

日本における活断層の特徴と 活断層研究における若干の課題

越 谷 信^{※)}

1. はじめに

日本およびその周辺で発生する地震のエネルギーは、世界全体の約10%を占めるといわれている¹⁾。近年でも、死者・行方不明者が10人を超える被害をもたらした地震には、1995年兵庫県南部地震（阪神淡路大震災、M7.3、Mはマグニチュードを表す）、2004年新潟中越地震（M6.8）、2007年新潟中越沖地震（M6.8）、2008年岩手・宮城内陸地震（M7.2）および2011年東北地方太平洋沖地震（東日本大震災、M9.0）がある（理科年表平成25年による）。これらのうち、2011年東北地方太平洋沖地震を除いて、すべて内陸の深さ20kmより浅い地下浅所に震源をもつ、活断層による地震である。

活断層はその名の示すとおり、断層の中の一つのカテゴリーである。そこで、本報では、日本周辺のプレートの位置と地震活動の関係や断層についての基本的特徴を概観し、次いで活断層の定義、成因および日本における分布の特徴との関係について述べる。さらに、東北地方の活断層研究における若干の課題について議論する。

2. プレートテクトニクスと地震活動

日本周辺の地震活動の原因は、プレートテクトニクスと密接に関連がある。プレートテクトニクスとは、「地球の表面は厚さ100kmほどの何枚かのプレートという硬い岩盤で覆われており、それがアセノスフェアといわれる粘性の低い層の上を運動している。地球上の主要な変動はそれらの岩盤が互いに接する境界で起こる」という考えのことである。

図1に太平洋地域のプレートの配置と相対的な運動方向を示す。日本列島は陸のプレートであるユーラシアプレートと北アメリカプレート、海のプレートである太平洋プレートとフィリピン海プレートが収束する境界付近



図1 太平洋周辺地域の主なプレートと運動方向
赤矢印がプレートの運動方向を示す。
松田・山崎編²⁾に基づき作成。

に位置している。日本列島は中部地方にあるフォッサマグナを境界として東北側が北アメリカプレートに、南西側がユーラシアプレートに属し、この境界は日本海東縁部を通るといわれている（例えば、瀬野³⁾）。太平洋プレートは北米プレートの下に千島-日本海溝で、フィリピン海プレートはユーラシアプレートの下に南海トラフ、駿河トラフ、相模トラフおよび琉球海溝で沈み込んでいる。これは海のプレートは、陸のプレートに比べ重いためである。太平洋プレートは日本列島に東から西方向に向かって年約8cmで、フィリピン海プレートは南東から北西方向に向かって年3~7cmで近づいている。太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界は、伊豆-小笠原海溝で太平洋プレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。

このように日本列島の太平洋側では海のプレートが陸のプレートの下に沈み込んでいるため、東-西方向および南東-北西方向に強い圧縮の力が加わっている。このプレート運動が原因となって、海のプレートと陸のプレートとの境界、海のプレートの内部および陸のプレート

※) 正会員 岩手大学工学部社会環境工学科・准教授 理学博士

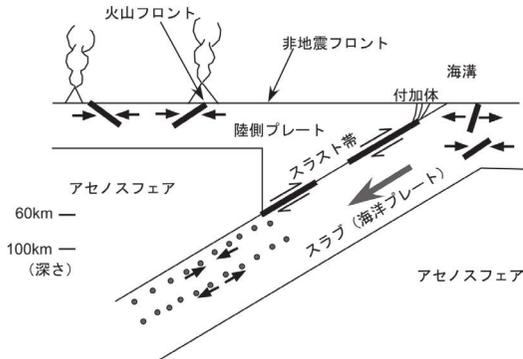


図2 沈み込み帯で発生する様々なタイプの地震
太矢印は海洋プレートの運動方向を、細矢印は力の加わる向きを示す。瀬野³⁾に基づき作成。

の内部で地震が発生する(図2)。陸のプレート内で発生する地震は、後述のように地下数kmから20kmまでの比較的浅部で起こり、我々の生活空間の直下で起こるため大きな被害をもたらすことがある。活断層による地震もこのタイプの地震に含まれる。

3. 地震と断層

地球内部において岩盤は加わっている力により徐々に変形し、歪みエネルギーを蓄積する。さらに力を加えると、岩盤は破壊し、それまでに蓄積されていた歪みエネルギーを波動として急激に解放する。これが地震である。私たちが日常生活の中で体感する地面の急な揺れは、この地震によって引き起こされたもので、専門的には地震動といい、原因である地震とは区別される。この地下の岩盤中での破壊は、破壊面に沿ったずれによって生ずる。この面の両側の岩盤や地層がずれ動くことを断層運動という。つまり、この破壊面が断層面ということになる。

地下において、岩石や岩盤は深さにより周囲から圧力、すなわち、封圧を受けている。岩石の破壊の仕方はこの封圧の大きさによって変化する。図3に封圧の異なる大理石の三軸試験結果を示す。大気圧(1bar = 0.1MPa)のような低封圧下では、載荷方向に平行な破断面が形成される。この破断面は、面に対して垂直な方向に開口変位をもち、裂かといわれる引張性割れ目である。封圧が大きくなると、載荷方向に対してななめに面に平行な変位(ずれ)をもつ破壊面、すなわち剪断割れ目が形成される。この剪断割れ目は、地下の岩盤や地層中では、断

