

I. 地震の起こる仕組み

地震は世界のいろいろな地域で発生しますが、その中でも、日本は地震が多く発生する国の一つです。地震の発生する仕組みは、地球の内部構造が深く関係していると考えられています。ここでは、日本でなぜ地震が多く起こるのかを理解していただくために必要な基礎的な知識を紹介します。

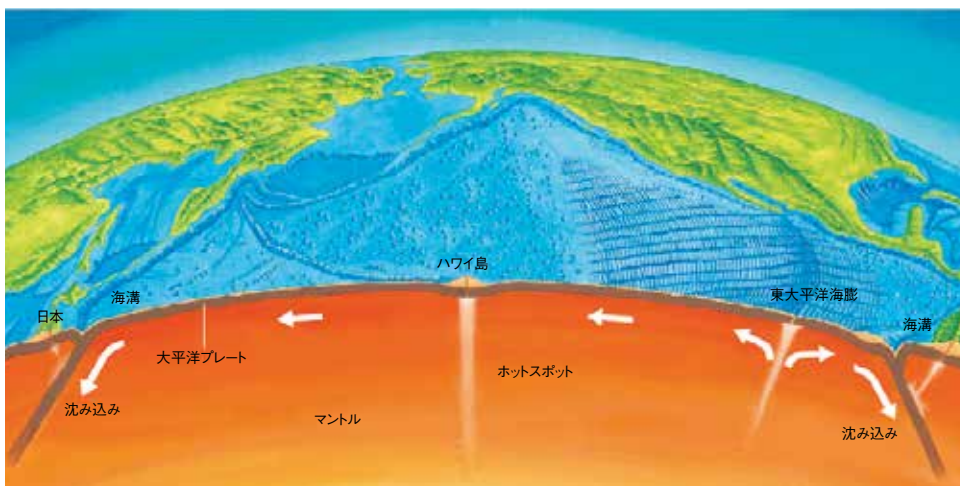
1. 地球表面の移動とプレート境界

□ プレート・テクトニクス

地震の原因は、地球の表面を覆うプレートの運動と深く関わっています。プレート・テクトニクスという言葉がありますが、これは地球の表面近くで起こるさまざまな地学的な現象をプレートの運動で説明する学説です。地震活動や火山活動などは、プレート・テクトニクスで説明できます。

地球の表面は大小十数枚のプレートと呼ばれる硬い岩盤で覆われています。プレートはその下の比較的柔らかい層の上を、年間数cmの速さで、相互に水平運動しています。そのため、プレートの周辺部には圧縮されたり、引っ張られたりする力が働きます。このプレート運動が生み出す巨大な力が、地震を引き起こす主な原因です。

■ プレート運動

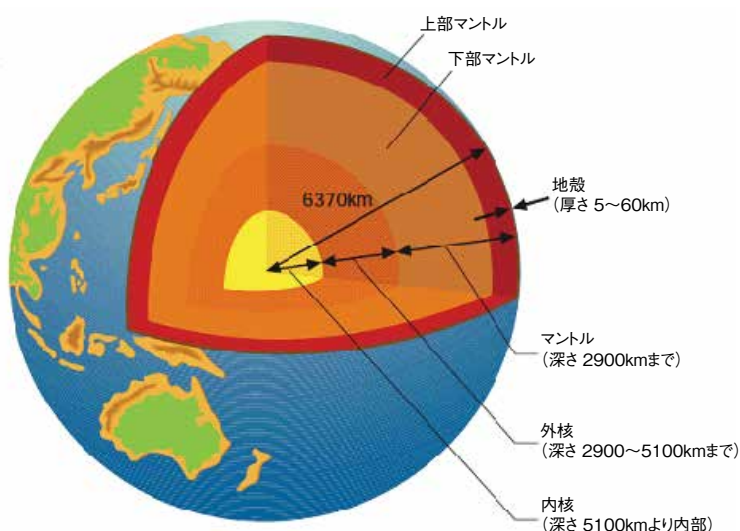


□ 地球の内部構造

地球の内部構造は、ニワトリの卵に似ています。殻にあたる部分を「地殻」、白身にあたる部分を「マントル」、黄身にあたる部分を「核」と呼びます。

地殻は、地球の表層を構成する花崗岩、安山岩、玄武岩などでできています。マントルは、カンラン岩など地殻と異なる物質からできていると考えられています。核は、鉄やニッケルなどの金属でできていると考えられており、外核は液体、内核は固体であると考えられています。このような地球内部の構造や物質の組成は、地球の内部を伝わる地震波を解析することによって知ることができます。

■ 地球の内部構造



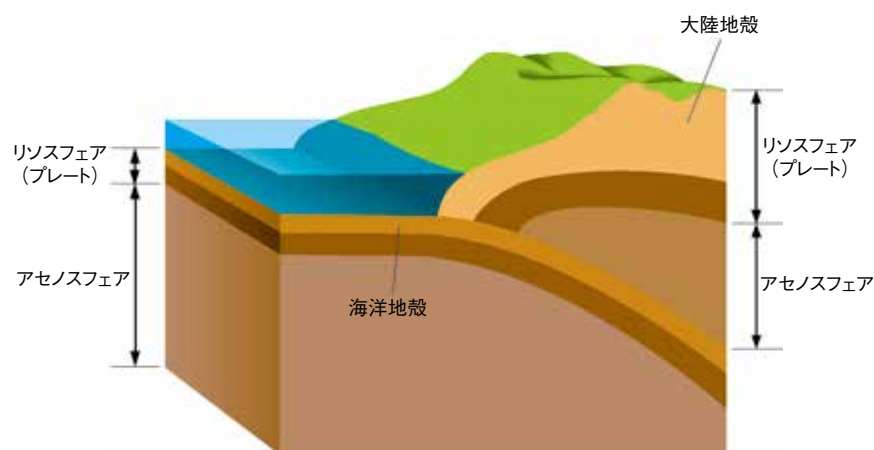
地殻とマントルはともに固体の岩石でできていますが、マントルは長い時間で見ると、まるで流体のようにふるまい、ゆっくりとした速度で対流運動をしていると考えられています。これをマントル対流といい、その原因は高温の核の熱であると考えられています。なお、プレート運動の原動力として、マントル対流による運搬などが考えられていますが、現在のところはっきりとしたことはよくわかっていません。

□ 地球の表面－地殻とプレート

地殻には、大陸を形成する大陸地殻と、海底を形成する海洋地殻があります。大陸地殻は 30 ～ 60km の厚さがあり、上部は花崗岩質の岩石、下部は玄武岩質の岩石でできています。海洋地殻の厚さは 5 ～ 10km ほどで、主に玄武岩質の岩石でできています。プレートは、このような地殻の違いにより、陸のプレートと海のプレートに分類されます。

プレートとは、地殻と上部マントルの最上部にある比較的固い部分の両者を合わせたものをいい、地球表面の硬い板のようにふるまう部分のことをいいます。プレートは、リソスフェアと呼ばれることもあり、その下にあるアセノスフェアと呼ばれる流動的な比較的柔らかい層が、プレート運動の潤滑剤のような役割をすると考えられています。

■地殻の構造



□ プレート境界

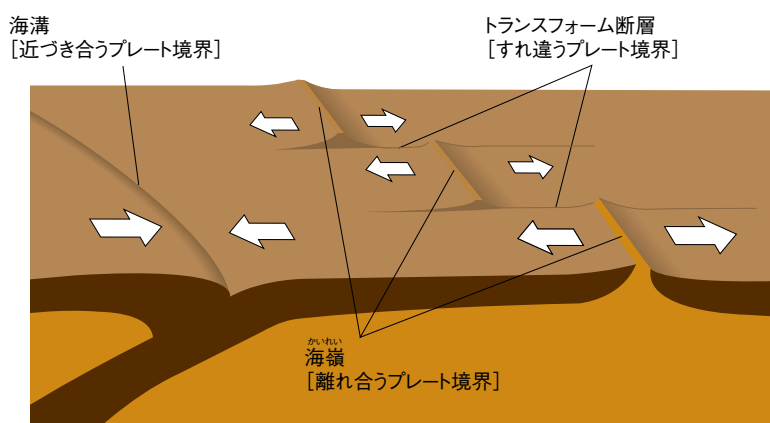
地球の表面を覆う複数のプレート同士の境目を、プレート境界といいます。プレート境界には、大きく分けて「離れ合う境界」、「近づき合う境界」、「すれ違う境界」があります。

「離れ合う境界」では、上昇したマントルの成分の一部が溶けてマグマとなり、海嶺 (P59) や海膨 (P59) と呼ばれる海底山脈からあふれ出ています。海嶺 (海膨) の両側には、新たな海のプレートが作り出されており、二つのプレートが互いに離れ合うように動いています。

「近づき合う境界」は、移動してきたプレートが他のプレートに出会う場所に相当します。陸のプレートに海のプレートが出会うところでは、海のプレートが陸のプレートの下に沈みこんで、海溝やトラフといった非常に深い溝状の海底地形が見られます。

