

## 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成

片川 秀基\* 浜田 昌明\* 吉田 進\*  
廉澤 宏\*\* 三橋 明\*\* 河野 芳輝\*\*\*  
衣笠 善博\*\*\*\*

### Geological Development of the West Sea Area of the Noto Peninsula District in the Neogene Tertiary to Quaternary, Central Japan

Hideki KATAGAWA\*, Masaaki HAMADA\*, Susumu YOSHIDA\*,  
Hiroshi KADOSAWA\*\*, Akira MITSUHASHI\*\*, Yoshiteru KONO\*\*\*  
and Yoshihiro KINUGASA\*\*\*\*

#### Abstract

The Noto Peninsula district is known as a N-S trending uplift zone in the Neogene Tertiary to Quaternary. A geological survey mainly composed of sonic prospecting was conducted in the west sea area of the Noto Peninsula. 8 units of stratum, in particular, 5 units in the Quaternary, were found clearly as acoustic stratigraphy. This made it possible to describe the geological development of the Neogene Tertiary to Quaternary of the district in more detail than has ever been reported. The study area can be divided into 2 areas. In the southern part, 2 bilaterally asymmetric folds that are relatively newly developed with a N-S trend have been formed probably by block movement. In the northern part, which is just the southwestern extension of Okunoto Hill, one of the typical tilted block mountains on Noto Peninsula, there are distributed 2 NE-SW trending tilted blocks accompanied by faulting. These tilted blocks have been uplifted by block movement. A relatively new uplift can be found in the block located in the extended part of the N-S trending fold. Consideration based on the facts above and reported show that the newly developed N-S trending geological structure of the Noto Peninsula district has been formed by block movement at least since the late Pliocene.

**Key words** : Noto Peninsula, sonic prospecting, acoustic stratigraphy, tilted block, block movement

**キーワード** : 能登半島, 音波探査, 音響学的層序, 傾動地塊, 地塊運動

---

\* 北陸電力株式会社土木部

\*\* 総合地質調査株式会社

\*\*\* 金沢大学名誉教授

\*\*\*\* 東京工業大学大学総合理工学研究科

\* Hokuriku Electric Power Co., Ltd.

\*\* Sogo Geophysical Exploration Co., Ltd.

\*\*\* Emeritus professor of Kanazawa University

\*\*\*\* Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology

## I. はじめに

西南日本弧の能登半島地域は、NE-SW 方向を示す石動山地や奥能登丘陵の傾動地塊山地（太田・平川, 1979; 紘野, 1981）とその間に広がる中能登丘陵の平頂丘陵とからなっている（図 1）。

傾動地塊山地の北西縁には活断層や推定活断層が示され（太田ほか, 1976; 太田・平川, 1979; 地質調査所, 1992）, 水平最大圧縮応力軸が NW-SE 方向であるとの見方に立って（竹内, 1988; 太田, 2001）, 例えば石動山地は、全長約 30 km に見合う活断層により、山地全体が一体となって隆起することで形成されたと考えられてきた（200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ, 2000; 池田ほか, 2002; 中田ほか, 2002）。しかし、能登半島地域は、鮮新世以降の南北性隆起帯である能登潮岬複合波曲帯（木村, 1985b）に位置する。また、測地データから求めた水平地殻歪みの方向や水平変動速度ベクトル（鷲谷・多田, 1998; Sagiya *et al.*, 2000）から推定される現在の水平最大圧縮応力軸の方向も、能登半島及び周辺地域で E-W 方向ないし WNW-ESE 方向である。この方向は傾動地塊山地や活断層とは斜交する。そのため、南北性隆起帯の能登半島地域の形成における傾動地塊山地の運動メカニズムには検討の余地があると考えられる。

片川ほか（2002）は、地形・地質構造調査と重力探査に基づいて、石動山地が長さ 10 km 程度の地塊を単位とする地塊構造を有し、新第三紀～第四紀地質構造形成が地塊運動によって進行してきたことを明らかにした。須藤ほか（2004）も能登半島南部の重力異常を詳細するなかで、石動山地に断層で区画された地塊が存在することを述べた。

石動山地以外の傾動地塊山地さらには傾動地塊山地間の地域についても、こうした地塊に着目した研究の重要性が示唆されてきた（太田・平川, 1979; 片川, 2003）。奥能登丘陵について太田・平川（1979）は、M1 面の旧汀線高度の不連続に着目して同丘陵が複数の地塊に分かれる可能性を述べた。ただ、鈴木（1979）、地質調査所（1992）、

三澤（1997）が示した奥能登丘陵の隆起を担うと考えられる断層は、奥能登丘陵の北西沖の海底に分布するので、海成段丘の旧汀線分布など地形を主とした調査、研究のみでは地塊運動の根拠として十分ではなく、地塊北西縁の断層と考えられる北西沖の海底の断層など地質構造、地下構造を含めた検討が必要である。

一方、北西沖の海底の断層を含め奥能登丘陵の南西延長部は能登半島西方海域の北部に延びる。また、同海域南部は陸域の中能登丘陵と同様、奥能登丘陵の海域延長部と石動山地・宝達山地との間に位置する。この海域は北陸堆積盆地（田中, 1979）の能登台地～羽咋沖堆積盆地にあたり、能登半島頸部の宝達山から西に延びる宝達山隆起帯によって金沢沖堆積盆地と分けられる。能登台地～羽咋沖堆積盆地は終始微沈降盆地であったとされており、能登半島の離水後にも薄いながら地層の堆積を継続してきたと推定される。同海域では、従来、エアガンによる音波探査がなされてきた。しかし、より解像度が高いスパーカーによる音波探査を用いることで新第三系～第四系を細分し、それらの分布、構造を連続的に追跡できる可能性がある。その成果は、地質構造、地下構造による地塊構造の抽出と地塊運動の検討に資すると考えられる。

北陸電力㈱は昭和 60・61 年に能登半島西方海域でスパーカーによる音波探査を主として地質調査を実施しているが、その資料は公表されていない。本論文では、この調査結果を用い、奥能登丘陵海域延長部およびその南側海域の音響学的層序と陸域層序との対関係、地質構造を記載する。それに基づき、調査海域における地塊構造の有無や地塊運動を述べる。また、これらに基づき、能登半島地域の第三紀～第四紀地質構造形成メカニズムを考察する。

## II. 海域地質調査

調査海域を図 1 に、音波探査の測線を図 2 に示す。調査海域は能登半島西方の沿岸海域で、南北約 60 km、東西約 30 km の範囲である。この海域で測線間隔を沿岸方向、沖合方向に約 2 km ~

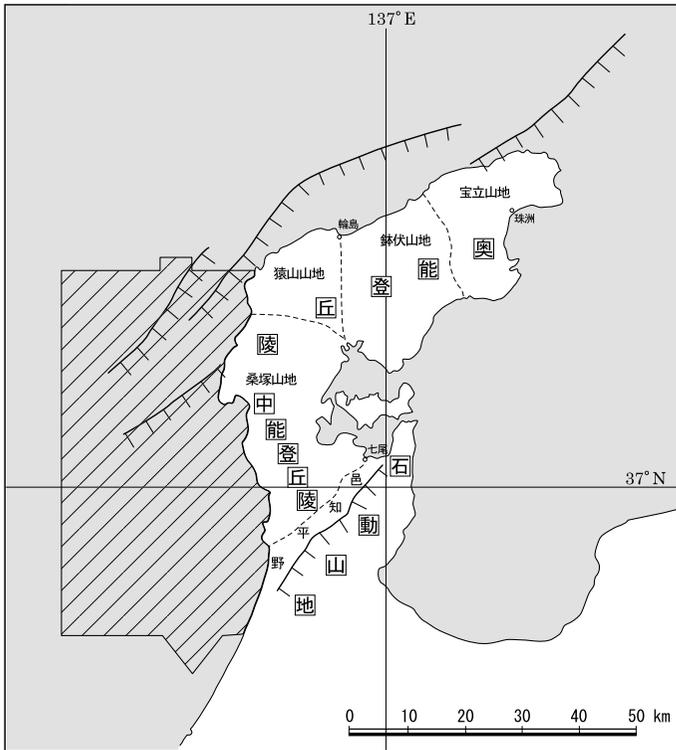


図 1 能登半島地域の概要図．図中の  
で囲んだ斜線部分は調査海域の範  
囲を示す．奥能登丘陵および石動  
山地の北西縁のケバを付した線は  
それぞれ地質調査所（1992）、池  
田ほか（2002）の活断層を示した．

Fig. 1 Map showing summarized geo-  
graphical features of Noto penin-  
sula . Rectangle with solid indicates  
the study area . Fluffy lines situated  
at the northwest side of the Oku-  
noto Hill and the Sekidoh Moun-  
tains are active faults shown by  
GSJ ( 1992 ) and Ikeda et al. ( 2002 ) ,  
respectively .