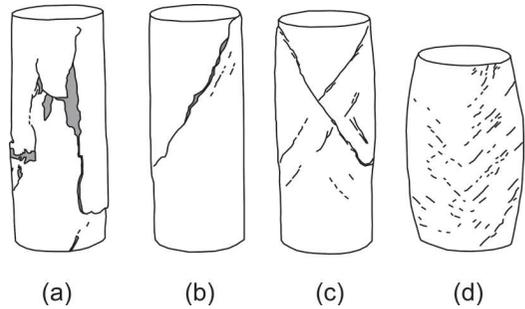


図3 封圧の異なる三軸試験での大理石供試体の変形

封圧はaからdに、0.1, 3.5, 35, 100MPa, Paterson⁴⁾に基づき作成。

層に相当するものである。さらに封圧を大きくすると、載荷方向に対して共役な二方向の剪断割れ目が形成される。

断層はいつもインタクトな岩石中に形成されるわけではなく、岩盤中の既存の割れ目を利用して活動する場合があります。ひとたび形成された断層はほぼ同一な面に沿って、その後何回も活動することがある。破壊の伝播速度は、地殻中では2~3 km/sec程度で、ずれの速度はこれよりずっと遅く数十cm/sec程度であるといわれている⁵⁾。地震波(P波)の伝わる速さはこれらに比べ速く、たとえば、東北地方の上部地殻内では表層部を覆う堆積層を除けば、5.6~6.4km/secである^{6) 7) 8) 9)}。

地震を引き起こした破壊領域、すなわち、そのときにずれた断層面の広がりのことを震源域といい、破壊を開始した点を震源という(図4)。地震の規模が大きいほど、震源域の広さも大きく、また、ずれの量も大きい。1995年兵庫県南部地震では震源域は、長さ40~50km、幅15km程度、すべり量は最大で2.5m程度¹⁰⁾、関東大震災を引き起こした1923年関東地震(M7.9)の震源域は、長さ90km、幅50km、すべり量は5~7 m⁵⁾、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域は、様々な推定があるが、Yoshida et al.¹¹⁾では、長さ450km、幅200km、すべり量は最大で25m以上と推定されており、また、飯尾、松澤¹²⁾によるとすべり量が最大で50mを超えるという。

震度はある場所での地震による揺れの強さを表し、気象庁では、かつては人の揺れに対する体感の程度や被害の状況などにより決めていたが、現在では震度計で観測

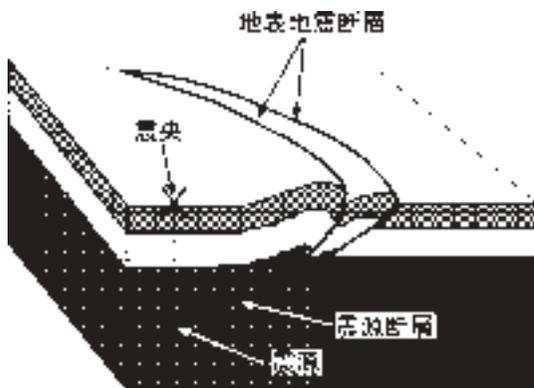


図4 震源、震央、震源断層および地表地震断層の関係

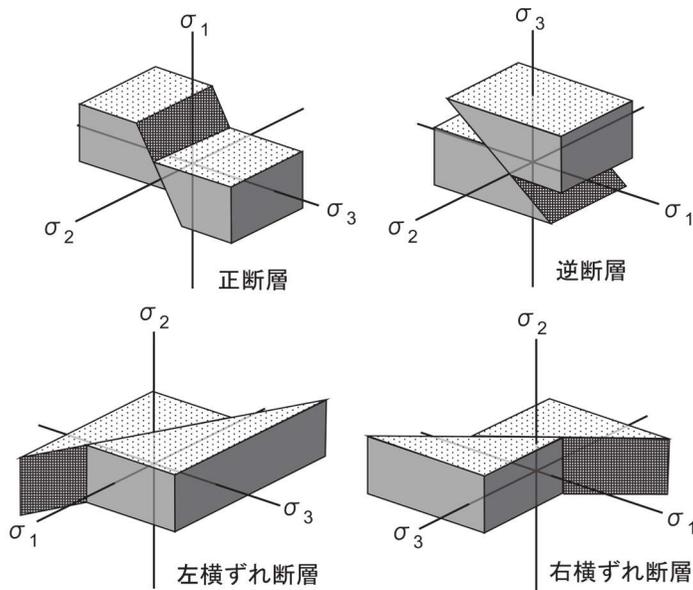
している。これに対し、地震そのものの規模は直接測定することはできないので、一般にマグニチュード (M) という指標を用いて表される。Mは地震計の最大振幅や全体の地震波形のような地震の記録から計算される。Mが大きいほど地震の規模が大きいことを示しており、Mが1大きくなると地震のエネルギーは約32倍に、2大きくなると1000倍になるという関係がある。

一般に、陸域で深さ20kmより浅い震源をもち、M7

を超える地震が発生すると、断層によるずれが地表にまで達することが多い。これを地表地震断層という(図4)。地表地震断層や地下に伏在する断層が繰り返し活動することにより、断層に沿ったずれが蓄積されていく。このずれの蓄積する割合が十分に大きいと、鉛直方向または水平方向の地形のずれとなって残る。ただし、侵食などの作用の方が大きい場合には、断層による変位地形は保存されない。

断層は周囲から受ける応力の向きによって、典型的には4種類に分類される(図5)。いま、最大主圧縮応力を σ_1 、中間主圧縮応力を σ_2 および最小主圧縮応力を σ_3 とする。断層面は、 σ_2 を含み、内部摩擦角に応じて σ_1 と σ_3 に対してある角度をなして形成される。厳密には断層の力学はこのように応力を用いて表されるが、理解を容易にするには、最大主圧縮応力 σ_1 を圧縮力、最小主圧縮応力 σ_3 を引張力と置き換えるといふ。 σ_1 が鉛直方向、 σ_2 と σ_3 が水平面内にあるときには、断層面は地表面(水平面)に対して傾斜した方向に形成され、上側にある岩盤(上盤という)が下側にある岩盤(下盤)に対して相対的にずれ落ちるように運動する。

