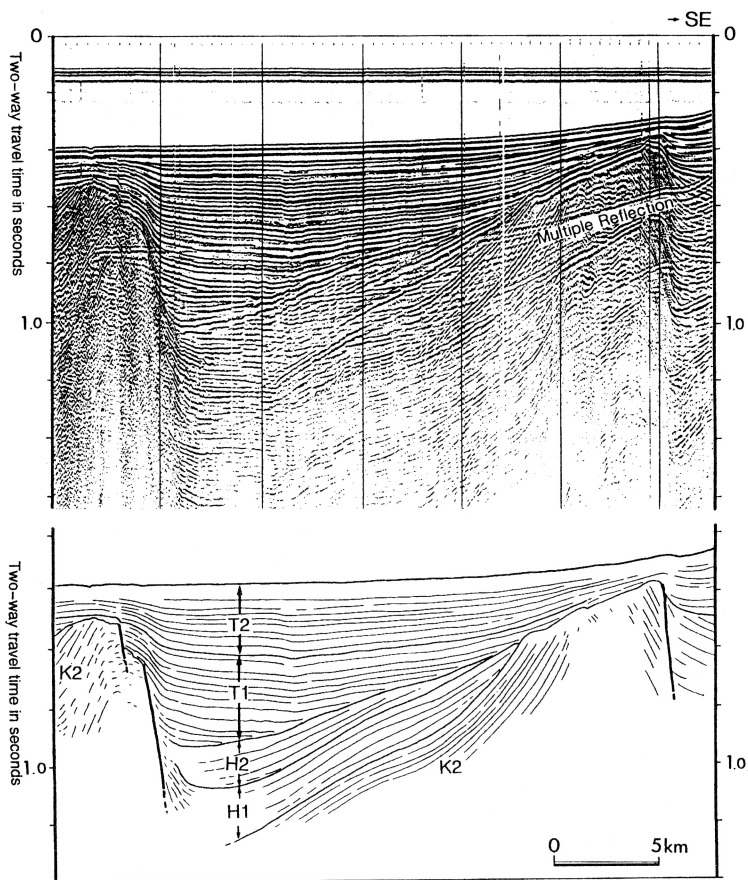


第4図 2方向の構造要素 (Yamamoto, 1993)

1: 褶曲帯, 2: 香住沖層群の埋没した高まり, 3: 傾動地塊(矢印は傾動方向を示す)

定される(田中・小草, 1981)。褶曲運動の終了時期は、倉吉沖～浜坂沖では褶曲した K2層, H1層の侵食面を不整合で H2層, T1層が覆うことから、H2層堆積時、すなわち後期鮮新世には褶曲運動が終了している。香住沖以西においては K2層とともに褶曲した H1層が認められること、また褶曲した香住沖層群が H1層とともに不整合で非変形の T1層, T2層に広く覆われることから、褶曲運動は前期鮮新世までは引き続いており、遅くとも後期鮮新世後半には終了したといえる。また縁辺台地下の香住沖層群の高まりもこれとはほぼ同時期に形成されていると考えられる。

これに対し傾動地塊は北東-南西方向の断層に区切られ、北西方向に傾いた香住沖層群のブロックとして、浜坂沖層群および鳥取層群においては北西に深くなる堆積盆として認識される(第5図)。また傾斜した侵食平坦面も傾動を示している。このような傾動地塊は香住沖-丹後半島沖および福井沖を中心に認められ、その規模は幅10～20km、長さ10～30km程である。浦島礁、ゲンタツ瀬等の越前堆列の地形的高まりは、北西に傾斜した傾動地塊の南東部が埋積されず、地形的高まりとして海底面上に突き出ているものであり、このため高まりの南東側は急崖、北西側は緩傾斜となっている。Yamamoto (1993)は傾動地塊の形成時期を地塊を覆う堆積層の音波探査記録の特徴から以下のように推定している。傾動地塊を埋積する浜坂沖層群 H1層, H2層上面には軽微ではあるがトップラップが認められる。トップラップは多くの場合、前置層のように傾斜した地層の上面が無堆積



