

# 令和元年(2019年)6月18日山形県沖の地震と 日本海東縁ひずみ集中帯

岡村 行信<sup>1)</sup>・宮下 由香里<sup>1)</sup>・内出 崇彦<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

令和元年(2019年)6月18日22時22分に山形県沖の深さ約14kmでマグニチュード6.7の地震が発生し、新潟県村上市で最大震度6強を観測した。この地震が発生した日本海東縁と呼ばれる領域の地質学的な特徴及び地震と地質構造との関係を概説する。

## 2. 日本海東縁

北海道から新潟県にかけての沿岸域は日本海東縁と呼ばれ、今までも規模の大きな地震が繰り返し発生し、また、地質学的にも活断層が多く発達する場所として知られている。かつては、この領域にユーラシアプレートと北米プレートとの間のプレート沈み込み境界が形成されつつあると考えられたこともある(中村, 1983)。現在では、明瞭なプレートの沈み込み境界は存在せず、幅広い領域に多くの逆断層が形成されていることが明らかになっている(第1図)。広域的に見ると、西側のユーラシアプレートと東側の北米プレートとがぶつかり合っている領域と考えることができる。

日本海は、今から2,000～1,500万年前に、日本列島がユーラシア大陸から分離し、南東に移動したことによって形成された。その分離の際に、日本海から日本列島に引っ張る力が作用し、多くの正断層が形成された。それらの過去の断層が構造的に弱い古傷として、日本海東縁域に数多く残っている。そこに現在のように東西方向の押す力が加わると、断層が再活動しやすい。日本海が形成された時に引っ張る力で形成された正断層が、現在の押す力によってズレの方向が逆転し、逆断層として再活動している。断層の運動方向が反転することから、反転テクトニクスと呼ばれる。古傷が多いことと、過去の応力とちょうど逆方向の強い応力が作用していることが、日本海東縁に多くの活断層が発達し、地震が発生する主な原因である。

## 3. ひずみ集中帯

ひずみとは、物体に力がかかることによって発生する変形を意味する。東北日本には東西方向に押す力がかかり、それによって東西方向に縮み(ひずみ)が生じているが、その縮み方は一様ではない。大きく縮んでいる領域とあまり縮んでいない領域があり、前者をひずみ集中帯と呼んでいる。実は、そのひずみ集中帯をどのようにして認定するかによって、以下のような3つの異なるひずみ集中帯が定義されてきた(大竹ほか, 2002)。