4 km として実施した。測線数は 87 測線，総延  
長は 1,590 km である。音波探査の仕様を表 1 に  
示す。

能登半島西方海域における既往の地質調査は，  
エアガンを発振源とする音波探査がなされてき  
た。北陸電力(株)が実施したスーパーカーによる音波  
探査は，シングルチャンネル方式を採用し，可探  
深度は海底面下数 100 m 程度と比較的浅所にと  
どまるが，記録の精度，解像度は高く，活構造を  
含めて新第三紀～第四紀の地質構造形成を論じる  
のに十分な精度を有している。そのため，新第三  
紀～第四紀の音響学的層序を細区分するととも  
に，各層の連続性，同内部の反射波構造を含め追  
跡が可能になった。

このほか地質調査では，37 箇所ピストンコ  
アラーによる試料採取を行い，試料を微化石分  
析，放射性炭素年代測定，ESR 年代測定などの  
分析に供し，音響学的層序上の各層の年代，陸域  
の標準的な層序との対比に関する検討を行った。

試料採取位置は図 6 に示す。

### III . 音響学的層序と時代区分

#### 1) 音響学的層序区分

調査海域の音響学的層序は，不整合や層理，岩  
相境界を表すと考えられる記録中の反射面とその  
連続性，反射波のパターンにより深所から浅部へ  
D ～ A 層の 4 層を区分した。D，C 層はさらに 2  
層，B 層は 3 層に細区分した。各層の記録パター  
ンの例は図 3 に示す。

D 層は全域に分布し，北部海域の安右工門礁，  
前ノ瀬・長平礁付近などでは直接海底面下に露  
出する。本層は下位より D2 層，D1 層からなる。  
D2 層は無層理パターンを示し，部分的に傾斜し  
た平行内部反射が認められる。上面は起伏に富み  
回折波が認められる。無層理パターンは火山砕屑  
岩や火山岩，基盤の花崗岩で，平行内部反射が認  
められる部分は固結した泥岩，砂岩およびそれら  
の互層で礫岩を挟むと推定される。D1 層はコン

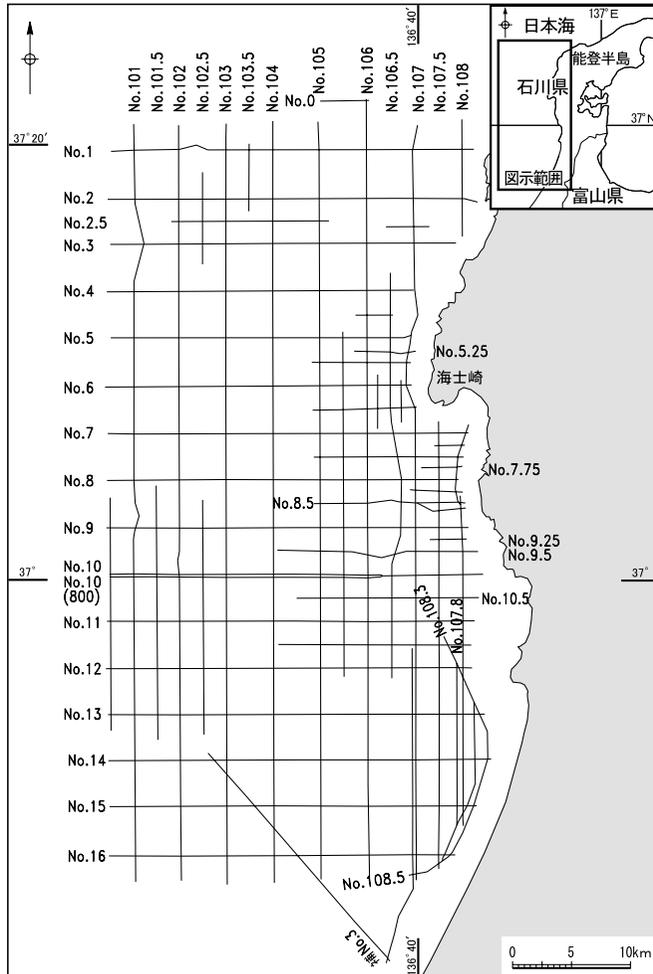


図 2 調査海域の音波探査測線配置 .

Fig. 2 Map showing lines of sonic prospecting in the study area.

トラストが強い連続する平行内部反射が認められ、固結した泥岩、砂岩およびそれらの互層で一部に礫岩を挟むものと推定される。上位層には不整合で覆われる。

C層は調査海域北部の一部を除きほぼ全海域に分布する。北部海域の安右工門礁などでは直接海底面に露出する。本層は平行層理のコントラストの度合いにより下位よりC2層、C1層からなる。C2層はコントラストが強く、C1層はコントラストが弱い。ともに固結した泥岩、砂岩およびそ

れらの互層で、一部に礫岩を挟むと推定される。C2層、C1層の層厚は全体としてみると陸側から海側へ漸次増加するが、沖合数 km より西側ではほぼ一様となる。B層には軽微な不整合で覆われる。

B層は海士崎以北のD層やC層が露出する海域の一部を除くほぼ全域に分布しており、水深140 m 以浅ではA層に覆われる。本層は沿岸域における軽微な不整合あるいはやや顕著な不整合により下位よりB3層、B2層、およびB1層が

表 1 音波探査の仕様。能登半島西方海域の既往地質調査における音波探査の仕様も併せて示した。

Table. 1 Specification of sonic prospecting in this paper. Another specifications reported are also shown on the table.

調査機関	本論文		海上保安庁水路部	東海大学	地質調査所	
調査海域	能登半島西方海域		能登半島西方海域 (海上保安庁 水路部, 1975)	能登半島 西方～北方海域 (三澤, 1997)	能登半島周辺海域 (GH 88 2, 4) (佐藤, 1989)	
	沖合海域	沿岸海域				
探査方式	アナログ式シングルチャンネル反射法探査					
装置の 概要	送振器	スパーカー 電極数 12 連	スパーカー 電極数 50 連	エアガン	ウォーターガン	エアガン
	受振器	圧電型振動素子 (40 素子)	圧電型振動素子 (25 素子)	圧電型振動素子 (10 素子)	圧電型振動素子 (40 素子)	圧電型振動素子 (100 素子)
記録掃引時間	0.533 秒	0.267 秒	3 秒	0.533 秒	2 秒, 4 秒	
記録深度範囲	400m	200m	2,250m	400m	1,500m, 3,000m	
送振時間間隔	2.133 秒	0.533 秒	5~7 秒	1.6 秒	6 秒	
送振距離間隔	約 5 m	約 1 m	約 30 m	約 3 m	約 30 m	
送振エネルギー	約 2,450J	約 360J	約 10,000J	約 2,900J	約 70,000J	
受振フィルター	120 ~ 1,000 Hz	500 ~ 2,000 Hz	20 ~ 150 Hz	40 ~ 400 Hz	31.5 Hz ~ 315 Hz	
記録の縦横比	約 15	約 6	約 25	約 7	約 19	
船の平均速度	約 5 ノット	約 4 ノット	約 10 ノット	約 4 ノット	約 10 ノット	

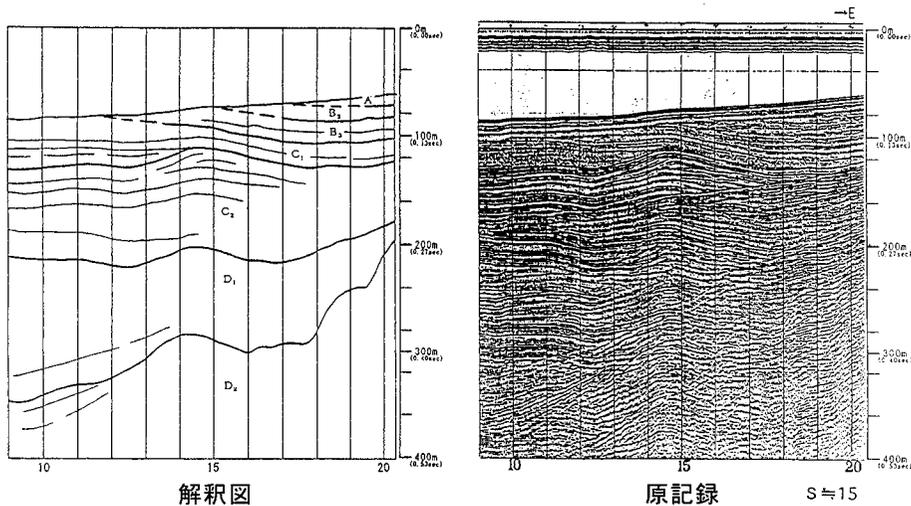


図 3 記録断面における音響学的層序の反射波記録パターンの例。

Fig. 3 An example of a reflected wave pattern of acoustic stratigraphy in the reflecting profile.

らなる。B層全体の特徴として、沿岸部では幾分連続性に乏しい平行層理が認められ、回折波を伴い、沖合では海底面に平行な細い平行層理が認

められる。加えて、B3層はコントラストが弱い波状層理を示すことが多く、B2層は白く抜けたパターンを示すことが多い。本層は幾分固結した

表 2 音響学的層序と陸域地質層序との対比 .

Table. 2 Correlation between acoustic stratigraphy and geological stratigraphy of the Hokuriku district.