第5図 網野沖の傾動地塊を切る音波探査記録 (山本ほか, 1993)

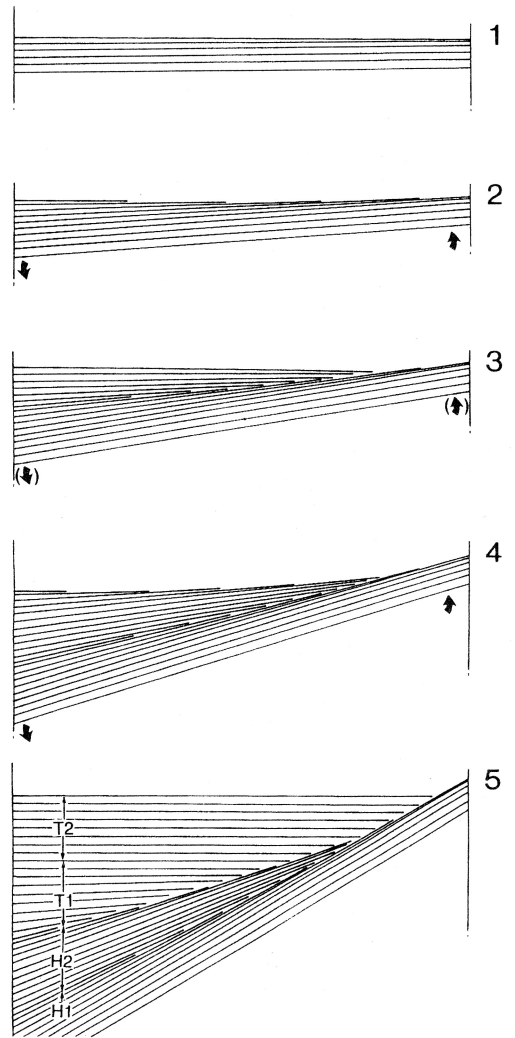
の場合に形成され (Vail et al., 1977), デルタにおいて典型的に発達している (Bouma et al., 1987など)。これに対し H1層あるいは H2層上面でトップラップする反射面は前置層の形態を示さず, 北側へ徐々に発散することからデルタ性堆積物とは考えにくい。またこれを覆う鳥取沖層群基底には顕著なオンラップ構造が認められる。オンラップは堆積時に水平あるいは緩やかに傾斜した地層が, より大きく傾斜した面に次々と重なっていくことにより形成される (Mitchum et al., 1977)。以上の特徴を示す浜坂沖層群, 鳥取沖層群の堆積過程は, 以下の様に傾動運動との関連によって説明できる(第6図)

- 1) H1層堆積時に基盤の香住沖層群が徐々に北西に傾動し, これにより H1層の堆積域が次第に北西方向に移動したため, H1層上面のトップラップを形成した。同時に H1層は北西側に厚く堆積し, 北西に発散する反射面が形成された。
- 2) H2層基底では反射面は緩いオンラップ不整合で H1層を覆うが, これは堆積物の供給量の増大, または傾動運動の一時的に減速または停止により堆積域が南東方向に広がり, H1層を次々に覆うことにより形成された。

- 3) H2層はH1層同様、反射面は北西に徐々に発散し、上面でトップラップすることから、同様に傾動により堆積域が北西に後退しながら堆積した。また傾動のため下位の反射面ほど傾斜角が大きくなった。
- 4) その後堆積した鳥取層群T1層、T2層の反射面はほぼ水平で発散せず、H2層上面を明瞭なオンラップで覆っていることから、傾動運動はT1層堆積開始時にはほぼ終了し、傾斜したH2層上面をほぼ水平にT1層、T2層が覆うことにより鳥取沖層群基底のオンラップは形成されたと考えられる。