### 3.1 地質構造から見たひずみ集中帯

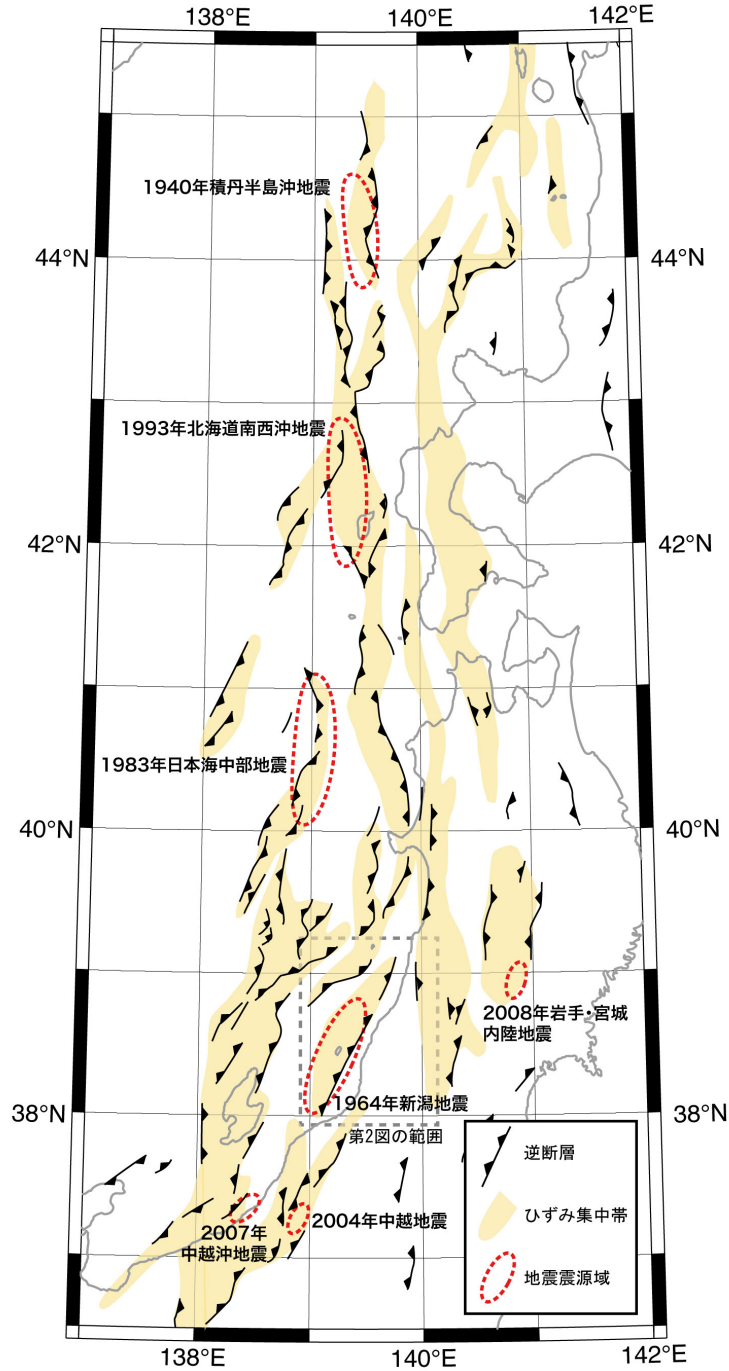
このひずみ集中帯は、活断層のズレに伴って褶曲が形成されている帯状の領域のことを指す(岡村, 2002)。日本海東縁域には堆積物が厚く、断層が堆積物に覆われて伏在していることがある。その場合でも断層の上には褶曲が形成されている。断層と褶曲の両方の分布を見ることによって地下の断層の分布を推定することができることから、地質学的なひずみ集中帯と呼んでいる(第1図)。それらの断層は、約350万年前以降に活動しているので、その間のひずみが集中してきた領域と言える。各ひずみ集中帯では断層のズレが数百m以上に達している。1回の地震によるズレが2-3mとすると、ひずみ集中帯は数百回の地震が繰り返してきた場所と考えられ、地質構造から、過去に地震が数多く繰り返してきた場所を推定することができる。20世紀以降に発生したマグニチュード7前後以上の大地震は、ほぼ地質学的ひずみ集中帯で発生している(第1図)。ただし、すべての地質学的ひずみ集中帯で、過去350万年間の活動が現在も継続しているとは限らないので、最近も活動しているかどうか検証が必要である。

### 3.2 地殻変動から見たひずみ集中帯

明治時代以降の三角測量や水準測量、そして最近約20年間程度の人工衛星を用いた測量データから、地殻変動を明らかにでき、ひずみが集中してきた場所も推定されてい

1) 産総研 地質調査総合センター活断層・火山研究部門

キーワード：日本海東縁、ひずみ集中帯、粟島隆起帯、山形県沖地震、活断層、余震分布



第1図 地質構造に基づいたひずみ集中帯(岡村, 2002などを基に一部修正)  
断層と褶曲の分布からおおよその領域を示しているため、境界の位置は厳密ではない、過去約350万年間に形成された領域なので、すべてが活動的とは限らない。20世紀以降の主要な地震の震源域を赤の点線で示す。