「すれ違う境界」は、海嶺と海嶺を継ぐトランスフォーム断層 (P61) のように、プレート同士が互いにすれ違うような動きをしています。

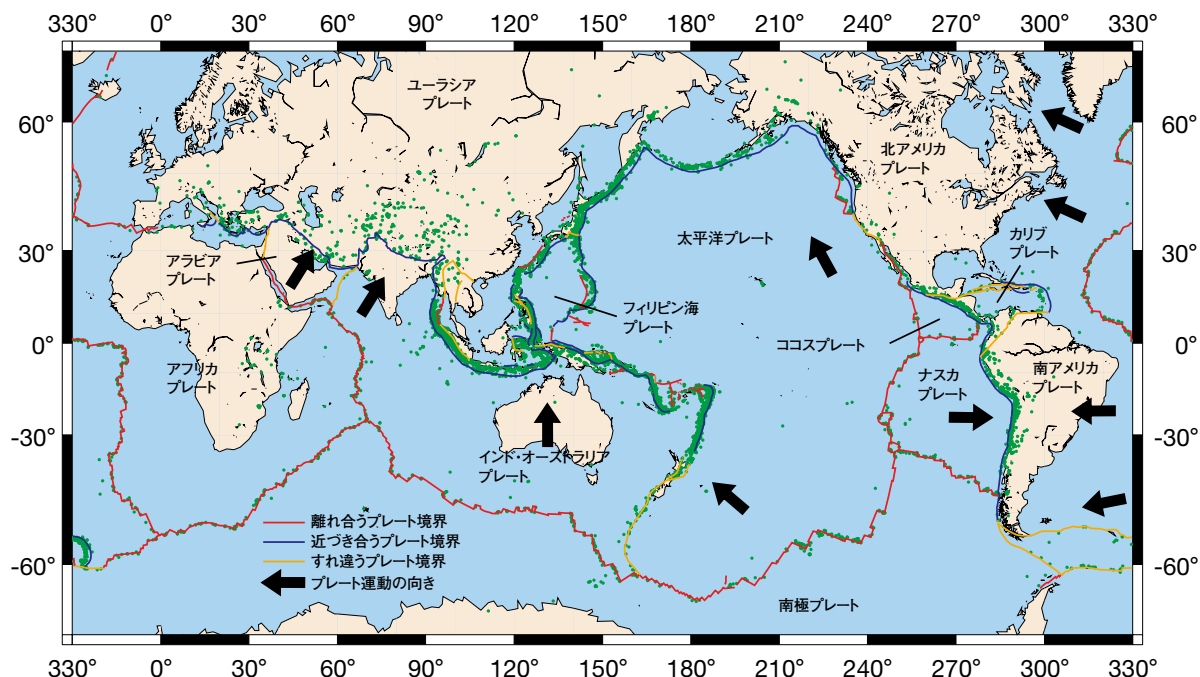
■プレート境界の種類



□ プレート境界と地震

地震は、世界のあらゆる場所で等しく発生するわけではありません。地震の発生した場所を世界地図に表わして見ると、地震はプレート境界周辺に帯状に集中していることがわかります。プレート境界付近では、プレート同士の相対運動によって地震活動や火山活動、地殻変動などの地学的な現象が活発に起こります。地震は、プレート境界付近の岩盤に大きな力が加わることにより発生します。

■世界の地震分布とプレート境界



震央（緑色の点）は、USGS（米国地質調査所）の資料をもとに、1998 - 2007 年、M5 以上、100km より浅い地震を表示（気象庁作成）。プレート境界は、テキサス大学地球物理学研究所（The PLATES Project）の資料をもとに作成。

2. 断層 —地震の原因

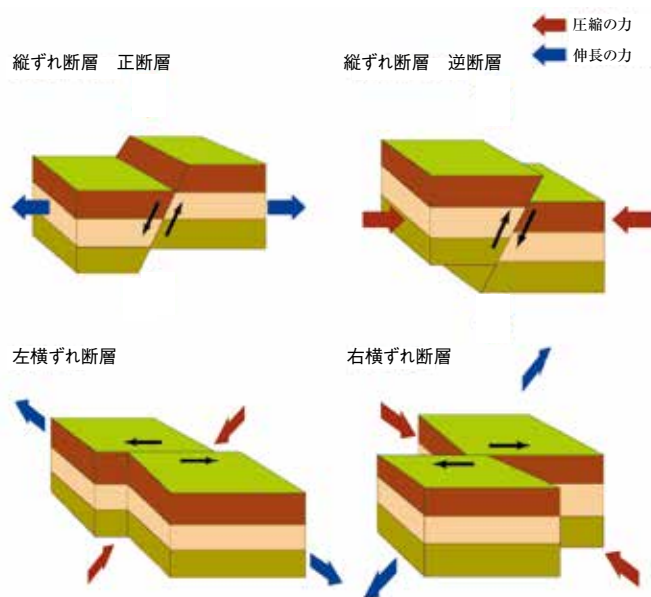
□ 断層運動とその種類

プレート運動による伸張の力や圧縮の力は、地下の岩盤にひずみを蓄積させます。そのひずみに岩盤が耐え切れなくなると、ある面を境にして岩盤が急激に破壊されて地震が発生します。その破壊された面を断層面といい、既存の断層を動かしたり、新たに断層をつくったりする動きを、断層運動と呼びます。

断層運動は「正断層」、「逆断層」、「横ずれ断層」の3つの基本的なタイプに分けることができます。これは、地下の岩盤に働く力の向きの違いが、断層面を挟んだ両側の岩盤に異なる動きを生じさせるためです。

正断層とは、水平の方向に岩盤が引っ張られたため、断層面を挟んで上側の岩盤が下へ滑り落ちる動きをしたものをいいます。逆断層とは、水平の方向から岩盤が圧縮されたため、断層面を挟んで上側の岩盤がずり上がる動きをしたものをいいます。

■断層運動の種類



関連する Q&A Q1, Q2, Q4

横ずれ断層とは、岩盤に圧縮や伸張がかかって、断層面を挟んで、それぞれの岩盤が逆方向にずれる動きをしたものをいいます。これには「右横ずれ断層」と「左横ずれ断層」があり、断層面を挟んで向かい側の岩盤が右側にずれたものは「右横ずれ断層」、左側にずれたものは「左横ずれ断層」といいます。

なお、正断層と逆断層は、共に断層面に沿って岩盤が上下にずれる動きをするので、「横ずれ断層」に対して「縦ずれ断層」と分類されます。

実際の断層運動では、地下の岩盤に働く力の向きは複雑なために縦ずれ断層と横ずれ断層の運動が合わさり、断層面に沿って斜めの方向にずれるものも多く見られます。しかし、縦ずれの量と横ずれの量が全く同じということは少なく、ずれの量が大きい方の呼び名で断層のタイプを表します。

このような地下の断層の動きは、地震波や余震の分布、地殻変動などにより知ることができます。

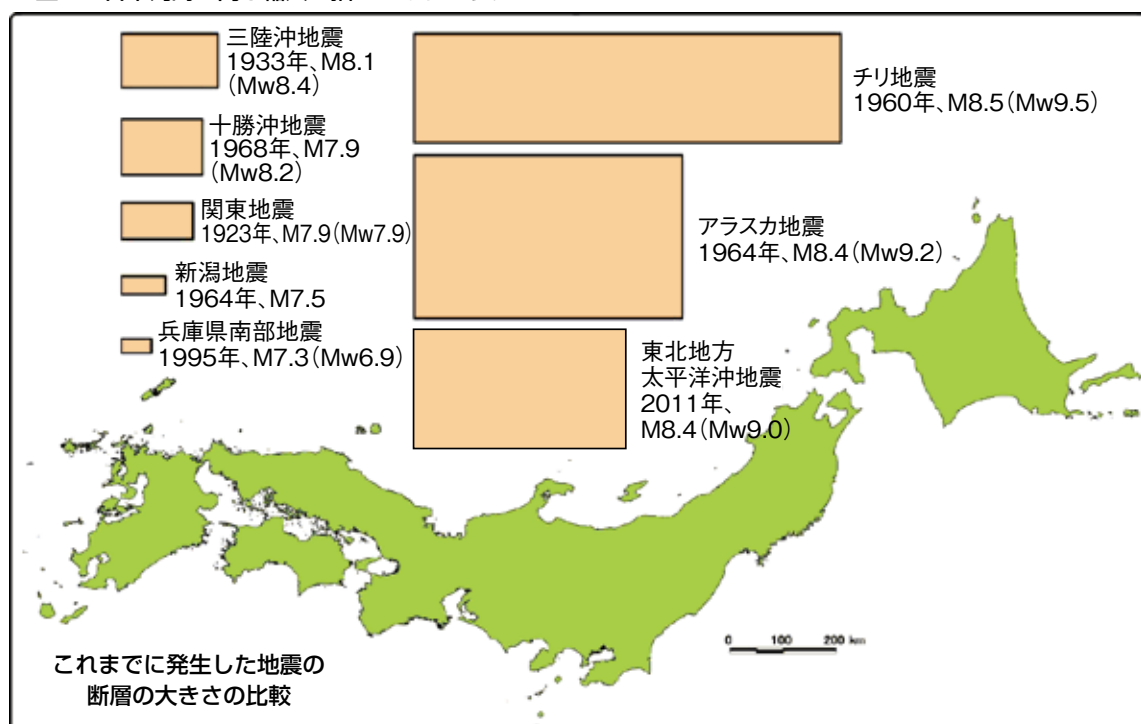
□ マグニチュード

震度は、ある場所の揺れの大きさなので場所によって異なります。そのため、震源での地震そのもの（断層運動）の規模を客観的に表すために、マグニチュードというものが考え出されました。マグニチュードの大きい地震では、断層面の面積が大きく、ずれの量も大きくなります。断層運動が起きた際に、断層面から放出される地震のエネルギーは、マグニチュードが1大きいと約30倍になります。さらに、マグニチュードが2大きくと約1000倍のエネルギーの違いになり、M8の地震のエネルギーはM6の地震の1000個分に当たることになります。

