

## 付 録

用語解説	461
参考図表	479
原図出典一覧	485
委員名簿	493

## 付録1 用語解説

### 索引

#### 【ア行】

液状化現象…………… 462

#### 【カ行】

海溝→「プレートテクトニクス」の項参照…………… 469

(活断層の) 確実度…………… 462

活断層…………… 462

活断層調査…………… 463

(活断層の) 活動間隔…………… 464

(活断層の) 活動度…………… 464

強震動→「地震動」の項参照…………… 464

巨大地震→「マグニチュード」の項参照…………… 470

群発地震…………… 464

#### 【サ行】

地震動…………… 464

地震の空白域…………… 465

地震波…………… 465

地すべり→「土砂災害」の項参照…………… 469

地盤…………… 465

G P S…………… 465

斜面崩壊→「土砂災害」の項参照…………… 469

震央→「震源・震源域」の項参照…………… 465

震源→「震源・震源域」の項参照…………… 465

震源域→「震源・震源域」の項参照…………… 465

震源・震源域…………… 465

震度…………… 466

前震→「前震・本震・余震」の項参照…………… 466

前震・本震・余震…………… 466

#### 【タ行】

大地震→「マグニチュード」の項参照…………… 470

断層…………… 467

断層運動→「断層」の項参照…………… 467

地殻・マントル…………… 467

地殻変動…………… 468

地下構造調査→「活断層調査」の項参照…………… 463

地形調査→「活断層調査」の項参照…………… 463

沖積層…………… 468

津波→「津波・(津波の)波源域・津波地震」

の項参照…………… 468

津波地震→「津波・(津波の)波源域・津波地震」

の項参照…………… 468

津波・(津波の)波源域・津波地震…………… 468

土砂災害…………… 469

土石流→「土砂災害」の項参照…………… 469

トラフ→「プレートテクトニクス」の項参照…………… 469

トレンチ調査→「活断層調査」の項参照…………… 463

#### 【ナ行】

軟弱地盤→「地盤」の項参照…………… 465

日本海東縁部→「プレートテクトニクス」

の項参照…………… 469

#### 【ハ行】

波源域→「津波・(津波の)波源域・津波地震」

の項参照…………… 468

被害地震…………… 469

伏在断層→「活断層」の項参照…………… 462

不同沈下→「沖積層」「地盤」の項参照…………… 468, 465

プレート間地震・プレート内地震→

「プレートテクトニクス」の項参照…………… 469

プレートテクトニクス…………… 469

噴砂現象→「液状化現象」の項参照…………… 462

本震→「前震・本震・余震」の項参照…………… 466

本震－余震型の地震→

「前震・本震・余震」の項参照…………… 466

#### 【マ行】

マグニチュード…………… 470

#### 【ヤ行】

余震・余震域→「前震・本震・余震」「震源・震源域」

の項参照…………… 466

#### 【ラ行】

陸域の浅い地震→「活断層」の項参照…………… 462

歴史の資料によって知られている地震…………… 471

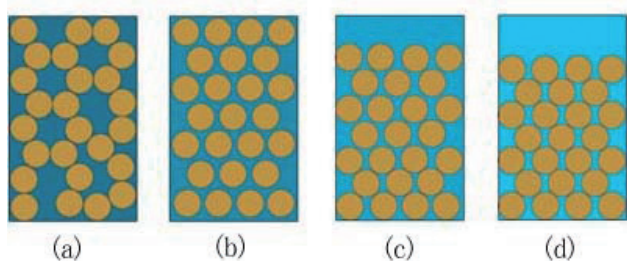
## 液状化現象

ゆるく堆積した砂の地盤に強い地震動が加わると、地層自体が液体状になり建物などを支える力を失う現象。

液状化が生じるためには、強い地震動の他に、地層が水を多く含んでいること、ゆるく堆積した砂であることなどの条件が必要である。これらの条件がそろった液状化が発生する可能性が高い場所は、地下水位が高い砂地盤で、例えば、埋立地、干拓地、昔の河道を埋めた土地、砂丘や砂州の間の低地などがあげられる。

