

2. 全 国

2 全国の地震活動の特徴

2-1 日本列島とその周辺の地震活動

この項では、日本列島とその周辺で、これまでにどのような場所で地震が発生してきたか、地震の分布などを見てみます。

世界の地震

世界を見わたしてみると、地震はどこで発生しているのでしょうか。図2-1は、最近発生したマグニチュード4以上、深さ100km以浅の地震の分布です(マグニチュードは、地震の規模を表す量で、以下Mと記します)。地震が発生した場所に赤い点が打たれています。この図を見ると、地震はどこでも同じように発生しているのではなく、帯状の狭いところで数多く発生していることがわかります。日本列島は、この帯状の地域に位置しています。

日本の地震

図2-2は、日本列島周辺の地震の分布を示しています。地震は全国いたるところで発生してきたことがわかります。特に北海道地方から関東地方にかけての太平洋側沖合や、九州地方から南西諸島

の太平洋側沖合に帯状に連なる地域で、地震発生頻度が非常に高いことがわかります。図2-3の海底地形の様子からもわかるように、これらの地域に沿って、海溝と呼ばれる地形的に深い溝が分布しています。また、日本列島の陸域の浅い場所でも、海域に比べて発生頻度は低いものの、地震が発生しています。

また、地震の発生する深さを見ると、太平洋の沖合から日本列島に近づくにつれて、やや深い場所で発生するようになり、陸域や日本海側の地下深くまでその延長が続いています。その深さは、東北日本を例にとれば、太平洋の沖合では0～50km、沿岸部から陸域にかけては50～200km、さらに日本海の西部やロシアの沿海州では400～600kmにも達します。陸域では、これとは別に浅い場所(およそ20km以浅)でも地震が発生していることがわかります。

地震の発生頻度について、M6以上の地震を全国的に累積地震回数の面から見ると、おおよそ一定の頻度で発生しているように見えます(図2-4)。また、Mが1大きくなると、発生する地震の数が約10分の1になるという規則性が知られています。

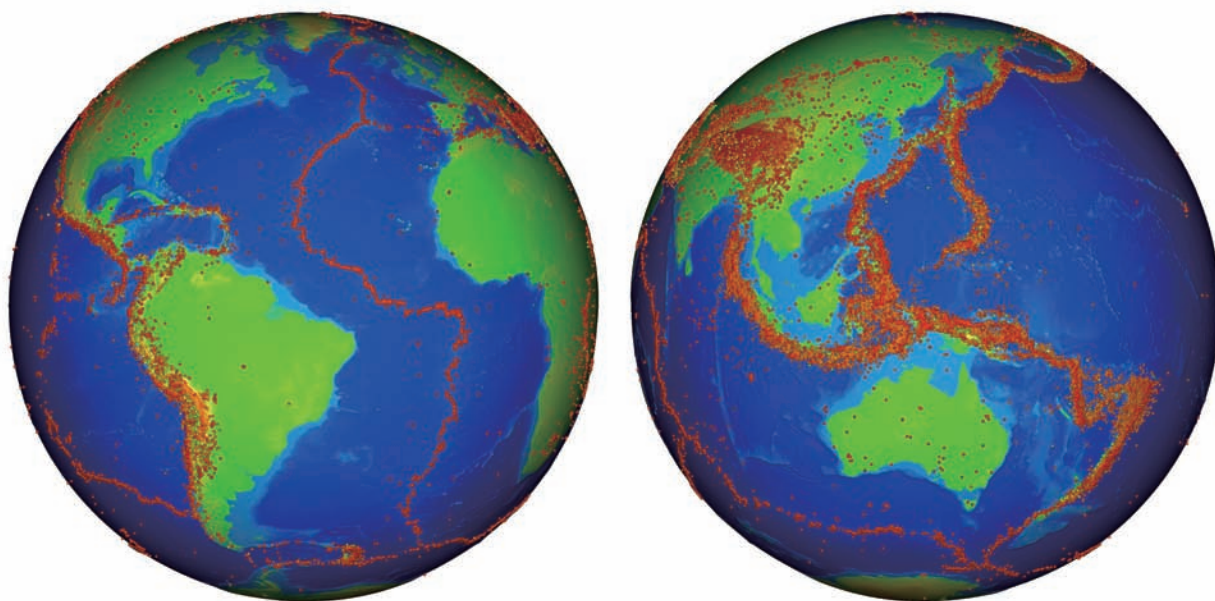


図2-1 世界のM4以上の地震(1993～2006年7月、深さ100km以浅)

[国際地震センターのデータから作成]

2 全国の地震活動の特徴

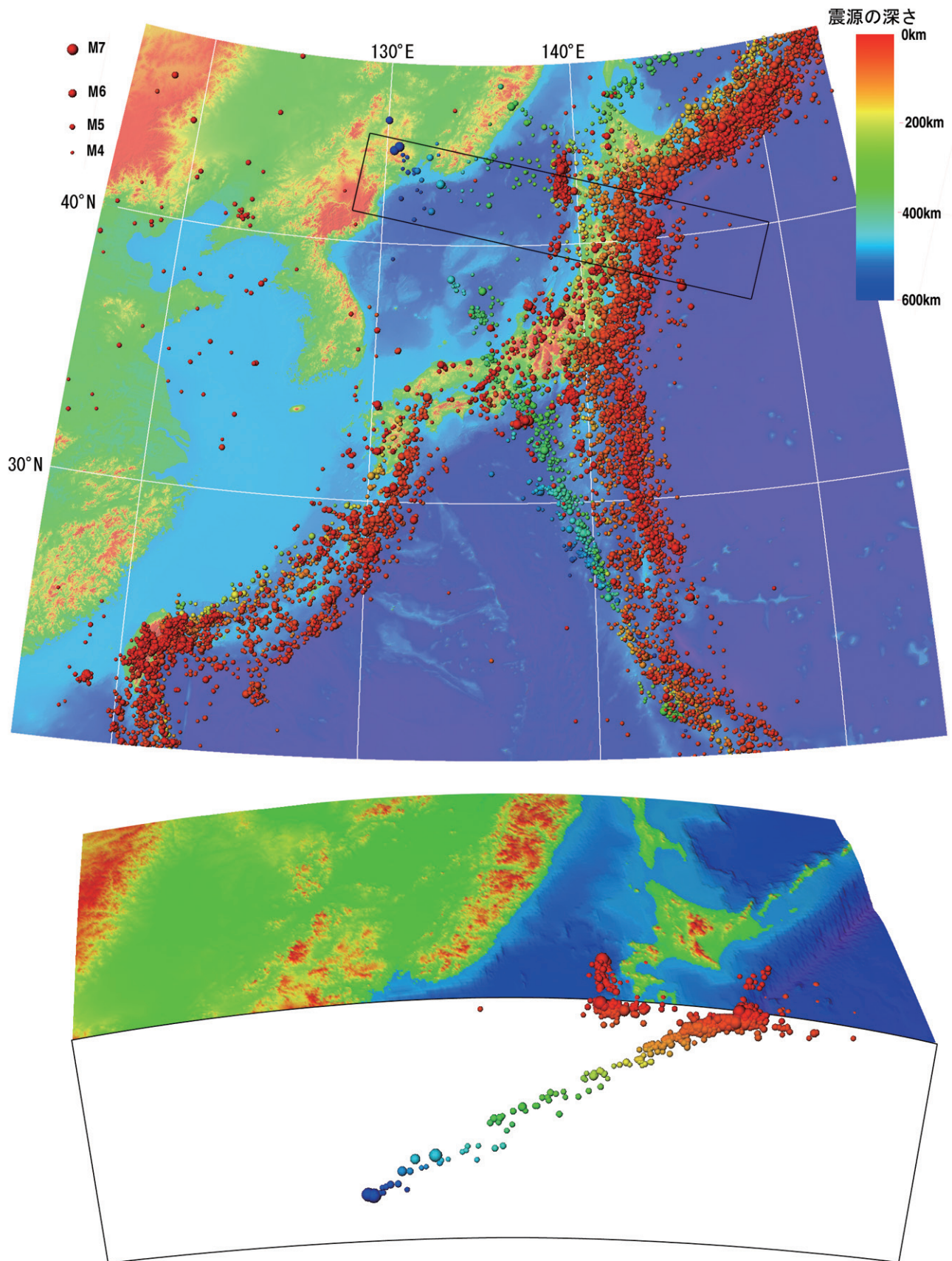


図2-2 日本列島とその周辺の地震活動(1993年～2006年7月、M4以上) [国際地震センターのデータから作成]
地震が発生した場所に、深さによって色を変えた点が示されています。深さ600kmぐらいまで地震が発生していることがわかります。これらの地震は、深く沈み込んだ太平洋プレート内で発生しています。

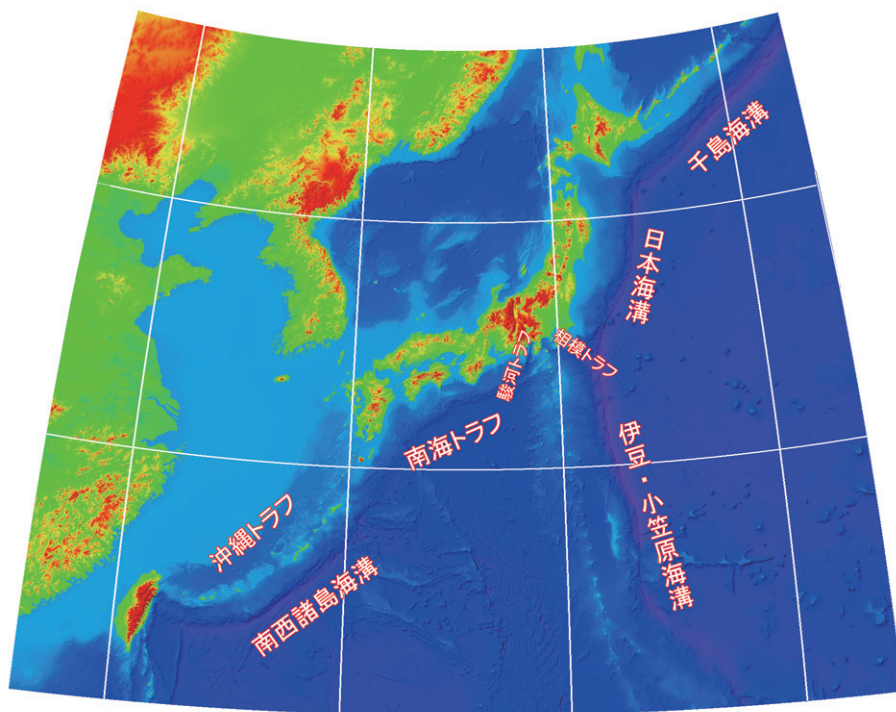
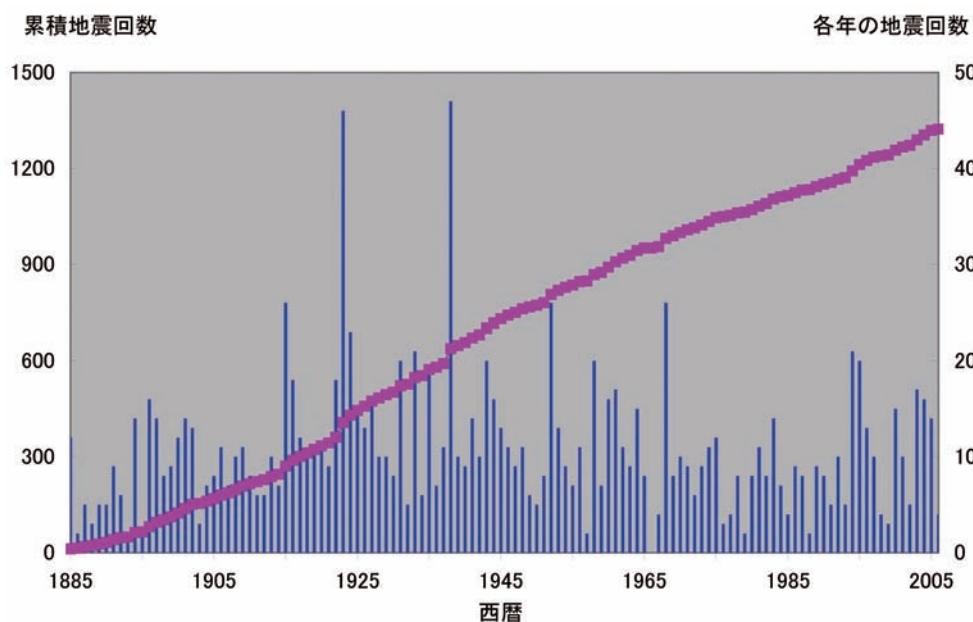


図2-3 日本列島とその周辺の地形
[国土地理院、海上保安庁
などのデータから作成]

日本列島の東側には、千島海溝、日本海溝や伊豆・小笠原海溝が、また南東側や南側には、相模トラフ、駿河トラフ、南海トラフや南西諸島海溝が、列島に沿うように延びています。沖縄の大陸側には、沖縄トラフがあります。

図2-4 日本列島とその周辺
におけるM6以上の
地震の発生回数の積
算グラフ
[宇津および気象庁資
料から作成]

1885年以降の累積した地震回数(折れ線グラフ)と、1年あたりの地震回数(棒グラフ)とを示しています。関東地震のあった1923年や昭和三陸地震の1933年、福島沖に地震が頻発した1938年など多い年と少ない年とで数倍以上の変動があります。



歴史資料で知られている地震

日本においては、歴史の資料により、数多くの被害地震が知られています。図2-5は、近代的な地震観測が始まる前(1884年以前)の、歴史の資料によって知られている主な被害地震(図中のA)と、地震の観測が始まった後に発生した主な被害地震(図中のB)の位置を示しています。例えば、1850年代(安政の頃)のように、M7～8程度の被害地震が多数発生したことが過去にはありました。

ところで、近代的な地震観測以前の地震については、歴史の資料に記述されている被害の様子や範囲などから地震の位置や規模が推定されています。そのため、近年の観測機器によって求められるものに比べて、誤差が大きくなります。また、観測機器によって求められた地震の位置や規模についても、観測機器の進歩や設置箇所の増加、震源の決定手法の進歩などによって、その精度は年とともに向上しています。

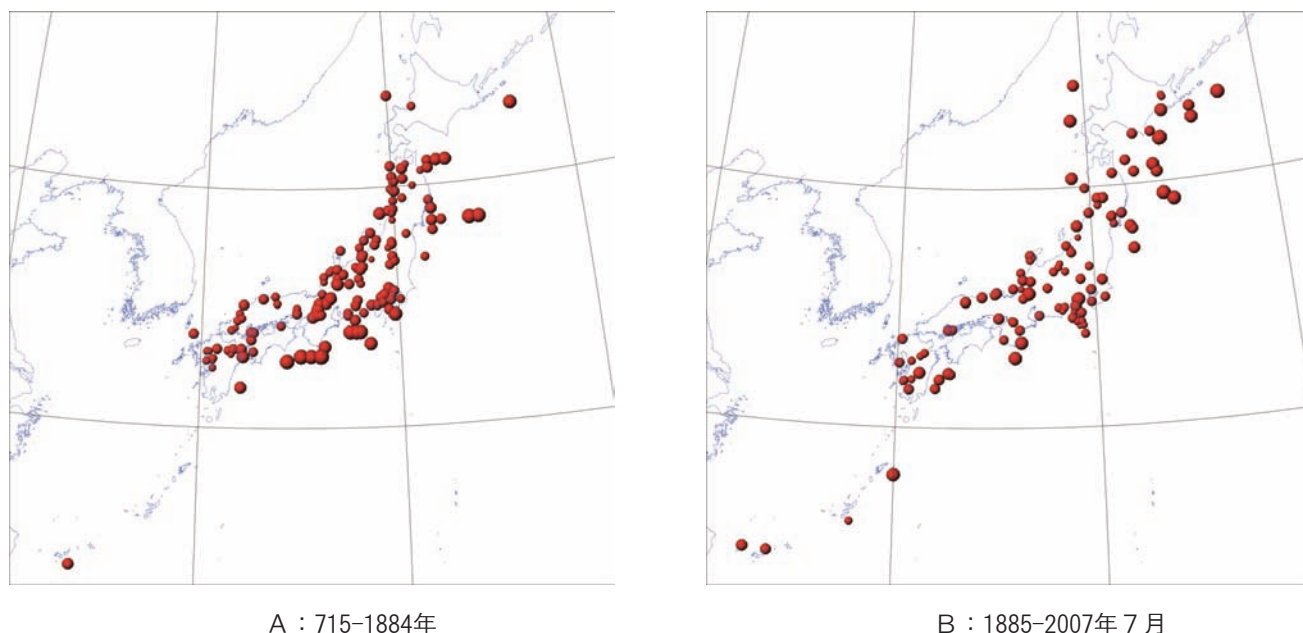


図2-5 有史以来の主な被害地震

[宇津(2004)などから作成]

宇津(1982)の被害レベル3以上(複数の死者あるいは複数の全壊家屋以上の被害)を地震のマグニチュードに応じた大きさでしめしてあります。はるか沖合いでもMの大きい地震や、Mが小さくても平野に近い地震などが大きい被害をもたらします。

2-2 地震とは何か

全国の地震活動の特徴について、より詳細に説明する前に、ここで「地震とは何か」という基本的なことに立ち返ってみましょう。

「地震」と「地震動」

「あっ、地震だ!」のように日常用語として使う「地震」は、人が感じた大地の揺れを意味することが多いのですが、例えば「地震の分布」の「地震」は、これとは違った意味で用いられています。後者の意味での「地震」は、大地に揺れをもたらす源のことで、地下で発生した何ものかについて言っています。専門的には、「地震」という用語は後者の意味で、大地の揺れについては「地震動」という用語が用いられています。

「地震」の正体

さて、大地の揺れ、すなわち地震動は、「地震が生じたところ」から波(地震波)が伝わってきて、その波が大地を揺さぶることで生じます。その波を発生させる原因、すなわち地震の正体が正確に判明したのはそれほど古いことではなく、1960年代です。この正体は、地下の岩盤中に蓄えられたひ