マグニチュードは基本的に地震計の記録から求められますが、使う地震計の種類や計算方法によってさまざまなマグニチュードがあります。一般的に、日本で発生した地震には、日本で起こる地震の規模が無理なく表現できるように工夫された気象庁マグニチュードが用いられます。その他、津波の大きさから求められるマグニチュードなどもあります。地震のマグニチュードに比べ不相応に大きな津波を起こす津波地震などは、地震計によるマグニチュードよりも津波によるマグニチュードは大きくなります。また、地震計の記録がない歴史時代の地震では、マグニチュードは被害の広がりから推定されます。最近では、断層面の面積とずれの量などから求められる物理的な意味が明らかなモーメント・マグニチュード（Mw）もよく使用されます。

■ マグニチュードと断層面の大きさ

色のついた長方形が推定された地震の断層面の大きさを表しています。断層面の大きさを比較するために、並べた日本列島と同じ縮尺で描いてあります。



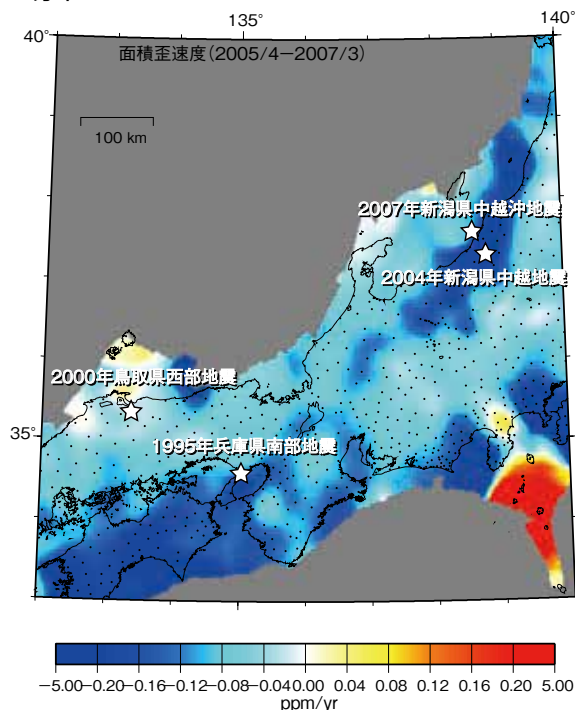
(マグニチュードは理科年表等による)

3. 地震と地殻変動

地震とは、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみを開放するために、断層運動というかたちで岩盤が破壊する現象です。地震が発生するまでの期間には、プレート運動によって岩盤に蓄積されたひずみが、地殻変動（地殻の変形）として観測されます。また、地震が発生した際には、震源域とその周辺で急激な地殻変動が観測されます。地殻変動の観測には、明治時代より行われてきた精密な三角測量や水準測量、近年稠密に整備された GNSS が用いられます。また、潮位観測施設や地下に設置されたひずみ計や傾斜計などによっても観測されます。

地震が発生するまでの期間の地殻変動は、大きくても 1 年間に数 cm 程度というゆっくりとした速さであるため、日常生活では感じるできません。右の図には、日本列島の岩盤にひずみが蓄積される速度の分布が示されています。

■ GNSS 連続観測データから推定した 2005 年－2007 年の面積ひずみ分布



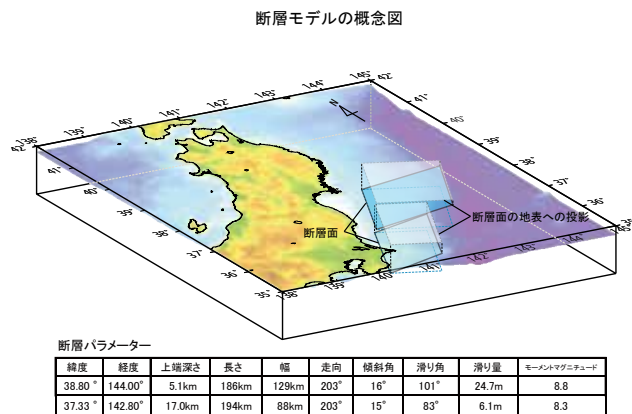
地震予知連絡会会報 Vol.79 巻

「7-15 新潟－神戸ひずみ集中帯における最近のひずみ速度の時間変化」より

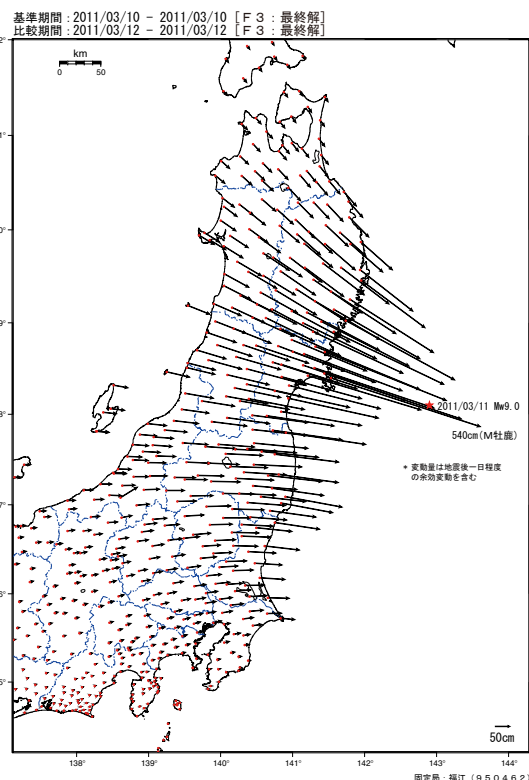
■平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動と断層モデル

大きな地震が発生した際には、地下の断層運動を反映して、地表で急激な地殻変動が観測されます。

右の図は平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の際に観測された GNSS による地殻変動が示されています。このような GNSS 観測によるデータから、地下の断層運動が断層モデルとして推定されます。東北地方太平洋沖地震の際には、プレート境界における 2 枚の低角逆断層からなる断層モデルが推定され、マグニチュード（モーメントマグニチュード）はそれぞれ 8.8 と 8.3 と推定されました。



東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日, Mw9.0)に伴う地殻変動(水平)



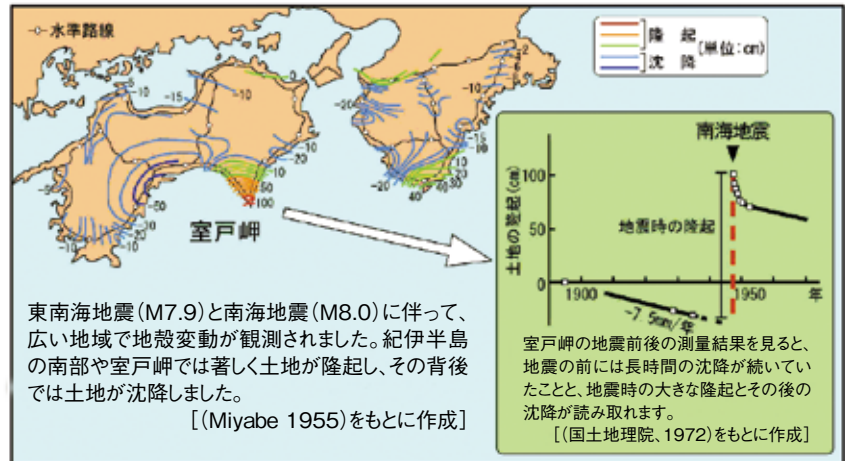
(国土地理院提供)

関連する Q&A Q2、Q5、Q17

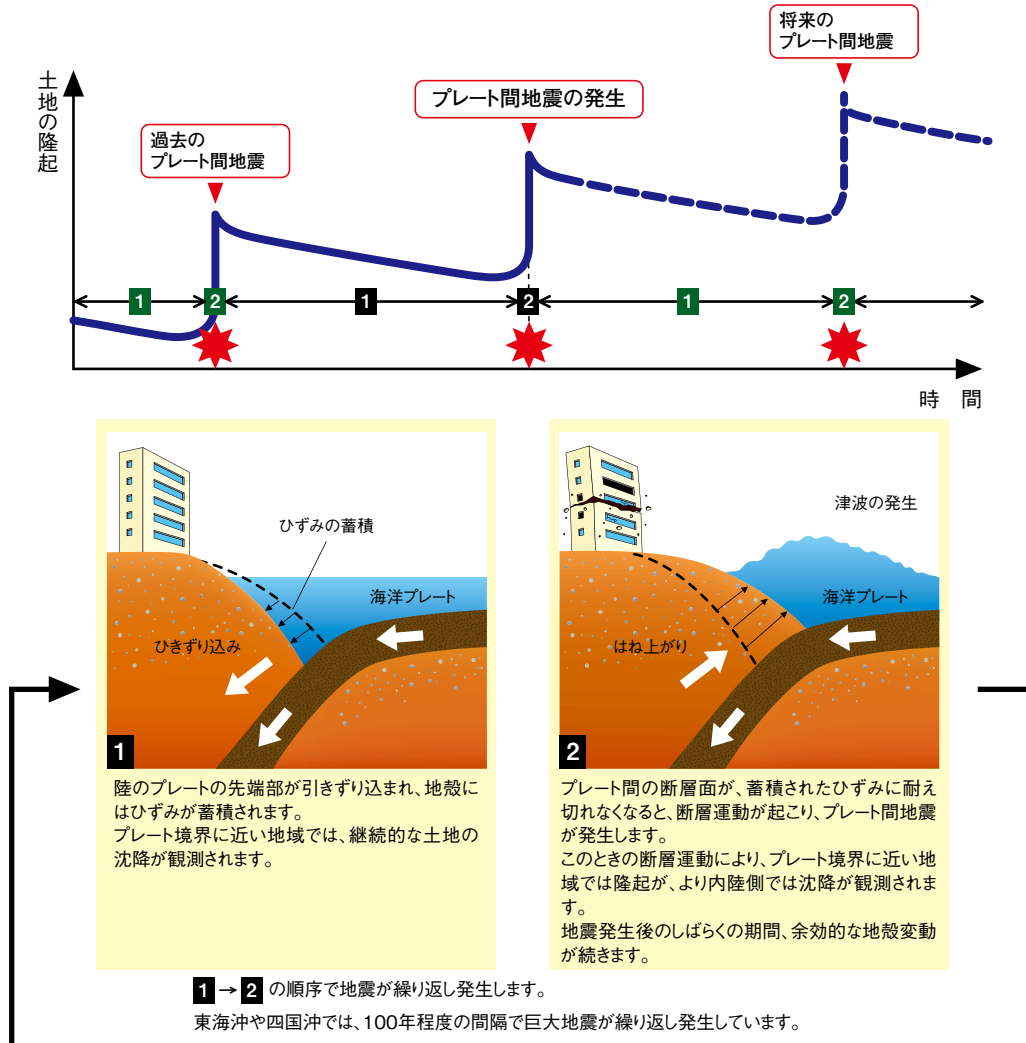
時間が経過することにより地殻変動がどのように変化しているかを調べることは、海溝型地震の長期的な地震発生の可能性を評価するために役に立ちます。