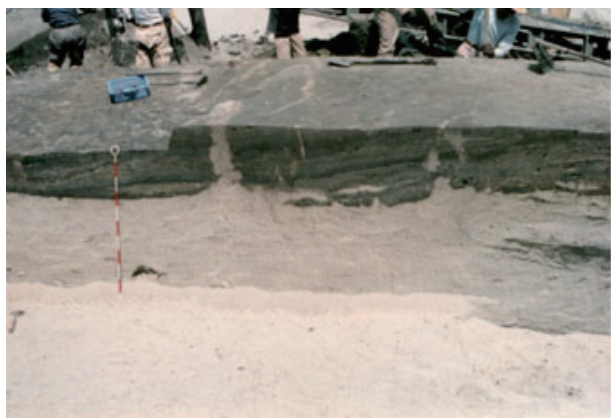
液状化が生じると、砂の粒子が地下水の中に浮かんだ状態になり、水や砂を吹き上げたりする(噴砂現象：図2-28参照)。建物を支える力も失われ(図6-21参照)、比重の大きいビルや橋梁は沈下したり、比重の小さい地下埋設管やマンホールなどは浮力で浮き上がったりする(抜け上がり現象：図3-14参照)。やがて、水が抜け去ると、砂は締めかたまり、もとの状態かもう少ししまった状態になって、支持力を回復する。液状化の一連の過程を付図1-1に示した。

また、液状化した地層が側方に大きくずれ動き、



付図1-1 液状化のメカニズム [吉見(1991)による]

- (a)液状化前のゆる詰め砂
- (b)液状化した瞬間全粒子が浮遊状態にある
- (c)下部は液状化が終了し、上部では液状化が続いている
- (d)全層にわたって液状化が終了して、砂は密に詰まっている



付図1-2 大阪府門真・守口市の西三荘・八雲東遺跡の液状化跡 [門真・守口市の教育委員会が発掘、寒川旭氏撮影]  
慶長伏見地震と呼ばれる1596年の地震による液状化層の変形がよく分かる。

盛土の崩壊や地滑り、護岸のはらみ出しや沈下などの現象も生じる。このように、液状化災害は人口の集中した平野部で起こる地盤の災害であり、道路やライフラインの災害など、都市型災害として大きな影響を国民生活に及ぼしやすい。

また、遺跡発掘調査現場などで液状化した砂の地層やその砂が上の地層を切って吹き出した噴砂の跡などが発見されることがある(付図1-2)。遺跡の発掘現場では各地層の年代が詳細に把握されていることが多いことから、歴史の資料に記述されている地震の記録などと照らし合わせて、過去の地震の研究に貴重な手がかりを与えることになる。

**関連する用語：**沖積層、地盤、地震動、土砂災害、歴史の資料によって知られている地震

## (活断層の)確実度

活断層の存在は、専門家が空中写真からその証拠を読みとることにより認定されることが多いが、断層活動そのものの特徴やその場所の地形的な性質により、活断層の現れ方は様々であり、地形からの判断だけでは、それが活断層であるかどうか、はっきりしないことがある。そのような場合には、各断層についてそれが活断層であることの確からしさを、確実度によって示す。活断層の確実度は、確からしい方から次の三つに分類される。

確実度Ⅰは、断層の位置・ずれの向きがともに明確で、地形的特徴から活断層であることが確実なもの。

確実度Ⅱは、断層の位置・ずれの向きは推定できるが、地形やごく新しい時代の地層が繰り返しずれていることを示す確実な証拠に欠けるなど、確実度Ⅰとするには十分な資料に欠けるもの。

確実度Ⅲは、活断層である可能性はあるが、ずれの向きが不明であったり、河川や海の浸食作用など他の原因で形成された疑いが残るもの。

本書では、確実度Ⅰと確実度Ⅱの活断層を地図に表示している。

**関連する用語：**活断層、(活断層の)活動度、(活断層の)活動間隔、活断層調査

## 活断層

活断層とは、最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層のことである。

最近の地質時代としてどこまでさかのぼるかであるが、「新編日本の活断層」では、第四紀(約200万年前から現在までの間)に動いたとみなされる断層を活断層と定義している。しかし、さかのぼる年代を数十万年前位とする研究者もいる。

活断層の存在は、その活断層が繰り返しずれた跡が地形(図2-23参照)や地層に残されていることにより確認される。新しい時代に形成された地形や地層に比べて、古い時代に形成された地形や地層ほど大きくずれていけば、繰り返しずれを生じた証拠と考えられる。古いものほど地震を多数回経験しているので、大きくずれているからである。そしてまた、今後も同じようにずれを繰り返して地震が発生すると考えられる。