このような種類の断層を正断層という(図5)。正断層が形成される典型的な地域のひとつは、地殻全体が伸長の場にあるような、たとえば大陸がプレート運動により分裂し引き裂かれているようなところである。 σ_3 が垂直方向にあり、残りの2主応力が水平面内にあるときは、上盤が下盤に対してずり上がるような断層を形成する。このような断層を逆断層といい、この中でも断層面の傾斜角(断層面と水平面のなす角)がおおむね30度より小さいものを衝上断層と呼んでいる。逆断層が形成される典型的な地域は、日本列島の多くの地域やヒマラヤ山脈などの造山帯である。 σ_2 が鉛直方向にある場合には、断層面に沿ったずれは水平方向にな



σ_1 : 最大主圧縮応力軸 σ_2 : 中間主圧縮応力軸 σ_3 : 最小主圧縮応力軸

図5 断層のタイプと主応力軸の関係

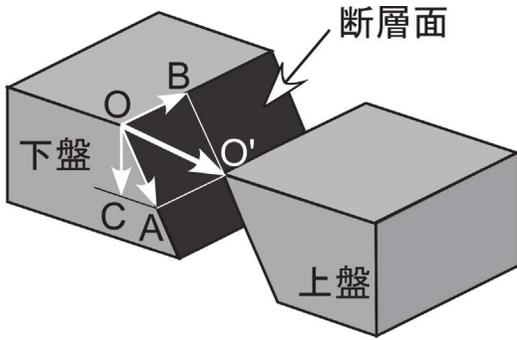


図6 断層と変位の関係

る。このような種類の断層は横ずれ断層といい、片方の岩盤から反対側の岩盤のずれを見たとき、右側に動く場合を右横ずれ断層といい、左側に動く場合を左横ずれ断層という。天然の断層では、ずれが正断層や逆断層のように上下方向に限られている場合や横ずれ断層のように水平方向のずれしかもたない場合もあるが、逆断層成分をもった右横ずれ断層のように斜めにずれる断層も多い。1995年兵庫県南部地震の震源断層の一つである野島断層はこの例の一つである。

図6には、断層における変位成分の用語法を示してある。それぞれの名称は、 $\overline{OO'}$ は実移動成分、 \overline{OA} は傾斜移動成分、 \overline{OB} は走向(水平)移動成分、 \overline{OC} は落差という。

陸域における地震、厳密には大陸地殻内での地震は、ある深さより深いところではほとんど発生しない。

図7に2008年岩手・宮城内陸地震の本震と余震の震央分布と南北方向の断面上に投影した震源分布を示す。本震の深さは、8 kmである(気象庁発表)。震源域を示す余震分布は、北で深く、南で浅くなる傾向があるが、深さ約13kmより深いところでは地震は発生していない。このように地殻内地震の発生深度が限られるという現象は多くの地域で知られている。この現象は以下のように説明されている。

地殻上部での岩石の強度は、深度が深くなり、圧力が増加するにつれて、大きくなる。これは圧力により岩石内の割れ目が閉じて安定になったり、断層面にかかる垂直応力が増大することによる。その結果、既存の弱面である割れ目や断層面に沿って動きにくくなる。この関係を示す岩石の摩擦強度は、岩石の種類にほとんど依存することなく、次のByerlee (1978)¹³⁾の関係式が成立す