右の図は、昭和 19 年（1944 年）の東南海地震（M7.9）と昭和 21 年（1946 年）の南海地震（M8.0）に伴う地殻変動を示した図です。図中のグラフは、室戸岬の地震時とその前後の地殻変動の様子を示しています。このグラフから、昭和 21 年（1946 年）の南海地震以前は沈降、地震時は大きな隆起、地震後の断続した沈降が読み取れます。この現象は、フィリピン海プレートとの沈み込みと、地震に伴う地殻変動の例です。

■昭和 19 年（1944 年）の東南海地震（M7.9）と昭和 21 年（1946 年）の南海地震（M8.0）に伴う地殻変動



■プレート間地震に伴う地殻変動の模式図



室戸岬や房総半島などでは、このような過去の長い時間にわたる間欠的な土地の隆起により、海岸の近くに階段状の地形が形成されています。このことは、これまでにその地域で地震が繰り返し発生したことを物語っています。

Ⅱ．日本で起こる地震とその特徴

日本列島は 4 つのプレートが会合する、世界でもまれな位置にあります。そのような位置にある日本では、どのような場所で地震が起こっているのでしょうか。また、その地震活動にはどのような特徴があるのでしょうか。ここでは日本で起こる地震の場所やその特徴を解説します。

1. 日本列島とその周辺のプレート

日本列島の太平洋側には、日本海溝、相模トラフ、駿河トラフ、南海トラフなどの深い溝状の海底地形が見られます。ここは、プレートの境界にあたり、海のプレート(太平洋プレート、フィリピン海プレート)が陸のプレート(北米プレート、ユーラシアプレート)の下に沈み込んでいます。海溝やトラフで海のプレートが大陸のプレートの下に沈み込む理由は、海のプレートが陸プレートよりも重いからです。

日本列島は、主に陸のプレートである北米プレートとユーラシアプレートに位置しています。太平洋プレートは、東南東の方向から年間約 8cm の速さで日本列島に近づき、日本海溝などから陸側のプレートの下に沈み込んでいます。フィリピン海プレートは、ほぼ南東の方角から年間 3～5cm 程度の速さで日本列島に近づき、南海トラフなどから陸側のプレートの下に沈み込んでいます。

このような海のプレートが陸のプレートの下側に沈み込む運動により、プレート境界やその周辺の岩盤に巨大なひずみが蓄積されるために、日本では非常に多くの地震が起こります。

■日本周辺のプレート



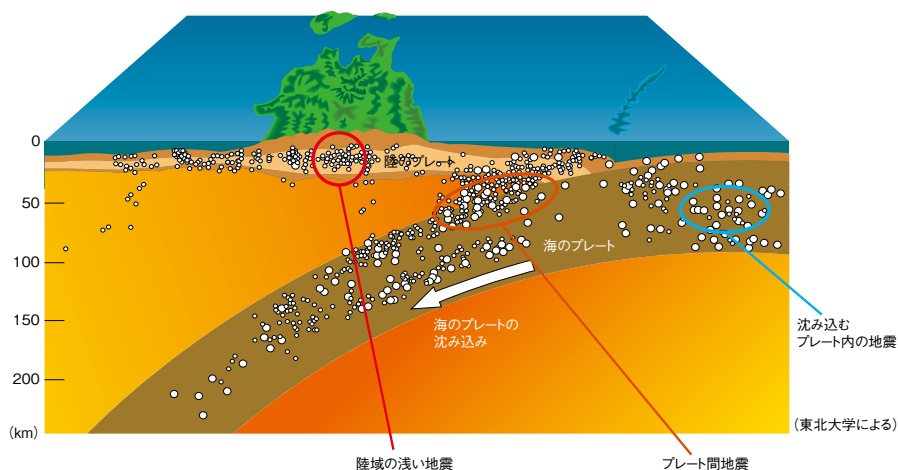
(海上保安庁提供)

2. 震源の分布で見る地震のタイプ

震源の分布を日本列島の東西断面で見ると、沈みこむプレートに沿って帯状に分布する地震と、大陸のプレートの浅い部分に分布する地震が見られます。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—西方向ないし南東—北西方向に強い圧縮の力がかかっています。

この海のプレートの沈み込みと、それに伴う陸地の圧縮により、プレート境界の周辺や内陸で多くの地震が発生します。なお、日本海東縁ではこれまで大地震がいくつか起きており、ここにプレート境界があるという学説があります。この地域における地震発生のしくみは、現在も研究されています。

■東北日本の東西断面で見る地震の分布



関連する Q&A

Q1、Q2、Q3、Q4、Q5、Q11

日本列島やその周辺で発生する地震は、発生する場所や発生の仕方によって、「プレート間地震」、「沈み込むプレート内の地震」、「陸域の浅い地震」、「火山活動に伴う地震」などのタイプに分けられます。ここでは、これらの地震の特徴を、具体的な例などを交えながら見ていきましょう。

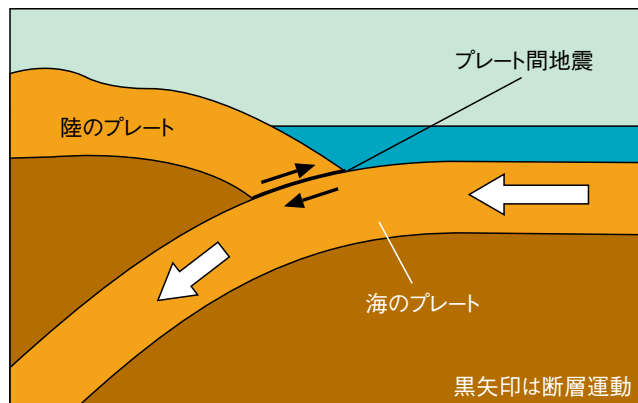
□ プレート間地震

日本列島の太平洋側の海底には、いくつかの海溝やトラフが連なっています。ここでは、海のプレートが陸のプレートの下に沈み込んでいます。海のプレートが陸のプレートの下に沈みこむ際、陸のプレートの先端部もいっしょに引きずり込まれます。

陸のプレートと海のプレートが接する部分がひずみに耐え切れなくなると、そこを巨大な断層面として陸のプレートの先端が跳ね上がるような断層運動が起き、地震が発生します。これを「プレート間地震」といいます。

平成 23 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) が代表的ですが、大正 12 年 (1923 年) の関東地震 (M7.9) や平成 15 年 (2003 年) の十勝沖地震 (M8.0) もこのタイプの地震です。プレート間地震は、ときにマグニチュード 8 以上の巨大地震になることがあります。また、プレート間地震では地震時の海底の地殻変動によって、津波が発生する場合があります。

■ プレート間地震の発生の仕組み



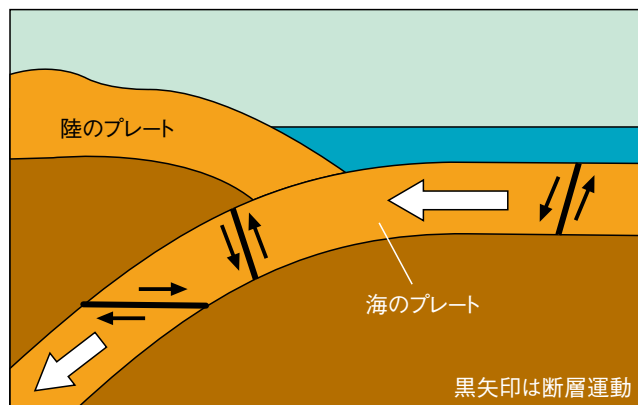
□ 沈み込むプレート内の地震

プレート境界付近では、プレートの内部で大規模な断層運動が起こり、地震が発生することがあります。このような地震を「沈み込むプレート内の地震」といいます。

このタイプの地震が被害をもたらした例として、昭和 8 年 (1933 年) 3 月 3 日の三陸沖地震があります。この地震では揺れによる被害は少なかったのですが、太平洋岸を襲った津波により多くの被害が出ました。また、平成 5 年 (1993 年) 釧路沖地震は、震源が約 100km という地下深くに沈み込んだ太平洋プレート内部で発生した地震でしたが、規模が大きく、大きな被害が出ました。