地質時代		陸域地質層序 (北陸地方)	音響学的層序 (調査海域)		
第四紀	完新世	沖積層	A 層		
	更新世	後期	B 層	B1 層	
		中期		B2 層	
			前期	B3 層	
新第三紀	鮮新世	氷見階上部 (中川砂岩層)	C 層	C1 層	
		氷見階下部		C2 層	
	中新世	音川階		D 層	D1 層
		東別所階	別所岳安山岩		D2 層
		黒瀬谷階			
			高洲山安山岩		
古第三紀	楡原階				
先第三紀	飛騨片麻岩類 (花崗岩, 片麻岩, 結晶質石灰岩)				

泥・砂およびそれらの互層からなり、一部に礫を挟む堆積層と推定される。

A 層は水深約 140 m 以浅の大陸棚のほとんどの分布する。本層は全体に透明で、海底面に平行な層理が数条連続するのが認められるほか、一部に斜交層理も認められる。泥・砂及び礫からなる未固結の堆積層と推定され、下位層とは軽微な不整合で接する。

## 2) 音響学的層序区分と陸域の新第三紀～第四紀標準層序との対比

D ~ A 層の音響学的層序と陸域地質層序との対比は、三澤 (1997) など既往の音波探査測線との交差部で記録を比較するとともに、ピストンコアラーによる採取試料の分析結果に基づいて行った。北陸地方の陸域の新第三紀～第四紀標準層序との対比は表 2 に示す。また、各層から採取した試料の分析結果は表 3 に、また主要微化石の生存期間を図 4 に示す。

D2 層が火山砕屑岩や火山岩、基盤の花崗岩を含むと推定されることは既述した。そのため D2 層は新期安山岩、黒瀬谷階、東別所階およびこれ

以前の基盤の花崗岩類を含む古い岩石に対比した。

D1 層は、C2 層との構造差が軽微な場合、顕著な場合があり、こうした関係は陸域における音川階と氷見階との間の不整合の性格 (木村, 1985a) に類似する。一方、紺野 (1992, 1993) 藤井ほか (1992) によれば、音川階は時代的には下部音川期 (15 ~ 13.5 Ma) 上部音川期 (13.5 ~ 8 Ma) 阿尾期 (6.5 ~ 3.5 Ma) からなる。下部音川階は東別所期の海域が浅くなる過程で暖流の影響下で堆積した。上部音川階は珪藻泥岩層などで寒流系の海域で堆積した。阿尾階は寒流系堆積盆地で堆積したが、堆積盆地には縮小が認められる。こうしたことから下部音川階は D2 層に含まれる可能性があり、D1 層 C2 層境界の顕著な不整合の存在を考慮し、D1 層は上部音川階に対比した。D1 層から放散虫化石として後期中新世～前期鮮新世の *Stichocorys peregrinae*, *Sethocytes japonica*, *Stichocorys delmontensis* が、珪藻化石として *Thalassiosira convex*, *Rouxia carifornica* が、また花粉として絶滅種の *Liquidamber*

表 3 採泥試料の年代測定および微化石分析 .  
Table. 3 Results of dating and microfossil analysis of piston coring samples.

地層名	採取地点から採取した主な化石または測定された年代 ～ : 生存期間を図 4 に示す	海底試料採取地点番号 ( 深度 [ cm ] 音響学的層序 )	
A 層	有孔虫 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> ( Ehrenberg ) <i>Bolivina robusta</i> Brady <i>Rectobolivina raphana</i> ( Parker & Jones )	1 ( 45, A )	
	珪藻 <i>Thalassiothrix frauenfeldii</i> Grunow <i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow <i>Pseudoeunotia doliolus</i> ( Wall ) Grunow	1 ( 45, A )	
	花粉・孢子 <i>Pinus</i>	1 ( 45, A )	
B 層	有孔虫 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> ( Ehrenberg ) <i>Bulimina marginata</i> d' Orbigny <i>Trifarina kokozuraensis</i> ( Asano ) <i>Cribrononion clavatum</i> ( Cushman )	2 ( 30 70, B3 ) 3 ( 10 90, B1 ) 4 ( 45 78, B1 ) 5 ( 15 20, B1 ) 6 ( 5 30, B1 ) 7 ( 25, B1 ) 8 ( 24 65, B1 ) 9 ( 55 85, B1 ) 10 ( 47 57, B2 )	
	放散虫 <i>Tetrapyle octacantha</i> Muller <i>Ommatartus tetrathalamus tetrathalamus</i> ( Haeckel ) <i>Spongaster tetras tetras</i> Ehrenberg <i>Lychnocanium cf. grande</i> Haeckel	2 ( 30 70, B3 ) 3 ( 10 90, B1 ) 4 ( 45 78, B2 ) 5 ( 15 20, B1 ) 6 ( 5 30, B1 ) 7 ( 25, B1 ) 8 ( 24 65, B1 ) 9 ( 55 85, B1 ) 10 ( 47 57, B2 )	
	珪藻 <i>Thalassiosira nordenskiöldii</i> Cleve <i>Neodenticula seminae</i> Akiba & Yanagisawa <i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow <i>Raphoneis surirella</i> ( Ehr. ) Grunow	2 ( 30 70, B3 ) 3 ( 10 90, B1 )	
	花粉・孢子 <i>Cryptomeria Tsuga</i> <i>Lepidobalanus</i> <i>Cyclobalanopsis Pinus</i>	2 ( 30 70, B3 ) 3 ( 10 90, B1 ) 4 ( 45 78, B2 ) 5 ( 15 20, B1 ) 6 ( 5 30, B1 ) 7 ( 25, B1 ) 8 ( 24 65, B1 ) 9 ( 55 85, B1 )	
	<sup>14</sup> C	32,000 yrsBP	2 ( 30 70, B3 )
	E S R	22,000 yrsBP, 84,000 yrsBP, 235,000 yrsBP	4 ( 45 78, B2 ) 9 ( 55 85, B1 ) 10 ( 47 57, B2 )
C 層	放散虫 <i>Stichocorys delmontensis</i> ( Campbell & Clark ) <i>Sethocyrtis japonica</i> Nakaseko <i>Stylodictya multispira</i> Haeckel	11 ( 20, C2 )	
	花粉・孢子 Taxodiaceae <i>Liquidambar Pinus</i>	11 ( 20, C2 )	
D 層	放散虫 <i>Stichocorys peregrina</i> ( Riedel ) <i>Sethocyrtis japonica</i> Nakaseko <i>Ommatartus tetrathalamus tetrathalamus</i> ( Haeckel ) <i>Stichocorys delmontensis</i> ( Campbell & Clark )	12 ( 10, D1 ) 13 ( 5 25, D1 )	
	珪藻 <i>Thalassiosira convex</i> Muchida <i>Rouxia californica</i> Peragallo <i>Cocconeis costata</i> Gregory	13 ( 5 25, D1 )	
	花粉・孢子 Taxodiaceae <i>Carya Liquidambar Metasequoia</i> <i>Cryptomeria Tsuga Abies</i>	12 ( 10, D1 ) 13 ( 5 25, D1 )	

	中新世 (後期)	鮮新世	更新世			完新世
			前期	中期	後期	
A層	① <i>Pseudoeunotia doliolus</i> (1)					
B層	② <i>Neodenticulina seminae</i> (1), (2)		③ <i>Trifarina kokozuraensis</i> (3)			
C層	④ <i>Stichocorys delmontensis</i> (1)					
	⑤ <i>Sethocyrtis japonica</i> (4)					
D層	④ <i>Stichocorys delmontensis</i> (1)					
	⑤ <i>Sethocyrtis japonica</i> (4)					
	⑥ <i>Stichocorys peregrina</i> (1)					
	⑦ <i>Thalassiosira convex</i> (1)					
	⑧ <i>Rouxia carifornica</i> (1)					

凡 例：—— 珪藻    - - - - 有孔虫    ≡ 放散虫

(1)天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992), (2)Akiba and Yanagisawa (1985), (3)新潟県 (1977), (4)中世古・菅野 (1973)

図 4 ピストンコアラー採取試料から得られた主要微化石と生存期間 .

Fig. 4 Major micro-fossils and their survival interval in samples obtained from the sea bottom by the piston coring.