る。地質構造に基づくよりは短い期間のひずみを観測できることが、大きな特徴である。この手法に基づいて、新潟県から秋田県の沿岸に沿ってひずみが集中していることが推定されている(鷲谷, 2002)。最近の地殻変動を見ていることから、近い将来に地震が起こりやすい場所を示している可能性がある。一方で、観測期間が短いため短期的な変動の影響を受けやすいことや、観測点がない海域ではひ

ずみ集中帯の分布を推定できないという弱点がある。

### 3.3 地震活動から見たひずみ集中帯

地震は断層のすべりによって発生するので、その分布はひずみが生じた場所を示している(石川, 2002)。地震が起こったことが知られている限られた場所の情報しか得られないという弱点がある。今回の地震の周辺では、



第2図 山形・新潟県境周辺の地質と活断層及び山形県沖の地震  
 陸域の基図は、地理院地図の上に「20万分の1日本シームレス地質図V2」を重ねた。海域の基図は、岡村ほか(1996a)「栗島周辺海底地質図」および岡村ほか(1996b)「秋田西方海底地質図」を使用。

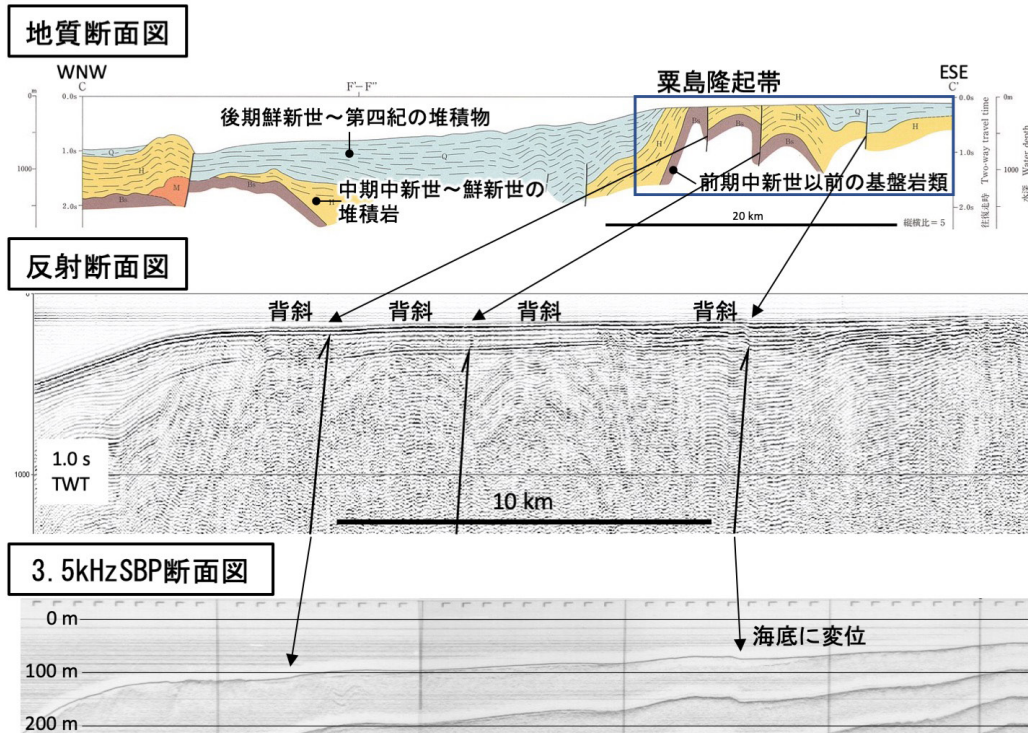
1804年象潟地震、1833年庄内沖地震、1894年庄内地震、1964年新潟地震などのマグニチュード7を越える地震が発生してきた。19世紀の地震については、正確な震源位置が不明であるが、地質学的ひずみ集中帯に沿って発生したと考えられる。1964年の新潟地震は、栗島隆起帯と呼ばれる地質構造が示すひずみ集中帯で発生した。1983年日本海中部地震や1993年北海道南西沖地震も地質学的ひずみ集中帯に沿って発生している(第1図)。