以上のことから、傾動運動の時期は主に浜坂沖層群堆積時、すなわち前期鮮新世後半から後期鮮新世にかけてであったと推定できる。

このように北陸沖海域では中期中新世頃から始った東西方向にのびる褶曲帯および香住沖層群の高まりの形成運動は、前期鮮新世後半頃を境として北西方向ないし南東方向への傾動運動へと移行したといえる。褶曲帯を形成した応力場としては、田中・小草(1981)は褶曲の形態および逆断層の発達から南から北への“衝き上げる力”を推定した。また鹿野・吉田(1985)は島根半島東部域の岩脈群の方位から、中期中新世末から後期中新世初めにかけての最大水平圧縮軸の方向はN-SないしNNW-SSEであったとし、この応力場の下で安道褶曲帯が形成されたとした。また山元(1991)は、岩脈群から山陰・北陸地域の最大水平圧縮軸は、7～15MaではN-SないしNNW-SSE方向、3～7MaではNNW-SSE方向であったとしている。一方、北西への傾動運動に伴う南東落ちの断層は、浦島礁を切るマルチチャンネル音波探査記録(田中・小草, 1981)から判断すると逆断層である。この時期の山陰・北陸地域の応力場は岩脈群からは得られていない(山元, 1991)が、断層活動から判断すると最大水平圧縮軸が北西-南東方向にあったと思われる。すなわち、応力場は前期鮮新世後半頃に南北性圧縮場から現在とほぼ同じ北西-南東性圧縮場へ変化したと推定される。



第6図 傾動によるオンラップ・トップラップ構造形成モデル (Yamamoto, 1993)

3. 東北沖日本海域の地質構造との比較

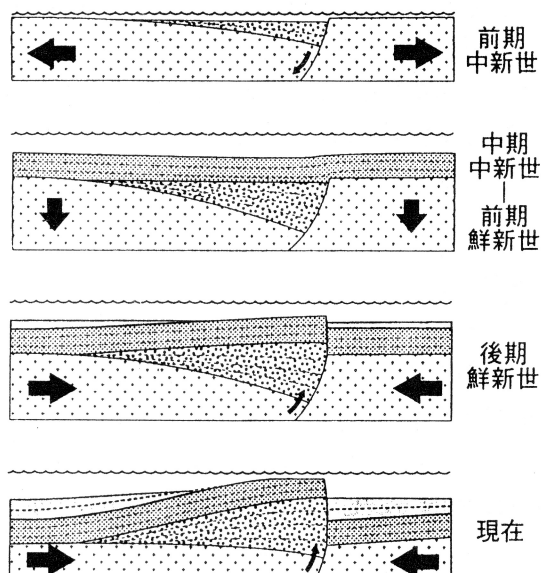
上述した北陸沖海域の地質構造の特徴を、岡村ほか(1992)により明らかにされた東北沖海域の地質構造と対比した。

プレートの収束境界となった日本海東縁には、東北日本弧に平行する長さ20~50km、幅10~20kmの礁・堆群があり、これらの多くは逆断層を伴った傾動地塊からなっている(岩淵, 1968など)。また1964年の新潟地震では、地震にともない震源付近に位置する栗島、および周辺の海底で傾動運動も認められている(Nakamura et al., 1964; Mogi et al., 1964)。岡村ほか(1992)は音波探査記録から、これらの礁・堆の構造の特徴として、傾動方向と逆方向に厚くなる下部層と傾動方向に厚くなる上部層の存在を挙げ、その形成過程を以下の様に述べている(第7図)。

- 1) 日本海拡大時に西落ちの正断層で切れられ、北東に傾動したハーフグラabenが形成され、下部層(前期~中期中新世?)がそのくぼみを埋積した。
- 2) 中部層(中期中新世~前期鮮新世)は埋積されたハーフグラabenおよびその周囲をほぼ同じ厚さで覆った。
- 3) その後、圧縮応力場となったために、ハーフグラabenに伴った正断層が逆断層として再活動、北西に傾く傾動地塊を形成した。上部層(後期鮮新世~現世)はこの傾動に伴って堆積したために北西に厚く、下部ほど北西に大きく傾斜した。