属, *Metasequoia* 属が得られた。いずれも後期中新世～前期鮮新世を示唆しており, D1層を上部音川階とすることに矛盾はない。

C層は, 後述するB層が埴生階以降の中上部更新統に対比できることから, D1層を上部音川階とすれば鮮新統～下部更新統となり, 氷見階に対比した。C層から放散虫化石として *Sethocyrtis japonica*, *Stichocorys delmontensis* が, 花粉として絶滅種の *Liquidamber* 属が得られた。これらはD1層と共通し, 氷見階としてはやや古い時代を示すと思われる。ここでは紮野 (1992, 1993), 藤井ほか (1992) により, C2層を藪田期 (3.5 ~ 1.6 Ma) の地層, C1層を大桑期 (1.6 ~ 0.8 Ma) の地層とした。

B層は, 大陸棚縁辺部では, B1層が数10mの層厚を有しB2層と顕著な不整合で接している。貝化石のESR年代測定によれば(表3参照), B2層で235,000 yrs BP, B1層で22,000 yrs BP, 84,000 yrs BPが得られた。B1層B2層境界の不整合面はリス氷期の侵食によって形成されたと推定される。そのため, B2層は中部更新統, B1層は上部更新統に対比した。B3層は下位のC層が鮮新統～上部更新統であることから中部更新統下部となり, 埴生階とした。<sup>14</sup>C年代測定値

32,000 yrs BPは測定限界を示すものと判断した。このほかB層からは前期鮮新世～中期更新世の有孔虫化石 *Trifarina kokozuraensis* が, 後期鮮新世～現世の珪藻化石 *Neodenticulina seminae* が得られた。

A層は最終氷期以降の堆積物として沖積層に対比した。A層からは更新世～現世の珪藻化石 *Pseudoeunotia doliolus* が得られた。

以上について特に第四紀を5層に区分できたことは意義深いと考える。これにより, 新第三紀～第四紀の地質構造形成の変遷やメカニズムの細かな検討, 考察が可能になった。

#### IV. 調査海域の地形・地質

##### 1) 地形・地質

調査海域の海底地形図を図5に, 海底地質図を図6, 南北方向の地質断面図を図7に示す。なお, 海底地質図は音波探査記録において, 複数の測線間で追跡可能な断層を示した。また褶曲や撓曲は原則的に活動がB層以降に及んでいるものを作図した。調査海域の海底地形は, 水深約250m以浅の大陸棚および大陸斜面からなる。海士崎以北では, 大陸棚と大陸斜面との境界は不明瞭であるが, 長平礁, 前ノ瀬, 安右工門礁周辺を除け

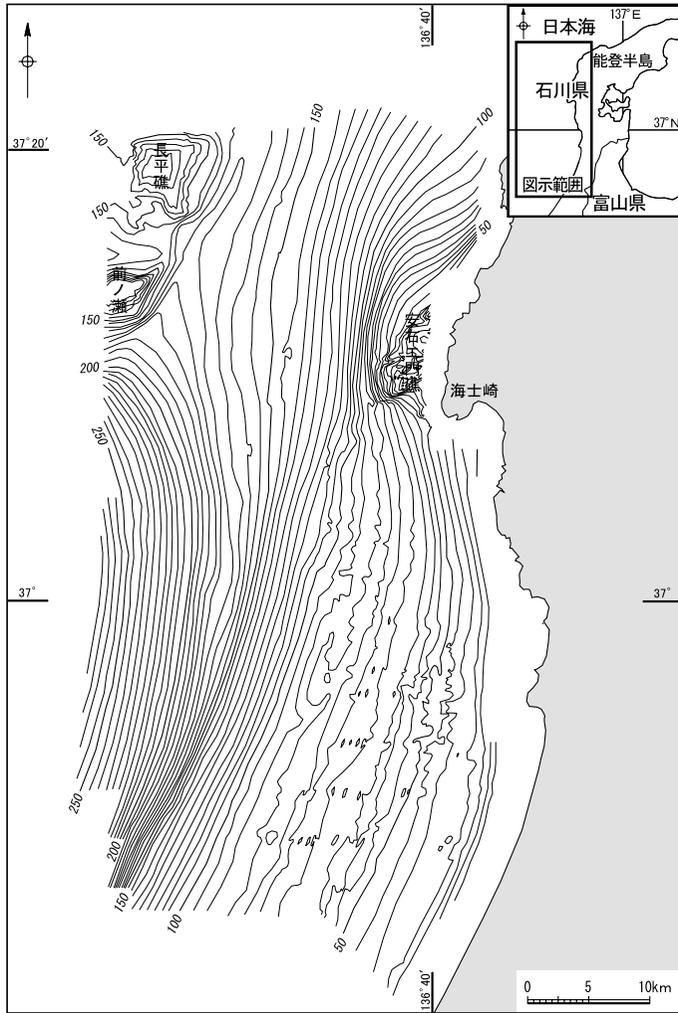


図 5 調査海域の海底地形図 .

Fig. 5 Map showing submarine topography of the study area.

ば、海底面はなだらかである。同以南では、水深 140 ~ 170 m の傾斜変換部を境に大陸棚と大陸斜面とからなる。調査海域はこれらのことから海士崎沖を境に北部海域、南部海域に分けた。

断層は北部海域を中心に F-1 ~ F-20 断層が認められる。褶曲はこれらの断層の周辺や延長方向に認められるほか、南部海域を中心に NNE-SSW 方向の非対称褶曲が 2 列認められる。

なお、各層間の不整合は、後述する南北性褶曲

周辺を除き、D1 層 C2 層間では顕著な傾斜不整合が主となる。C2 層以降各層間の不整合は平行不整合が主となり、傾斜不整合の場合もあるが軽微である。地層の変形は、D1 層以下にしばしば褶曲が発達するが、D1 層 C2 層間の不整合面形成以降は緩やかな傾動が主となる。こうしたことから D1 層 C2 層間には複数の構造転換の存在が推定可能である。この海域では、日本海拡大に伴う引張場での堆積盆地形成を端緒に、中期中新世

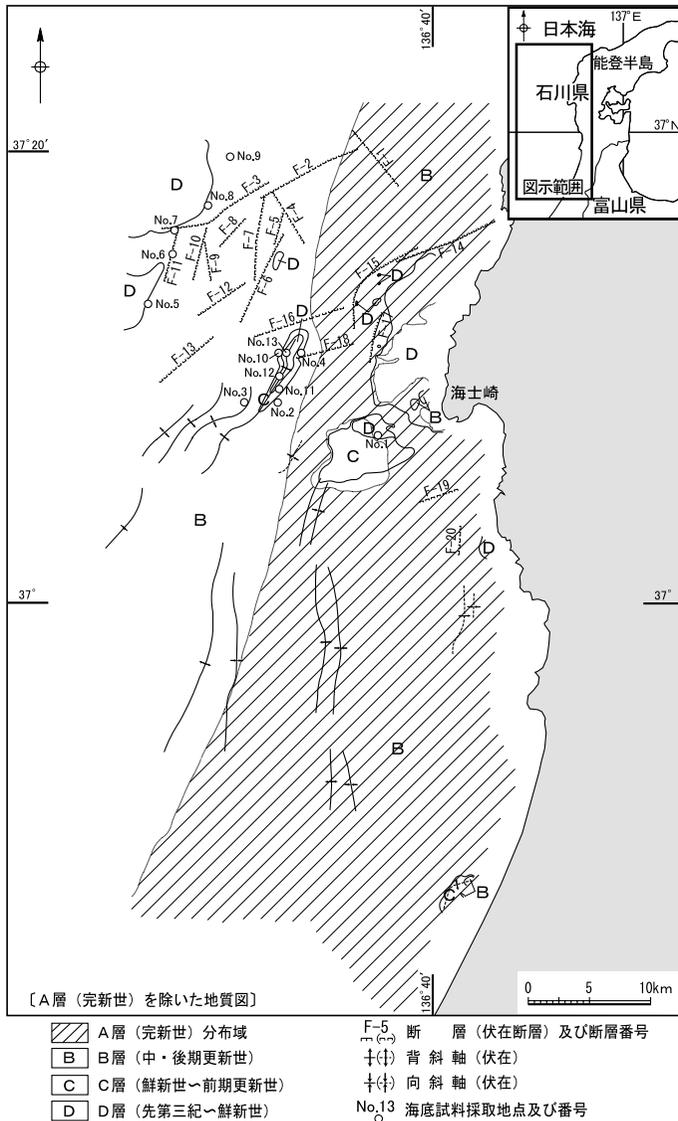


図 6 調査海域の海底地質図。図中の番号を付した ⊙ は分析に供したピストンコアラーによる海底試料採取地点を示す。

Fig. 6 Map showing geology and geological structure of the study area. Circles with number indicate the locations of piston coring samples submitted for analyses.

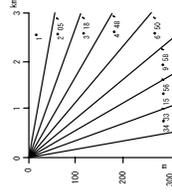
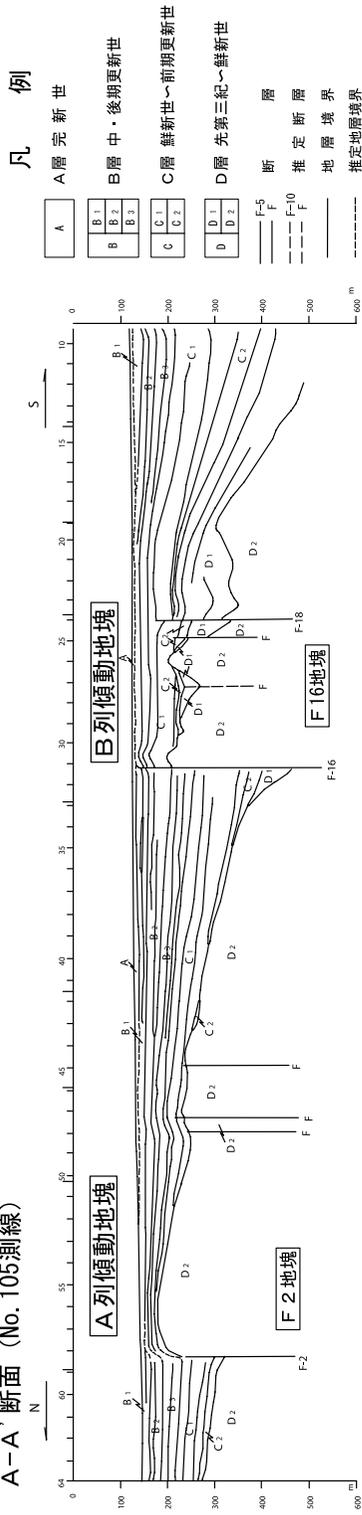
前後以降の地層の堆積が継続したと考えられるが（田中, 1979; 佐藤, 1989; 玉木, 1992）, D1層堆積後の褶曲形成は、圧縮場への転換を示唆する。また、C2層基底の傾斜不整合の存在は同不整合形

成以降の傾動運動への転換を示す。

(1) 北部海域

奥能登丘陵の海域延長位置には、地質構造的に陸域の傾動地塊山地に対応する傾動地塊が2列

A-A'断面 (No. 105測線)



数字(角度)は水平・垂直比が1:1の傾斜角

図 7 北部海域の南北方向地質断面図

Fig. 7 Geological profiles with N-S direction across the northern part of the study area.