活動が活発な活断層は、その活動の繰り返しによってずれが累積するため、盆地・平野などの低地と山地の境界を形成する。したがって、活断層はこのような大きな地形の境界の周辺に見つかることが多い。なお、M7程度より大きい陸域の浅い地震は、活断層で発生することが多い。

また、沖積層が厚く堆積している地域などでは、地下にこれまで繰り返し活動してきた断層が存在しても、繰り返しの断層運動により累積したずれが、必ずしも地表には現れない。このような断層を伏在断層という。

陸域の浅い地震が今後起こる可能性を評価するには、一つ一つの活断層の性質(どのくらい活発なのか:活動度、一回の地震に伴ってどれだけのずれが生じるのか、どのくらいの時間間隔で活断層が活動するのか:活動間隔、最近の活動はいつなのか等)を知ることが重要である。これらの情報を得るために、最近の活断層調査では、地形的な調査だけでなく、直接活断層を掘るトレンチ調査が行われることが多い。

**関連する用語:** (活断層の)活動度、(活断層の)活動間隔、(活断層の)确实度、活断層調査

## 活断層調査

陸域の活断層で発生する地震の発生間隔はおおよそ1,000年またはそれ以上であるために、歴史の資料のみから活断層の活動歴を調べることは困難であり、どうしても有史以前の資料が必要である。そのための活断層の調査方法としては、地形調査、トレンチ調査、地下構造調査などがある。一般的に言えば、はじめに空中写真を用いた地形調査を行い断層の位置・确实度を確かめ、さらにその断層で過去どのよ

うに地震が発生したかをトレンチ調査によって調べる。そしてさらに、その断層の深部の形態を知るために、地下構造調査を行う。

### [地形調査]

活断層に沿って、断層運動の繰り返しによって生じた土地のずれや特殊な地形(断層変位地形という:図2-23参照)が認められることが多い。空中写真を用いた地形調査では、二枚の空中写真を使って立体的に地形を観察して、地形の微妙な起伏や食い違いを詳しく読み取り、断層運動の繰り返しによってできた地形を見つけ出す。

空中写真による調査のほかに、現地での調査も重要である。現地では、ずれている地形の詳しい測量をしたり、地形をつくっている地層や断層が露出している崖などの観察を行ったりする。活断層の活動度を求めるためには、活断層によりずれている地層や地形がいつ作られたものなのかを知る必要があり、そのための試料等も採取する。

地層や地形がいつ作られたかは、地層に含まれる有機物の放射性炭素の年代測定や、地形を覆う火山灰(火山灰は火山の大規模な噴火の時などごく短い期間に堆積するので、年代を決める良い指標になる)などから求められる。

### [トレンチ調査]

断層を横切るようにトレンチ(調査溝)を掘り地層を観察して、活断層の過去の活動歴を調査する最も直接的な調査方法(図2-26参照)。

掘削によって露出した地層のずれの量やその地層の年代に関する情報を入手し、長期間にわたる過去の活動時期・活動間隔・ずれの量を明らかにして、地震の規模・時期などの今後の活動予測の資料とする。

### [地下構造調査]

トレンチ調査では通常深さ数mまでの地層の情報が得られるが、それより深い地下の断層の形態や位置を知るためには、様々な地下構造探査技術が用いられる。その中では弾性波探査及びボーリング調査が多く用いられる。地表では活断層が認められない場所でも、地層の食い違いの量と場所を推定するために、地下構造調査が行われることがある。地下構造探査により、トレンチ調査では分からない地下深部の構造や、海底下・川底の様な場所でも断層に関する情報を得ることができる。

**関連する用語:** 活断層、(活断層の)活動度、(活断層の)活動間隔、(活断層の)确实度、歴史の資料によって知られている地震

### (活断層の)活動間隔

活断層の活動間隔とは、一つの断層または断層帯のある部分が繰り返し活動する時間間隔、すなわち地震の繰り返し間隔のことである。大雑把に言えば、活動度A級の活断層の平均活動間隔は千年～数千年程度、活動度B級の活断層のそれは約1万年程度である。