以上のように東北沖の礁・堆群は、日本海拡大時に形成された正断層がその後の圧縮応力場で逆断層として再活動した、すなわちインバージョンテクトニクスのもと、形成されたといえる。岡村ほかによれば、後期鮮新世には圧縮応力場の下で傾動運動がおこっており、東北沖海域での収縮活動はこの頃より開始されたと考えられている。

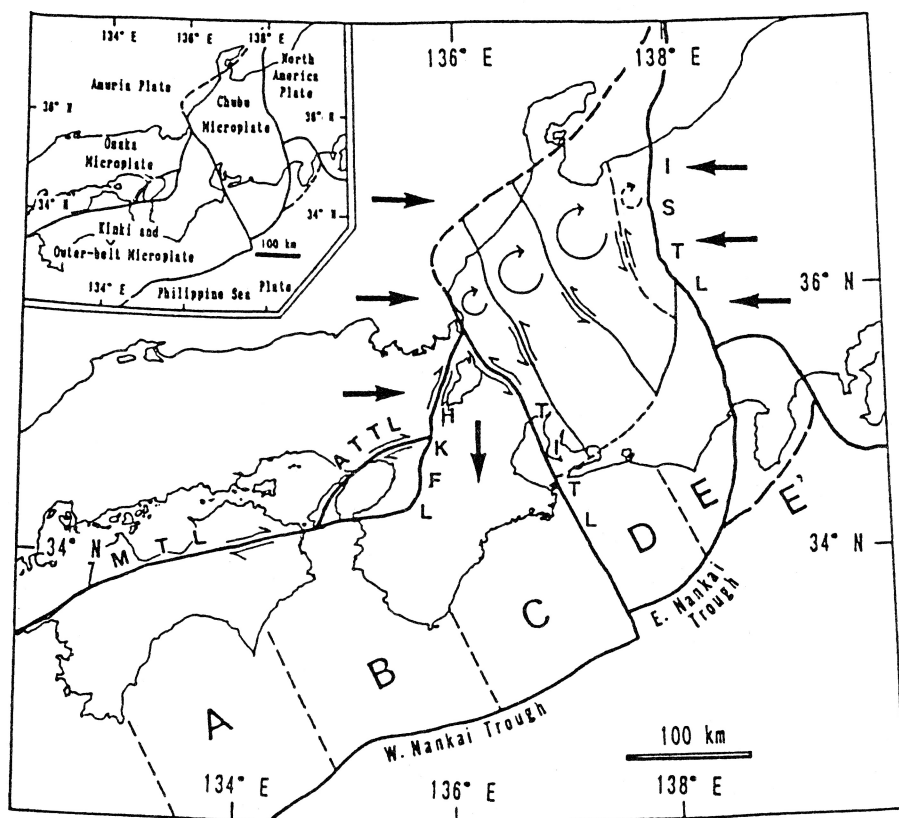
以上の東北沖海域の地質構造の特徴を北陸沖海域と対比したところ、以下の相違点、共通点が明らかになった。まず、前期~中期中新世(?)にかけては東北沖ではハーフグラabenが正断層を伴い引張応力場で形成されたが、北陸沖ではこの時期の構造はよくわかっていない。中期中新世後半から前期鮮新世にかけては北陸沖ではほぼ南北方向の圧縮場にあり、この応力場の下で褶曲帯が形成されている。この時期、東北沖では中部層が堆積しており、顕著な構造運動は認められていない



第7図 東北沖海域の礁・堆の構造発達史(岡村ほか, 1992)