るとされている¹⁴⁾。

$$\tau = 0.85\sigma_n (\sigma_n \leq 200\text{MPa})$$

$$\tau = 50 + 0.6\sigma_n (200\text{MPa} \leq \sigma_n \leq 2\text{GPa})$$

これらの式ですでに存在している断層面が支えることのできる剪断応力が τ で、そのときの垂直応力が σ_n である。

一方、地殻深部では温度・圧力が増大するため、岩石を構成する鉱物粒子間の粒界拡散現象や粒子内の転位運動などの塑性変形機構が卓越してくる。いわば、岩石は

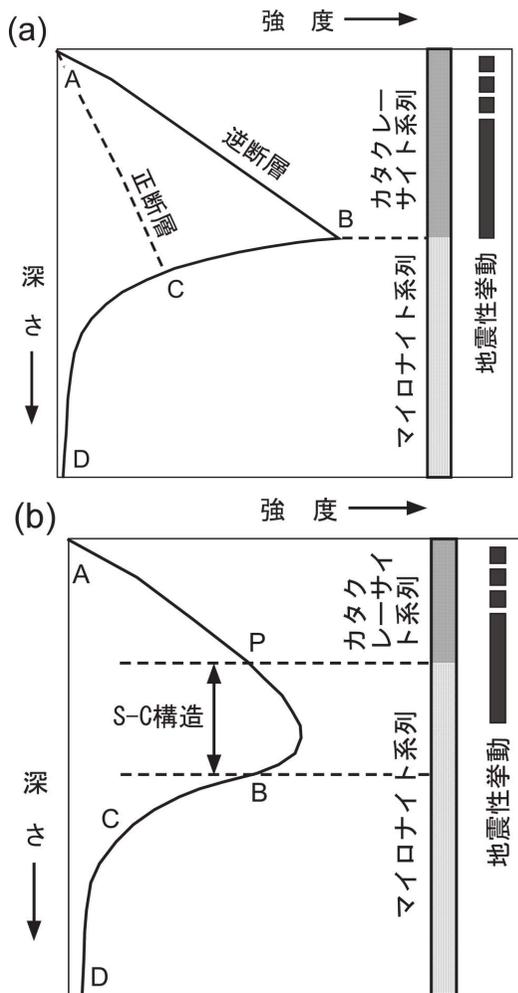


図8 地殻強度の模式断面

(a) は脆性・塑性の2分モデル、(b) は脆性・中間・塑性の3分モデル。島崎・松田編¹⁵⁾に基づき作成。

高温条件下でゆっくり変形すると流動性に富むようになる。このときの歪み速度と応力 σ の関係は、以下の流動則で表される。

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$$

ここに、Tは絶対温度、Qは活性化エネルギー、Rは気体定数、Aとnは物質定数である。

このように地殻上部ではByerleeの式で表されるような断層に沿った剪断強度で地殻の強度が支配されているのに対し、地殻深部では岩石の流動則により支配される¹⁵⁾。これらの岩石の挙動を考えて、大陸地殻の強度断面をモデル化したのが、図8(a)である。最近の研究によれば、地殻上部の破壊が支配する領域から深部の流動が支配する領域へは、図8(a)のように急激に変化するのではなく、図8(b)のように徐々に変化するとされている。この変化を脆性-延性遷移という。岩石の破壊、つまり、地震はこの脆性-延性遷移領域より浅い地殻内で発生し、この部分を地震発生層という。

4. 活断層の定義

一般に、最近の地質時代に繰り返し活動し、今後も活動する可能性が大きい断層を活断層という。日本では毎年動いている断層や常に動き続けている活断層は知られておらず、現実に活動しつつあるわけではなく、将来再び活動すると判断される断層のことを指す。最近の地質時代をいつに設定するかには、さまざまな見解がある。日本の活断層を網羅的にまとめた「新編日本の活断層」¹⁶⁾では、「第四紀、つまりおよそ200万年前から」としており、1995年兵庫県南部地震後に整備されつつある「都市圏活断層図」に関わる技術資料¹⁷⁾や最新の知見を盛り込んで全国の活断層を見直した「活断層詳細デジタルマップ」¹⁸⁾では、「最

近数十万年間」としている。原子力規制委員会では、活断層を含む「将来活動する可能性のある断層等」は、後期更新世以降(約12~13万年前以降)の活動が否定できないものとし、後期更新世の地形面や地層が欠如する場合には、中期更新世(約40万年前)以降にさかのぼって活動性を評価することとしている(敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド案、2013)。

5. 活断層の分布

日本列島の陸域活断層分布の特徴を述べる。日本列島において活断層の密度の最も高いのは、中部地方から近畿地方北部にかけての地域であり、伊豆半島周辺や九州中部の火山地域にも多くの活断層が発達する(図9)。これに対して、活断層の発達密度の低い地域は、北海道北部、北上山地-阿武隈山地-関東平野にかけての地域および赤石山脈-紀伊山地-四国山地-九州山地にかけての地域(地質学では西南日本外帯といわれる地域)である。