ずみのエネルギーを解消するために発生した断層運動です。

「断層運動」とは

もう少し、順を追って地震の正体を説明します。まず、何らかの原因で地下の岩盤に強い力がかかると岩盤はしだいに变形し、それとともに岩盤中にひずみとしてエネルギーが蓄積されていきます。さらに、力を加え続けると、岩盤はやがて耐え切れなくなって破壊を起こし、それまでに蓄えられていたひずみのエネルギーを波(地震波)として急激に放出します。地震とは、このような現象が地下で起こることです。岩石は、その周りに何もなければ破壊の瞬間に砕けてパーンと飛び散るだけですが、地下での岩盤の破壊はこれとは様相がかなり異なります。地下の岩盤中での破壊は、一般に岩盤どうしがある面に沿って急速に「ずれ動く」という形で起こります(図2-6)。この「ずれ動く」面は、過去にもずれを起こした既存の弱面(断層面)などが多いようです。以下では、この弱面上で岩盤どうしがずれ動いた部分を破壊域と呼ぶことにします。また、この面に沿って両側の岩盤が相対的にずれ動くことを「断層運動」といいます。なお、「断層」とは、もともと一続きだった地層や岩盤が

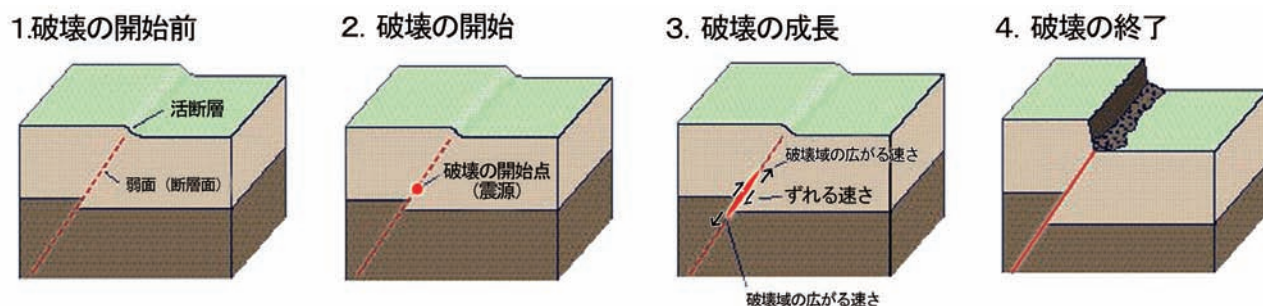


図2-6 破壊域の拡大とずれ(逆断層の場合)

破壊域の拡大とずれについて、陸域の浅い場所(およそ20km以浅)で発生した地震を例として模式的に示したものです。現在、この図のような一連の過程について、その詳細が研究されているほか、地震の始まり(図の2. 以前)についても研究が進められています。

断層運動の結果、ある面を境にずれている状態をいい、そのずれ方により正断層、逆断層、横ずれ断層という基本的な型に分けられます(詳細は付録1を参照)。

破壊が伝わる速さ

破壊が伝わる速さ、すなわち破壊域が拡大する速さは非常に速く、地下(地殻の中)では秒速2～3km程度になります(地震波(P波)はもっと速く伝わります)。両側の岩盤が相互にずれる速さは遅く、秒速数十cm程度です。なお、破壊が広がりきった範囲、すなわち断層運動を起こした範囲全体をここでは震源域と呼びます。

断層運動の規模

これらのことから、「地震が生じたところ」は、点ではなく、面的な広がりをもつことがわかります。ところで、断層運動の規模が大きくなる程(破壊の規模が大きくなる程)、地震の規模(M)が大きくなることは容易に想像できます。断層運動の規模は、ずれの量の大きさと断層運動を起こした範囲(震源域)の広さによって決まります。その広さは、断層の形を水平方向の長さ(断層長)と傾斜方向の長さ(幅)の長方形とみなして表現できます(図2-7)。

なお、断層運動の運動量を「地震モーメント」といい、地震モーメントに基づいて決定される地震の規模を「モーメントマグニチュード」といいます。

「震源」とは

地震発生直後に気象庁から発表される「震源」と

は、最初に断層の「ずれ」が生じたところ(破壊の開始点)を意味します(図2-6)。震源は、各地の観測点に最初に来た地震波(P波、S波)の到着時刻から求められます。

兵庫県南部地震・関東地震の規模

断層運動の規模を具体的な例で見えます。阪神・淡路大震災を引き起こした「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」は、M7程度(M7.3)の地震です。淡路島北西岸の地表に現れた断層の長さは約10kmで、地表で見られた断層上のずれの量は1～2m程度でした。各種の観測データの解析によれば、地下の断層の長さは40～50km程度で、幅は15km程度と求められています。さらに、最近の観測や研究の進展から、例えば図2-7のように、地下の断層面上におけるずれの量の分布がかなり具体的に推定できるようになりました。これを見ると、大きくずれるところとあまりずれないところがあることがわかります。また、地下では、地表に現れた断層のずれの範囲よりも広い範囲に破壊が及び、それが神戸の下にまで広がっていることがわかります。このように、大規模な地震では震源域が広がるので、震源から離れた地点でも、その近くまで断層運動が及んだ場合は、強い揺れを受けることになります。

M8程度の地震の例としては、関東大震災を引き起こした1923年の関東地震(M7.9)があります。この地震を発生させた断層の長さは約90km程度、幅は50km程度、ずれの量は5～7m程度と推定されています。

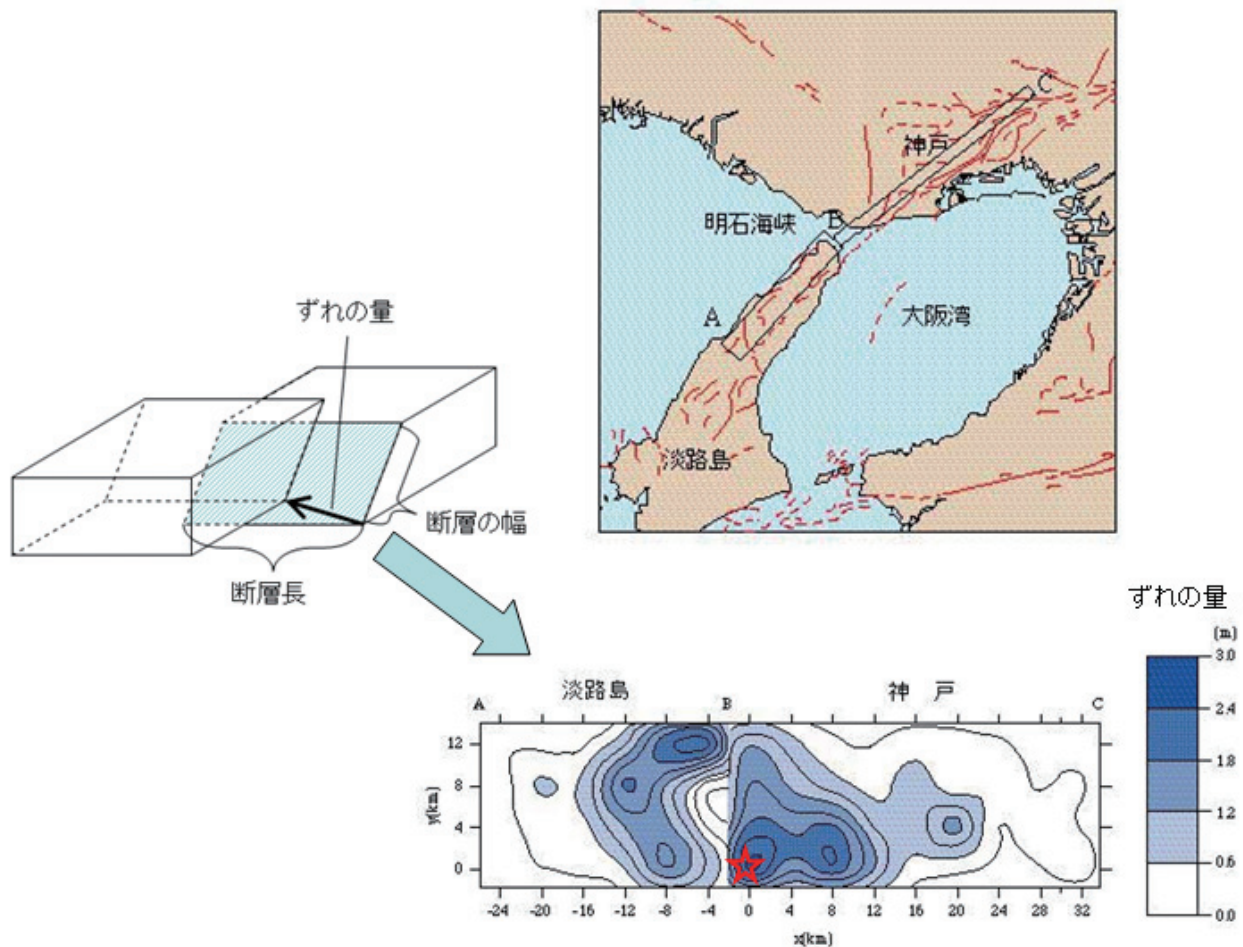


図2-7 断層運動の規模(左)と「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」における断層のずれの量(右)

[Yoshida et al. (1996)]

断層運動の規模は、ずれ動いた範囲の面積とずれの量とで決まります。この範囲を長方形と仮定したとき、その面積は断層長と幅とで決まります。「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」におけるずれの量を見ると、場所によってずれの量が異なることが分かります。

アスペリティ

前述のように、地震の断層運動では、断層面上で大きくずれるところとあまりずれないところがあります。岩盤どうしが特に固く結合していて、地震のときに急に大きくずれ、強い地震波を出す部分のことを「アスペリティ」といいます。最近では、アスペリティの位置や大きさを推定することで、将来の大地震による揺れの分布を詳細に予測する研究が行われています。

主な被害地震の震源域

図2-1、図2-2、及び図2-5では、震源の位置を点で示しています。しかし、規模の大きな地震については、その震源を含むかなり広い範囲で断層運動が起きたものと考えられます。現在の知見を使って、過去約100年間の主な被害地震の震源域を示す

と、図2-8のようになります。

「本震」と「余震」

一般に、規模の大きな地震(本震)が発生すると、その後余震と呼ばれる比較的規模の小さな地震が多数発生します。余震の多くは本震の震源域の中で発生し、特に本震の直後(数時間から1日程度の間)の余震の分布は、本震の震源域(断層運動が起こった範囲)をよく表わしています(図2-9)。余震は、本震の直後には非常に多く発生しますが、時間とともに減少し、その減り方はかなり規則的であることが知られています。余震のMは、最大のものでも、本震のMより1程度以上小さいことが多いのですが、本震に近い規模の余震が発生することもあります。

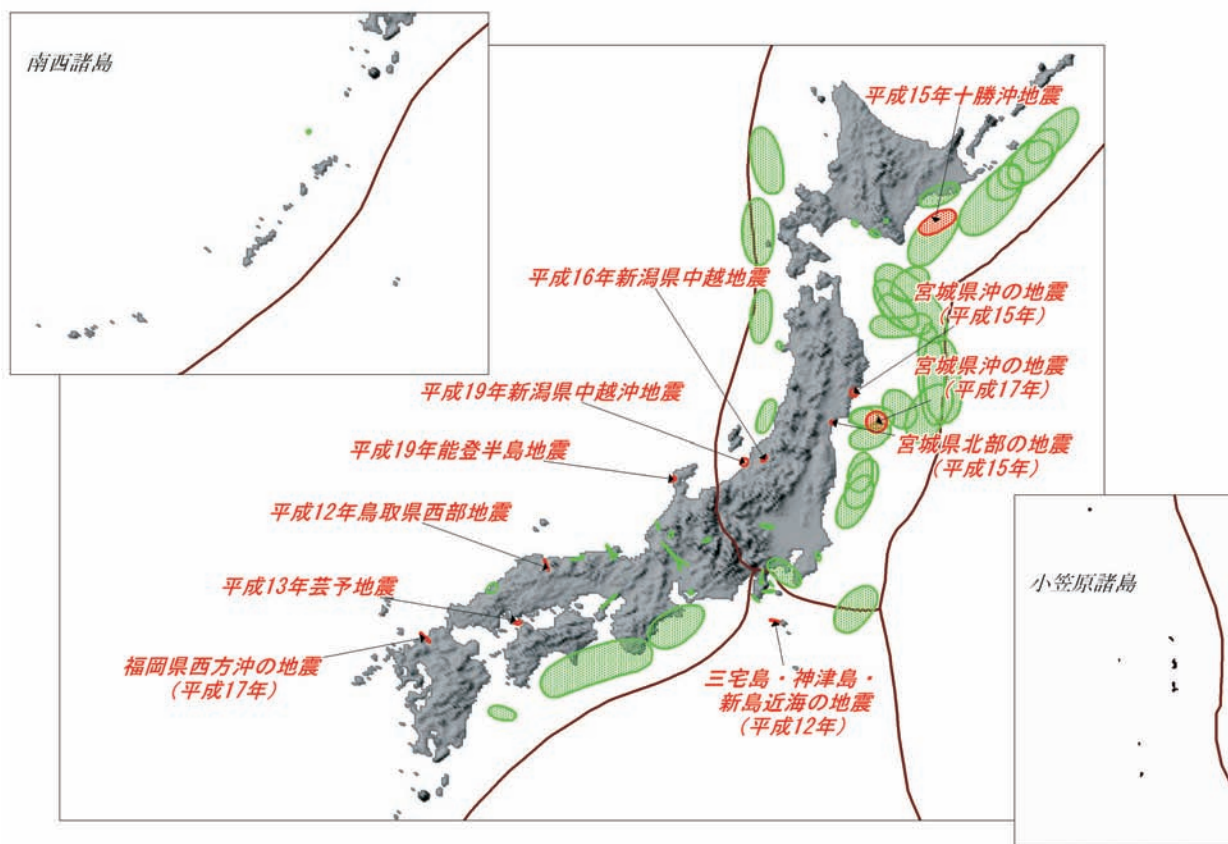


図2-8 日本列島とその周辺の主な被害地震の震源域(1885年1月～2007年7月、深さ100km以浅)

[出典は巻末の共通出典参照]

赤で書かれたものは最近の被害地震を示す。

2-3 プレートテクトニクス

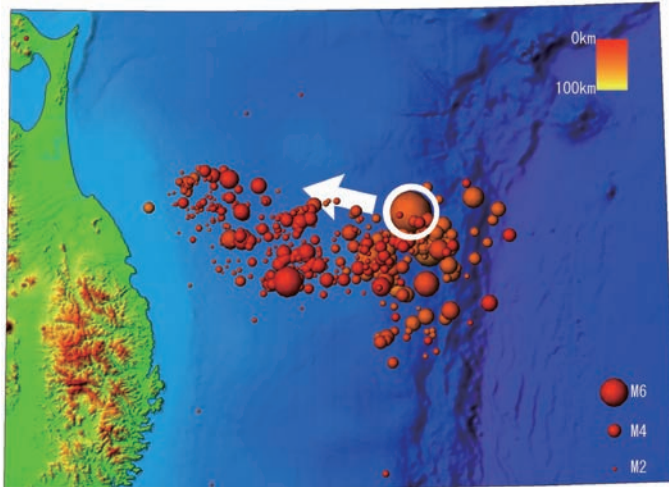
日本列島の力のかかり具合

前項では、地下に力がかかり、その結果岩盤中にひずみが蓄積して、それが限界に達したとき、地震が発生することを記しました。それでは、日本列島の地下にはどのような力がかかっているのでしょうか。この力を直接測定することは難しいので、代わりに、力がかかった結果、大地がどのようにひずんで変形したかを観測して、それから逆に広い範囲での地下にかかる力の様子を推定するという方法がとられています。

GPSによる地殻変動の測定

近年、宇宙測地技術が発達し、広範囲の大地の変形を高精度に効率的かつ連続的に測定することができるようになりました。その代表的なものとして、人工衛星を用いた測量技術(全地球測位システム:GPS)があります。図2-10は、この技術を使って求めた1997～2000年の3年間の日本列島各地に

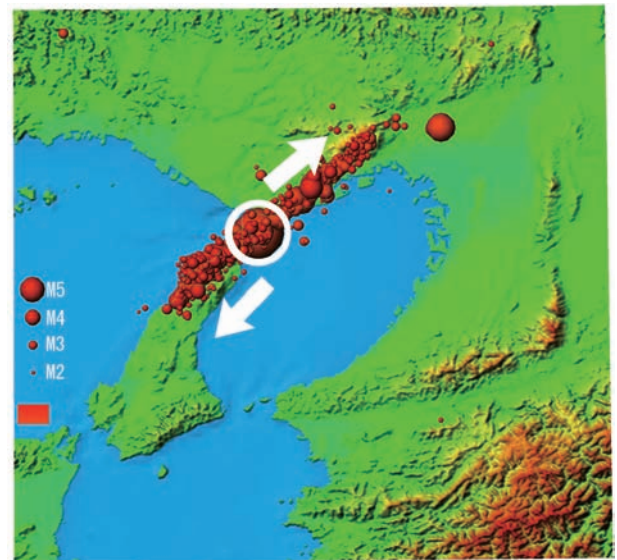
おける大地の移動の量と方向を示したものです。ここでは、山形県の飛島にあるGPS観測点に対する日本列島各地の動きを示しています。この動きを観測した期間には国内に大きな地震がなかったので、この図は、日本列島の各地が定常的にどのように動いているかを表しているといえます。また、同じように、GPSの観測結果を使って、日本列島がどのように変形しているかを推定したものが図2-11～図2-15です。この図では、青が縮み(圧縮の変形)、赤が伸び(伸張の変形)を表しています。北海道の太平洋側の地域や南関東地方から紀伊半島さらに四国にかけての地域などでは北西－南東方向、それ以外の地域では一般に東西方向に圧縮されるような変形を受けていることがわかります。また、図2-11や図2-13では新潟北部から中部地方北部を經由して近畿地方まで続く地域で、その周辺よりも大きく縮んでいる領域が見られます(後述の「ひずみ集中帯」を参照)。図2-10で見ると、この付近を境に東西での大地の大局的な動きの様子が異なっていることがわかります。