最近の例では平成 20 年 (2008 年) 7 月 24 日に発生した岩手県沿岸北部の地震がこのタイプの地震です。

■ 沈み込むプレート内の地震の発生の仕組み



□ 陸域の浅い地震

日本列島が位置する陸のプレートでは、プレート運動による間接的なひずみが岩盤に蓄積され、地下数 km から 20km 程度までの比較的浅い部分で断層運動が起こり、地震が発生します。このような地震を「陸域の浅い地震」といいます。陸域の浅い地震は、私たちが生活する直下の浅いところで起こるため、平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震（阪神淡路大震災）や平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震のように、甚大な被害をもたらします。日本の陸域で発生する規模の大きな地震は、マグニチュード 7.0 程度のものが多く見られますが、明治 24 年（1891 年）の濃尾地震のようにマグニチュード 8.0 程度の例も見られます。

陸域の浅い部分で起こる地震には、活断層で発生する地震があります。地表で認められる活断層は、地下の断層運動のずれが地表まで達するような、規模の大きな地震を過去にくり返し発生させてきたと考えられます。そのため、過去数十万年前から続くひずみの蓄積が今後も同じように続く限り、将来も規模の大きな地震が発生する可能性があります。

陸域の浅い部分で起こる地震は、地表で認められている活断層で発生する地震だけではありません。マグニチュード 6 クラス以下の地震だと、地表に断層運動のずれが現れることはほとんどなく、そのような地震を起こす断層は活断層として認識することが困難です。しかし、そのような断層が起こす地震は、地下の浅い部分で発生するため、地震の規模が小さくても揺れが大きく、被害が出ることがあります。平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震（M7.3）は、活断層が認められていない場所で発生し、顕著な地表での断層のずれ（地表地震断層）も見られませんでした。

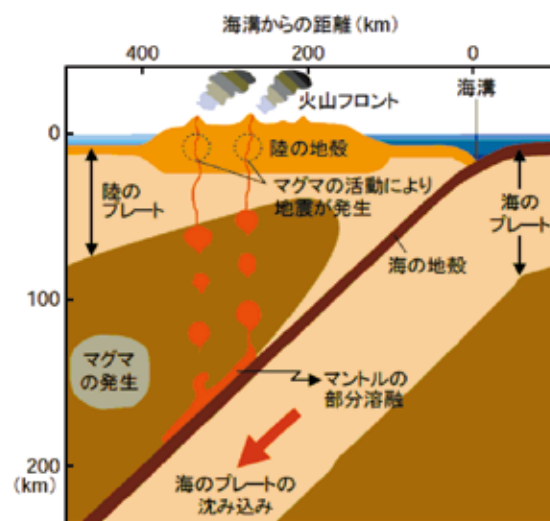
□ 火山活動に伴う地震

日本列島に分布する多くの火山は、日本列島の下に沈み込んだ海のプレートの深さが約 100 ～ 150km に到達した真上に列状に分布しています。これは、沈み込むプレートと共に地中へ運び込まれた物質が、この深さでマグマになり、それが地表付近にまで上がってくるためと考えられています。その火山列の海溝寄りの部分を、火山フロントといい、プレートが沈みこむ地域に特徴的に見られます。このように、プレート運動によって火山活動や地震が起こるという観点から、火山と地震は密接に関係しているといえます。

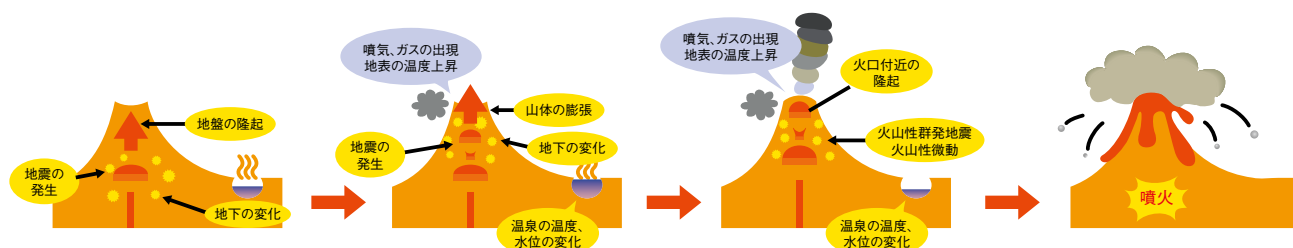
東北や南関東、九州などには多数の火山が連なっています。これらの火山群の周辺では、火山活動に伴って岩盤の浅い部分に局所的に力が働き、中小規模の地震が発生することが多く見られます。鹿児島県の桜島の大噴火（1914 年、大正 3 年）に伴う桜島地震（M 7.1）は、この種の地震としては稀に見る規模の大きな地震でした。

なお、火山の噴火の数ヶ月前から数時間前には、マグマの移動やマグマ起源のガスの上昇、地下水の移動に伴って群発地震が発生することがあります。また、火山性の地震には、通常の断層による地震に比べてゆっくりと動く「低周波地震」という特有の地震が知られています。この地震はマグマの活動によるものだと考えられていますが、まだ研究途上にあり詳しいことはわかっていません。