存在する（図 8）。北側から A 列傾動地塊（A1, A2 の 2 列の傾動地塊からなる）B 列傾動地塊と呼ぶ。両者は数 km から 10 km 程度隔たっている。断層は F-1 ~ F-18 が存在する。傾動地塊は北西縁を NE-SW 方向の断層群に区画される。この断層群はそれぞれ長さ 10 km 前後の規模を有し、分布はほぼ地質調査所（1992）が示した活断層に一致する。傾動地塊山地は、D1 層堆積後の変形と隆起・削剝を経て D1 層と C2 層との傾斜不整合の形成以降、南東側隆起の断層群による傾動運動により形成された。なお、C 層以降の堆積層は総じて薄い。傾動地塊北西縁の断層群は、南部海域に近づくなど C 層以降の地層が比較的厚く堆積するところでは、同方向の褶曲帯として現れている。

## （2）南部海域

南部海域は C 層以降の堆積層が厚い。断層は海岸近くに F-19, F-20 の分布を確認した。断層のほかには、NNE-SSW 方向の南北性褶曲が、沖合 10 数 km とさらに約 10 km 西方に認められる。東西方向の地質断面図を図 9 に示す。これらは軸面非対称褶曲で、背斜が東翼急傾斜、西翼緩傾斜を示す。海底地質図には B1 層以降新期の活動が認められる区間を示したが、これらの区間は延長方向に長さ 10 km 程度毎に屈曲したり雁行状に配列したりする。なお、南北性褶曲の他にも当海域では、陸域の宝達山北縁断層群（粕野, 1977）やこれに対応する重力基盤の面上の急斜帯（片川ほか, 2002; 須藤ほか, 2004）の西方延長位置に、東西走向を示す北側傾斜の撓曲構造が認められる。この北側には飯山 藪田線（今井ほか, 1966）の西方延長位置に東西走向を示す南側傾斜の撓曲構造も認められる（図 10）。宝達山北縁断層群、飯山 - 藪田線は石動山地の地塊のひとつである志雄地塊の南北を画する構造であり（片川ほか, 2002）その海域延長と考えられるこれらの撓曲構造は、少なくとも B3 層以降に顕著な活動や断層が認められない。

## 2) 断層とその活動時期

本論文では、断層による変位は勿論、断層上の変形で下位層へ累積傾向が認められる場合、断層

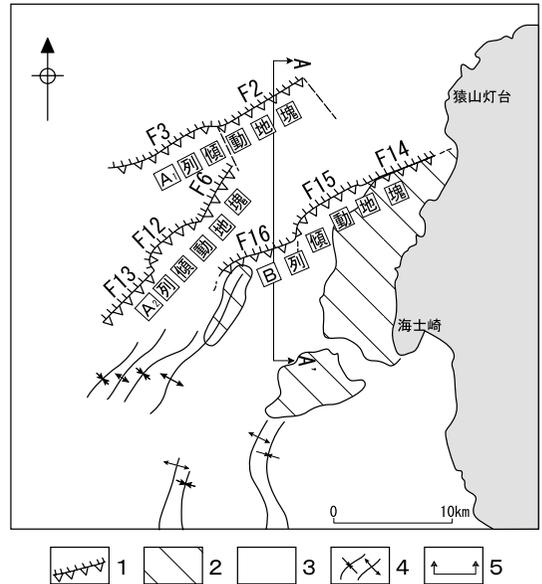


図 8 傾動地塊山地の分布 . 1: 傾動地塊山地縁を区画する高角度逆断層, 2: C 層以下の地層が海底面ないし A 層直下に分布する範囲, 3: B 層分布域, 4: 褶曲, 5: 図 7 の地質断面線 .

Fig. 8 Map showing the location of the tilted block mountains. 1: the area of the unites below C unite exposed on the submarine bottom or covered by A unit, 3: the area of B unit, 4: fold, 5: lines showing the locations of the geological profiles of Fig. 7.

運動が及んでいると判定した。図 11 には A 列傾動地塊の F-1 断層, F-2 断層の例を示す。

F-1 断層は C1 層の下端付近まで断層が認められる。C1 層下端から B3 層に同断層による地層の変形が認められる。しかし、B3 層 B2 層間に傾斜不整合があり、B2 層以降に変形は認められない。F-2 断層は C1 層の中程以深に断層が認められる。C1 層の中程から B2 層の上端に同断層による変形が認められ、下位への変形の累積が顕著である。しかし、B1 層は B2 層上端面にアバットし反射面は海底面に平行である。表 4 は F-1 ~ F-20 断層について断層による変位、変形が及んでいる地層と及んでいない地層をまとめ

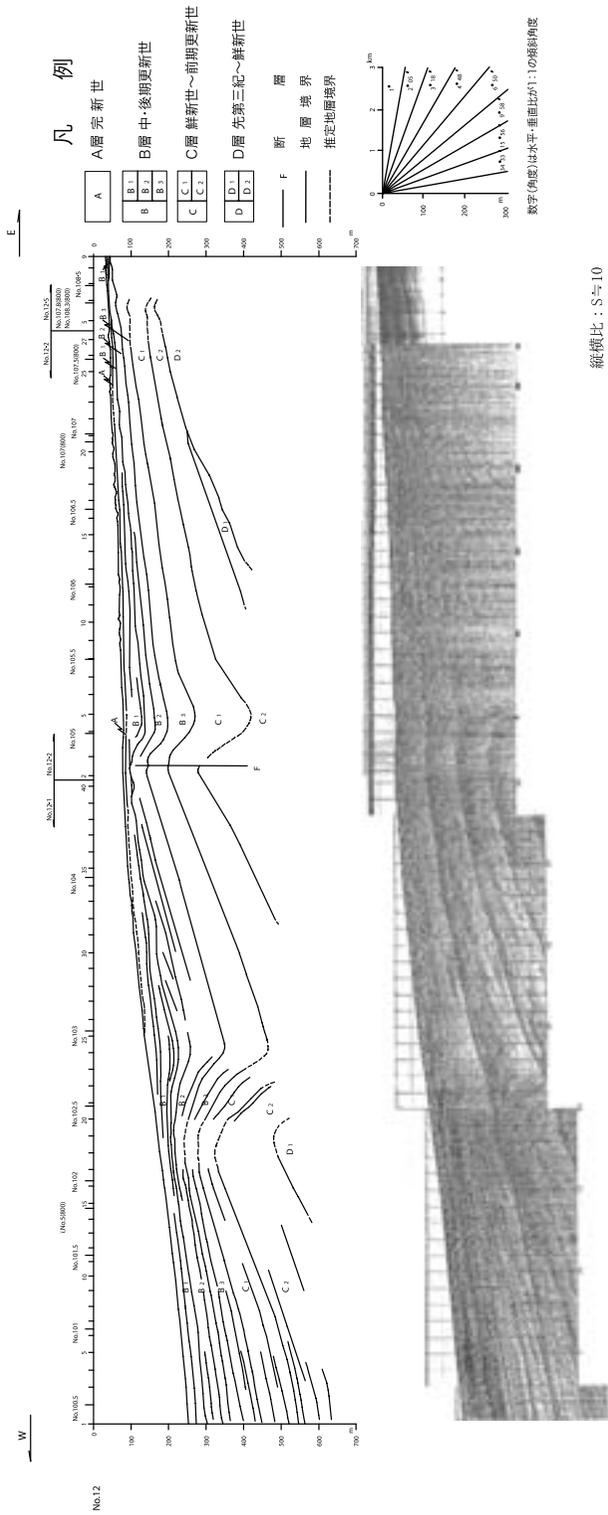


図9 南部海域の東西方向地質断面図 .  
 Fig. 9 Geological profiles in the E-W direction across the southern part of the study area.