A：「平成6年(1994年)三陸はるか沖地震」

[東北大学のデータから作成]

日本海溝付近(○印)で破壊が開始し、ほぼ西方に断層運動が進行しました。



B：「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」

[気象庁のデータから作成]

明石海峡付近(○印)で破壊が開始し、北東方向(神戸市方向)と南西方向(淡路島方向)に断層運動が進行しました。

図2-9 「平成6年(1994年)三陸はるか沖地震」及び「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」における断層運動(破壊)の進行方向と余震分布

本震の震源(○印：破壊の開始点)、断層運動(破壊)のおよその進行方向(矢印)、本震後1日間の余震の分布を示しています。図の余震の分布範囲が本震の震源域(断層運動が起こった範囲)と推定されます。

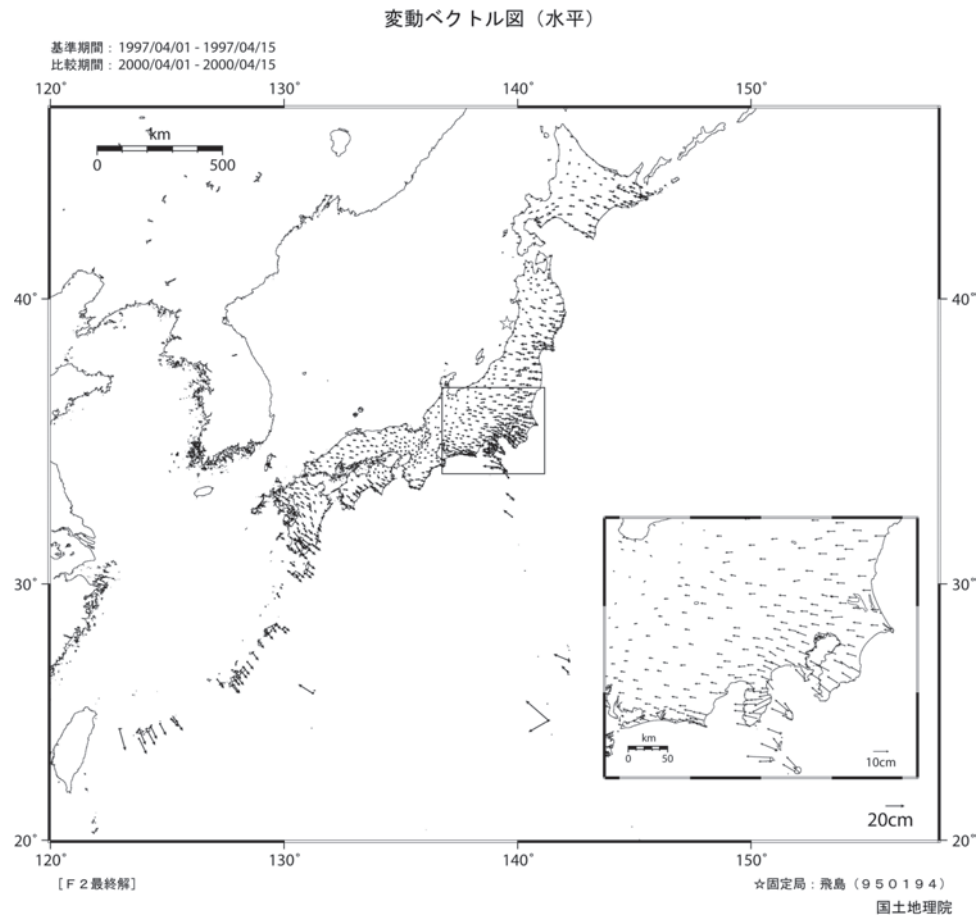


図2-10 GPSで観測した日本列島各地の動き(1997年4月～2000年4月)[国土地理院のデータから作成]

飛鳥観測点(図中の☆印)から見た各地の動きが矢印で示されています。右下の図は、関東地方周辺を拡大したものです。この時期には大きな変動が無かったため、定期的な地殻変動を見ることができます。

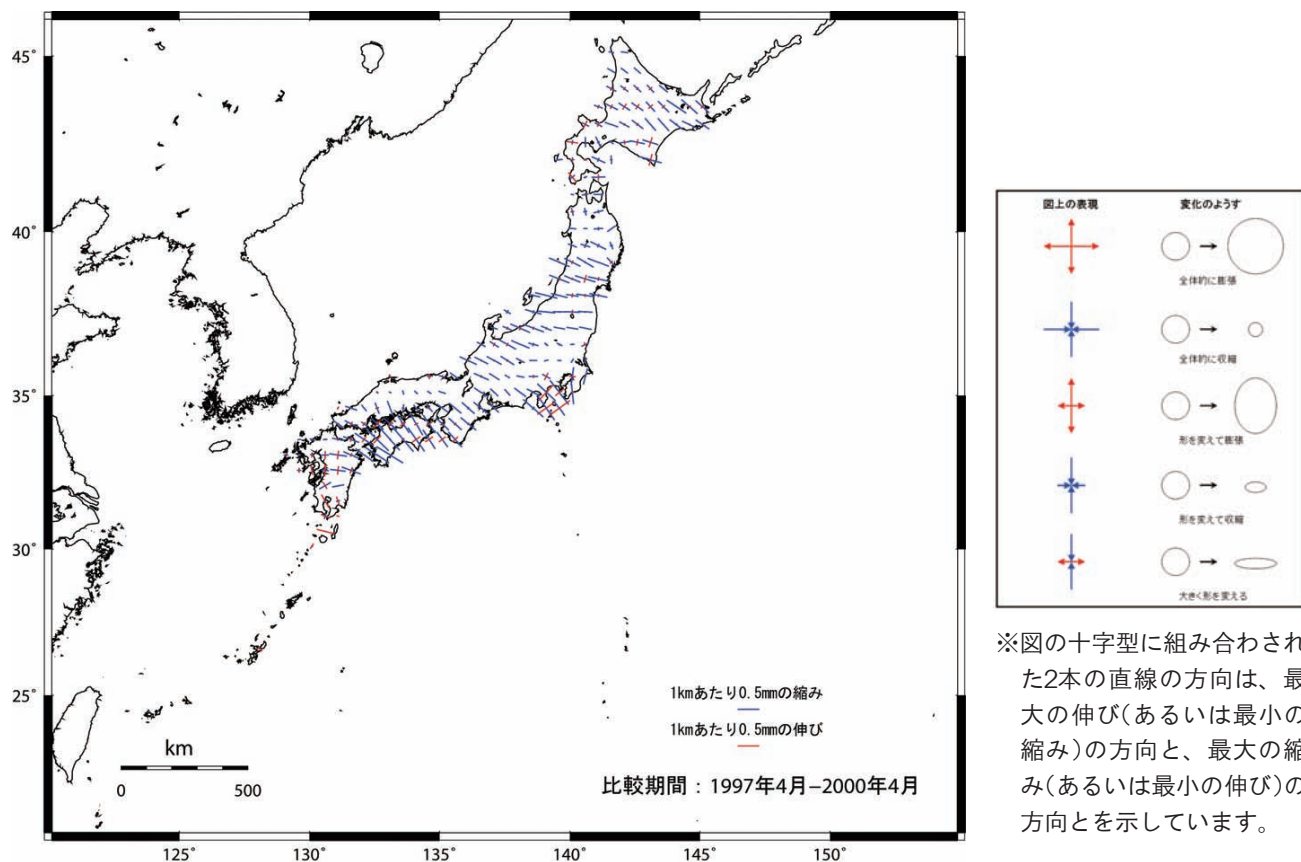


図2-11 GPSの観測から推定した日本列島の変形(1997年4月～2000年4月)
[国土地理院のデータから作成]

日本列島の地下にかかる力

以上のことから、日本列島の地下では、現在一般に東西方向に、場所によっては北西－南東方向に強い圧縮の力がかかっていると推定されています。地震の観測データの解析結果からも同様の結論が得られています。さらに、地形や地質の調査結果によると、かなり以前(少なくとも数十万年前)から同様の力が地下にかかっていたと推定されています。

地震の分布と日本列島に働く力の関係は？

2-1節で示した地震の分布や日本列島の地下にかかる力を統一的に説明できないでしょうか。日本列島の太平洋側沖合の帯状の地域で、規模の大きな地震が数多く発生しているということは、この地帯に沿って大きな弱面(断層面)があり、そこで断層運動がしばしば起こっていることを示しています。このことは、太平洋側沖合の地帯に何らかの大きな境界が存在することを思わせます。一方、日本列島が広い範囲で東西方向、あるいは北西－南東方向に押されていることは、太平洋側から日

本列島に向かって何かが押している、あるいは大陸側が日本列島を西方から押していることを想像させます。1960年代末に登場した地球科学の新しい体系である「プレートテクトニクス」は、このようなことを明快に説明してくれます。

プレートテクトニクスの考え方

プレートテクトニクスの基本的な考え方は次のとおりです。

地球の全表面には、プレートと呼ばれる厚さ数十kmほどの岩盤が十数枚ほど隙間なく敷き詰められています。これらのプレートはそれぞれ別々の方向に移動しており、それぞれのプレート境界では、プレートが離れたり、近づいたり、あるいはすれ違ったりしています(図2-16)。一つのプレートに立って隣のプレートの動きを見ると、年間数cm程度の速さで移動しています。

日本列島周辺のプレートのようす

日本列島とその周辺でのプレートの動きはどのように考えられているのでしょうか。各種の研究

2 全国の地震活動の特徴

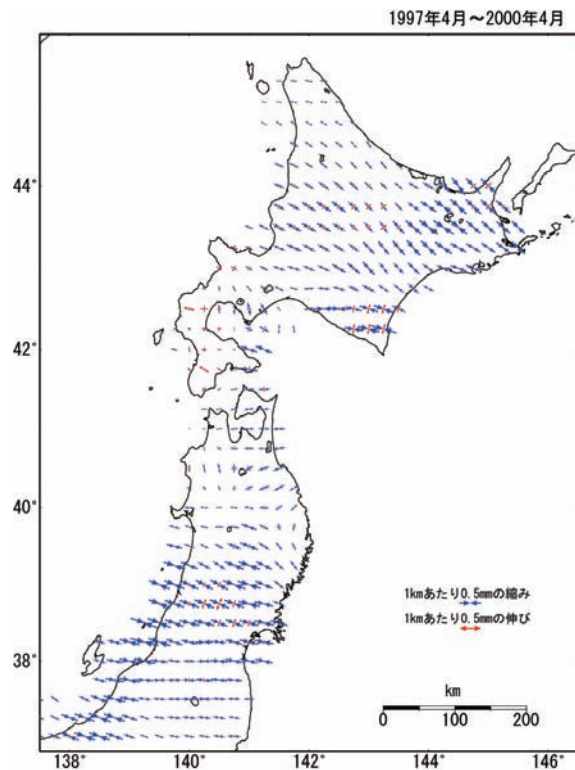


図2-12 GPSの観測から推定した日本列島の変形(北海道・東北地方、1997年4月～2000年4月)
[国土地理院のデータから作成]

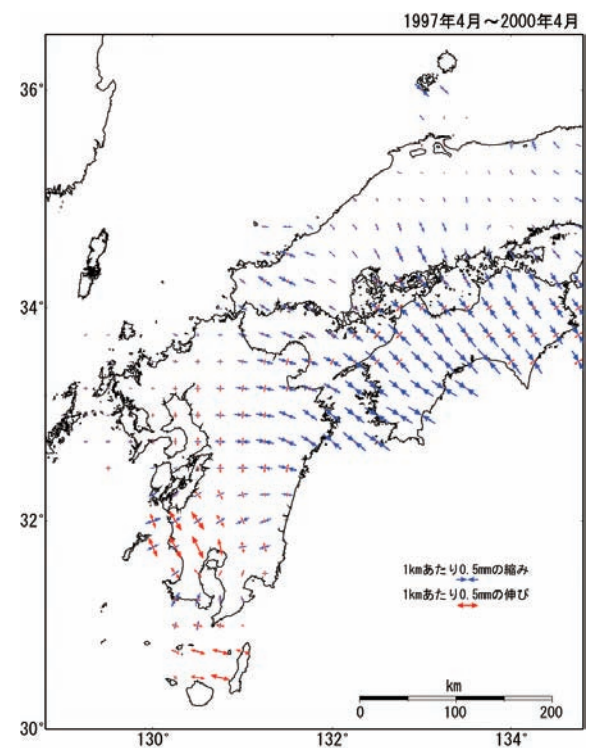


図2-14 GPSの観測から推定した日本列島の変形(中国・四国・九州地方、1997年4月～2000年4月)
[国土地理院のデータから作成]

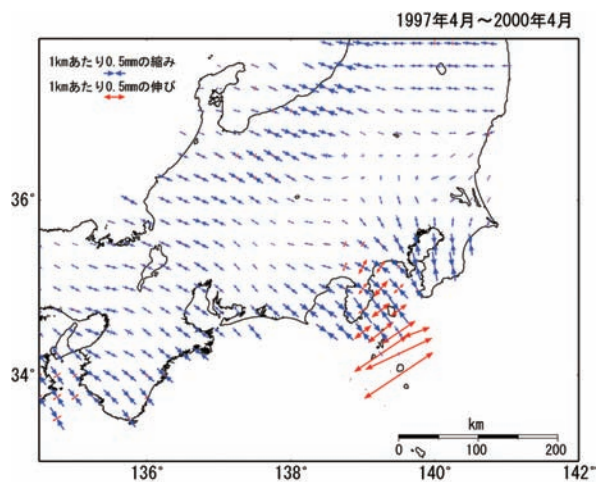


図2-13 GPSの観測から推定した日本列島の変形(関東・中部・近畿地方、1997年4月～2000年4月)
[国土地理院のデータから作成]

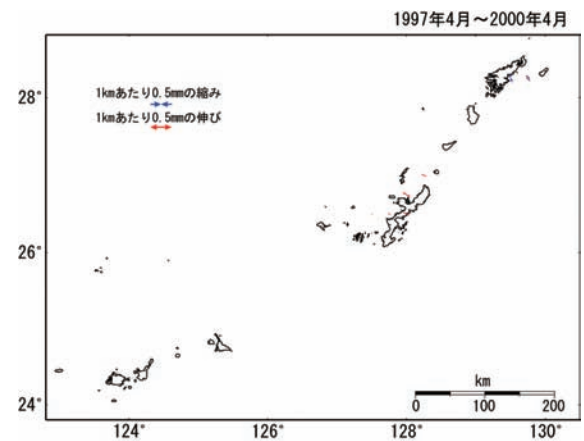
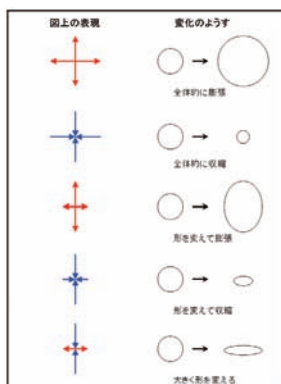


図2-15 GPSの観測から推定した日本列島の変形(沖縄地方、1997年4月～2000年4月)
[国土地理院のデータから作成]



※この時期には大きな変動が無かったため、定常的な地殻変動を見ることができます。

※図の十字型に組み合わされた2本の直線の方向は、最大の伸び(あるいは最小の縮み)の方向と、最大の縮み(あるいは最小の伸び)の方向とを示しています。(図2-12～図2-15共通)

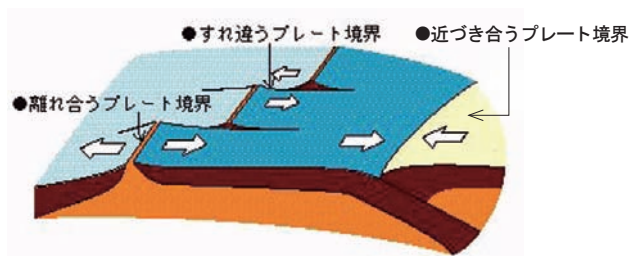


図2-16 プレートの動きと境界

プレートの境界は3種類あります。日本周辺では、日本海溝や南海トラフなどが近づき合うプレート境界に当たります。

の結果、日本列島とその周辺は、複数のプレートが互いに近づいている地域であることが分かっています。この近づくプレートの境界では、両プレートが互いに押し合ってヒマラヤのような巨大な山脈を形成するか、一方のプレート(海のプレート)がもう一方(陸のプレート)の下に沈み込みます。この沈み込むところ(沈み込むプレート境界)に沿って、海溝やトラフと呼ばれる巨大な溝状の地形が形成されます。実際、日本列島の周辺には、このような海底地形を見ることができます(図2-3)。

日本列島周辺にあるプレート

日本列島とその周辺には、海側の太平洋プレート、フィリピン海プレート、そして大陸側のプレート(ユーラシアプレート)の最低3つのプレートがあります。大陸側のプレートの東日本側は北米プレートであるとも考えられています(図2-17)。太平洋プレートは、ほぼ東南東の方向から年間約8cmの速さで大陸側のプレートに近づき、日本海溝などで陸側のプレートの下に沈み込んでいます。日本列島(東北日本)を東西に横切る断面で、深いところ(深さ600km程度)までの地震分布を見ると、太平洋プレートが日本列島の下へ沈み込んでいるところで地震が発生している様子がよくわかります(図2-2)。フィリピン海プレートは、ほぼ南東の方向から年間3～7cm程度の速さで日本列島に近づき、南海トラフなどで陸側のプレートの下へ沈み込んでいます。このような沈み込むプレートと陸側のプレートとの境界では、近づくプレートどうしの間の広い範囲で圧縮の力がかかり、規模の大きな地震(断層運動)が発生します。