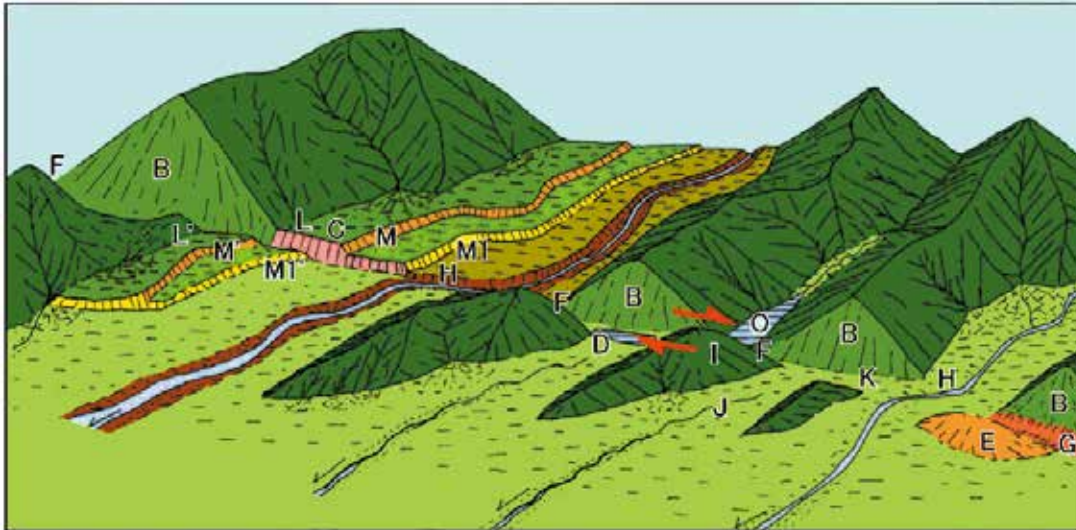
■プレートの沈み込みと火山活動



■火山活動に伴う諸現象と地震活動



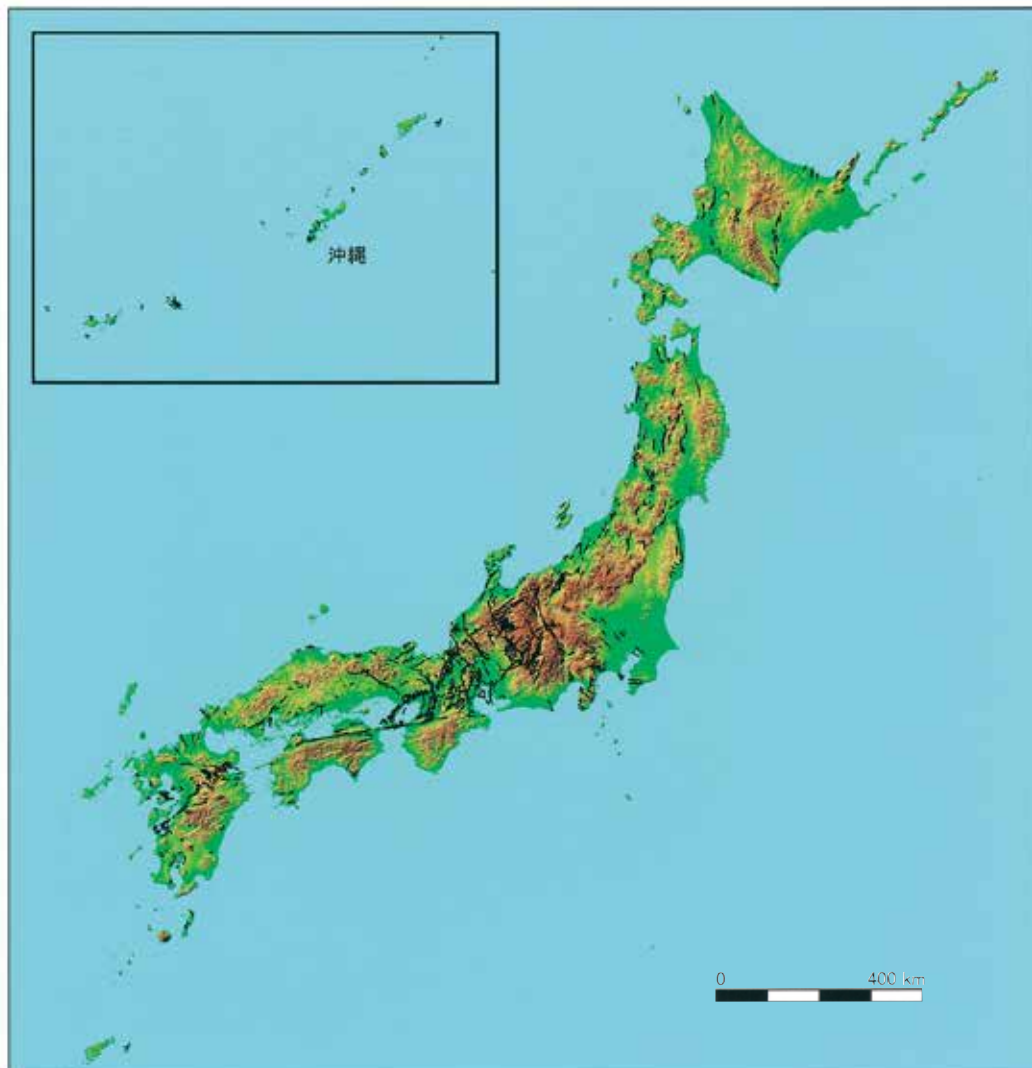
■活断層により形成された地形の例



B:三角末端面, C:低断層崖, D:断層池, E:ふくらみ, F:断層鞍部, G:地溝, H:横ずれ谷, I:閉塞丘, J:截頭谷, K:風隙, L-L':山麓線のくいちがい, M-M'段丘崖(M,M1)のくいちがい, O:堰き止め性の池

直線的な崖などの特徴的な地形として認められる活断層は、過去に非常に大きな規模の地震が繰り返し発生した痕跡といえます。
「新編日本の活断層」(活断層研究会編、1991 年)に加筆

■日本列島における活断層の分布



日本列島の活断層分布図(黒線は活断層)

関連する Q&A

Q1、Q2、Q3、Q4、Q5

3. 地震活動のパターン — 「本震—余震型」、「前震—本震—余震型」と「群発型」

これまで、地震は発生する場所や発生の仕方の違いにより、いくつかのタイプに分けられることを見てきました。一方、一連の地震活動を時間を追ったパターンで見ると、多くの場合「本震—余震型」「前震—本震—余震型」と「群発型」に分けることができます。これらの活動のパターンを、ある時間あたりの地震数の変化を模式的に示したグラフで見てみましょう。

□ 本震—余震型、前震—本震—余震型の地震活動

本震—余震型の地震活動は、最初に規模の大きな地震が発生し、その直後から規模の小さな地震が多く発生します。最初の大きな地震を「本震」といい、それに続く小さな地震を「余震」と呼びます。

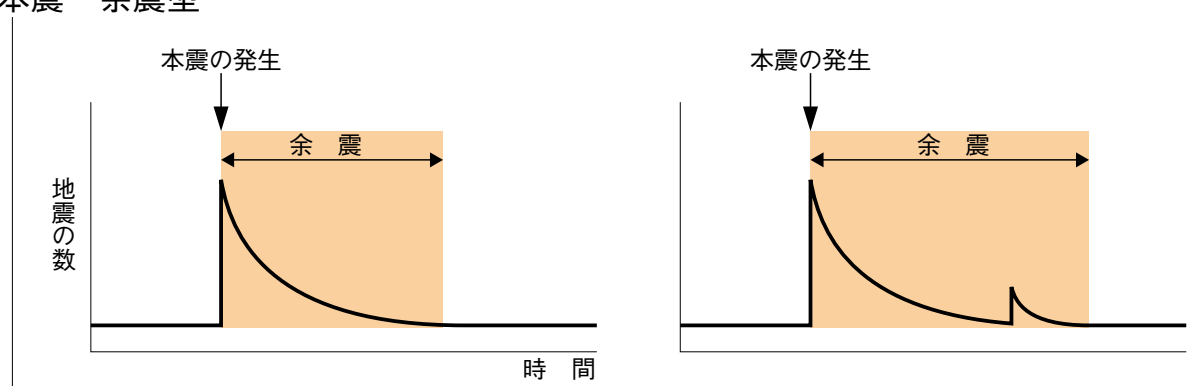
余震は、本震を発生させた断層の周りの岩盤で、力のつりあいが不安定になるために発生すると考えられています。余震の起きる場所を「余震域」といい、本震発生後から数時間程度までは本震で破壊された領域（震源域）とおおむね一致します。その後、余震域はだんだんと広がっていきます。

余震の数は本震直後に多く、時間とともに次第に少なくなっていきます。その減り方は、本震の直後は急激ですが、徐々に緩やかになります。余震がいつまでも続くといった印象を持つのは、このためです。また、本震のマグニチュードが大きいと、余震が収まるまでの期間が平均的には長くなります。

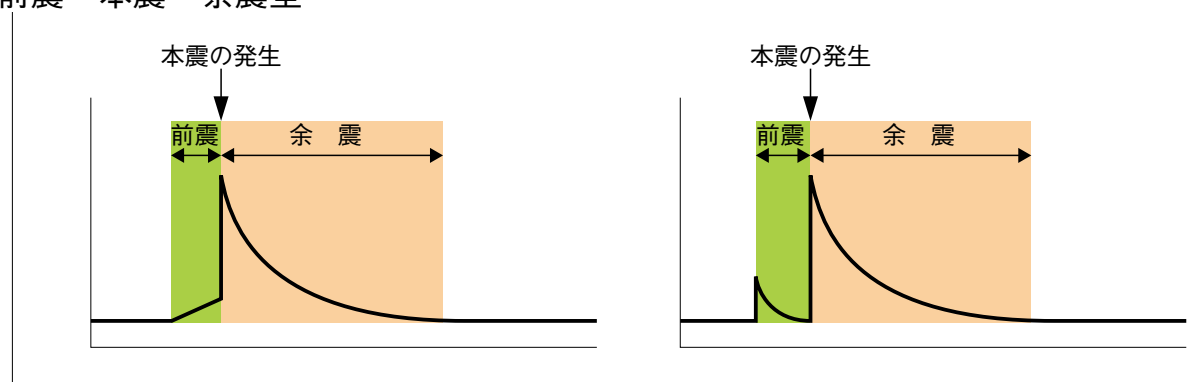
一部の地震活動の中には、本震に先立って規模の小さな地震を伴うこともあり、この地震を「前震」といいます。このような地震活動のパターンは「前震—本震—余震型」といいます。前震は、多くの場合、際立った特徴がなく、普段発生している規模の小さな地震と区別がつきにくいために、本震が発生してから前震であったと判断されます。

■ 地震数の時間変化の模式図（本震—余震型、前震—本震—余震型）

本震—余震型



前震—本震—余震型

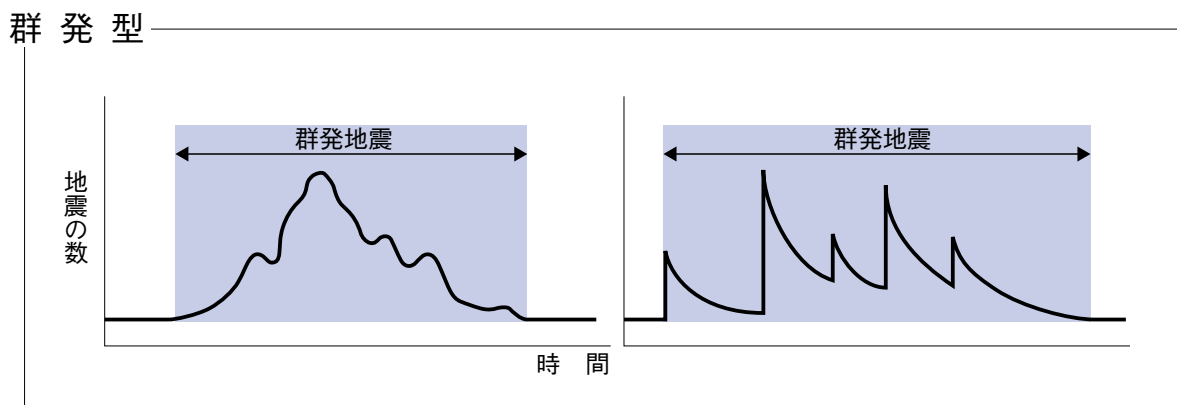


□ 群発型の地震活動

群発型の地震活動は、いきなり規模の大きな地震（本震）が発生するわけではなく、ある地域で次第に地震の数が増えて地震活動が活発になり、その後、活動が激しくなったり、弱まったりしながらだだらと活動が続く地震をいいます。

大抵の場合、震源は浅く、小さな地震が連続的に発生しますが、中にはマグニチュード5～6クラスの地震が混じることがあります。1965年の松代群発地震や2000年の伊豆諸島群発地震、伊豆半島東方沖で発生する群発地震がよく知られていますが、それらの多くは火山地帯の近くで発生しています。そのような群発地震では、断層運動では説明できないような継続的な地殻変動が観測されることが多く、マグマの岩盤内への貫入が進むことによって、岩盤内の力のつりあいがしだいに不安定になって、多くの地震が発生すると考えられています。