**関連する用語：**活断層、(活断層の)活動度、(活断層の)確実度、活断層調査

### (活断層の)活動度

活動度とは、活断層の活動の活発さの程度であり、その活断層が長期間にずれを累積してきた平均的な速さ(これを平均変位速度と呼ぶことがある)により表される。

地形(あるいは地層)が形成されてから現在までの時間(T)、活断層で繰り返し地震が起こり、その結果、地形あるいは地層のずれの量が、Dの値となったとすれば、活断層のずれの平均的な速さ(S：平均変位速度)は、以下のように表される。

$$S = D / T$$

なお、活動度を簡便に表すため、ずれの平均的な速さから活断層をA～Cのランクに分けて表現することが多い。

活動度A級の活断層は、1,000年あたりの平均的なずれの量が1m以上10m未満、

活動度B級の活断層は、1,000年あたりの平均的なずれの量が10cm以上1m未満、

活動度C級の活断層は、1,000年あたりの平均的なずれの量が1cm以上10cm未満。

1,000年あたりの平均的なずれの量が10m以上の活断層は、日本の陸域では知られていない。日本では、活動度A級の活断層は約100、活動度B級の活断層は約750、活動度C級の活断層は約450知られている。活動度C級の活断層はずれの平均的な速さが小さいので、地形に残された累積したずれが、その後の侵食によって不明瞭になっていることが多い。そのため、実際に存在する活動度C級の活断層は、もっと多い可能性がある。

**関連する用語：**活断層、(活断層の)活動間隔、(活断層の)確実度、活断層調査

### 群発地震

前震・本震・余震の区別がはっきりせず、ある地域に集中的に多数発生するような地震群を群発地震と呼ぶことがある。(前震－)本震－余震型の地震活動の場合は、余震の回数は時間とともにある程度規則的に減少するが、群発地震活動の場合は、消長を繰り返しながらやがて収まっていくというような活動をする。

群発地震活動の中で、個々の地震の規模はM6より大きくなることはまれであるが、M5程度の地震が発生して局所的に被害が生じることがある。過去の例としては、1965年から数年間続いた長野県の「松代群発地震」が有名で、有感地震は6万回を超えた。この群発地震で最大の地震のマグニチュードはM5.4であった。最近では、伊豆半島東方沖で、しばしば群発地震が発生している。群発地震は、火山の周辺で発生していることが多いが、火山との関係については、はっきりとしたことはまだ分かっていない。

なお、群発地震については、被害がなくても、本報告書の主な被害地震を示している図に図示している場合がある。

**関連する用語：**前震、本震、余震

### 地震動

地震により生じた地面の揺れのことを地震動と言う。地震動には、揺れが大きい・小さい、周期が長い・短い、揺れている時間が長い・短いなど、いろいろな性質がある。それぞれの性質によって違いはあるが、一般に地震動が強くなると、家屋の倒壊、地盤の液状化現象、山崩れや地すべりなどが発生し、被害が生じることがある。

地震動は、一般に震源域に近いほど強いが、震源域から離れていても地盤が軟らかいところでは、強い地震動が生じることがある。また、地震動の強さは、断層運動の進行方向やずれの量、地下構造などにも影響される。例えば、「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」では、断層運動の進行方向や神戸市付近の地下構造によって局所的に地震動が強くなり、それが被害を大きくした一因と考えられている(本文2-5(1)参照)。

なお、強い地震動のことを強震動と呼ぶ。また、地震動の強弱を表す数字のひとつに震度がある。

**関連する用語：**震度、地盤、液状化現象、土砂災害、断層運動

## 地震の空白域

プレート境界に沿って繰り返し発生するプレート間地震などは、長い期間を見ると、震源域がある列状に配列する。このような地震が、いくつか発生した場合、まだ地震が発生せずに残されている領域では、将来地震が発生する可能性がある。本報告書では、その領域のことを地震の空白域と呼ぶ。

関連する用語：震源域

## 地震波

地震のときに岩盤がずれ動くことによって、地中に振動が生じ、周囲に波として伝わっていく。この波のことを地震波と言う。地震波が地表に到達し、地面が揺り動かされることによって、我々は地震の揺れ(地震動)を感じる。

地震波は、地中を伝わる実体波と地表面を伝わる表面波に分けられる。実体波は、さらにP波とS波の二つに分けられる。P波は縦波(波の進行方向と同じ方向に振動する波)であり、伸び縮みが伝わっていく。縦波の例としては音波がある。S波は横波(波の進行方向に対して垂直な方向に振動する波)であり、ねじれが伝わっていく。また、表面波は、池に石を落とすときに水面にできる波のように、地表面を伝わっていく。