が、鹿野(1993)は15Ma頃より東北地域でも引張応力場から圧縮応力場に転じ、堆積盆の縁辺部は汎世界的な海水準低下もあり浅海化したとしている。後期鮮新世～現世では東北沖、北陸沖とも圧縮応力場のもと、逆断層を伴った傾動運動が認められる。東北沖では日本海拡大時に形成された正断層が逆断層として再活動し、礁・堆群を形成している。これに対し北陸沖でも、例えば浦島礁には音響基盤上に礁下で厚くなる堆積層があり、また田中・小草(1981)は能登半島羽咋沖や丹後沖において、堆積層の厚い部分の上昇を指摘しているなど東北沖と同様なプロセスをたどった可能性はあるが、中期中新世後半から前期鮮新世にかけて、南北方向の圧縮場のもと、褶曲・断層変形があったこと、またその後、圧縮応力方向が南-北から北西-南東方向に変化し、この圧縮場のもと、傾動地塊が形成されていることから、東北沖のように明瞭なインバージョンテクトニクスを示す構造は認められないのかもしれない。

上述した北陸沖、東北沖の比較において、逆断層を伴った傾動運動による地殻の短縮はほぼ同時期に開始されていることがわかる。すなわち、東北沖海域で提唱されている地殻の収縮運動は北陸沖海域でもほぼ同時期におこっているといえる。東北沖海域では傾動地塊からなる多くの礁・堆があり、また日本海中部地震、北海道南西沖地震をはじめとする活発な地震活動があるなど、その現象が顕著に見られる海域である。これに対し北陸沖海域では地震活動はあまり活発ではなく、礁・



第8図 中部日本の地質構造モデル (Kanaori et al., 1993)

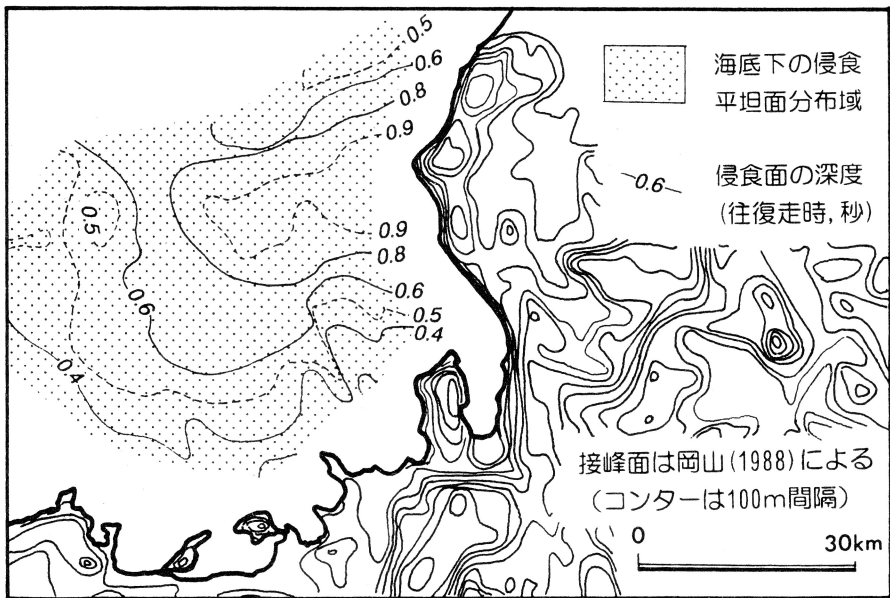
堆の形成も東北沖海域に比べ顕著でない。このことは両海域において収縮速度や島弧と収縮方向のなす角度の違いがあることによるのかもしれない。

Kanaori et al. (1993)は陸域の断層活動からアムールマイクロプレートの境界が現在、中央構造線-花折断層・金剛断層-甲楽城断層-越前海岸沖-邑知潟-日本海東縁にあるのではないかとしている(第8図)。日本海の収縮がアムールマイクロプレートの東進によるものであり、その境界がKanaoriほかの推定した甲楽城断層-越前海岸沖-邑知潟を通っているとすれば、北陸沖沿岸域はマイクロプレート境界沿いの収束域ということになる。そこで以下において甲楽城断層およびその海域延長部である越前岬沖海域の海底地質構造およびその陸側である丹生山地の地形について述べ、この地域の構造運動について考察をおこなう。