■地震数の時間変化の模式図（群発型）



4. 地震活動の周期性

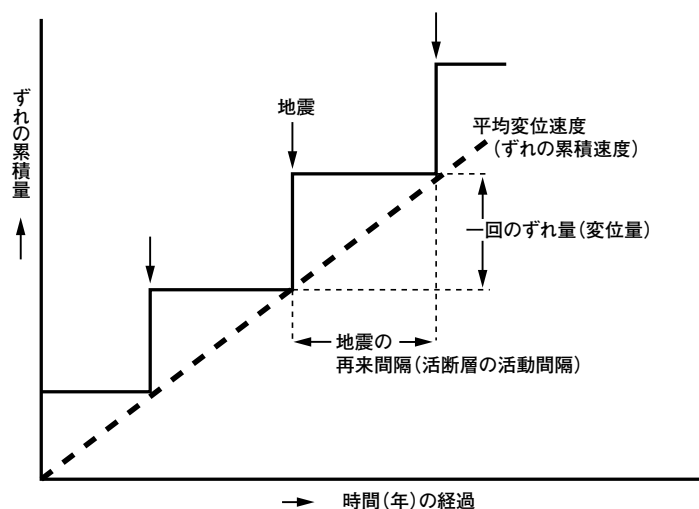
長い期間で平均すると、プレート境界付近で発生する大きな海溝型地震は数十年から数百年、陸域の活断層で発生する大きな地震は数千年～数万年の間隔で発生しています。

このような過去の地震活動は、地震について記述された古文書などの史料やトレンチ調査によって明らかになります。

地震活動に周期性があれば、地震が起こる時期を長期的に予測できます。例えば、「ある断層またはその一部を震源とする最大規模の地震は、ほぼ同じ大きさ、ほぼ同じ繰り返し間隔で発生する。」と仮定すると、繰り返しの間隔と最新の活動時期から次の地震が発生する時期がわかります。この仮定は、特定の地震を発生させる領域における岩盤へのひずみの蓄積と、断層運動によるひずみの解放が繰り返されるという物理的な背景によって説明されます。

この考え方は、「固有地震モデル」といい、規模の大きな地震の長期的な予測の基礎として用いられています。

■活断層の間欠的な活動の模式図



実際の活動は、それぞれの再来間隔が完全に等しくなく、ある程度のばらつきを持っています。（松田時彦氏 1998 年研修会講義資料より）

Ⅲ．地震波の伝わり方

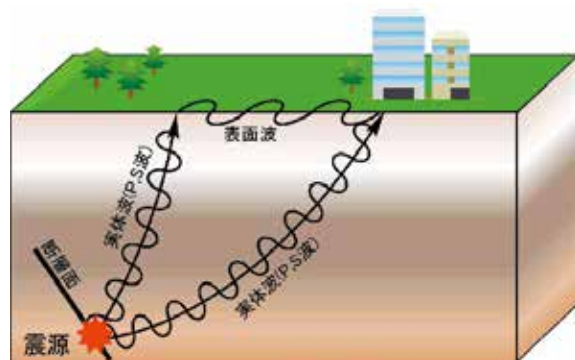
私たちが感じる地震の揺れは、地中のさまざまな経路を伝わってきたものです。そのような地震波を解析することで、震源の場所や地下で起こっている断層運動のようす、地下の構造などがわかります。また、地震波は地下の構造から大きな影響を受けます。最近では、地下の構造と断層面の情報から、地震が起こったときの揺れをシミュレーションすることもできるようになってきています。ここでは、地震波とはどのようなものなのかということや、地震波の伝わり方を簡単に説明します。

1. 地震波の種類

地震波には、地球内部を伝わっていく「実体波」と、地球の表面に沿ってのみ伝わっていく「表面波」があります。

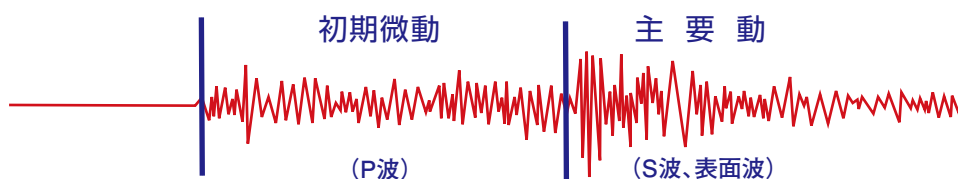
実体波には、波の進む方向と同じ方向に振動する P 波（縦波）と、波の進む方向と直交の方向に振動する S 波（横波）があります。大きな地震が遠くで起こると、最初に「カタカタ」と小刻みに揺れ、次いで「ユサユサ」というややゆっくりとした横揺れを感じ、そのあとに「ユラユラ」というゆっくりとした揺れを感じます。これは、地震波が、主に最初に到達する P 波（縦波）と、その後には到達する S 波（横波）、それに続く表面波から構成されているためです。このような順番で地震波が到達するのは、地震波の進む速度が波の種類によって異なるからです。地震による被害は主に揺れの大きい S 波と表面波によってもたらされることから、S 波と表面波を合わせて主要動と呼びます。これに対して、P 波による比較的小さい揺れを初期微動といいます。

■実体波と表面波の伝わり方の模式図



表面波は、震源が近い場合には S 波との区別が難しいのですが、震源から遠い場合には、表面波のゆらゆらという揺れだけを感じることがあります。これは、表面波が遠くにまで伝わりやすいという性質を持っているためです。

■地震波形の模式図で見る初期微動と主要動



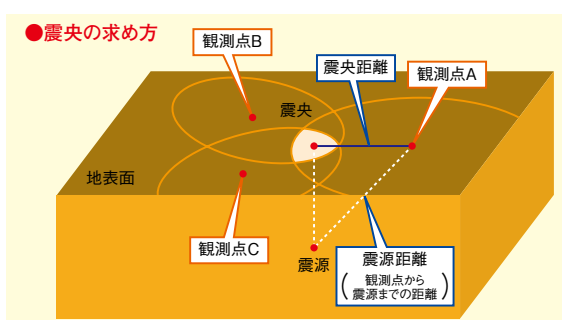
主要動では振幅が大きく、揺れが大きいことがわかります。

2. おおまかな震源の位置の簡単な求め方と地震波の伝わる速さ

震源の位置を簡単に求めるには、P 波と S 波の伝わる速さの違いを利用します。P 波が到着してから S 波が到着するまでの時間差を、初期微動継続時間（S - P 時間）といいます。日本の場合、この初期微動継続時間（秒）を 8 倍すれば震源までのおよその距離 (km) がわかります。例えば、初期微動継続時間が 5 秒あったとすると、 $5(\text{秒}) \times 8 = 40(\text{km})$ となり、震源までの距離が 40km だということが求められます。この方法で、3 点以上の地点の地震計からの距離を算出すれば、震源の位置を求めることができます。

しかし、P 波と S 波が地中を伝わる速度は、地盤の性質

■簡単な震源の求め方



(成美堂出版提供)

関連する Q&A

Q7、Q8、Q9、Q10、Q11、Q12、Q18

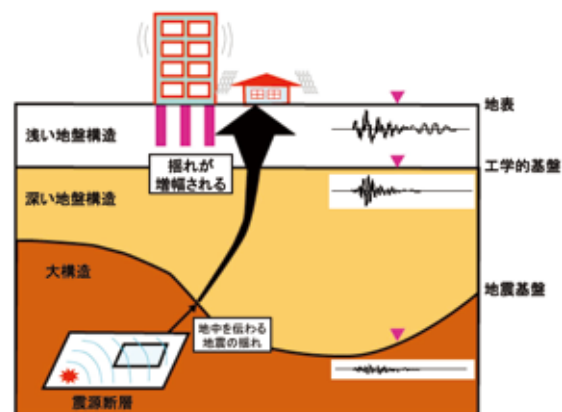
によって異なります。例えば地震基盤と呼ばれる岩盤では、P 波の進む速度は 1 秒間に約 5km、S 波の進む速度は 1 秒間に約 3km です。先ほどの震源の求め方では、地下の構造が均質で、地震波の進む速さが地表付近と同じであるとして計算しましたが、精密な震源の決定を行なうためには、地下の詳細な地震波の伝わる速さの構造があらかじめわかっている必要があります。実際には、複数の観測点における地震が観測された時間と、仮定した地下の構造により導かれる理論的な着震時との差が最小になるような計算が行われて震源の位置と地震の発生時刻が導かれます。