我々が地震の揺れを感じる時は、まずP波によりガタガタと上下方向の小刻みな揺れを感じた後、S波によりゆさゆさと横方向の揺れを感じる。P波がS波よりも速く伝わる(約1.7倍)ためである。P波とS波の到達時間の差(初期微動継続時間とも呼ばれる)から、震源までのおよその距離が分かるので、震源の決定に利用されている。

関連する用語：地震動、震源

## 地盤

土木構造物の基礎になったり、工事の対象になる地球の表層部分をさす言葉。地盤は固結の程度によって、固結地盤(岩盤)、半固結地盤、未固結地盤(土)に分けられる。また、盛土や埋立地は人工地盤と呼ばれる。

非常に柔らかい粘土や緩い砂からなる地盤は軟弱地盤と呼ばれ、建造物の基礎としては建物などを支える力が不足し、すべり破壊や地盤沈下等の障害が発生しやすい。また、地震による液状化、不同沈下

なども起こしやすい。

日本で軟弱地盤を構成する主なものは、最も新しい地層である沖積層で、海岸平野、河川背後の低湿地や台地や丘陵地を刻む浅い谷などに分布している。また、埋め立て造成地盤も軟弱地盤として扱われる。

関連する用語：沖積層、液状化現象

## GPS

GPS(Global Positioning System：汎地球測位システム)は、人工衛星を利用して位置を求めるシステムで、もともとアメリカ合衆国が航空機や船舶などからその位置を知るために開発したシステムである。地上約2万kmを周回する24個の人工衛星(GPS衛星)のうち4個以上の衛星からの電波を同時に受信し、それぞれの衛星の位置と受信した時刻から受信した位置が求められる。この方法は、現在カーナビゲーションでも利用されている。さらに、複数の地点での受信データを比較することにより、相互の相対的な位置を決定する手法が開発され、非常に高い精度で距離の測定ができるようになった。その精度は、100万分の1から1000万分の1以上(10km当たり1cmから1mmの誤差)である。これを利用することにより、広域の地殻変動を高精度で連続的に検出することが可能になり、長い期間と多くの労力を必要とする従来の測量に代わって活用されている。

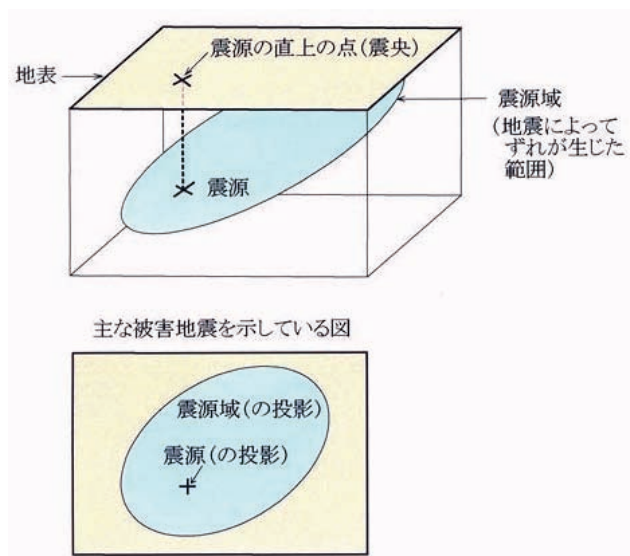
なお、日本では、広域の地殻変動を連続的に観測するため、国土地理院などが平成20年3月末現在で全国に約1,350点のGPS連続観測点を設置し、効率的に連続観測を行っている。

関連する用語：地殻変動

## 震源・震源域

地震とは地下の岩盤の破壊現象であり、一般にはある面(断層面)に沿って、その面の両側の岩盤が急激にずれ動く現象である。この「ずれ」は、ある点から始まって周囲に面状に広がっていく。最初に「ずれ」が始まった点を震源と言い、「ずれ」が生じた範囲全体のことを、本報告書においては震源域と言う。主な被害地震を示した図などに示した震源あるいは震源域は、それらを地表に投影したものである。なお、震源の直上の地表の点は震央しんおうと呼ばれることがある(付図1-3)。

このように「地震が生じたところ」は、点ではなく、



付図1-3 震源・震源域

面的な広がりを持ち、マグニチュードが大きくなるほど震源域は広がる。例えば、震源域の広がりを見ると、M8程度の巨大地震では、幅数十km以上、長さ100km以上に及ぶことがあるが、M4程度の地震では、幅、長さともに1km程度である。