活断層の走向(断層面と水平面の交線方向)と種類に



図9 日本における活断層分布

太実線は活断層、細実線は推定活断層を示す。中田・今泉編¹⁸⁾(製品シリアル番号:DAFM0955)を基に作成。

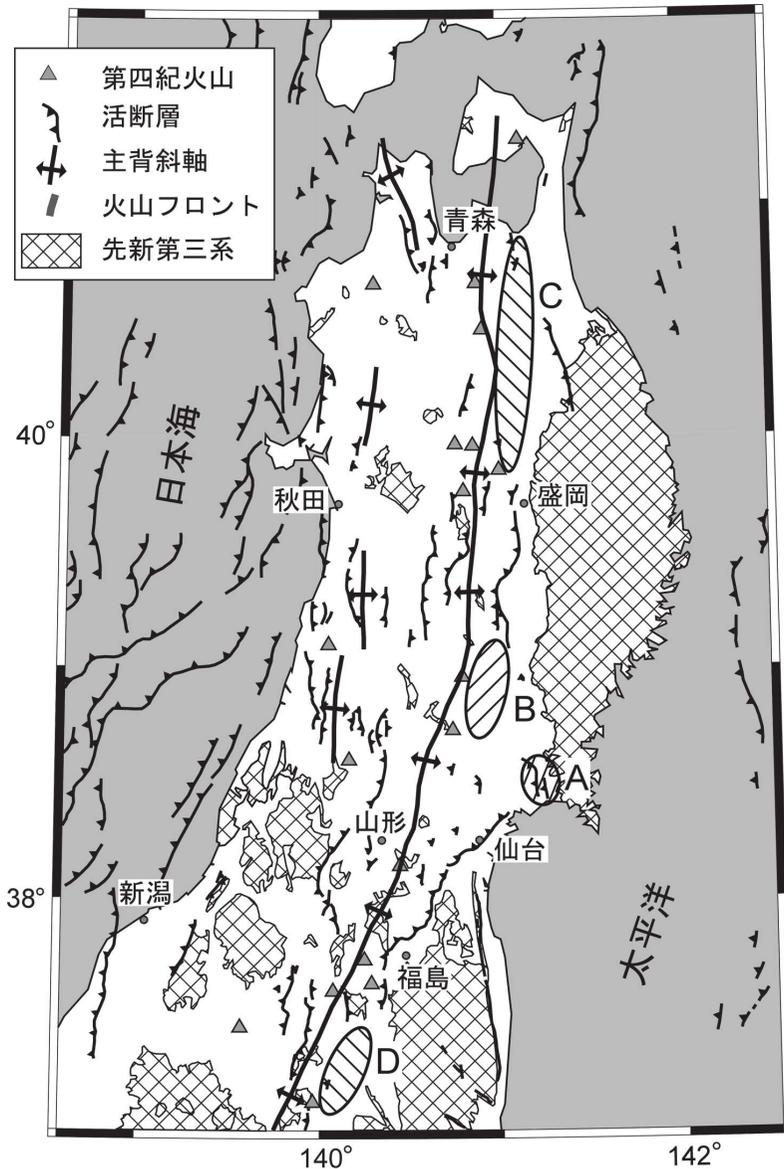


図12 東北本州弧の地質構造の概略

活断層研究会編¹⁶⁾、Okamura et al.²²⁾、岡村²³⁾、Sato²⁴⁾、山田ほか編²⁵⁾ に基づき作成。

も地域の特徴がある。北海道から東北地方にかけての地域では、奥羽脊梁山脈、内陸盆地列や火山フロントに平行な東北本州弧の東に張り出した弧状の形態に沿って活断層が発達する。活断層の走向は北部で南北方向であり、南部に向かうにつれ北北東-南南西方向に変化する。これらのほとんどが逆断層であり、山地と盆地の境界をな

すことが多い(図10)。中部山地や近畿地方北部では、3系統の活断層が発達する。それらは、北西-南東走向の左横ずれ断層、北東-南西走向の右横ずれ断層および南北から北北東-南南西走向の逆断層である(図10)。近畿地方北部では、これらのうち逆断層が最も多く、これらの断層は鈴鹿山脈や生駒山脈などの山地と盆地の境

界をなしている。伊豆半島周辺では、中部山地と異なり、右横ずれ断層が北西-南東走向であり、左横ずれ断層が北東-南西または南北走向である。これは、伊豆半島がフィリピン海プレートに属し、日本列島の属する陸側プレートに衝突しているという特異な状況のためと考えられる。中国地方から九州中北部には、主に北西-南東走向の左横ずれ断層および北東-南西方向の右横ずれ断層が分布する。九州中部の別府湾から島原地方に至る火山地帯には、東西走向の正断層が発達する。この断層群は、南西方向にある沖縄トラフに発達する正断層群に続く。南西諸島では、島弧列に直交する北西-南東走向の正断層群が発達する。

6. 東北地方奥羽脊梁山脈周辺に発達する活断層研究の課題

日本は海域での地震のみならず、陸域での活断層による地震により多くの災害を被ってきた。詳細は別報で報告するが、これらの震源断層となった活断層の位置が明瞭な場合もあるが、必ずしも顕著な変位地形が認められないため、陸域の深さ20km以内の浅い地震であってもすでに活断層があることが知られていない例もある。たとえば、2000年鳥取県西部地震(M7.3)や2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)がその例である。ここでは、筆者がおもに携わっている東北地方奥羽脊梁山脈周辺に発達する活断層を例に研究上の課題を指摘したい。

東北本州弧の地質構造や活断層の発達過程に関するテクトニクスを理解するには、構成要素である断層系の位置・形状・構造・セグメント構成を正確に把握することが第一義的に重要である。しかしながら、奥羽脊梁山地に限っても、現時点において網羅的に断層系が把握できているとは言いがたい状況にある。このためプレートの相互作用による島弧内での歪みの分配、すなわち、各断層系の活動性を大枠としてとらえきれていない。したがって、奥羽脊梁山地の隆起をもたらしている断層系の構造解明が重要な課題となっている。これらの課題解決のために、地震、地質、重力異常および変動地形の専門家により、東北本州弧の震源断層抽出が検討されつつある¹⁹⁾。

奥羽脊梁山地東縁部は、初期~中期中新世の日本海拡大時の主に西傾斜の正断層によるハーフグラベン(半

地溝)群が発達した北部本州リフト系東部に位置する⁸⁾。図11では、このハーフグラベンの基底は初期中新世以前の地層(約2000万年前以前の地層)により構成され、ハーフグラベンによる凹地を埋積した地層をリフト期堆積物として表している。リフト期堆積物はおおむね2000万年前から1500万年前の海成地層からなる。リフト期とは、それまで大陸に直接、接続していた日本列島が東に移動し、日本海が形成された時期のことである。このハーフグラベンは片側を正断層によって隠されており、これらの正断層のいくつかは引張応力場から圧縮応力場へと反転するテクトニクスにより現在、逆断層として再活動している(図11;例えば、Kato et al.²¹⁾)。奥羽脊梁山脈東縁部のこれらの反転逆断層と脊梁山脈西縁部、横手盆地など内陸盆地の東縁部に発達する東傾斜の逆断層により、脊梁山脈はポップアップ構造を呈し隆起過程にある。

脊梁山脈東縁部の活断層による地震の例としては、2003年7月26日に発生した宮城県北部の地震(M6.4)がある。この地震は北部本州リフト系の最東縁に位置する正断層(図12のA)の反転逆断層活動によることが明らかにされている²¹⁾。この地震で活動したとされる断層(須江断層)は活断層として報告されていたものではなかった。さらに、2008年岩手宮城内陸地震(M7.2)を引き起こした断層も既報の活断層図には記載されておらず、当地域での地震発生は想定されていなかった。この地震について、震源断層は並列する複数のハーフグラベンの境界断層が反転テクトニクスにより逆断層として再活動したことおよび震源断層のジオメトリを明らかにしつつある(図12のB)。これらの結果は、重力調査、地質調査、余震観測、反射法地震探査および屈折法地震探査^{26) 27) 28) 29)}を組み合わせて得られた。これらの研究の過程で、重力のプーゲー異常パターンが断層という地質不連続構造をよく反映し、震源断層の広がりがもともと形成されたときのリフト構造に伴うトランスファー断層(ティア断層)に強く支配されているためであることが明らかになってきた。