3. 地震による揺れと地盤の関係

震源で発生した地震波は、地下の構造によって反射や屈折などが起こり、複雑な地震波となって地表に届きます。

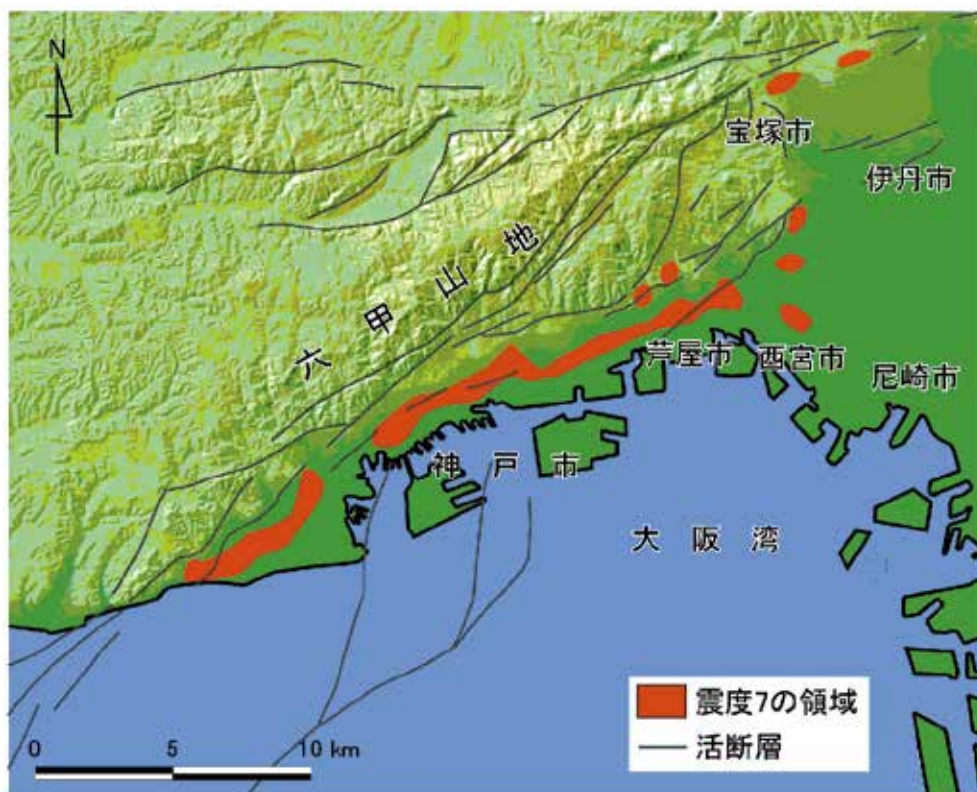
平野のように軟らかい地盤を地震波が伝わると、地震波が増幅して、大きな揺れが発生します。平野の地下には、岩盤の上に軟らかい砂や粘土が厚く堆積しており、例えば、関東平野では深いところで地下 3～4km、大阪平野では地下 1～2km まで堆積層が存在します。一般的に、大きな平野や盆地には、土砂が厚く堆積しているので、地震時に揺れが大きくなるがあるので注意が必要です。また、大きな平野では、地震波が到達するまでにさまざまな経路を伝わってくるので、長く揺れることが多くあります。

■地下構造と揺れの増幅との関係を表す模式図



(愛知工業大学 入倉孝次郎氏提供)

■平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震の際に見られた震災の帯



平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震では、阪神地区で揺れの大きかった地域が帯状に分布する、いわゆる「震災の帯」と呼ばれる現象が発生しました。この原因は、平野の軟らかい地盤により増幅された地震波と、固い岩盤からなる六甲山地から伝わった地震波が重なり、帯状の地域で揺れが大きくなったものと考えられています。

IV. 地震に伴う現象

地震が発生すると、それに伴ってさまざまな現象がおこり、揺れによる直接的な被害だけではなく、さらなる被害をもたらします。ここでは、津波、液状化現象、土砂災害について、具体的な例を挙げながらそれぞれの現象について説明します。

1. 津波

津波は、海域で発生するプレート間地震などによる海底の地殻変動により発生します。日本は、四方を海に囲まれ、古くから多くの津波による被害を受けてきました。例えば、2011 年 3 月 11 日に起こった東北地方太平洋沖地震に伴う津波は、宮城県、岩手県、福島県を中心に、東日本太平洋岸一帯に甚大な被害をもたらし、この地震・津波による死者・行方不明者は約 2 万人にのぼると推定されています。

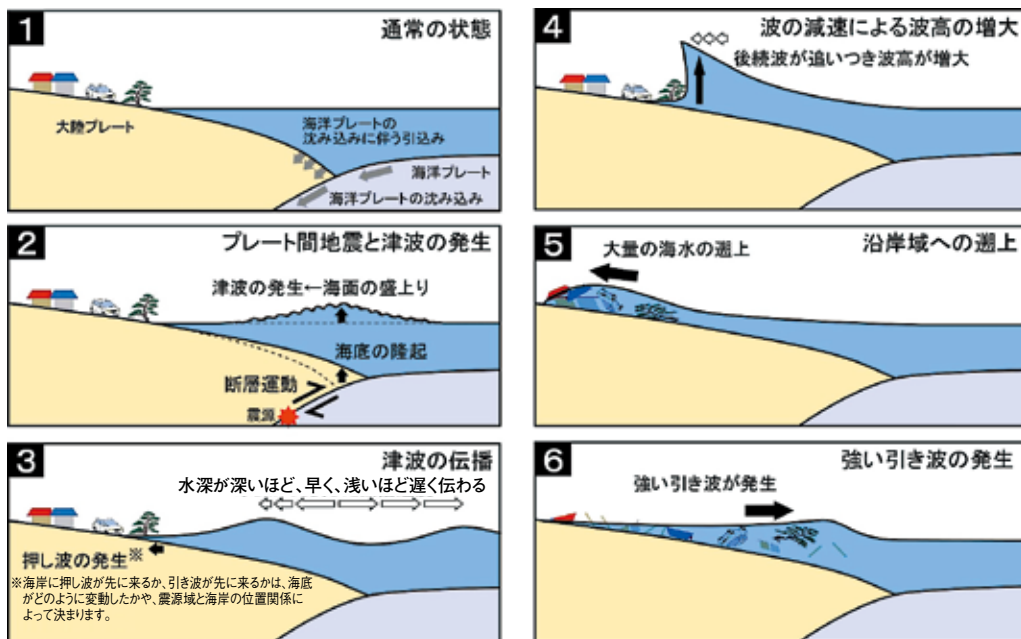
また、小さな揺れしか感じないのに津波が襲ってくることがあります。1896 年（明治 29 年）6 月 15 日に、三陸沖の約 150km を震源とするマグニチュード 8.2 の規模の大きな地震が起こりました。三陸沿岸で感じたこの地震による揺れは、震度 4 程度と小さかったのですが、地震発生後の 35 分後に第 1 波の津波が、その 8 分後に第 2 波の津波が襲ってきました。その津波の高さは、最大 38.2m にも達し、死者 21,959 人、家屋流失全半潰 1 万以上という大きな被害が出ました。このような、地震の揺れから推定される地震の規模に比べて津波の規模が大きい特殊な地震を「津波地震」と呼びます。津波地震の発生する仕組みはよくわかっていませんが、プレート境界面の摩擦特性の違いによって、断層のすべり運動が通常の地震よりもゆっくりと起こるのではないかと考えられています。

日本を襲った津波は、日本の周辺で起きた地震によるものだけではありません。1960 年 5 月 22 日、南米チリ沖で巨大地震（Mw9.5）が発生し、日本から見ると太平洋を隔てて反対側で発生した津波は太平洋全域に伝播し、1 万 8 千 km を 22 時間 30 分かけて日本に到達しました。津波は太平洋を時速 800km で伝わってきた計算になります。日本の太平洋沿岸を襲ったこの津波によって、国内でも大きな被害が出ました。

津波は沿岸に近づくと、海底の地形や海岸線のかたちに大きく影響を受け、波の反射や、波が岬などを回り込む現象などにより津波の遡上高は大変に複雑な分布になります。また、沿岸に何回も押し寄せ、第一波よりも高い津波が後からくる場合もあります。

通常の波浪は、海水の表面が運動するだけですが、津波は海底から海面までの海水が一斉に運動する現象であることから、沿岸に大量の水が押し寄せてきます。津波が河川や低地を遡上した場合、水深が浅くても、大量の水による激しい流れのため、大きな被害を出します。

■津波発生の様式図



2. 液状化現象

水分を多く含んだ砂の地盤に、地震による強い揺れが加わると、液状化現象が発生することがあります。昭和 39 年（1964 年）の新潟地震（M7.5）の際に、4 階建ての鉄筋コンクリートの建物が地盤の液状化により転倒するなどの被害があったことから、広く液状化現象が知られることとなりました。最近では、平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震や平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の際にも、埋立地等で大規模な液状化現象が発生し、構造物に被害が生じました。

液状化による被害には、地盤の支持力が低下することにより発生する建物等の沈下や傾斜、噴砂（水と砂が地中から噴き上げてくる現象）などによる被害、そして、段差のある場所や傾斜地において、液状化した地盤が低い側へ移動してしまう被害などがあります。

ゆるい砂からできた地盤で、地下水面が高い場合には、液状化現象が発生する可能性が高くなります。そのような地盤は、人口の集中した平野部に多いため、道路やライフラインなどが被害を受け、液状化現象が大きな経済的損失を与えることが少なくありません。



（千葉県浦安市富岡エステート住宅管理組合自主防災隊提供）

3. 土砂災害

規模の大きな地震が発生し、起伏のある地形に強い地震動が作用すると、斜面崩壊や土石流が発生することがあります。地震による揺れは、斜面を不安定にするように作用し、大雨によって引き起こされるよりも広い範囲で斜面崩壊が発生することが多くあります。

昭和 59 年（1984 年）の長野県西部地震（M6.8）では、地震発生直後に各所で大規模な斜面崩壊が発生しました。御岳山頂のやや南で発生した斜面崩壊はとくに規模が大きく、崩壊で生じた大量の土砂は、土石流となって約 14km も流下して王滝川に堰止湖を形成しました。

平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震（M7.2）においても、多数の斜面崩壊が発生して道路が寸断され、中山間部の被災者が孤立するなど救助活動に支障が生じました。また、崩壊した土砂が河川に流れ込み、川の流れをせき止める河道閉塞という現象が生じました。

地震により不安定になっている斜面が、地震後の雨により崩壊して、被害が広がる可能性があります。さらに、余震が起こった際に、不安定になっている斜面が崩壊することもあるので注意が必要です。

最近では、山地などの自然の斜面だけではなく、人工的な盛土地盤などが地震動によって崩壊する例も多く報告されています。

■平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害



（岩手県南広域振興局一関総合支局提供）