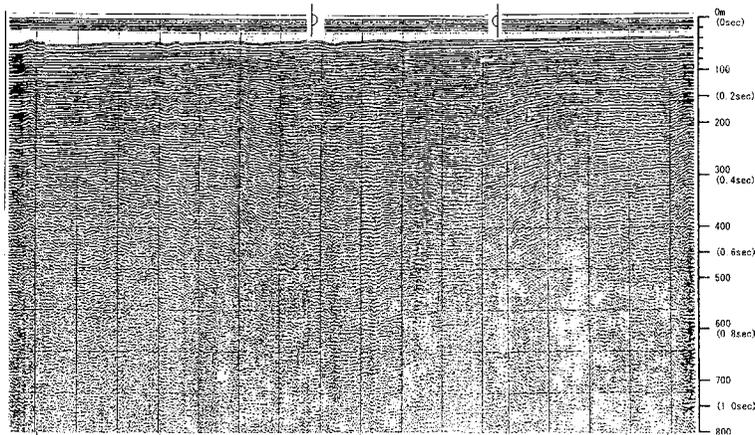
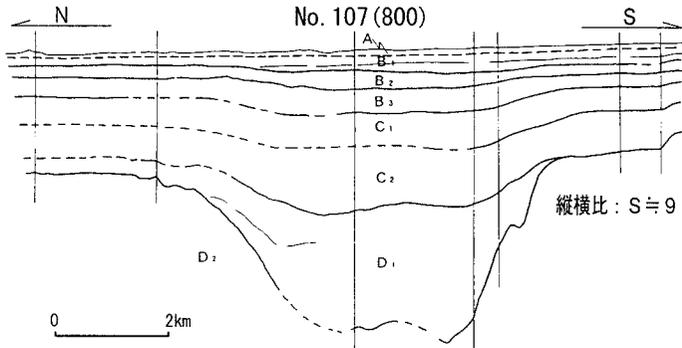
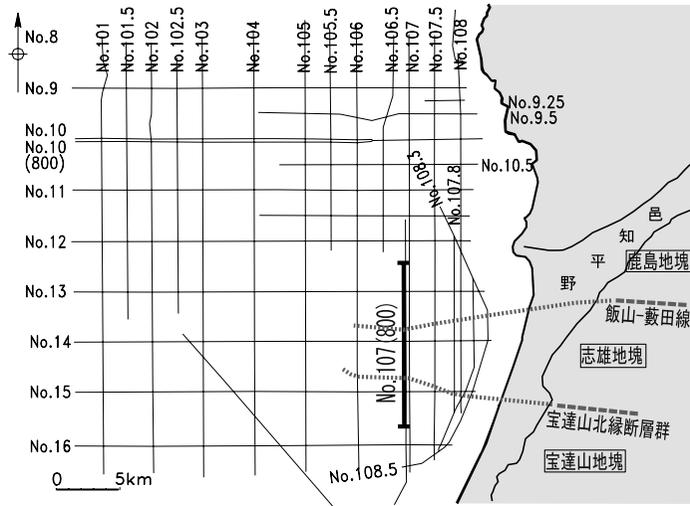


図 10 南部海域の東西性撓曲 .

Fig. 10 Tilting in the E-W direction of the southern part of the study area.

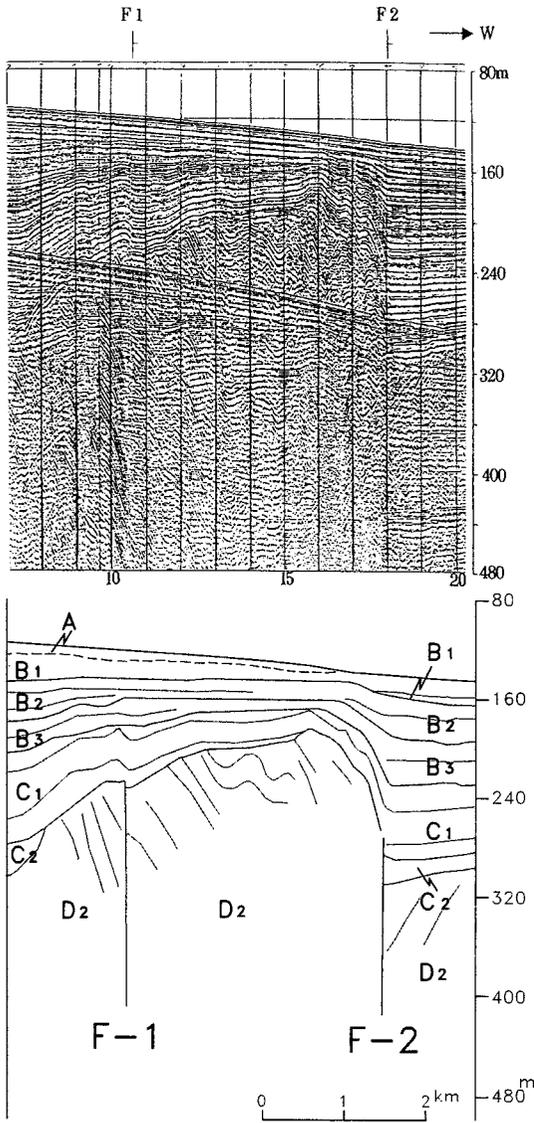


図 11 断層活動の検討例 . F-1断層, F-2断層を示す .

Fig. 11 Example of fault activity. Cases of F-1 and F-2 are shown.

た。断層長さは断層が認められる測線間で結んだ断層線の両側延長上で断層が認められない測線の直前までの長さとした。しかし、海底地質図では、それらを結んだ線の両側延長上で断層が認められる測線と認められない測線間の中点まで、ま

たその間に他の断層が存在する場合にはその断層に切られるものとして作図した。

なお、上記の検討例を含め断層変位が認められるのは、C2層やC1層までであることが多く、これ以降は変形として現れる。この理由には断層運動の沈静化や断層運動一回あたりの変位量が小さかったことが考えられる。後者の場合、累積変形量が大きな深所ではC2層やC1層で断層を生じる場合もあるが、より上部層では地層の変形としてのみ累積したことを示す。こうした変形は変形が及んでいる地層の時代から数十万年にわたって進行したことが推定できるので、この間断層運動一回あたりの地下浅所の変位量は十分に小さかったことが考えられる。

### 3) 褶曲構造

褶曲はB1層堆積時以降新期の活動があるものを作図した。南北性褶曲は長さ10km前後の区間が屈曲を示したり、雁行状に配列したりする。東側の南北性褶曲について、例えば図9のNo.12測線は褶曲による地層の変形がB1層やA層に及んでいるが、屈曲部にあたるNo.13測線ではB1層やA層に及んでいない。西側の褶曲でも同様である。

南北性褶曲の始まりは少なくともC2層の堆積前にさかのぼる(図9)。軸面非対称褶曲の場合、背斜軸の急傾斜翼下の地下深部に逆断層が伏在する可能性がある。これらの褶曲では可探深度の範囲に断層の伏在は確認できなかったが、断層が地表付近に現れないのは断層活動一回あたりの変位量が小さかったか、断層の活動頻度が低いことが推定される。

なお、北部海域のNE-SW方向の断層でNNE-SSW方向の褶曲の延長位置にあたるものは、周辺の断層と比較して活動の継続がより新しい時代に及んでいる。

## V. 考 察

### 1) 奥能登丘陵海域延長部の地塊運動

奥能登丘陵海域延長部における地塊運動の検討は、A列およびB列傾動地塊のNE-SW方向の断層やこれと高角度で斜交する断層で区画された

表 4 上載層の変位、変形による断層 F-1 ~ F-20 の最新活動時期。

Table 4 The age of the latest activity of F-1 ~ F-20 estimated from the age of the formation without displacement and deformation by the fault.

項目 \ 断層名		F-1	F-2	F-3	F-4	F-5	F-6	F-7	F-8	F-9	F-10
長さ		最大約 10.5 km	最大約 11.5 km	最大約 12.5 km	最大約 9.0 km	最大約 4.5 km	最大約 10.0 km	最大約 12.0 km	最大約 5.5 km	最大約 6.0 km	最大約 7.0 km
相対的落下側		SW	NW	NW	SW	NW	NW	SE	SE	W	SE
走向		NW-SE	NE-SW	NE-SW	NW-SE	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	N-S	NE-SW
断層運動により	変位及び変形の可能性がある最上位層	B <sub>3</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub> 下部, 一部でB <sub>3</sub>	B <sub>3</sub> 下部, 一部でB <sub>3</sub>	B <sub>3</sub>	B <sub>3</sub> 下部, 一部でB <sub>2</sub> 下部	B <sub>2</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>
	変位及び変形していない地層	B <sub>2</sub> , B <sub>1</sub> , A	B <sub>1</sub>	B <sub>1</sub> 一部でB <sub>3</sub> 上部	B <sub>1</sub> , 一部でB <sub>3</sub> 上部	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub> 上部, B <sub>1</sub> , 一部で B <sub>3</sub> 上部	B <sub>1</sub>	C <sub>2</sub> , C <sub>1</sub> , B <sub>3</sub> , B <sub>1</sub>	C <sub>2</sub> , C <sub>1</sub> , B <sub>3</sub> , B <sub>2</sub> , B <sub>1</sub>	C <sub>2</sub> , C <sub>1</sub> , B <sub>3</sub> , B <sub>2</sub> , B <sub>1</sub>