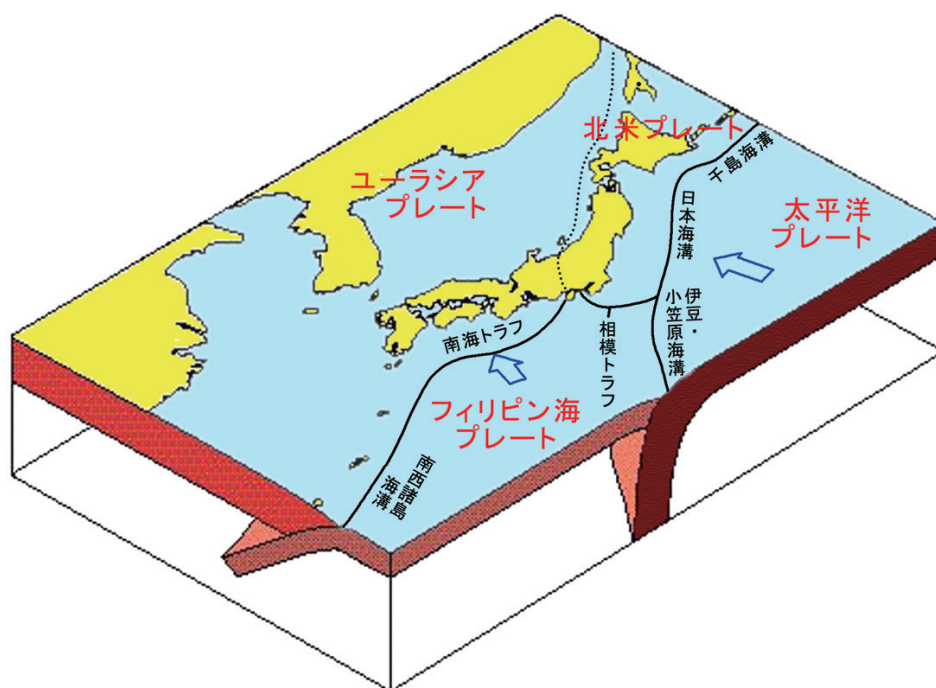


図2-17 日本列島とその周辺のプレート

図中の矢印は、陸側のプレートに対して各プレートが動く向きを示しています。日本海東縁部(図中の点線)に沿って、プレート境界があるとする説が出されています。

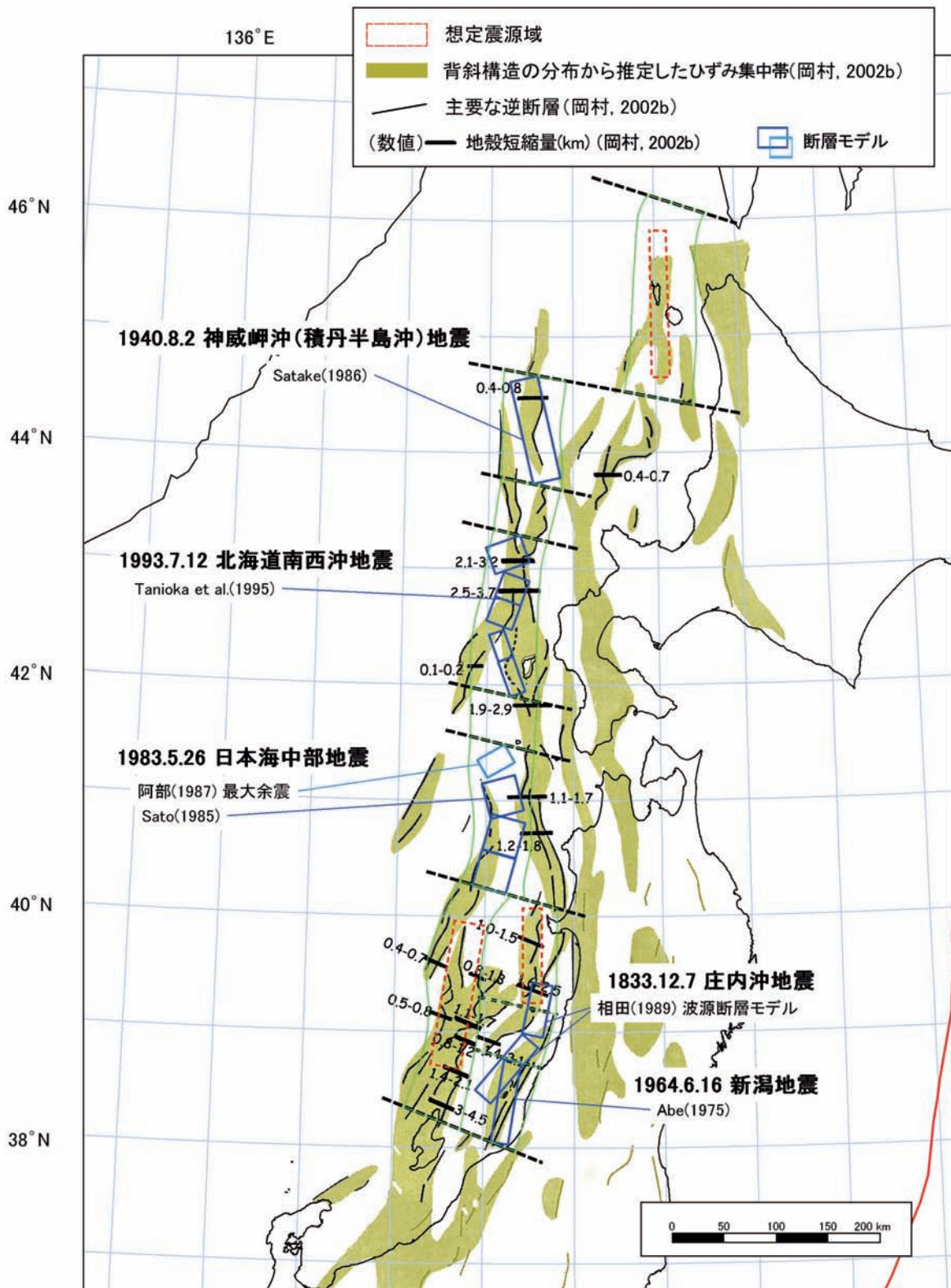


図2-18 日本海東縁部のひずみ集中帯 [岡村(2002b)を編集・加筆]
黄色の範囲がひずみ集中帯と考えられています。

ひずみ集中帯

北海道西部から東北日本の日本海側沖合(日本海東縁部)では、太平洋側のようなプレートの沈み込みは見られませんが、大きな地震が带状に連なって発生しています。近年の調査研究から、この南

北に延びる地震の帯には、ほぼ東西方向の圧縮力が働いていることがわかりました。細かくみると、この帯は何本かの断層帯からできており、新しい地質時代の地層が、南北方向に延びる「しわ」を作るとように変形(褶曲)しています。また前述のよう

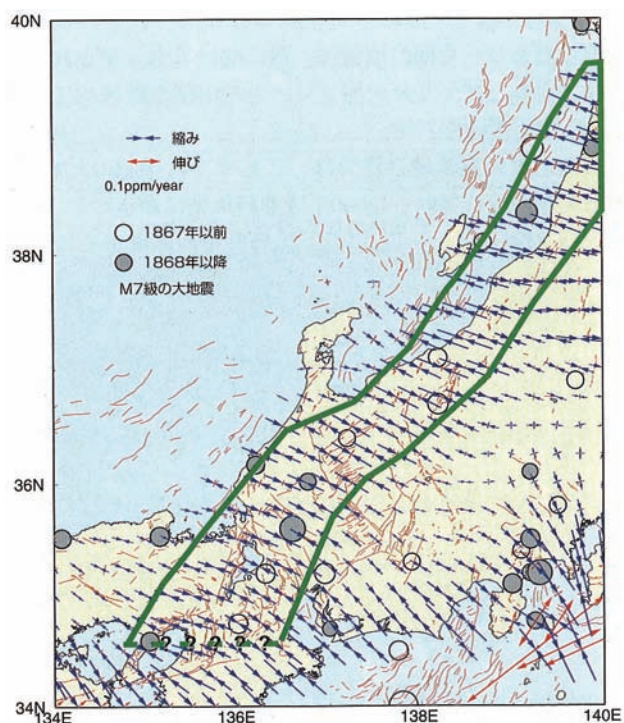


図2-19 新潟～神戸に延びるひずみ集中帯
[鷲谷(2001)より]
緑の線で囲った地域がひずみ集中帯と考えられています。

に、GPS観測の結果などからも、新潟北部から中部地方北部を經由して近畿地方まで続く地域はその周辺よりも大きくひずんでいることがわかります。これらの地域は「ひずみ集中帯」と呼ばれています(図2-18、図2-19)。

日本周辺のプレートと地震

このように、海域で発生する地震のうち太平洋側の海溝やトラフなどに沿って発生している地震は、沈み込むプレートの動きに直接関係して発生する地震と考えられます。一方、日本海東縁部で発生する地震は、幅の広い帯状の地域に東西方向に圧縮する力がかかって起こる地震と考えられます。また、陸域の浅い場所で発生する地震は、沈み込むプレート境界から少し離れたところで発生しており、プレートの沈み込みに伴い、周囲にかかる力によって発生すると考えられます。

次項では、日本列島とその周辺で発生する地震について、さらに細かくタイプ分けを行い、それぞれの特徴を記述します。

2-4 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ

日本列島の地震のタイプ分け

前項で、日本列島とその周辺で発生する地震は、その分布から、海域での「海溝などのプレート境界付近で発生する地震」や「海域のプレートの内部で発生する地震」、「ひずみ集中帯で発生する地震」、陸域の「プレート境界からやや離れた陸域の浅い地震」に分けられることを示しました。現在では、地震のタイプ分けは、分布の観点からだけではなく、発生する場所の地学的な特徴も考慮して行われています(図2-20)。

(1) 海域で発生する地震(海溝型地震)

海溝型地震のうち、プレート境界付近で発生する地震については、沈み込むプレートと陸のプレートの間で発生する地震、沈み込むプレート内で発生する地震に分けて説明します。また、日本海東縁部のひずみ集中帯についても説明します。

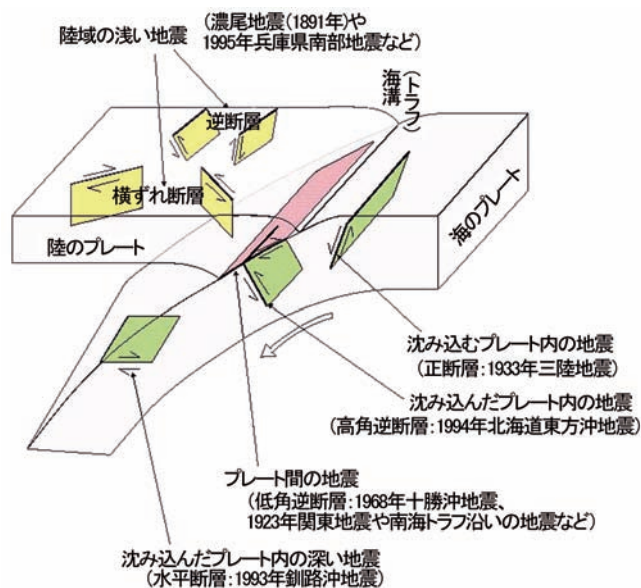


図2-20 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ
日本列島とその周辺では、プレート間地震(プレート境界型地震)、沈み込む(沈み込んだ)プレート内の地震、陸域の浅い地震などが発生します。

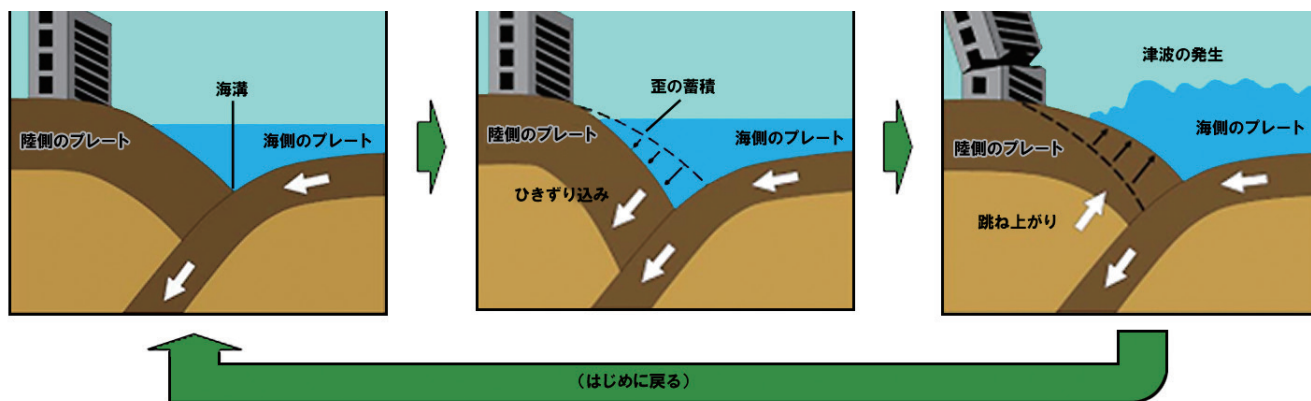


図 2-21 プレート間地震の発生サイクル

1)沈み込むプレートと陸のプレートの間で発生する地震

太平洋プレートの沈み込みによるプレート間地震

太平洋プレートが沈み込む千島海溝、日本海溝、伊豆・小笠原海溝の付近では、M7～8程度の規模の大きな地震が発生することがあります。このような大地震は、太平洋プレートの沈み込みに伴って陸側のプレートの端が引きずり込まれ、やがてそれが限界に達したときに陸側のプレートが跳ね上がる、という断層運動により発生します（図2-21）。「平成6年(1994年)三陸はるか沖地震」(M7.6)や「平成15年(2003年)十勝沖地震」(M8.0)がこのタイプの地震です。このような地震をプレート間地震あるいはプレート境界型地震といいます。断層長が100km以上に達する場合には、地震の規模はM8程度になります。

フィリピン海プレートの沈み込みによるプレート間地震

フィリピン海プレートが沈み込む相模トラフ、駿河トラフから南海トラフ、さらに南西諸島海溝付近にかけては、規模の大きな地震が発生しており、相模トラフ、駿河トラフから南海トラフでは、しばしばM8程度の巨大地震も発生します。関東大震災を引き起こした1923年の関東地震(M7.9)、1944年の南海地震(M7.9)、1946年の南海地震(M8.0)などがその例であり、これらはフィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界で発生したプレート間地震です。特に、駿河トラフや南海トラフでは、M8程度の巨大地震が、震源域を隣り合わせて数日から数年以内に連発する傾向があることが知られ

ています。連続して発生した地震を1つの活動とみなすと、そのような活動は歴史の資料から9回見出されています(詳細は8-1(1)1節参照)。

プレート間で稀に発生する巨大地震

太平洋プレートや、フィリピン海プレートの沈み込む場所では、稀に特に規模の大きな地震と津波が発生することがわかってきています。この地震は、通常のプレート間地震の震源域がいくつか同時に連動して破壊することで発生すると考えられています。例えば、1707年の宝永地震(M8.6)は、南海地震と東南海地震が同時に発生した地震と考えられています。また、1703年の元禄地震(M8.1)は、1923年の関東地震(M7.9)に比べて震源域が広いと推定されており、このタイプの地震と考えられています。さらに、津波堆積物の調査結果から、北海道で17世紀に十勝沖の地震と根室沖の地震が連動し巨大津波が発生したことや、東北沖で869年に発生した貞観津波(M8.3)がこれまでに知られていない巨大地震によるものであった可能性があります。また、海外の例では、1960年のチリ地震(Mw9.5)や、2004年のスマトラ沖大地震(Mw9.1)が、このタイプの地震であると考えられています。

津波による被害

このタイプの大地震に伴う海底の地殻変動(隆起や沈降)により、海水が持ち上げられたり、引き下げられたりすることにより、津波が発生することが多くあります。そのため、プレート境界に面した沿岸地域、特に震源に近い地域では、プレート間地震の発生により、強い揺れが生じるほか、そ

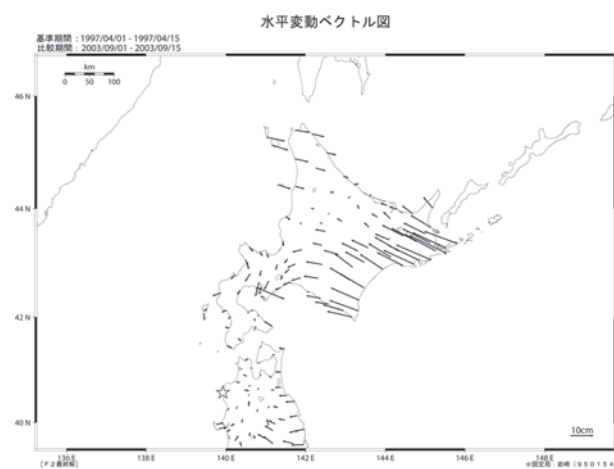
の直後に津波が来ます。さらに、震源からかなり遠い沿岸地域では、地震の揺れは弱くても津波が来て被害が生じることがあります。