4. 越前海岸域の構造運動とその意義 — 考察 —

福井県丹生山地とは、西を日本海、東を福武低地(福井平野および武生・鯖江盆地)、南側を吉野瀬川断層に囲まれた地域をいう(吉川, 1951)。丹生山地はほぼ南北に延びた高度200~600mのかなり起伏に富んだ山地で、国見岳(656m)、金毘羅山(624m)、六所山(698m)、若須岳(564m)など標高600m前後の山並が本山地の西部を縦走し、分水嶺を形成している。丹生山地の地形面は福井平野から西に向かって徐々に高度を増し、分水嶺を越えると急激に高度を下げ日本海と接する。丹生山地が日本海に接する越前海岸では、傾斜角約60°以上の急斜面(崖)が長く続き、山地が海まで迫っており、急峻な地形を形づくっている。特に越前岬地域では80°を越える急崖斜面が発達し、山地が海岸にまで迫り出した地形を呈している。このように丹生山地は全体的に見ると、越前海岸側が上昇し、そのため東に傾動した形態を示している(服部ほか, 1993)。また塚野(1969)は丹生山地南側の南条山地においても、準平原の高度、分水嶺の位置、河川系から東への傾動運動を推定し、海岸部で下流部が断絶したいわゆる‘風谷’の存在から鮮新世後期、あるいは完新世での活動を推定している。また太田・成瀬(1977)は越前海岸に発達する海成段丘から0.9~1m/1,000年という早い隆起速度を推定している。

一方、越前海岸沖の海底下には丹生山地を作る基盤とはほぼ同時期の香住沖層群が削剝されて形成された侵食平坦面が広く分布する。この平坦面の深度を見ると、若狭湾西方では0.4秒(往復走時、約300m)であるが、東に徐々に深くなり、越前岬沖では0.9秒(約700m)を越える(第9図)。すなわち、侵食平坦面形成以降、越前岬沖が最も沈降していることになる。これに対し陸側の丹生山地はというと、越前海岸の中位海成段丘高度は越前岬付近が最も高く、海域とは逆に越前岬付近が最も上昇していることになる。その境界は音波探査が沿岸部までは行われておらず、詳しいことはよくわからないが、海岸からはあまり離れていない位置にあると思われる。すなわち、越前海岸沖沿いには甲楽城断層から連なる断層があり、その断層を境として丹生山地側が上昇、東に傾動し、海底では越前海岸に向かって沈降していることになる。陸側の隆起速度は最大で約1m/1,000年であり、海側の沈降速度は侵食面深度からするとこれと同程度と思われる。すなわち、約2m/1,000年の垂



第9図 海底下の侵食面の深度分布と丹生山地周辺域の切峰面

直変位が越前海岸沖にあることになる。

上に述べたように、北陸沖海域は現在、東北沖日本海域とともに収縮しつつある地域であり、越前海岸沿いの構造運動もその1つとしてとらえることができるのではないだろうか。さらに北陸沖海域は世界でも有数の海底地すべり発生海域であり、最近の活発な構造運動を反映しているものと考えられる。また隠岐トラフ南東側には垂直変位が1,200mを越える活断層があり、隠岐トラフから北陸沿岸部にかけての地域が短縮域になっているものと思われる。今後、越前海岸周辺の陸域、海域の詳細な解析を行い、その構造運動の開始時期、変遷、特徴を明確にする必要がある。