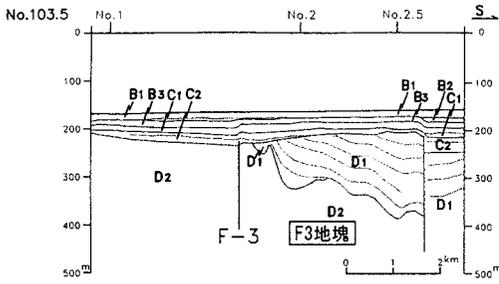
項目 \ 断層名		F-11	F-12	F-13	F-14	F-15	F-16	F-17	F-18	F-19	F-20
長さ		最大約 8.0 km	最大約 7.5 km	最大約 10.5 km	最大約 12.0 km	最大約 11.0 km	最大約 11.0 km	最大約 5.5 km	最大約 8.5 km	最大約 4.5 km	最大約 3.0 km
相対的落下側		SE	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	SE	W
走向		NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	NE-SW	N-S
断層運動により	変位及び変形の可能性がある最上位層	D <sub>1</sub> 下部, 一部でD <sub>1</sub>	B <sub>1</sub> 下部	B <sub>2</sub> 下部, 一部でB <sub>2</sub>	A下部	B <sub>2</sub> 下部	B <sub>1</sub> 下部, 一部でB <sub>1</sub>	B <sub>1</sub> , 一部でA 下部	B <sub>3</sub> 下部	B <sub>2</sub>	B <sub>2</sub>
	変位及び変形していない地層	B <sub>1</sub> , 一部で D <sub>1</sub> 上部, C <sub>2</sub> , B <sub>3</sub>	B <sub>1</sub> 上部	B <sub>1</sub> , 一部でB <sub>2</sub> 上部	A上部	B <sub>2</sub> 上部, B <sub>1</sub> , A	A, 一部でB <sub>1</sub> 上部	A上部, 一部でA	B <sub>3</sub> 上部, B <sub>2</sub> , B <sub>1</sub> , A	B <sub>1</sub> , A	B <sub>1</sub> , A

区域を単位に、隆起運動の継続時期や隆起運動に伴う変位、変形の特徴を調べることで行った。この検討は活断層のセグメンテーション（例えば McCalpin, 1996）に類似するが、主として完新世を対象とするアクティブテクトニクス（Keller and Pinter, 2002）のそれとは異なり、より長期にわたる挙動の累積を対象とすることから、隆起運動の継続時期などに明瞭な差異が認められる場合には、地塊の抽出に資すると考えられる。こうして見出した各地塊とその隆起運動の継続時期は図 12 に示す。

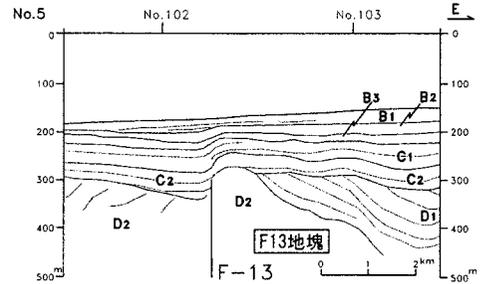
A 列傾動地塊における隆起運動の継続時期は、F2 地塊は B2 層まで F3 地塊は B3 層までである。

両地塊間には F-7 断層が位置し、また F2 地塊の北東側を区画するように F-1 断層が位置している。これらは F2 地塊同様 B2 層まで断層運動による影響が認められる。F6 地塊は B2 層下部まで、F12 地塊は B1 層下部まで、F13 地塊は B2 層下部までと隆起運動の継続時期が異なっている。

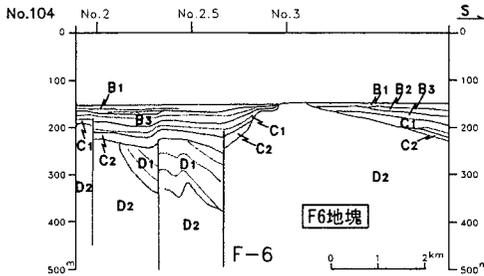
B 列傾動地塊における隆起運動の継続時期は、F14 地塊は A 層下部まで、F15 地塊は B2 層下部まで、F16 地塊は B1 層中ほどまで変形が認められる。F-15 断層南半や F-17 断層はそれぞれ F14 地塊と F15 地塊、F15 地塊と F16 地塊との間に位置しており、F-17 断層は A 層下部まで変形が認められる。また、F-15 断層南半、F-17 断層を



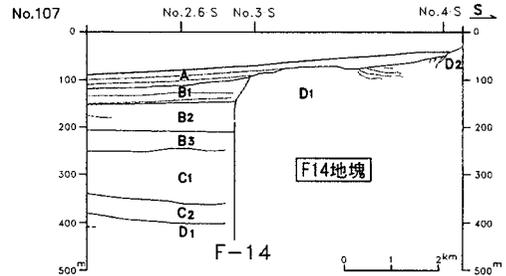
(a)



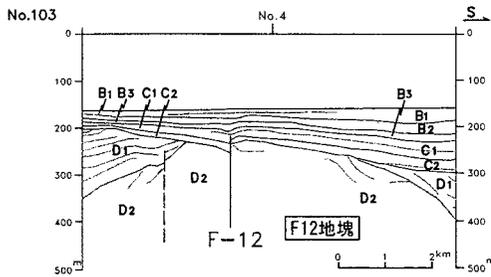
(d)



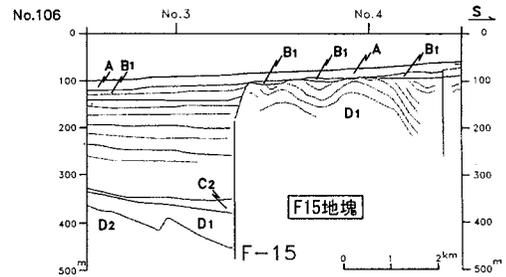
(b)



(e)



(c)



(f)

## A 列傾動地塊山地

地塊区分	隆起運動の継続時期	備考
F 2 地塊	B 2 層	図 7 参照
F 3 地塊	B 3 層	(a)
F 6 地塊	B 2 層下部	(b)
F 1 2 地塊	B 1 層下部	(c)
F 1 3 地塊	B 2 層下部	(d)

## B 列傾動地塊山地

地塊区分	隆起運動の継続時期	備考
F 1 4 地塊	A 層下部	(e)
F 1 5 地塊	B 2 層下部	(f)
F 1 6 地塊	B 1 層下部	図 7 参照

図 12 A, B 列傾動地塊山地の地塊区分. 表 4 に基づく. 図中には地塊それぞれの最新の隆起運動時期と代表断面を示す.

Fig. 12 Map showing block division of A and B tilted block mountains based on Table 4. The latest ages and representative profiles of the uplift movement of the blocks are shown.

境に F14 地塊, F15 地塊側が F16 地塊に対して隆起している。

これらのことは奥能登丘陵海域延長部における新第三紀～第四紀地塊運動の存在を示している。

## 2) 奥能登丘陵の地質構造形成

能登半島北方海域で地質調査所(1992)は、奥能登丘陵とほぼ平行する NE-SW 方向の活断層群の分布を示している。そのうち西側に位置する 2 本の活断層が調査海域に及んでいる。これらの活断層は奥能登丘陵海域延長部の A 列傾動地塊, B 列傾動地塊の地質構造形成を担ってきた断層群にあたる。しかし、両傾動地塊は断層群の個々の区間に対応する長さ 10 km 前後の地塊が配列しており、石動・宝達山地と同様、新第三紀～第四紀地質構造形成が地塊運動によってなされてきたことは述べた。

一方、太田・平川(1979)は海成段丘の旧汀線高度分布の不連続に着目し、奥能登丘陵が桑塚山地、猿山山地、鉢伏山地および宝立山地の傾動地塊山地からなるとした。さらに例えば桑塚山地は 3 つに地塊区分できるという。三澤(1997)は、能登半島北方海域で地質調査所(1992)が示した活断層のうち猿山山地～鉢伏山地の北西側に位置する区間について、ウォーターガンを発振源とする音波探査を実施した。同探査法は、スーパーカーによる音波探査とほぼ同精度の音響学的層序区分の認定とその追跡が可能である。その結果、断層は長さ 10 km 前後で雁行状、平行状に分布する複数の断層群からなり、更新統最上部層(第四紀後期)に断層活動による変形が及んでいるのは一部に限られるという。これらは、本論文の調査海域の傾動地塊山地と同様、猿山山地～鉢伏山地における地塊運動の存在を示唆する。

これらのことから、陸域、海域とも奥能登丘陵の新第三紀～第四紀地質構造形成は地塊運動によってなされてきたと考えられる。

## 3) 能登半島地域の第三紀～第四紀地質構造形成

傾動地塊山地間に位置する中能登丘陵と調査海域の南部海域について地質構造形成を考察する。

南部海域で B1 層以降新期に及ぶ地質構造には

南北性褶曲があり、長さ 10 km 前後の区間を単位に屈曲したり雁行状に配列したりする。また、太田・平川(1979)の海成段丘面の旧汀線分布図を判読すると、中能登丘陵には、高位段丘面群の旧汀線が同心円状をなす長さ 10 km 程度の地形的高まりが南北方向に配列するのが認められる。これは少なくとも数十万年間にわたりドーム状の構造の形成が継続したことを示す。また、これらの間には NE-SW 方向の断層の伏在が推定されており(太田ほか, 1976)、ドーム状の構造形成はいずれも長さ 10 km 程度の区間を単位として進行してきたことが想定される。これらは中能登丘陵での地塊運動の存在を示すとともに、南部海域の南北性褶曲形成における地塊運動の存在の可能性を示唆する。