津波地震

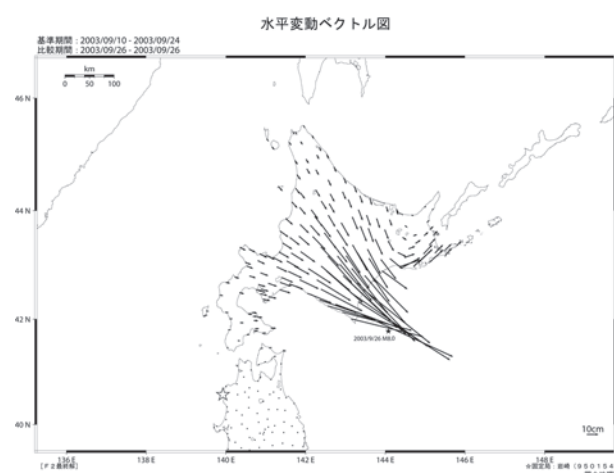
プレート境界の一部では、断層面でのずれがゆっくりと起こり、それによる海底での地殻変動(隆起や沈降)で津波が発生することがあります。この場合、ずれがゆっくりと起こるため、生じる地震波(正確には、人が感じることができるといえるような周期の短い地震波)は比較的小さく、我々は弱い揺れしか感じません。しかし、津波を引き起こす海底での地殻変動の大きさは、ずれの速さではなく、断層運動の規模(ずれの量と広さ)などに依存します。したがって、感じた地震の揺れが比較的弱くても、断層運動が大規模であれば大きな津波が発生します。このように、通常地震から予想されるよりもはるかに大きな津波を引き起こすような地震を専門用語で「津波地震」といいます。1896年の明治三陸地震はこの例であり、(短い周期の)地震の揺れの強さから求めたMは7程度でしたが、津波記録を用いて推定された断層運動の規模から求めるとM8.2に相当します。また、1605年の慶長地震では、関東地方から九州地方に至る太平洋沿岸に津波が押し寄せましたが、それに対応する地震の揺れによる被害の記録はほとんどないため、「津波地震」であったとする指摘もあります。

地震後の余効変動

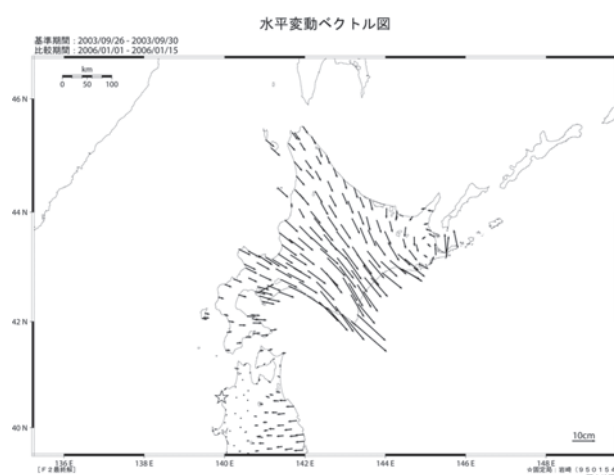
プレート間地震では、地震発生後もしばらくの間震源域の周辺で、ゆっくりとしたプレートの動きが見られます(図2-22)。このような現象を余効変動と呼びます。余効変動は、GPS観測などにより捉えられ、地震が発生した時のプレートの跳ね上がりと同じ方向に、陸側のプレートがゆっくりと移動するように見えます。余効変動は、M6～7程度の規模の地震であれば、数週間～数ヶ月で数cm～十数cm程度の移動で収まることもありますが、より大規模な地震では半年～数年間も続き、陸側のプレートが数十cm程度、地震時の動きと同じ方向へ動きつづけます。この動きは徐々に収まり、その後の沈み込みに伴う、地震時の動きと反対方向の動きへ変わり、再び地下でのひずみの蓄積が



A：定常的な地殻変動(1997年4月～2003年9月15日)



B：地震発生時の地殻変動(2003年9月26日発生)



C：地震発生後の余効変動(2003年9月26日～2006年1月)

図2-22 「平成15年(2003年)十勝沖地震」の発生前の動き、地震時の動き、余効変動

[国土地理院のデータから作成]

岩崎観測点(青森県深浦町)から見た動きを示しています。それぞれの図で、矢印の長さのスケールが異なることに注意が必要です。

始まります。

2)沈み込むプレート内の地震

近年発生したプレート内の地震

海溝やトラフなどから沈み込んでいくプレートの内部で大規模な破壊が起こり、大地震が発生することもあります。地下の比較的浅い場所でこのような大地震が発生したとき、多くの場合は津波を伴います。例えば、1933年の三陸地震(M8.1)や「平成6年(1994年)北海道東方沖地震」(M8.2)がその例で、津波を伴いました。

深い場所で発生したプレート内の地震

ある程度沈み込んだプレートの内部でも破壊が起こり、地震が発生します。震源が100～200kmと深い場合でも、地震の規模が大きければ、地表において強い揺れが生じることがあります。例えば、「平成5年(1993年)釧路沖地震」(M7.5)は太平洋プレート内の深さ約100kmで発生したにもかかわらず、釧路で震度6が観測され、被害が生じました。

3)日本海東縁のひずみ集中帯で発生する地震

日本海東縁の地震の発生の仕方

東北日本の日本海側沖合では、「昭和58年(1983年)日本海中部地震」(M7.7)、「平成5年(1993年)北海道南西沖地震」(M7.8)などの大きな地震が南北に連なるように発生してきました。北海道沖から新潟県沖にかけてのこの地域はプレート境界と考えられますが、他の海溝型地震の発生場所のような、海溝やトラフからプレートが沈み込むような明瞭な溝状の海底地形が存在しません(図2-17の破線)。前述のように、この地域はひずみ集中帯となっており、太平洋側のように海溝からプレートが沈み込みその境界付近で圧縮力によるひずみを解消するのではなく、ひずみ集中帯全体で圧縮力によるひずみを解消すると考えられています。

日本海東縁の地震による津波

この地域の大地震は海底下の比較的浅いところで発生し、それに伴う海底での地殻変動(隆起や沈降)により、津波が発生します。震源域が陸域に近い場合、震源に近い沿岸では、強い揺れが生じる

ほか、その数分後には津波が来ることもあります。また、震源域から遠い地域の沿岸にも津波が来る可能性があります。さらに、日本海は比較的狭い海域が陸で囲まれているために、太平洋で発生する津波に比べて津波の伝わり方が複雑で、津波の影響を受ける時間が長く、地震発生から数時間後に津波の高さが最大になる場合もあります。他の海溝型地震の繰り返し間隔が数十～数百年に一度であるのに対して、この地域の個々の震源域で発生する大地震の間隔は数百～数千年に一度と比較的長いのが特徴です。

(2)陸域で発生する地震

陸域で発生する地震の特徴

日本列島の陸域では、阪神・淡路大震災を引き起こした「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」(M7.3)や「平成16年(2004年)新潟県中越地震」(M6.8)のような大きな地震が発生することがあります。海溝型地震のところで述べたように、日本列島の地下には、一般に東西方向ないし北西－南東方向の強い圧縮の力がかかっているため、このような地震が発生します。これまでの調査研究により、陸域では、地震を発生させるような硬さを持つ岩盤が存在するのは、せいぜい地下15～20km程度の深さまでで、それより深いところでは、岩盤に力がかかっても急激な破壊は起こさず、ゆっくり変形してしまうと考えられています。したがって、陸域で発生する規模の大きな地震は、その震源が20km程度より浅くなります。

地表にずれが出ることも

このように、陸域で発生する地震は震源が浅いため、M7.0程度以上の大地震が発生した場合、断層運動が地表面まで達して、地表にずれが生じることが多くなります。地形や地質の調査から、地表をずらした断層では、少なくとも過去数十万年にわたって、そのようなずれが繰り返し起き、地形面や地層の変形が累積してきたことが分かっています。これは、ほぼ同じ面(断層面)で、何度も大地震が発生してきたことを意味しています。また、このことは、日本列島の地下には、少なくとも過去数十万年の間、同じような力がかかっていたことを示しています。したがって、地下に同様

の力がかかっている限り、このような断層では、今後も大地震が繰り返し発生すると考えられます。過去に活動を繰り返し、今後も活動する可能性がある断層を活断層と呼びます。

活断層によってできる地形

活断層は、過去の地震に伴うずれの累積により、もともと一続きだった地形面が不連続になるなどの独特な地形を形成します(図2-23、図2-24)。したがって、このような地形を手がかりにして、活断層を見出したり、その活動度を推定したりすることができます。活断層を見出す調査では、図2-23のような地形を探し出すために空中写真などが用いられています。図2-25に示した日本列島とその周辺における主な活断層の分布を見ると、山地と低地との境界に活断層が位置するなど、地形と活断層の分布には密接な関係のあることがわかります。

活断層の「活動度」

活断層を詳しく調査すると、それぞれの活断層によって、ずれが累積する割合が異なっていることがわかります。すなわち、活断層の活動の程度は、活断層によって異なります。このような活動の程度を活動度と呼び、1000年あたりの平均的なずれの量(平均変位速度と呼ばれる)に基づいて、それが大きい順に、A級、B級、C級の3つのクラスに区分されています。活動度が高いA級の活断

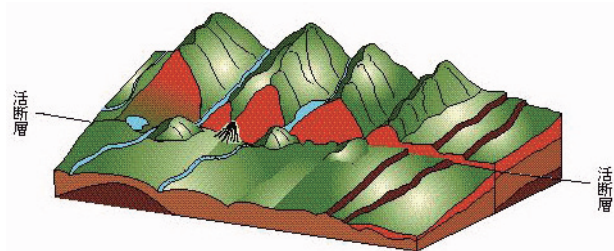


図2-23 活断層のずれによってできた地形
図中の活断層を境に、向こう側が右上方向にずれています。活断層のずれの累積により、段丘や尾根のずれ、河川の屈曲など、様々な地形が認められます。



図2-24 活断層の空中写真[岡田篤正氏撮影]
四国の石鎚山脈北麓には、中央構造線断層帯がほぼ東西に走っています。地形から、2本の活断層の位置(白と黒の矢印)が明らかに認められます。

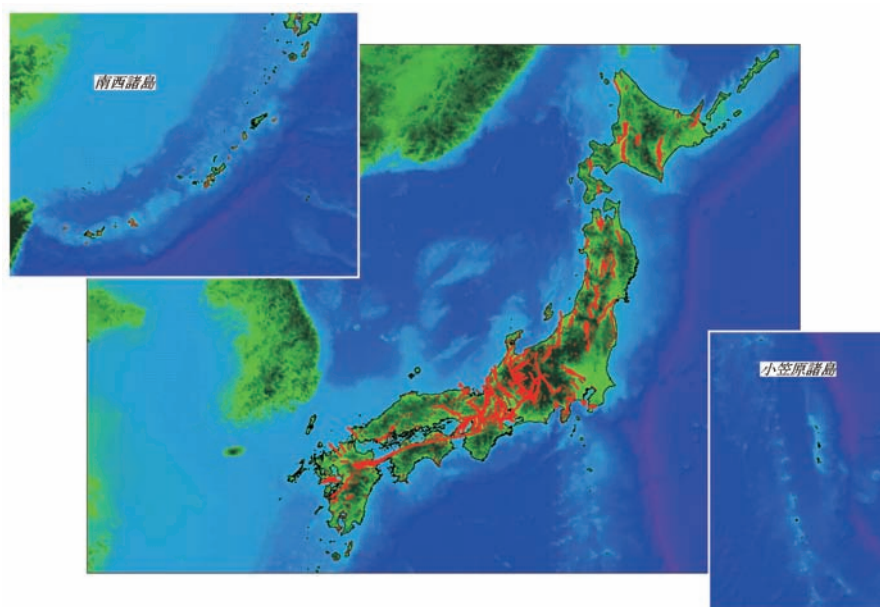


図2-25 日本列島の地形と活断層の分布

[出典は巻末の共通出典一覧参照]
活断層は山地と平野の境界に沿うように分布することが多くあります。活断層が延びる方向にはある程度の規則性があり、例えば、中部地方では多くの場合、北東－南西方向あるいは北西－南東方向に延びています。

層の場合、1000年あたりの平均的なずれの量は1～10mとされています。活動度は、個々の活断層での地震の発生間隔あるいは地域的な地震活動の特徴を考える上で、重要な指標となります。例えば、活動度A級の活断層が多数分布している地域では、そうでない地域に比べて、規模の大きな地震が発生する頻度は高いと言えます。

活断層の活動履歴の調査

活断層を掘り起こして、その活動の履歴を調査する「トレンチ調査」も行われています(図2-26)。そのような調査によって、活動の間隔や最新の活動時期、活動した断層の区間(断層長)、あるいは歴史の資料によって知られている地震との対応など、活動の履歴が明らかになれば、将来の活動時期や規模をある程度評価することができます。ただし、活断層の活動間隔は、短くとも1000年程度と長く、しかもある程度のばらつきがあるため、次の活動時期の評価は数百年程度の精度にならざるをえません。また、局所的に大きな被害をもたらすこともあるM6程度の地震では、多くの場合、地表にずれが生じないため、この程度の規模の地震を通常の活断層調査で捉えることは困難です。



図2-26 活断層調査(トレンチ調査)の様子

[産業技術総合研究所撮影]
おひろ
小平尾(新潟県魚沼市)付近のトレンチ調査を示しています。活断層によって、地表に段差ができています(黒矢印)。また、白矢印のあたりで、斜めに地層がずれており、過去に地震があったことを示しています。このように、トレンチ調査では地下を掘削して、地震のずれなどから過去の地震の際の変形などを調べます。

日本列島では、活断層の活動の繰り返しなどによって周囲より低くなった場所に平野や盆地が形成され、そこに市街地が発達しています。したがって、市街地の直下やごく近くで大地震が発生することもあります。また、平野や盆地内では、場所により河川等で運ばれてきた砂や泥などが非常に速く積もることがあります。このようなところでは、活断層による地表のずれが見えにくくなるため、地形だけを見ても活断層の存在が分からないこともあります。

海底の活断層で発生する地震

「平成19年(2007年)能登半島地震」(M6.9)や「平成19年(2007年)新潟県中越沖地震」(M6.8)は、日本海の海底に分布する活断層で発生した地震です。海岸に近い海底の活断層で地震が発生した場合は、強い揺れとともに津波が直後に来ることもあります。

陸域のより深い場所で発生する地震

通常の陸域で発生する地震より深い場所(深さ50～200km程度)でも地震が発生することがあります。これは海溝やトラフで沈み込んでいった太平洋プレートやフィリピン海プレートの内部で発生する地震です。

(3)その他の地震活動

これまでに述べてきたタイプの地震の他にも、様々な現象と結びついた特徴的な地震活動があります。以下では、最近の観測から分かったものも含めて、その他の特徴的な地震活動を説明します。

1)火山に関する地震活動

火山の山体の周辺では岩盤の浅い部分の限られた場所に力が働いており、火山活動に伴って中小規模の地震が発生します。また、桜島の大噴火に伴った1914年の桜島の地震(M7.1)のように、稀にM7程度の大地震が起こることがあります。

火山の周辺などでは、群発地震活動が見られることがあります。例えば、伊豆半島東方沖の群発地震活動は、火山活動と関連して発生していると考えられます。また、「平成12年(2000年)有珠山噴火」の際には、噴火4日前から地震活動が活発にな

り、噴火後もしばらくの間地震活動が続きました(最大の地震はM4.9)。さらに、2000年の三宅島の噴火活動の際にも、2回のM6.5(最大震度6弱)の地震を始めM6以上の地震が6回発生しました。

2) プレート境界での「ゆっくりすべり」に関する地震活動

これまでは、プレート境界ではプレートの沈み込みに伴い、プレート境界の断層面が急速にずれることで地震が発生すると説明してきました。しかし、最近のGPSやひずみ計などの地殻変動の観測から、このプレート境界の断層面が、急速ではなく、数日～数年をかけてゆっくりとずれる(すべる)現象があることが分かってきました。この現象も、プレート境界を境に岩盤どうしがずれるという点では、基本的に地震が起こるのと同じですが、地震波を出さずゆっくり動くことから、「ゆっくりすべり(スロースリップ)」と呼ばれています。これは、豊後水道や房総沖、最近では東海地方などで見られ、通常のプレート間地震の発生する場所よりも深い場所で発生していることが分かっています。この現象は、現在までのところ、直ちに被害を伴う地震とは結びついてはいませんが、規模の大きい海溝型地震の発生が考えられる地域に隣接している場合もあり、ゆっくりすべりが海溝型地震の発生に結びつくという考えもあります。

3) 相似地震(繰り返し地震)

近年、ほぼ同じ場所で同じような規模・地震波形の地震が繰り返し起こっている場所があることが分かってきました。このような地震群のことを「相似地震(繰り返し地震)」と言います。

中でも、釜石沖ではM4.8前後の規模の地震が、およそ5～6年間隔で発生しています。この相似地震の震源域周辺には、同程度の規模の地震やそれ以上大きな地震が起きていないので、他の地震による影響を受けにくく、ほぼ等間隔で同規模の地震が発生すると考えられています。

2-5 地震とその被害

一般に、地震による被害の規模と様相は、地震の規模や震源域からの距離だけではなく、その地域の地質・地形・地下構造、地震の発生時期や時

刻、その地域の社会状況、さらには地震が引き起こす二次的災害(火災、水害など)の規模と状況など、多くの要因によって変わってきます。ここでは、地震による直接的な(一次的な)被害と津波の被害について主に記述します。

(1) 地震の揺れに関係した被害

地震の揺れが強くなる原因

地震の揺れの強さは、ふつう震源域から離れるにしたがって弱くなりますが、地表付近の地盤の影響も強く受けます。堆積層の厚い地域や埋立地などの軟弱な地盤上の建築物は、周辺より激しく揺れて大きな被害を受けることがあります(図2-27)。さらに、地震の揺れの強さは、断層運動(破壊)の進行方向やずれの量の分布、地域的な地下構造にも影響されます。例えば、断層の破壊が進む方向では、急速な破壊の進行と地震波の伝播が影響し合って、強い揺れが生じることがあります。「平成6年(1994年)三陸はるか沖地震」(M7.6)では、断層運動は日本海溝のすぐ西から始まって、西方に向かって進行し、八戸市の沖まで達しました(図2-9A)。八戸市で強い揺れ(震度6)になった一因として、同市に向かうような破壊の進行が挙げられています。また、「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」では、明石海峡付近から淡路島方向に破壊が進行するとともに神戸市方向にも破壊が進行しました(図2-9B)。神戸市周辺の被害が大きくなった一因として、破壊が神戸市方向に進行したことで、不規則な地盤構造によって地震波が局所的に増幅されたことが考えられています。