ところで、脊梁山地最北部や南部(図12のCやD地域)では、基本的な地質構造はそれ以南や以北の地域と同様で、中軸部には背斜構造が発達し、中~下部中新統が分布する。山地の標高も他の脊梁地域と大きく異なること

(200)

もなく、また、推定された地殻短縮量も同様である。それにもかかわらず、山地東縁部に逆断層は知られていない。この地域はより新期の更新世以降の火山噴出物が広く分布しており、そのため、新第三系の露出に乏しく地質構造が断片的にしか理解されていない。また、火山活動により変位基準地形面がしばしば更新されるため、明瞭な断層変位地形が発達していない。このため、脊梁山脈中軸部を隆起させた構造、すなわち、活断層などの重要な地質構造が見逃されている可能性が大きい。これらの活断層は地震の原因となり得るという点を考慮すれば、その位置や構造を早急に把握するべきである。そのためにも、従来から行われてきた表層部の地形や地質の調査によるだけでなく、地震観測や物理探査手法を積極的に取り入れていくことが必要である。たとえば、地震観測により、内陸部で発生する地震の震源分布や地殻内の地震波伝播速度の解析し、断層による不連続構造を密度構造の違いとして把握することができる重力調査やより若い地層の変形状態を詳細に把握するための稠密反射法地震探査を行い、それらの結果を組み合わせることにより、多角的な視点からの地下構造の解明ができると思われる。

7. おわりに

本報では、活断層を理解する上での基礎的項目について概観し、日本の活断層の分布の特徴について述べた。さらに、筆者が主たる研究対象としている東北本州弧奥羽脊梁山脈周辺に発達する活断層に関わる研究上の課題について指摘した。2011年東北地方太平洋沖地震により、東北本州弧の応力場は大きく改変されたといわれている。地震が発生すると、震源断層での応力は解放されるが、その周囲では応力の伝播により、地震が発生しやすくなる領域が生じる。この様子は静的クーロン応力の変化(ΔCFF)を指標の一つとして表すことができる。 ΔCFF の値がプラスに変化した場合、断層が動きやすくなる方向に影響を受けたと考えられている。 ΔCFF では、南東北の逆断層では減少するのに対し、北東北では増加の傾向にあるという報告³⁰⁾がある。この意味からも脊梁山地北部での震源断層の把握は急務といえる。

最後に、本報を作成するにあたり、匿名の査読者の指摘は原稿改善に有益であった。また、東北地方の活断層

については東京大学地震研究所佐藤比呂志教授および加藤直子博士との議論が大いに参考になった。記して、謝意を表する。

引用文献

- 1) 元田良孝、萩原良二 (1999) : 地震工学概論、森北出版、180pp.
- 2) 松田時彦、山崎貞治編 (2002) : 高等学校地学 I、啓林館、247pp.
- 3) 瀬野徹三 (1995) : プレートテクトニクスの基礎、朝倉書店、190pp
- 4) Paterson, M. S. (1958) : Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. Geol. Soc. America Bull., 69, 465-476.
- 5) 地震調査研究推進本部編 (2009) : 日本の地震活動 - 被害地震から見た地域別の特徴 - 第2版、(財)地震予知総合研究振興会地震調査研究センター発行、496pp.
- 6) Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushita, T., Tashiro, K. and Miyamachi, H. (2001) : Extensional structure in northern Honshu arc as inferred from seismic refraction / wide-angle reflection profiling. Geophys. Res. Letters, 28, 2329-2332.
- 7) 西坂弘正、篠原雅尚、佐藤利典、日野亮太、望月公広、笠原順三 (2001) : 海底地震計と制御震源を用いた北部大和海盆、秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造、地震、第2輯、54 (3)、365-379.
- 8) 佐藤比呂志、吉田武義、岩崎貴哉、佐藤時幸、池田安隆、海野徳仁 (2004) : 後期新生代における東北日本中部背弧域の地殻構造発達 - 最近の地殻構造探査を中心として -、石油技術協会誌、69、145-154.
- 9) 高橋成実、三浦誠一、小平秀一、鶴 哲郎、仲西理子、朴 進午、金田義行、末広 潔、木下 肇、阿部信太郎、西野 実、日野亮太 (2002) : 日本海溝三陸沖の速度構造、日本地震学会秋季大会、215.
- 10) 橋本 学 (1998) : 測地測量に基づく1995年兵庫県