このように、異なるデータに基づいて、異なるひずみ集

中帯が定義できる。いずれも地震が発生しやすい場所を示していると考えられることができるが、海陸を含めて広域的にひずみ集中帯の分布を示すことができるのは、地質学的ひずみ集中帯だけである。

#### 4. 震源周辺の地質

今回の地震発生域周辺の地質図を第2図に示す。震源域は栗島隆起帯と呼ばれる海域のひずみ集中帯に接する領



第3図 震源域付近の地質断面図(位置は第2図に示す)と反射断面図, 3.5kHzSBP(サブトムプロファイラ)断面図  
この海域には、西北西傾斜で西側隆起を示す逆断層が複数条分布し、断層上盤側では活背斜が認められる。地質断面図(岡村ほか, 1996a)の位置は第2図に示す。反射断面図は産総研データを基に作成。縦軸は往復走時で、1秒は水中音速で750mに相当する。3.5kHzSBP断面図は、産総研「高分解能音波探査断面データベース: [https://gbank.gsj.jp/sbp\\_db/pages/cover.html](https://gbank.gsj.jp/sbp_db/pages/cover.html) (2019/06/20 確認)」による。各断面の縦方向の拡大率は、地質断面が5倍、反射断面も約5倍、3.5kHzSBP断面は約11倍。

域にあたる。この隆起帯は新第三紀の厚い地層の中に北北東—南南西走向で西北西傾斜の逆断層が成長して形成されたもので、上盤に顕著な活背斜を伴う(第3図)。粟島隆起帯の北方延長には酒田沖隆起帯と呼ばれる、同じく活背斜を伴う逆断層帯が形成されている。震源の東側陸域には朝日山地が広がり、基盤岩としてジュラ紀付加体、白亜紀の花崗岩・はんれい岩類が分布し、その上位に中新世の火山岩・堆積岩類が分布する(第2図)。直近に顕著な活断層は知られていない。山地の北側に広がる庄内平野の東縁には庄内平野東縁断層帯が、山地南側の新潟平野北部には櫛形山脈断層帯が発達する。これらは、いずれも東傾斜の逆断層である。

### 5. 粟島隆起帯との関係

粟島隆起帯はその東縁に発達する西北西傾斜の逆断層が活動し、隆起してきた顕著なひずみ集中帯で、1964年新潟地震の震源域と考えられる。一方今回の地震の余震は、粟島隆起帯の東縁に沿って分布し(第2図)、東南東傾斜のように見える(第4図)。余震のならば海底まで伸ば

すと、粟島隆起帯の西傾斜の逆断層と交差してしまうが、余震分布は地下10km付近より深い場所に限られ、粟島隆起帯を形成した西傾斜の逆断層とは交差しないように見える。今後の詳しい調査結果に基づいて、粟島隆起帯との関係を解明する必要があるが、新潟地震の震源断層とは直接結びつかない断層が地震を起こした可能性が高い。

今回の地震を発生させた断層は海底には露出していない。また、その断層に関係した褶曲構造も確認することはできないので、この場所で地震が起こりうることを事前に予測するのは困難である。

### 6. 終わりに

海域の活断層は過去の活動履歴がほとんどわかっていないので、将来の地震発生確率を推定することは困難である。日本海東縁の海底には活断層が数多く分布することを理解し、地震への対策を準備しておく必要がある。

**謝辞:** 本稿では気象庁一元化処理震源及び検測値とhypoDDプログラム(Waldhauser, 2001)を使用した。

文 献

石川有三 (2002) 日本海東縁の地震活動から見たひずみ集中帯. 大竹政和・平朝彦・太田陽子編, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 151-165.

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.

岡村行信 (2002) 新第三紀以降のひずみ集中帯. 大竹政和・平朝彦・太田陽子編, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 111-121.

岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫・宮崎純一・山崎俊嗣・上嶋正人・木川栄一・石原丈実 (1996a) 粟島周辺海底地質図. 海洋地質図 47, 地質調査所.

岡村行信・森尻理恵・佐藤幹夫・山崎俊嗣・上嶋正人・木川栄一・石原丈実・宮崎純一 (1996b) 秋田西方海底地質図. 海洋地質図 48, 地質調査所.

大竹政和・平朝彦・太田陽子編 (2002) 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 東京, 201p.

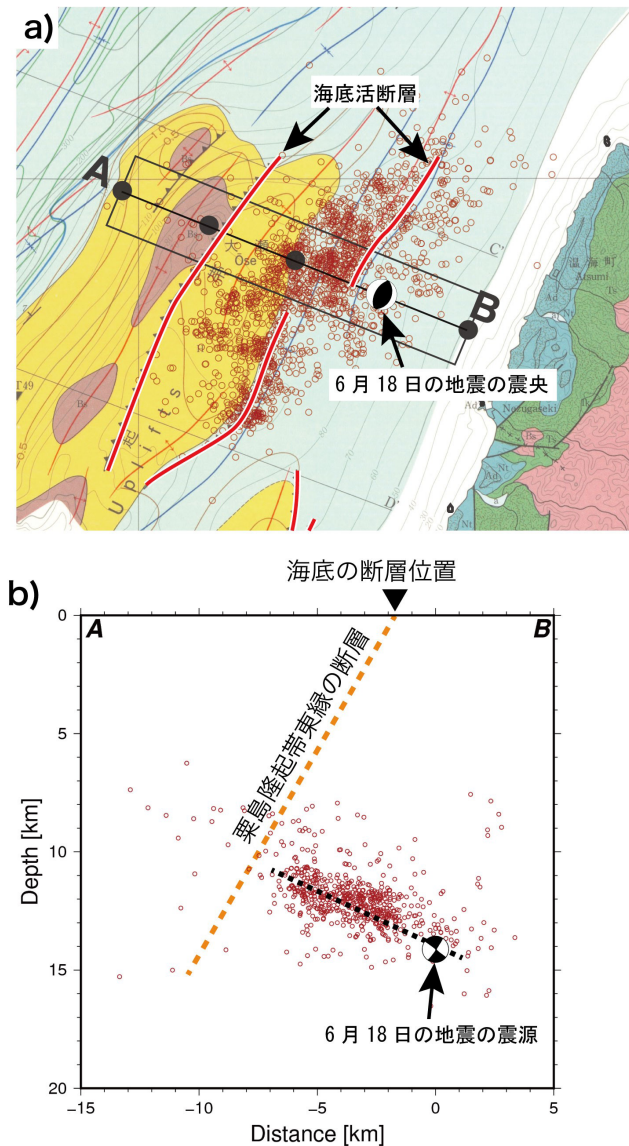
鷺谷 威 (2002) 明治期以降のひずみ集中帯. 大竹政和・平朝彦・太田陽子編, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 133-150.

Waldhauser, F. (2001) HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations. USGS Open File Rep., 01-113.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000) A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

OKAMURA Yukinobu, MIYASHITA Yukari and UCHIDE Takahiko (2019) 2019 off Yamagata earthquake and contraction zones along the eastern margin of Japan Sea.

(受付: 2019年7月4日)



第4図 6月18日山形県沖の地震と地質との関係  
 a) 海底地質図 (岡村ほか, 1996a) の拡大図と2002年6月18日から2019年6月23日24:00までの震源分布. b) 西北西方向の断面に投影した地震の分布. 栗島隆起帯東縁の逆断層 (オレンジ破線) は海底の位置から傾斜60°と仮定した. 黒破線は震源と余震分布から推定される震源断層. 余震分布は気象庁一元化処理震源・検測値に基づいて, ダブルディファレンス法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) により再決定したものである.