地震の揺れと自然要因による被害

地震の揺れと他の自然要因が組み合わさることによって、災害の様相が複雑になることがあります。

例えば、軟弱地盤のうち、水に浸された粒の揃った砂の地層がある場合、地震で強く揺られることによって、地層全体がどろどろの状態になることがあります。これを地盤の「液状化現象」と言います。またこのとき、泥や地下水が地表に吹き出すこともあります(噴砂現象、図2-28)。液状化現象が発生すると、地盤は地上の構造物を支える力を失い、比重の大きいビルや橋梁が沈下したり、

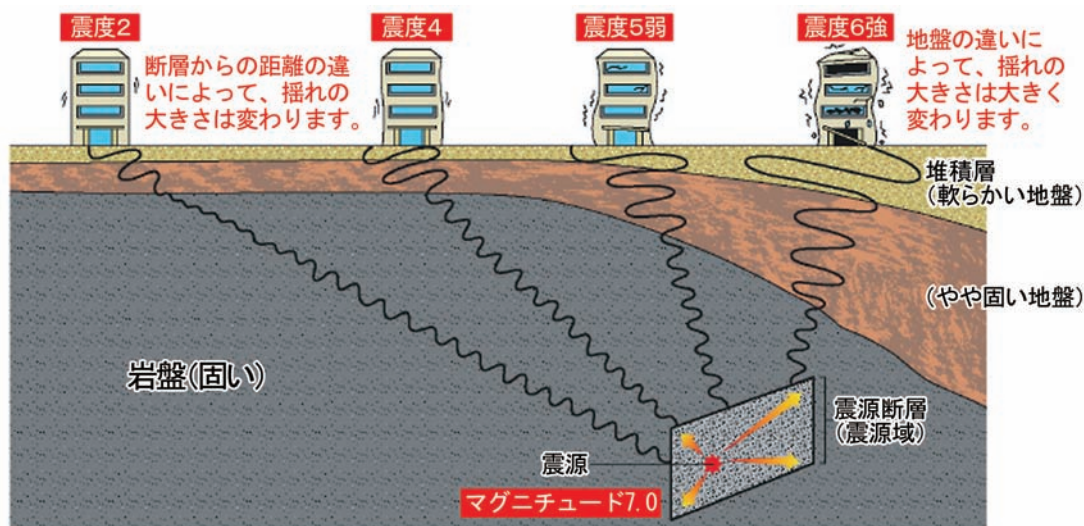


図2-27 揺れの違いの主な原因

揺れの大きさは、地震の規模、震源域からの距離だけでなく、地盤の軟らかさやその厚さなどによって大きく変わります。



図2-28 「昭和58年(1983年)日本海中部地震」による噴砂の跡(秋田県若美町(旧名、現在の男鹿市))

[地質調査所(現・産業技術総合研究所)撮影]

丸く平べったい砂山の中心から砂や泥水が噴き出しました。この砂山は吹き出したものが積もってできたものです。

比重の小さい地下埋設管やマンホールなどが浮力で浮き上がったりして、被害を及ぼします。また、傾斜している地層に液状化が生じると、単に支持力を失うだけでなく、液状化した地層が地すべりのように横方向に大きく動き、盛り土の崩壊などの被害が生じることがあります。これを「流動化現象」と呼んでいます。

斜面崩壊による被害

地震の揺れにより、山崩れなどの斜面崩壊が発生し、斜面にある建物などのほか、その周辺にも被害を及ぼすことがあります。また、大規模な斜

面崩壊に端を発して、土石流(土砂や岩屑が多量の水とともに高速で流下する現象)が発生することもあります。「昭和59年(1984年)長野県西部地震」(M6.8)では、御岳山頂のやや南で大規模な斜面崩壊が発生するとともに、崩壊した多量の土砂は、土石流となって川を約10kmも流れ下り、大きな被害をもたらしました。斜面崩壊や土石流などが発生した場合、河川のせき止め、決壊による二次災害が発生する場合があります。また、地震の揺れによる崖崩れなどの小規模な崩壊(土石などの崩落)もしばしば発生し、限られた場所で被害が生じることがあります。

一方、地震の揺れが引き金となって、緩やかな斜面で広い範囲がゆっくりと滑り下ること(地すべり)があります。「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」では、神戸側の丘陵地域で、地すべりによる土砂が家を押つぶし、限られた場所で被害が生じました。

また、「平成16年(2004年)新潟県中越地震」(M6.8)では、山間部での強い揺れによって、広い範囲で多くの斜面崩壊が発生し、家屋や田畑への被害を生じました。また、山間部の集落と周辺都市を結ぶ道路が通行不能になり、被害地域が一時孤立しました。さらに、斜面崩壊により河川がせき止められて水が溜まる「河道閉塞」や、集落の水没などの被害も見られました。

斜面崩壊や地すべりなどは、地震の揺れや降雨などが原因となって引き起こされますが、地質、

地形、地下水の状況などがその発生の下地になっています。また、斜面崩壊や地すべりなどは、(本震後の)余震などにより発生することもあります。

(2)津波被害

津波について正しい知識を身につけ、自ら避難することが大切です。次に津波の事例を述べます。

明治と昭和の三陸地震による津波被害

例えば、1896年6月15日19時32分頃に発生した明治三陸地震(M8.2)では、その断層運動の規模は非常に大きかったにもかかわらず、感じられた地震の揺れが小さかったこと、またその発生は旧暦の端午の節句の夕刻でありそれを祝う人々が屋内に集まっていたことなどから、住民の避難が遅れ、20,000名以上の溺死者を出したと言われています。その一方で、1933年の三陸地震(M8.1)においては、多くの生命が失われましたが(死者・行方不明者3,064名)、1896年の津波の教訓を生かして避難が効果的に行われたところでは、津波による犠牲者は少なくすみました。

津波に関する重要な知識

津波について知っておくべき重要なこととしては、以下のことが挙げられます。

- ・海域で発生したM6程度以上の地震に伴って津波が発生する可能性があります。
- ・来襲する津波の大きさは感じた地震の揺れの大きさだけでは判断できません。
- ・津波は必ず引き波から始まるわけではなく突然押し波が来襲して始まることもあります。
- ・津波は時には海岸から数kmも離れたところまで押し寄せることがあるため、遠くへ逃げるよりも高い場所へ逃げる必要があります。
- ・津波は河川のように低いところから入ってくるため、河川には近づいてはいけません。
- ・津波は津波の第1波より第2波以降の方が大きくなることもあるため、警報や注意報が解除されるまでは避難場所から戻ってはいけません。

海外の地震による津波

海外などで発生する、日本では揺れを全く感じない地震であっても、突然津波におそわれること

参考 スマトラ沖大地震

日本国内の事例ではありませんが、2004年に発生したスマトラ沖大地震は、スマトラ島やセイロン島、アフリカ東岸などインド洋沿岸に大津波をもたらし、20万人以上の死者・行方不明者を出しました(図2-29)。この地震による被害の多くは、地震の揺れによる直接的な被害よりも、津波による被害が圧倒的に大きいものでした。その後の調査により、津波の高さは最大48.9mと推定されています。また、図から、津波には大変な流れがあることが見て取れます。この流れが、人や建物に大きな被害をもたらす要因のひとつです。



図2-29 スマトラ沖大地震によるアチェでの生存者の証言による再現絵画 [絵：藤田哲也(静岡大学防災総合センター林能成氏提供)]

があります。このような場合は地震が発生してから津波が到達するまで数時間～数十時間もかかります。沿岸域では日本国内ばかりではなく、海外で発生した地震や津波の情報にも気をつける必要があります。このタイプで、最大の被害をもたらしたのは「チリ地震津波」です(詳細は地震コラム「22時間かけて16000キロを越えて襲った災害 ―チリ地震津波―」を参照)。

津波被害には、流水や漂流物の衝突による建物の被害、漁船の流失や養殖水産業や漁港施設への被害、田畑などへの浸水被害などもあります。また、津波に流された家屋や漁船などから出火して火災を引き起こすこともあります。さらに、川を遡る津波によって被害が生じることがあります。

(3)その他の被害

陸域の浅い場所で発生する大地震の場合、断層のずれが地表に及ぶことによって、道路や建物が破壊される場合があります。「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」では、淡路島の野島断層でずれが生じて、建物や道路等への被害が生じました。地表におけるずれの現れ方は、地盤の状況(特に軟弱層の厚さ)などによって異なり、それとともに被害の様相は異なります。

地震に伴う広域的な地殻変動(隆起や沈降)による被害もあります。例えば、1854年の安政南海地震(M8.4)や1946年の南海地震(M8.0)などに伴って高知市付近の地盤が1 m程度沈降し、それによって海水が浸入して、田畑の浸水などの被害が生じました。また、逆に、地震に伴う土地の隆起によって、港が浅くなり、港の機能に障害が生じることもあります。

(4)社会状況の変化と地震被害

都市化、宅地化などの進展、すなわち社会の状況の変化とともに、被害の様相も変化することがあります。例えば、宮城県の太平洋側沖合で発生した1936年(M7.4)と1978年(M7.4)の宮城県沖地震は、震源域と地震規模がほぼ同じでした。しかし、被害の規模と様相は大きく異なりました。1936年の地震による被害は、宮城県で負傷者4名、住家半壊2、非住家全壊3、道路の亀裂などでした。一方、1978年の地震では、全体で死者28名、負傷者1,325名、住家全壊1,183などの大きな被害が生じました。特に、新たに住宅街を造成したところでの被害が目立ったほか、日常生活に不可欠なガス、水道、電気等のライフラインが被害を受け、仙台市等において、市民生活に大きな支障をきたしました(詳細は4-2(1)節参照)。このような被害の大きな差は、都市化や宅地化の進展などの社会状況の変化により生じたと考えられます。

「平成15年(2003年)十勝沖地震」(M8.0)では、震源域から200km程離れた苫小牧の精油所の石油タンク内の石油が液面揺動(スロッシング現象)を起こして溢れ、火災を招きました。この被害を引き起こした原因の一つは、大地震に特有な、いわゆる「長周期地震動」であると考えられています。長周期地震動は、普段われわれが地震の時に感じる

カタカタとした揺れを引き起こす地震波よりもゆっくりとした周期の長い地震の揺れのこと、震源域から遠く離れたところまで伝わりやすいという性質があります。長周期地震動による被害は、長大な構造物、特に深い堆積盆地の上にある構造物で発生しやすい性質があります。関東平野や大阪平野、京都・奈良盆地、濃尾平野などは、深い堆積盆地の上に広がっています。このため、これらの地域の高層建築物や石油タンクのような長大な構造物にも同じような被害が出るのが想定されます。実際に、「平成16年(2004年)新潟県中越地震」(M6.8)では、震源から200km程離れた東京の高層ビルで、エレベータが損傷するなどの被害を受けました。

また、2005年の千葉県北西部の地震(M6.0)では、エレベータに閉じこめられたり、電車、地下鉄等が一時運転を見合わせたため、帰宅困難者が大勢出るなど、新たな都市型被害の問題が認識されました。

2-6 日本で発生する地震活動の評価

これまで述べてきたように、過去の被害地震と同様の大地震は、今後も繰り返し発生すると考えられます。このような大地震は、過去の地震活動の履歴から、ほぼ同じ場所で、ある程度のばらつきは見られるものの、ほぼ同じ時間間隔で発生すると考えられます。

地震調査委員会では、このような地震のうち、特に影響が大きいものについて、これまでの調査研究の結果をもとにその特性を評価しています。評価の内容は、大きく以下の3つに分けられます。

・長期評価

陸域の活断層帯や海溝付近で発生する地震について、発生場所・規模・繰り返し発生する間隔と将来の発生確率などを推定します。

・強震動評価

長期評価が行われたいくつかの地震について、それらが発生した場合に、震源域の周辺地域が見舞われる揺れの強さを予測します。

・確率論的地震動予測地図

長期評価・強震動評価の結果を基に、将来、地震によって強い揺れに見舞われる可能性を確率で示した地図を作成します。

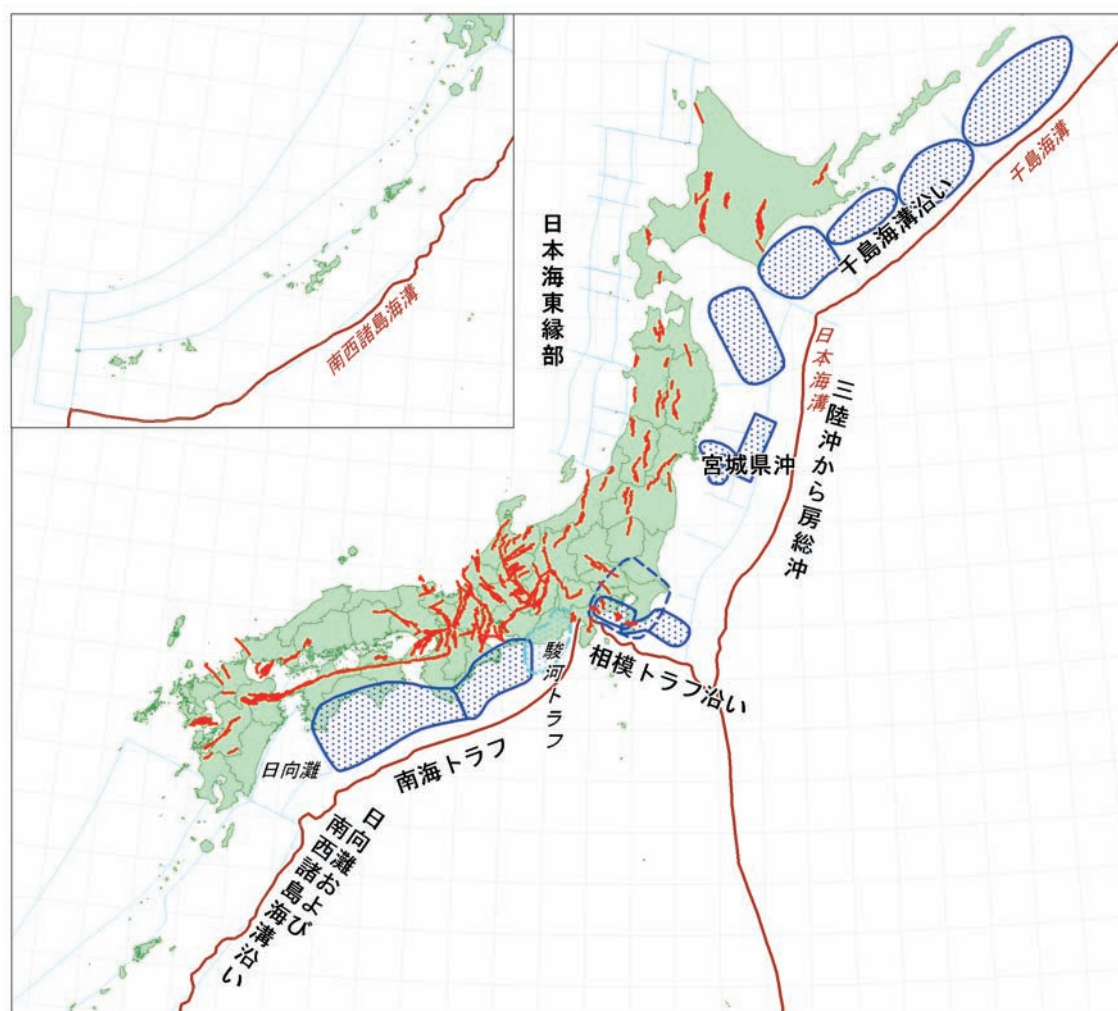


図2-30 2008年12月までに長期評価を行った主要活断層帯(赤線)と海溝型地震

(1)長期評価

将来起こる地震の「場所・規模・時期」を、警報が出せる程の確かさで事前に予知することは、現在の知見では一般的に不可能です。しかし、過去に繰り返し活動している活断層で発生する地震や海溝型地震については、ある一定の期間内に大きな地震が起こる可能性を、確率を用いて予測することが可能となっています。これは、歴史資料や地形・地質学的な調査により判明した地震の活動履歴に基づいています。

地震調査委員会では、陸域の主要断層帯と、日本周辺の7つの海域を対象に、地震の規模や、一定期間内に地震が発生する確率を予測し、これを、「地震発生可能性の長期評価」と呼んでいます。図2-30は、2008年12月までに長期評価が行われた活断層・海溝型地震の位置を示したものです。

(2)強震動評価

強震動評価では、ある特定の震源断層に着目し、そこで地震が発生した場合に、周辺の地域がどの程度の強い揺れに見舞われるかを推定します。これにより、例えば自分の住む地域の周辺の活断層が実際に動いた場合に、その地域がどれくらい強い揺れに見舞われるかを知ることができます。図2-31は、2009年4月までに地震調査委員会が公表した強震動評価の評価領域を示したものです。

一般に、揺れは震源断層に近いほど大きくなりますが、地下の構造や地表付近の地盤の状態にも影響されます。軟らかい「軟弱な」地盤では、固い地盤に比べて地震波が何倍にも増幅され、揺れが大きくなる場合があります。図2-32は、このような地盤の影響度を示したものです。強震動評価では、このような地盤の影響を考慮して評価を行っています。