引用文献

- Bouma, A.H., Stelling, C.E. and Feeley, M.H., 1987. High-resolution seismic reflection profiles. In Bally, A.W., Atlas of seismic stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, 27, 72-94.
- Fukao, Y. and Furumoto, M., 1975. Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. Tectonophysics, 25, 247-266.
- 服部 勇・福井卓雄・水谷伸治郎・大矢芳彦・山本博文, 1993. 越前海岸玉川崩落災害の地質学的側面 — 長周期過程と崩落の再来周期の推定 —. 自然災害科学, 12, 125-139.
- 池原 研・佐藤幹夫・山本博文, 1990. 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用. 地質雑, 96, 37-49.
- 石川有三・武尾 実・浜田信生・勝又 護・佐竹健治・阿部勝征・菊池正幸・須藤 研・高橋道夫・柏原 静雄・三上直也, 1984. 1983年日本海中部地震の震源過程. 月刊地球, 6, 11-17.
- 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邦報, 66, 1-76.
- ・加藤 茂, 1988. 第四紀地図の作成過程からみた大陸棚. 第四紀研究, 26, 217-225.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. and Yairi, K., 1993. Space-time correlations between inland earthquakes in central Japan and great offshore earthquakes along the Nankai trough: Implication for destructive earthquake prediction. Eng. Geol., 33, 289-303.
- 鹿野和彦, 1993. 日本列島の新生代地史. 北陸地質研究所報告, 3, 33-50.
- ・吉田史郎, 1985. 境港地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.
- 片山 肇・池原 研・山本博文・佐藤幹夫, 1988. 隠岐トラフより得られたデブリフロー堆積物. 地質雑, 94, 633-636.
- 小林洋二, 1983. プレートの“沈み込み”の始まり. 月刊地球, 5, 510-514.
- 三雲 健, 1990. 日本海東縁地域の地震活動とメカニズムおよびテクトニクス. 地学雑, 99, 18-31.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. and Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequence. In Payton, C. E. ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 117-133.
- 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., Kawamura, B. and Iwabuchi, Y., 1964. Submarine crustal movement due to the Niigata Earthquake in 1964, in the environs of the Awa Sima Island, Japan Sea. Jour. Geod. Soc. Japan, 10, 180-186.
- 中村一明, 1983. 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研彙報, 58, 711-722.
- Nakamura, K., Kasahara, K. and Matsuda, T., 1964. Tilting and uplift of an Island, Awashima, near the epicentre of the Niigata Earthquake in 1964. Jour. Geod. Soc. Japan, 10, 172-179.
- 岡村行信・佐藤幹夫・渡邊真人・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.

- 太田洋子・成瀬 洋, 1977. 日本の海成段丘 — 環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ —. 科学, 47, 281-292.
- 大塚彌之助, 1937. 日本の皺曲帯, 附・環太平洋海溝に関する一解釈. 地質雑, 44, 570-571.
- 多田 暁, 1984. 日本海中部地震と地殻変動. 月刊地球, 6, 18-21.
- 玉木賢策, 1984. 日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 月刊地球, 6, 38-48.
- Tamaki, K., 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bull. Geol. Surv. Japan, 39, 269-365.
- 玉木賢策, 1992. 日本海の形成機構 — 新しい背弧海盆拡大モデル —. 科学, 62, 720-729.
- Tamaki, K. and Honza, E., 1985. Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. Tectonophysics, 119, 381-406.
- , Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C., Jr. and Pisciotto, K. A., 1992. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M. et al. (editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1333-1348.
- 田中 隆・小草欽治, 1981. 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, 87, 725-736.
- 塚原弘昭・小林洋二, 1990. 本州中・西部の地殻応力. 地球惑星科学関連学会1990年合同学会講演予稿集, 79.
- 塚野善蔵, 1969. 福井県地質図幅説明書. 福井県, 117 p.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Jr. and Thompson, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part3 : Relative changes of sea level from coastal onlap. In Payton, C. E. ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 63-81.
- 山本博文, 1990. 「しんかい2000」による隠岐海嶺頂部への潜水報告. 第6回「しんかい2000」研究シンポジウム報告書, 海洋科学技術センター, 309-315.
- , 1991. 福井沖大陸斜面の海底地すべり. 地調月報, 42, 221-232.
- Yamamoto, H., 1993. Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. Mar. Geol., 112, 133-150.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行, 1993. 経ヶ岬沖海底地質図および同説明書. 海洋地質図, 40, 地質調査所, 印刷中.
- 山元孝広, 1991. 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, 42, 131-148.
- 吉川文治, 1951. 福井県の地形区. 地理と社会, 1, 1-25.