一方、陸域、海域を含めて南北性の構造形成は更新世後期に及んでいるが、傾動地塊山地や傾動地塊では一部の地塊に限られる。そこでこれらの地塊運動を南北性構造との関係でみると、南北性構造の延長にあたる地塊や活断層は隆起量が大きい、運動が更新世後期など新期に及んでいる。調査海域では、北部海域の奥能登丘陵南西延長部の傾動地塊で地質構造形成が B1 層以降新しい時代に及んでいるのは、南部海域の南北性褶曲の延長と交差する F12 地塊, F14 地塊, F16 地塊である。

また、中能登丘陵の背斜構造の南方延長には眉丈山地が位置する。同山地の隆起をもたらした眉丈山断層断層の活動は 56,200 年 BP 以降想定できないが(片川ほか, 1995)、第四紀後期には及んでいる可能性がある。さらに南方の石動山地でも、片川ほか(2002)、須藤ほか(2004)によれば、稜線の分布標高が最も高く、地質的にも基盤の花崗岩や比較的古い地層が露出し、隆起運動が第四紀後期に及ぶと考えられる地塊が位置している。

以上のことから、能登半島地域では南北性構造の形成が新しく、NE-SW 方向の傾動地塊山地や傾動地塊は古い構造ということが出来る。地質構造形成が地塊運動として進行し、傾動地塊山地や傾動地塊は、南北性構造と交差する位置の地塊で

構造形成が新期の時代に継続した。そして、傾動地塊山地や傾動地塊に見られる NE-SW 方向の活断層も、地塊を単位に再活動したのであろう。このように地塊構造の存在とこれに規制された新第三紀～第四紀の地質構造形成は、能登半島地域の大きな特徴をなしているとみることができそうである。

一方、南北性構造形成下で地塊運動が進行してきたにも拘わらず、陸域の石動山地や奥能登丘陵の各地塊はなお NE-SW 方向の配列を保持している。海域でも、堆積が継続して埋積され、海底面下の浅所や海底地形には現れにくくなっているが、NE-SW 方向の傾動地塊の伏在が確認された。これらは南北性隆起帯形成に伴う変形量が、NE-SW 方向隆起帯を解消するほどに大きくないことを示唆するものと考えられる。

なお、本論文では一部で構造転換にふれた。調査海域では新第三紀に日本海拡大にともなう引張場での堆積があったと考えられるが、D1 層堆積後の褶曲形成は圧縮場への転換を示唆する。また、C2 層基底の傾斜不整合の存在は同不整合形成以降の傾動運動への転換を示す。それらの詳細や時期については別稿で述べる予定である。

## VI. ま と め

能登半島西方海域の南北 60 km 東西 30 km の調査海域でスパーカーを発振源とする音波探査を主として地質調査を実施した。この結果、新第三紀～第四紀の音響学的層序と地質構造を詳細に検討し、次のことが分かった。

奥能登丘陵の海域延長部に分布する傾動地塊山地の新第三紀～第四紀地質構造形成では地塊運動が進行し、同様の運動は陸域の奥能登丘陵でも想定できる。

傾動地塊山地が分布する海域の南側には新期の南北性褶曲があり、傾動地塊山地ではその延長部の地塊で地塊運動が新期に及ぶ。

また、地塊運動による南北性の地質構造形成は、傾動地塊山地のみならず能登半島地域全体について、(新第三紀～)第四紀の地質構造形成の大きな特徴をなしているとみることができ、少な

くとも後期鮮新世の堆積前に始まったと考えられる。

## 謝 辞

本論文をまとめるにあたり木村敏雄東京大学名誉教授、紺野義夫金沢大学名誉教授(故人)には懇切なご指導を賜りました。三澤良文東海大学教授には音波探査資料を見せていただくとともに貴重な助言を賜りました。渡邊真紀子東京工業大学大学院教授、山崎晴雄東京都立大学大学院教授、電力中央研究所の井上大栄首席研究員、宮腰勝義首席研究員、阿部信太郎上席研究員、産業技術総合研究所の佃 栄吉氏、下川浩一氏、水野清秀氏、活断層研究センターの杉山雄一センター長、(株)大和地質研究所の大村一夫博士、総合地質調査(株)の本荘静光氏には貴重な助言を賜りました。また、総合地質調査(株)の皆さんには音波探査や資料採取、各種理化学分析でお世話になりました。皆さんに深く感謝いたします。

## 文 献

- Akiba, F. and Yanagisawa, Y. (1985) Taxonomy, morphology and Phylogeny of the Neogene Diastomozonal marker species in the middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **87**, 483-554.
- 地質調査所(1992)地質アトラス 第2版.
- 藤井昭二・紺野義夫・中川登美雄(1992)北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理. 地質学論集, **37**, 85-95.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志[編](2002)七尾 金沢断層帯. 「第四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 184-186.
- 今井 功・坂本 亨・野沢 保(1966)邑知潟・虹ガ島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所.
- 海上保安庁水路部(1975)20万分の1大陸棚の海の基本図・海底地質構造図「能登半島西方」.
- 紺野義夫(1977)石川県の環境地質. 石川県の自然環境第一分冊地形・地質. 石川県.
- 紺野義夫(1981)氷見. 5分の1土地分類基本調査. 石川県.
- 紺野義夫(1992)新第三紀の古地理変遷 丘陵の主体をつくる地層, 岩石類. アーバンクボタ, **31**, 北陸の丘陵と平野, 16-19.
- 紺野義夫(1993)石川県地質誌. 石川県・北陸地質研究所.
- 片川秀基・大村一夫・中村俊夫(1995)邑知潟平野北西縁のリニアメントと断層. 第四紀研究, **34**, 9-18.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦(2002)石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造. 地学雑誌, **111**, 16-32.

- 片川秀基 (2003) 能登半島地域の地体構造と地塊構造規制 地域地質から地震工学へ . 地震工学研究レポート, **85**, 31 45.
- Keller, E. A. and Pinter, N. (2002) Active tectonics : earthquake, uplift, and landslide. 2nd ed. *Prentice Hall Earth Science Series*, PRENTICE-HALL, INC.
- 木村敏雄 (1985a) 島弧の移動・湾曲・接続と解体(2). 日本列島 その形成にいたるまで 第三巻(中). 古今書院, 1664 1677.
- 木村敏雄 (1985b) 島弧の移動・湾曲・接続と解体(3). 日本列島 その形成にいたるまで 第三巻(下). 古今書院, 1957 1964.
- McCalpin, J. P. (1996) Application of Paleoseismic Data to Seismic Hazard Assessment and Neotectonic Research. McCalpin, J. P. (ed.) Paleoseismology, *International Geophysics Series*, ACADEMIC PRESS, **62**, 439 493.
- 三澤良文 (1997) 大陸棚に分布する海底活断層(その1) 能登半島北方海域での調査手法の研究 . 東海大学海洋学部紀要, **43**, 185 200.
- 中世古幸次郎・菅野耕三 (1973) 日本新第三紀の化石放射虫分帯 . 地質学論集, 23 33.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ . 東京大学出版会 .
- 200 万分の1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000) 「200 万分の1 日本列島活断層図」 過去数十万年間の断層活動の特徴 . 活断層研究, **19**, 3 12.
- 新潟県 (1977) 新潟県地質図説明書 .
- 太田陽子 (2001) 能登～若狭・小池一之・町田洋編「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, 49 54.
- 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形 . 地理学評論, **52**, 169 188.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976) 能登半島の活断層 . 第四紀研究, **15**, 109 128.
- 鷺谷 威・多田 堯 (1998) 日本海東縁部の地殻変動とテクトニクス . 月刊地球, **20**, 515 521.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pur. Appl. Geophys.* **157**, 2302 2322.
- 佐藤幹夫 (1989) 能登半島周辺海域の地質構造 . 西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究 . 昭和63年度研究概要報告 能登半島周辺海域 . 地質調査所, 28 49.
- 須藤洋和・北口善啓・山本和弘・河野芳輝 (2004) 能登半島南部の重力異常と基盤構造 重力異常と活断層, 地震活動との関係 . 地震 第2輯, **56**, 363 377.
- 鈴木宇耕 (1979) 東北裏日本海域の石油地質 . 石油技術協会誌, **44**, **5**, 59 75.
- 竹内 章 (1988) 中部日本内帯における新期応力場 . 月刊地球, **10**, 574 580.
- 玉木賢策 (1992) 日本海の形成機構 . 科学, **62**, 720 729.
- 田中 隆 (1979) 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格 . 石油技術協会誌, **44**(5), 76 88.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源 .
- (2003年4月24日受付, 2005年12月19日受理)