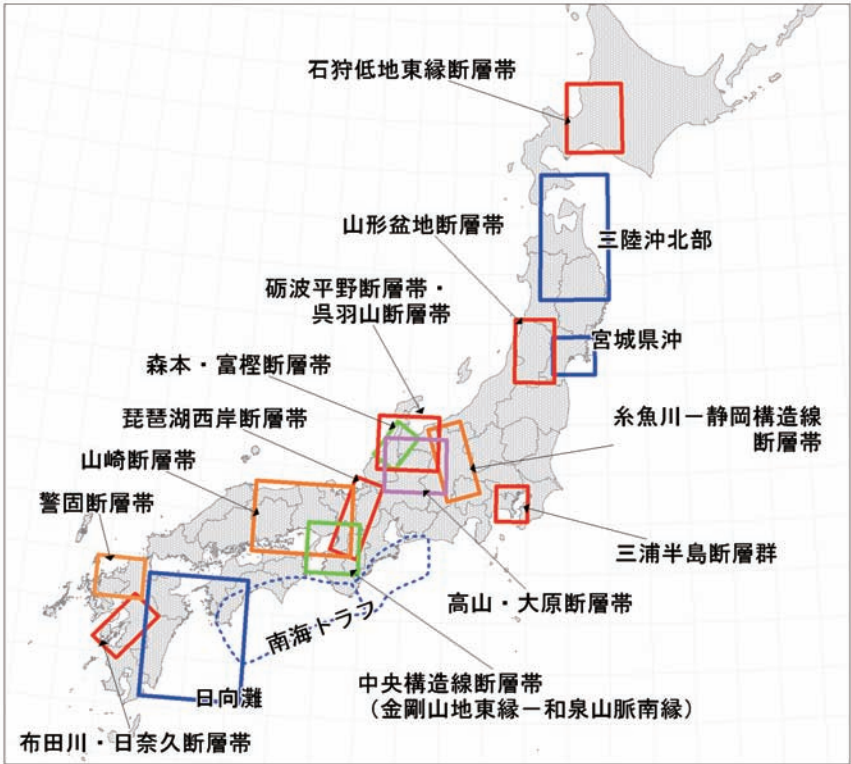


図2-31 2009年4月までに強震動評価を行った領域

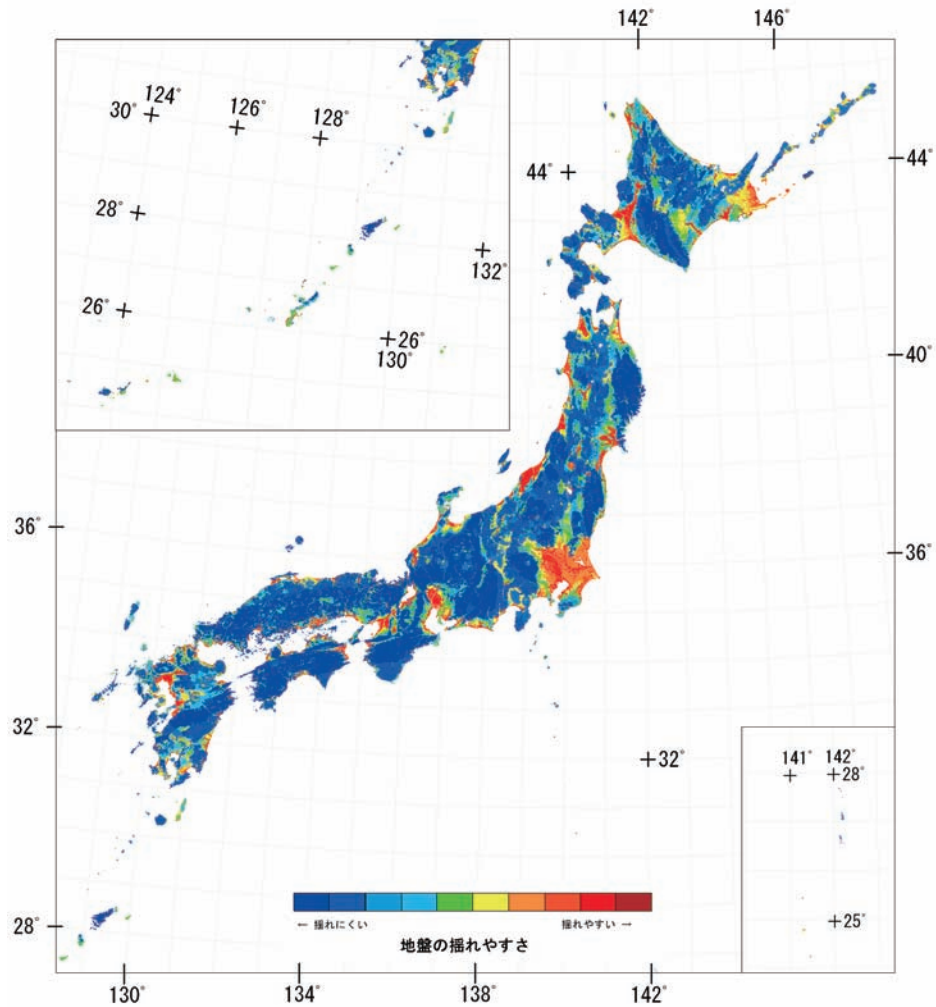


図 2-32 地震の揺れに対する地盤の影響度

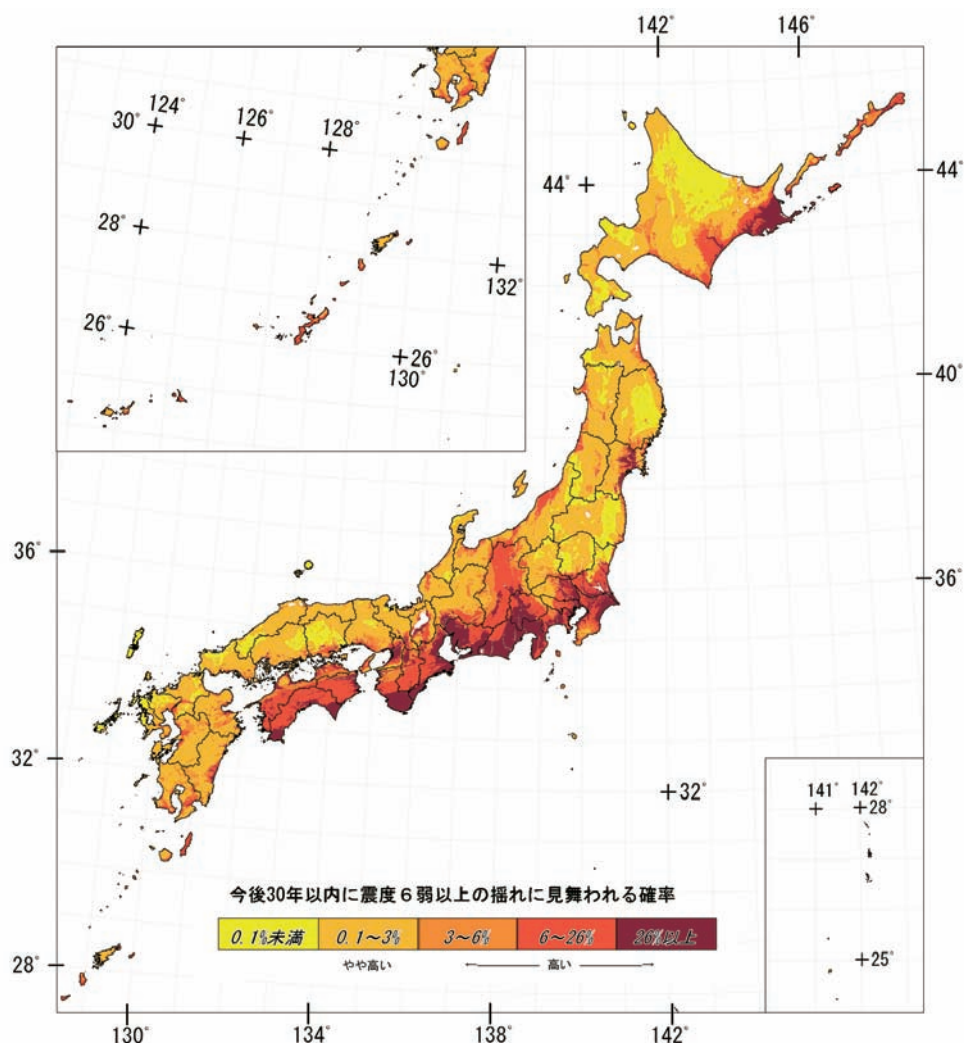


図 2-33 確率論的地震動予測地図（基準日：2009 年 1 月 1 日）

(3) 確率論的地震動予測地図

確率論的地震動予測地図は、考え得る全ての地震を考慮して、将来強い揺れに見舞われる可能性を、地図で表したものです(図2-33)。この地図は、長期評価の行われた地震だけでなく、発生する場所が予め分からない地震も考慮して作成されています。ただし、そのような地震による揺れの可能性は、広い地域に薄められて示されています。また、強震動評価と同様に、地盤の影響も考慮されています(図2-32)。

参考 基盤観測網

地震活動とこれに関係する地殻変動を捉えることを目的とした様々な観測が、大学や研究機関、国・地方公共団体などの行政機関や民間会社によって行われています。ここでは、それらのうち、「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」の発生を契機に、全国を網羅するように高い密度で設置された基盤的な観測施設(観測網)について説明します。

(1) 地震観測網

地震の揺れは、これまでも述べてきたように、地震の規模や、震源域の場所、観測地点の地盤の条件などにより、様々に変化します。これらの多様な地震の揺れを捉えるためには、それぞれの揺れの性質に応じた地震計が必要になります。全国に展開されている地震観測網には、観測の対象と

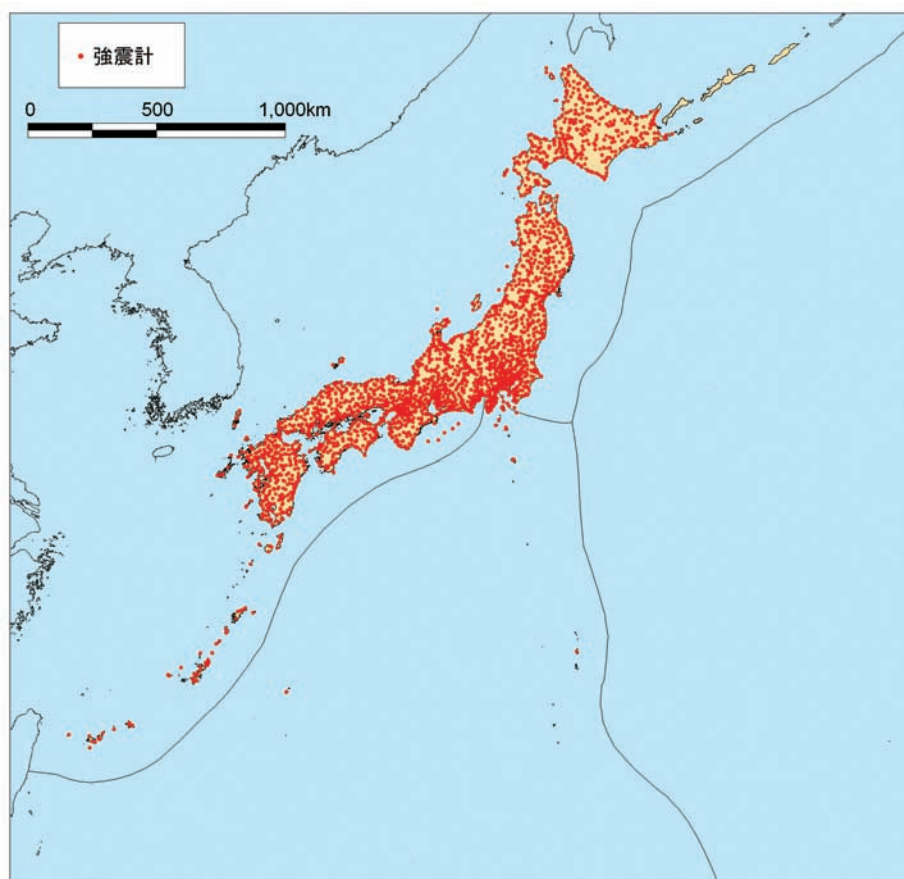


図 2-34 強震計の設置場所

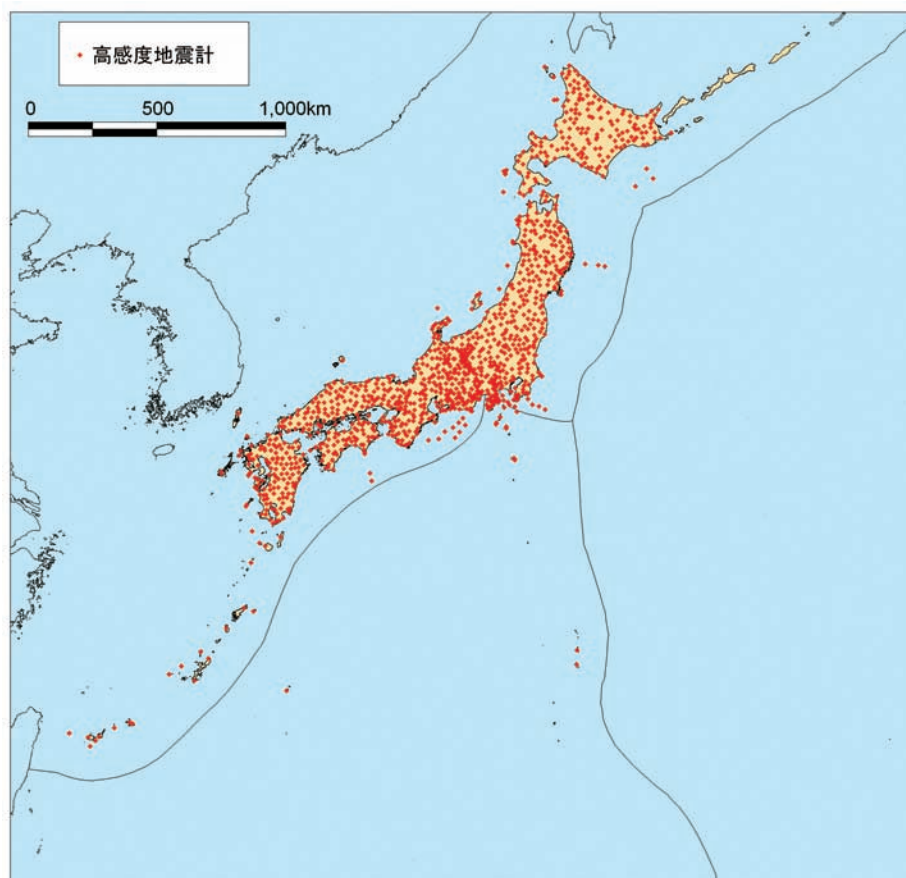


図2-35 高感度地震計の設置場所

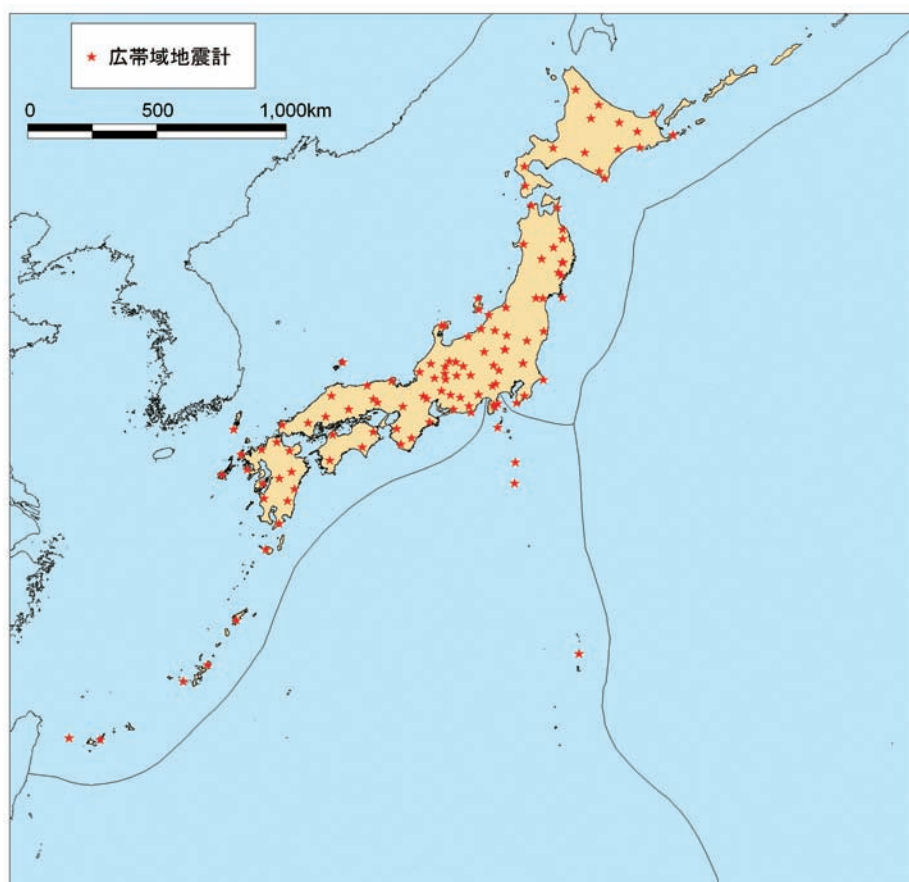


図2-36 広帯域地震計の設置場所

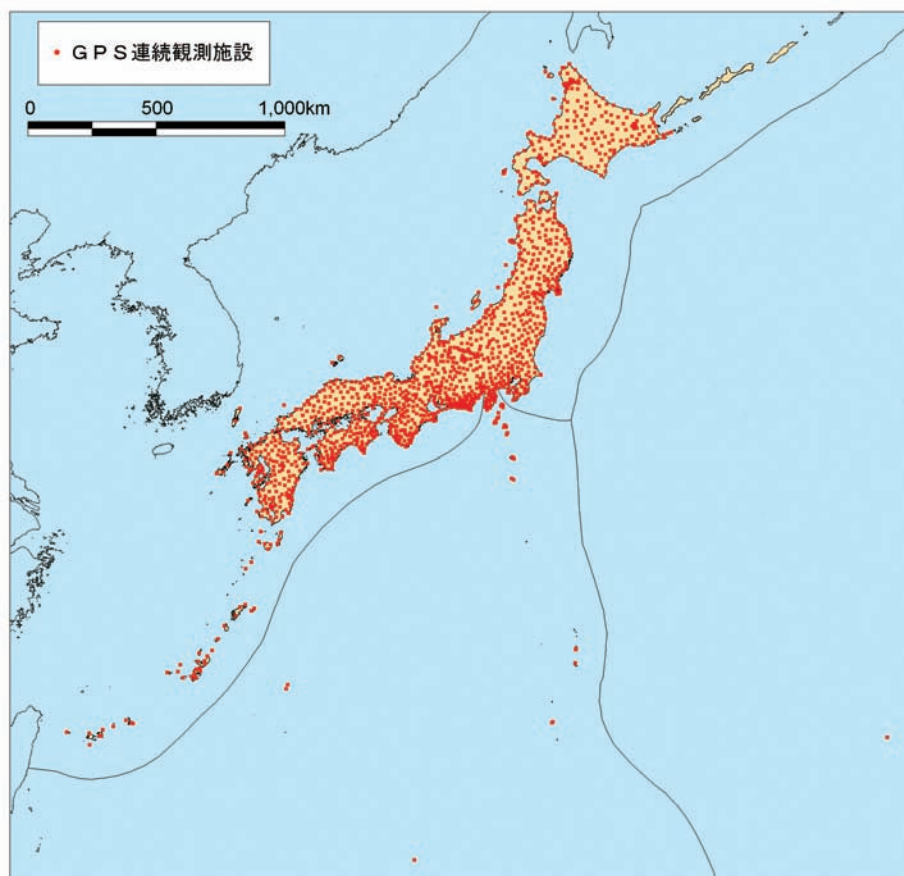


図2-37 GPS連続観測施設の設置場所

する地震の揺れの性質の違いから、強震計、高感度地震計、広帯域地震計の3つがあります。

強震観測網

強震計は、他の種類の地震計では振り切れてしまうような強い揺れ(地震動)を観測します。この観測網では、建物や構造物に被害を及ぼすような種類の揺れが観測され、地盤の構造や耐震設計など、主に工学的な研究に役立てられています。現在、強震計は気象庁、防災科学技術研究所(K-NET、KiK-net)、国土交通省、大学、地方自治体などにより全国7,000箇所以上設置されています。それらの多くは地表に設置されていますが、地盤の構造に深く関わる地震動の特性を把握するためには、地下の基盤での観測が必要不可欠です。そのため、高感度地震計に併設して、地下の基盤にも強震計が設置されています。図2-34は、これらの観測施設の設置場所を示しています。