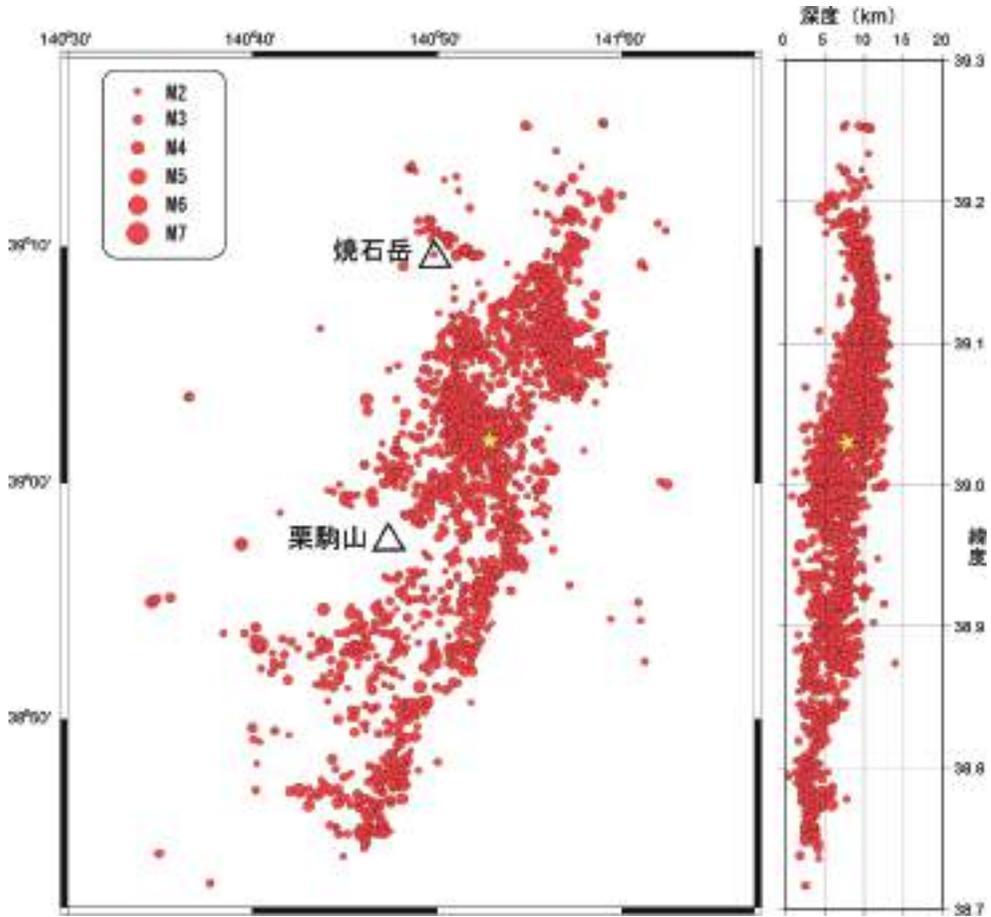


図7 2008年岩手宮城内陸地震の本震および余震の震源分布

震源位置は気象庁一元化震源リスト（防災科学技術研究所Hi-netのホームページに公表）による。期間は、2008.6.14-2008.7.13, M>2の地震をプロット。