高感度地震観測網

高感度地震計は、人が感じない非常に小さな地震の揺れまで観測します。小さい地震は、発生する頻度が高く、このような地震を多く観測することで、各地域の地震の活動度や地震の発生様式、地下構造などを把握することができます。現在、高感度地震計は気象庁、防災科学技術研究所(Hi-net)、大学などにより1,000箇所以上設置されており、全国で偏りなく微小地震を検知できるよう、15～20km間隔を目安とした観測ネットワークが構築されています。図2-35は、これらの観測施設の設置場所を示しています。

広帯域地震観測網

広帯域地震計は、前述した強震計や高感度地震計のような、主に地震動の強さに着目したものと違い、人が揺れとして感じる地面の速い揺れ

(～2秒程の周期)から、感じることをできない非常にゆっくりとした揺れ(数十～数百秒程の周期)までの周期に着目した地震計です。この地震計では、様々な周期帯の揺れを記録できるので、他の地震計では捉えられない、ゆっくりとした地震の揺れを正確に捉えることができるほか、震源域での断層運動の詳細な時間経過が解析できると同時に、津波地震を的確に検知することが可能となります。現在、広帯域地震計は防災科学技術研究所(F-net)、大学などにより100箇所程度設置されており、100km間隔を目安として、全国へのきめ細やかな配置が進められています。図2-36は、これらの観測施設の設置場所を示しています。

(2)地殻変動観測網

GPS連続観測施設

GPSによる地殻変動観測では、複数の人工衛星からの電波を連続的に観測することによって、高い精度でGPS観測点の位置を測定し、大地の動きを明らかにします。稠密なGPS連続観測網により、大規模な地震に伴う地殻変動のみならず、従来の手法では難しかった、全国規模での地殻変動を即時に捉えることができるほか、ゆっくりすべりなどの、これまでは捉えられなかった現象も捉えることができるようになりました。現在、GPSの連続観測施設は国土地理院(GEONET)、大学、海上保安庁などにより、全国に1,400箇所以上が整備されており、全国的に偏りなく地殻変動を観測できるよう、20kmから25km間隔を目安とした観測施設の整備が達成されました。さらに、活断層周辺における詳細な地殻変動の現状把握の高度化、海溝型地震の想定震源域及び周辺海域におけるプレート間結合の状況把握のための高密度なGPS観測施設の整備が進められています。図2-37は、これらの観測施設の設置場所を示しています。

緊急地震速報について

1. はじめに

気象庁は、平成19年10月1日より、地震による"強い揺れ"を事前に知らせる「緊急地震速報」の一般向け提供を行っています。

2. 緊急地震速報の原理

地震波にはP波とS波という2種類の波があります。S波は伝わる速さはP波より遅いが、揺れはP波に比べて強く、地震による被害をもたらすのは主にS波であるという性質があります。

そのため、地震発生場所近くの地震計で地震波(P波)を観測し、気象庁で瞬時にS波による揺れの強さや到達時刻を予測・提供することで、地震による強い揺れを"事前"にお知らせすることを可能にしています。

緊急地震速報では、推定された地震発生時刻、震源の位置、地震の規模と、それらから予想される各地域毎の最大震度及び到達時刻をお伝えします。

3. 緊急地震速報に使われている観測網、処理技術

緊急地震速報では、震源のできるだけ近くで早期に地震を捉える必要があるため、密な観測網が必要です。現在、緊急地震速報で利用している観測網は気象庁の観測網(約200箇所)と独立行政法人防災科学技術研究所の観測網(約800箇所)の計約1,000点です(図1)。

また、少ない観測データから地震が発生した位置や規模を推定する必要があるため、(財)鉄道総合技

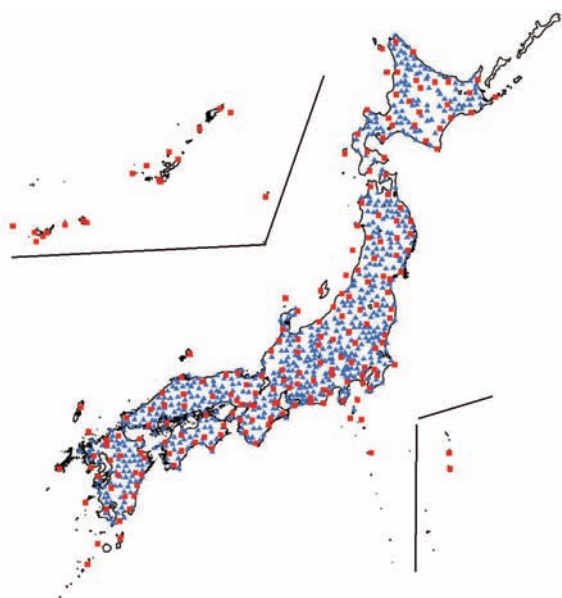


図1 緊急地震速報で利用している観測網(■が気象庁の観測点、▲が防災科学技術研究所の観測点)

術研究所と気象庁が共同で開発した手法や、(独)防災科学技術研究所で開発された手法を使っています。

4. テレビ・ラジオを通じて伝える緊急地震速報

緊急地震速報をテレビ・ラジオを通じてお伝えする場合には、広い地域に放送されるという特性等を考慮し、地震の発生時刻、発生場所(震源)の推定値と震央地名、強い揺れ(震度5弱以上)及び震度4が推定される地域名を発表し、具体的な予想震度と猶予時間は発表しません。

5. 緊急地震速報の特性と限界を理解して利用を

図2に平成19年(2007年)新潟県中越沖地震の事例を示します。図中の数字は、緊急地震速報の発信から各地に強い揺れ(S波)が到着するまでの猶予時間です。例えば、震源のごく近くで震度6強を観測した新潟県柏崎市や刈羽村は図の0秒の円の中であり、猶予時間がなく間に合いませんでしたが、同じく震度6強を観測した新潟県長岡市、長野県飯綱町では猶予時間はおのこの3秒、20秒でした。

多くの場合、緊急地震速報を発表してから強い揺れ(S波)が到達するまでの時間は、数秒から長くても数十秒と極めて短く、震源近くでは速報が間に合わないことがあります。また、迅速な提供を行うため、ごく少数・短時間のデータから推定していることから、誤報の可能性や推定震度に誤差を伴うなどの限界もあります。

利用者は緊急地震速報のこのような特性や限界を理解した上で活用する必要があります。

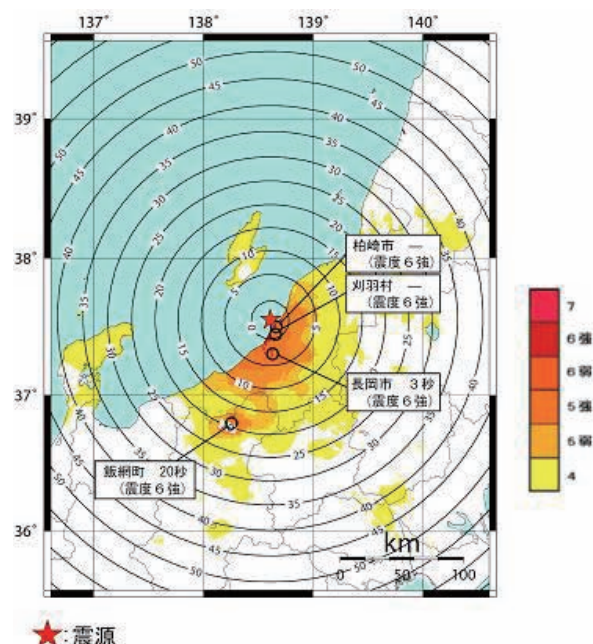


図2 平成19年(2007年)新潟県中越沖地震の緊急地震速報の猶予時間と推計震度分布

コラム

22 時間かけて 16000 キロを越えて襲った災害

—チリ地震津波—

2004年のクリスマス休暇をアジアのリゾートで寛いで過ごしていた世界各地からの観光客を襲い、世界で20万近い人命を奪ったスマトラ大地震津波の様子を、テレビでご覧になったことでしょうか。1960年5月に、日本も同じように太平洋のかなたで発生した超巨大地震による津波に襲われ、大きな被害を受けています。

津波の原因となった地震は、1960年5月23日、日本時間で午前4時に南米チリのバルデビア沿岸で発生しました。この地震は、「1960年チリ地震」と呼ばれる、モーメントマグニチュードで2004年のスマトラ大地震よりさらに大きい9.5。観測された地震としては世界でいまも最も大きい地震です。震源域は長さ1000kmに及ぶチリの西方沖の海溝付近でした。

この地震によって、アタカマ海溝付近の海水が海底の地殻変動によって大量に持ち上げられました。こうして生じた「波」は、太平洋を秒速200mほどで22時間かけて遥か北西の日本沿岸まで伝わってきたのです(図1、図2)。

「津波」はTsunamiとしてそのまま国際語として使われていますが、これは津=港にやってくるまでわからない波という、近世日本人の極めて鋭い観察眼を証明する命名と言えます。一般に海は、大半は深さがほぼ4km程度で極めて平らなものです。浅い沿岸部から大陸棚部分、非常に深い海溝周辺、やや浅い海嶺などは逆に海のなかの特別な場所と言えます。津波はその伝わる速度が水深によって変わります。水深が深いほど速度は速く、浅くなると速度が遅くなるのです。このため、陸に近づくと、海が浅くなって波の伝わる速度が急激に遅くなるために、うしろから来た波が追いつく状態となり、どんどん波の高さが高くなるのです。水深の深い沖にいるときはうねり程度にも気づかない高さの波であるのに、陸の「津」に来ると、急激に高さが増して、あたかも水の壁のようになって迫ってくるやっかいな波なのです。古代には津波は「海嘯^{かいしやう}」という恐ろしさから付いたと思われる名称でよばれていまし

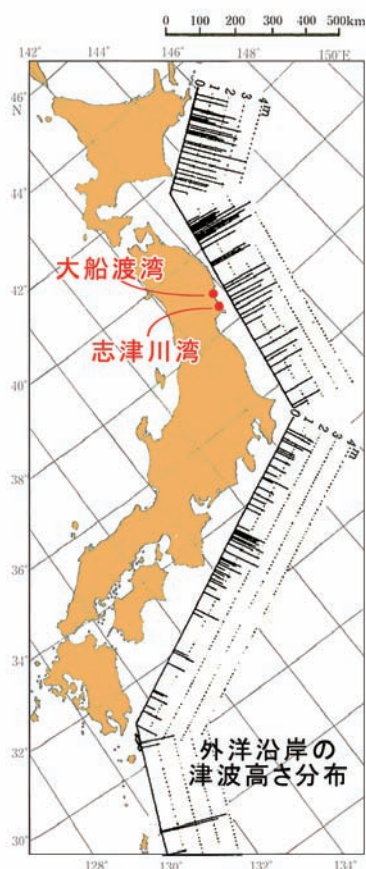


図1 「チリ地震津波」の津波高
[気象庁のデータから作成]

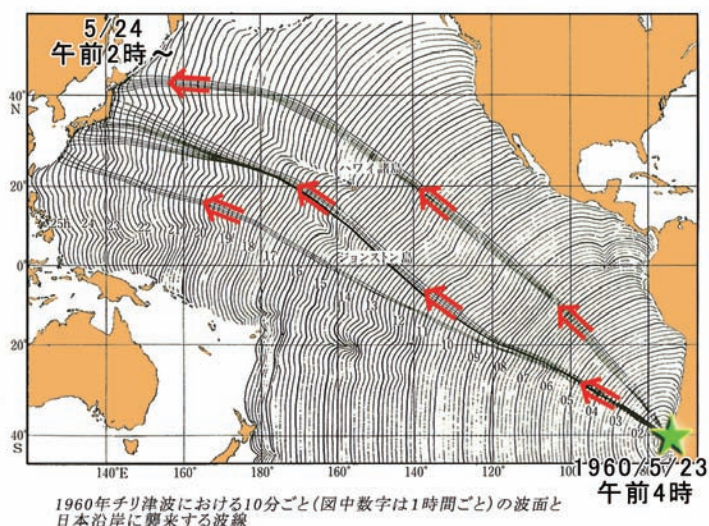


図2 チリ地震津波が日本に襲来する波線図
[渡辺(1985)に加筆]

たが、江戸時代になると正しくその性質を現す名前ではよばれるようになりました。

チリ地震は震源域が1000kmと大変長かったために、地震の破壊が完了するのに5分以上かかりました。このため、海の水も何分もかかってゆっくりと持ち上げられ、津波の周期も大変長くなりました。三重県の志摩半島の湾では、まず引き波から始まり、港の大半から水が引いて30分間程度、干上がった港の底に、取り残されてはねている魚を小学生が何匹も拾う時間すらあったといえます。もちろんこのような大きい引きのあとには、大きい押しの波がたつぷりとやってきたわけであるのですが。

日本では北海道から千葉県まで6道県と、当時まだ米国統治下だった沖縄とで142名の死者・行方不明者がでました。最大の被害は死者53名をだした岩手県の大船渡湾、次は死者41名の宮城県南三陸町の志津川湾でした。リアス式海岸が続く東北地方の太平洋側の三陸海岸沿岸は、良港をもたらしと同時に、急激に浅くなる「津」の条件と、海で大きい地震が発生する頻度が高い日本海溝が200km沖合いにある立地条件から、常に津波被害をこうむってきた地域です。その中で、大船渡湾は、湾がこの地域としては大きく、湾の口もやや南東向きで日本海溝と正面に向き合っていないため



図3 「チリ地震津波」による津波の浸水

[大船渡市立博物館所蔵]

大船渡町の台町踏切付近の低い地域の1階軒近くまで津波が押し寄せています。押し流してきた家屋の破片材や植物とともに、水面の皺が、流速の威力を物語っています。高台の上から実物の浸水を捉えた貴重な一枚。

に、通常の日本海溝の大地震による津波では、飛びぬけた被害を受けてはいませんでした。日本の大地震による津波では、日本海溝に正対してジャンケンのチョキのようにV字型に開いている綾里湾で日本記録となっています(4-2(1)2参照)。しかしチリ地震津波は大船渡のこの自然条件がすべて被害を大きくする働きをしました。大きい湾は、非常に周期の長いチリ津波とよく同期し、湾の奥ほど波を高くしました。南東の口はチリ海溝に対して正面を向いた形となり、効率的に津波が侵入しました。また、22時間の猶予があったものの、津波警報が全くなく、もちろん南半球の地震で揺れは感じないので、「グラッときたらすぐてんでんこ(各自ばらばら)に高台へ避難」という三陸地域沿岸部の常識での行動もできませんでした。5月24日午前2時頃から日本沿岸に達しはじめた大津波は、夜明け前から半日の間に8波という大波として大船渡で53名の人名を奪いました。このほか、北は北海道から南は熊本や沖縄まで、浸水から漁船や港湾施設等の損壊まで広範囲にわたって被害をもたらしたのです。すでに研究者の間では、チリやアリユーションなど太平洋のかなたの地震によっても日本で津波被害が過去に生じたことは判っていただけに、せめて注意喚起程度の情報伝達ができなかったか悔やまれます。この地震以降、津波注意情報があっても被害を受けたハワイなどの経験も加わって、ユネスコ中心に太平洋の遠隔地地震による津波警報の国際協力体制が作られ、日本でも気象庁による警報が間に合うようになりました。2004年のスマトラ地震を契機に、インド洋沿岸の各国には、半世紀前にチリ地震津波の苦い経験を踏まえて出来上がった太平洋の仕組みが生かされはじめています。

沿岸に居住する場合、あるいは海水浴など海辺に滞在中の場合は、必ずどのような津波の心配があるか、どこへ逃げればいいのか、などその土地で津波にどう対処するべきか、あらかじめ確認しましょう。一晩しか泊まらない旅館でも念のため火災時の非常階段の場所を確認するのと同じように。日本の沿岸では各地の自治体によって津波浸水予測が順次行われており、海岸に避難場所などの掲示板などが整備され始めています。