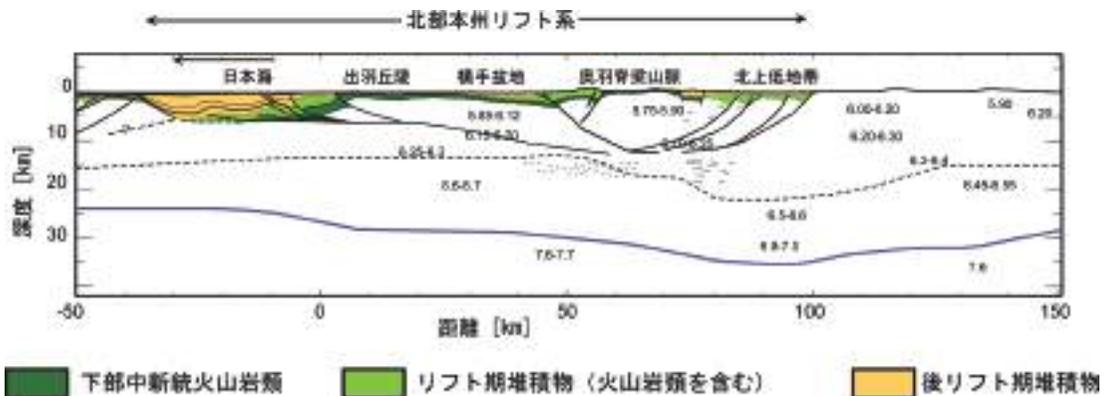


図11 東北本州弧地殻構造を示す東西模式断面

紫実線が地殻とマントル境界であるモホ面を示し、地殻中部の点線は上部と下部地殻境界を示す。地殻内の黒実線は断層を示す。越谷ほか²⁰⁾に基づき作成。

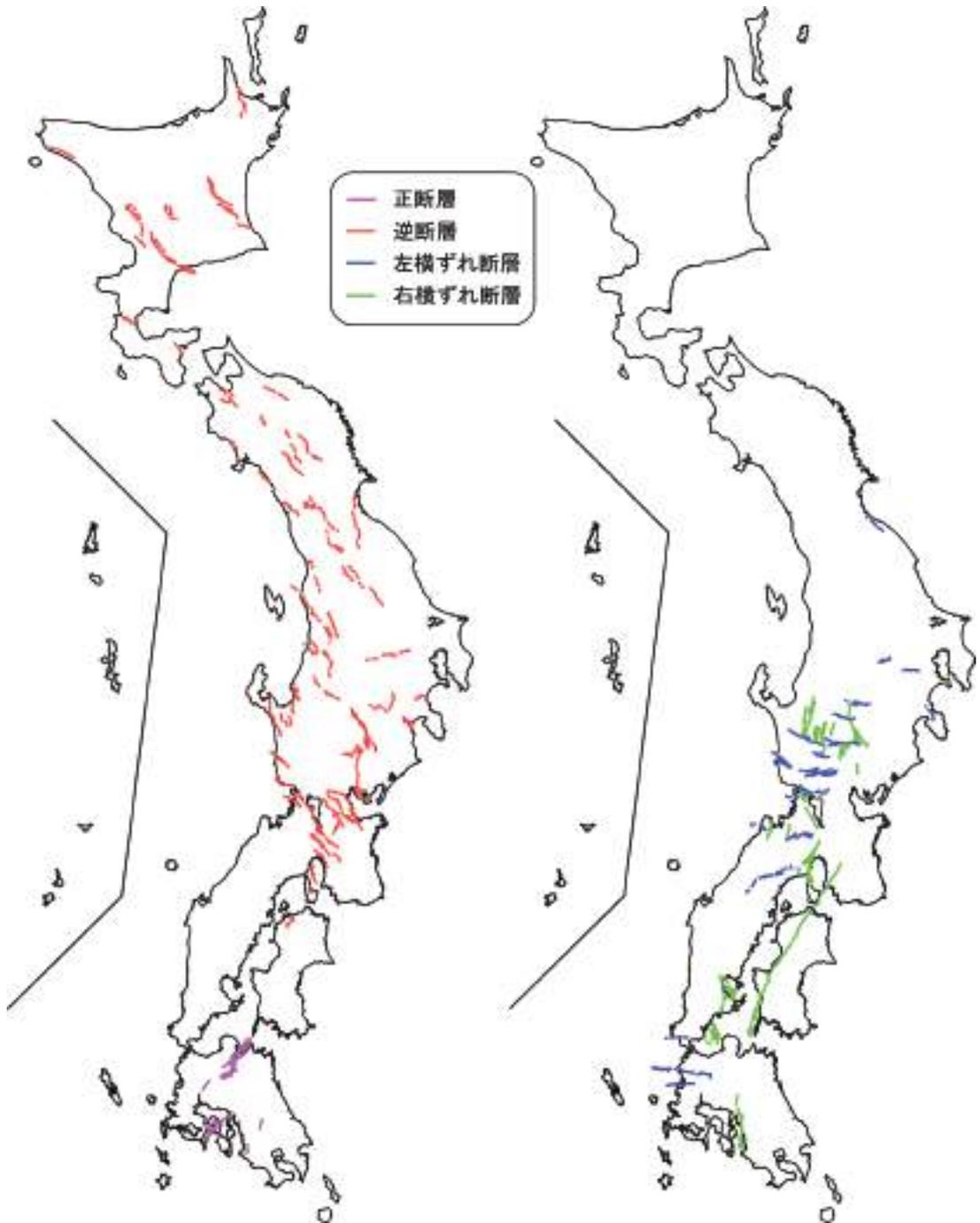


図10 断層タイプごとの活断層分布

地震調査研究推進本部ホームページで公表されている主要活断層の長期評価に基づき作成。

- 南部地震の地震像、地質学論集、第51号、37-50.
- 11) Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D. and Aoki, S. (2011) : Source Process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth Planets Space*, 63, 565-569.
 - 12) 飯尾能久、松澤 暢 (2012) : 東北地方太平洋沖地震の発生過程 : なぜM9が発生したのか? *地質学雑誌*, 118, 248-277.
 - 13) Byerlee, J. D. (1978) : Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
 - 14) 狩野謙一、村田明広 (1998) : 構造地質学、朝倉書店、298pp.
 - 15) 島崎邦彦、松田時彦編 (1994) : 地震と断層、東京大学出版会、239pp.
 - 16) 活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層 - 分布図と資料、東京大学出版会、437pp.
 - 17) 建設省国土地理院編 (1998) : 国土地理院技術資料 D・1No.329空中写真による活断層の判読法 - 判読基準カード集 -, (財) 日本地図センター発行、89pp.
 - 18) 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、60pp.
 - 19) 佐藤 比呂志、石山 達也、今泉 俊文、加藤 直子、武田 哲也、越谷 信、堤 浩之、豊島 剛志、工藤 健、山北 聡 (2012) : 東北地方の震源断層モデル、日本地球惑星科学連合2012年大会、SSS35-P07.
 - 20) 越谷 信、加藤直子、佐藤比呂志、岩崎貴哉、阿部 進 (2007) : 東北本州弧の地殻構造、日本地質学会第114年学術大会講演要旨集、O-163.
 - 21) Kato, N., Sato, H. and Umino, N. (2006) : Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 28, 2011-2022.
 - 22) Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M. (1995) : Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, 4, 166-181.
 - 23) 岡村行信 (2000) : 日本海東縁のインバージョンテクトニクス、石油技術協会誌、65、40-47.
 - 24) Sato, H. (1994) : The relationship between late Cenozoic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22261-22274.
 - 25) 山田直利、斎藤英二、村田泰章編 (1990) : コンピュータ編集による日本地質図、1:2,000,000地質編集図、No.22、地質調査所.
 - 26) Kurashimo, E., Sato, H., Abe, S., Iwasaki, T., Iidaka, T., Kato, N., Koshiya, S., Kawanaka, T. and Hirata, N. (2011) : Precise aftershock distribution and crustal structure in and around the northern focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 949-954.
 - 27) 斉藤秀雄、阿部進、白石和也、佐藤比呂志、越谷信、加藤直子、川中卓 (2008) : 北上低地帯横断地殻構造探査について、物理探査学会第118回学術講演会論文集、127-130.
 - 28) 加藤直子、佐藤比呂志、今泉俊文、越谷 信、石山達也、戸田 茂、蔵下英司、平田 直 (2006) : 2008年岩手・宮城内陸地震震源域磐井川沿いにおける反射法・屈折法地震探査、月刊地球、32、433-439.
 - 29) 白石和也、阿部進、岩崎貴哉、斉藤秀雄、佐藤比呂志、越谷信、加藤直子、新井隆太、川中卓 (2010) : 屈折初動走時トモグラフィ・信頼性評価・初期モデルランダム化・モンテカルロ確度解析・チェッカーボードテスト、物理探査、63、no.4、345-356.
 - 30) 京都大学防災研究所地震予知研究センター (2011) : 東北地方太平洋沖地震に伴う静的応力変化、<http://www1.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/events/110311tohoku/toda/>.