震源は地震波の観測から即座に求めることができるが、震源域の推定には時間がかかる。震源域は余震の分布、津波の波源域、地表に現れた断層などから推定されている。

本報告書の図中の震源域は、原則として、陸域にかかる地震については断層モデル、海域の地震については津波の波源域を示している。陸域の地震の震源域については、断層が垂直に近いことが多いため、地表面に投影した場合、実際の震源域の大きさより狭く見える。逆に、津波の波源域は津波が発生した範囲を示すので、地下の震源域の地表面への投影より広くなりがちである。

関連する用語：断層、マグニチュード

## 震度

震度とは、地震による地面の揺れ(地震動)の強さの程度を表す量である。地面の揺れの強弱は地震被害と密接な関係があるので、震度は地震防災上重要な情報として活用されている。現在日本では、震度計を用いて観測され、地震発生後、すぐに気象庁から発表される。揺れの弱い方から順に、0、1、2、3、4、5弱、5強、6弱、6強、7の10段階で表される気象庁震度階級が用いられている。また、気象庁では、ある震度が観測された場合、その周辺で実際にどのような現象や被害が予想されるかを表にしている(参考資料1)。

日本では、1880年代から震度の観測が行われており、1991年に震度計が導入される以前は、人間が感じた揺れの強さや被害の状況などを基に震度が判断されていた。震度階級は何回か改正されており、現在の震度階級は平成8年10月から用いられている。それまでは、震度0～7までの8階級の震度階級が用いられていた(参考資料2)。また、震度の観測が始まるより前に発生した地震の震度は、被害状況などから推定されている。

震度を求める震度計は、地面の揺れの強さを数値化する器械である(参考資料3)。震度計では、人が従来決めた震度とほぼ一致する数値が得られる。計算により得られた数値を計測震度と言ひ、計測震度の小数点以下を四捨五入して整数にしたものが、震度となる。なお、震度の5及び6については、表れる現象や被害に幅があることから、5弱と5強、6弱と6強の階級に分けられている。震度の計算には地面の揺れの加速度、周期、継続時間が複雑に関係している。震度7の下限である計測震度6.5に対応する加速度は、周期が0.1秒のとき約2,700ガル、周期が2.0秒のとき約530ガルである(この値は継続時間が十分長いときの3成分合成値である)。

(注)本報告書では、平成8年9月以前の地震については、それまでの震度階級(参考資料2)に基づいて記述されている。

関連する用語：マグニチュード

※参考資料1(気象庁震度階級関連解説表)

参考資料2(気象庁震度階級(1949)と参考事項(1978))

参考資料3(震度階級を定めた気象庁告示)

## 前震・本震・余震

一般に、地震が発生すると、その地震が発生した場所で、それより小さい地震が多数発生する。最初の地震を本震、それに続く小さな地震を余震と言う。余震の回数は、本震の直後には多いが、ある経験式に沿って、時間とともにある程度規則的に減少する。本報告書の本文中のところどころにある「余震は順調に減少した」という記述は、その経験式に沿っていることを示す。余震の規模は本震のマグニチュードより1程度以上小さいことが多いが、本震の規模が大きい場合は、余震でも被害が生じる場合がある。なお、余震のうち最大の規模を持つ地震を最大余震、余震が分布している領域を余震域と呼ぶ。また、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、本震の震源域をよく表している。

各地方の被害地震の例で掲載した余震回数の推移を示すグラフでは、余震回数として、ある観測点で観測した回数(有感の場合には、揺れを感じた回数)を示した場合と、気象庁の地震観測網により観測された地震数を示した場合がある。気象庁の地震観測網により観測されている場合には、どこかの観測点で有感であった場合に、有感余震としている。

本震が発生するより前に、本震の震源域となる領域で地震が発生することがあり、それを前震と言う。前震は、規模も小さく数も少ない場合が多いが、かなり多数発生して被害を及ぼすこともある。また、前震は本震の直前～数日前に発生することが多いが、一ヶ月以上前から発生することもある。ただし、本震が発生するより前に、ある地震が前震であるかどうかを判断することは、現状では難しい。

上記のうち、本震と余震のみの地震活動を本震一余震型、前震も発生している場合は、前震一本震一余震型の地震活動と呼ぶ。

なお、前震・本震・余震の区別がはっきりせず、ある地域に集中的に多数発生するような地震群を群発地震と呼ぶことがある(群発地震の項参照)。

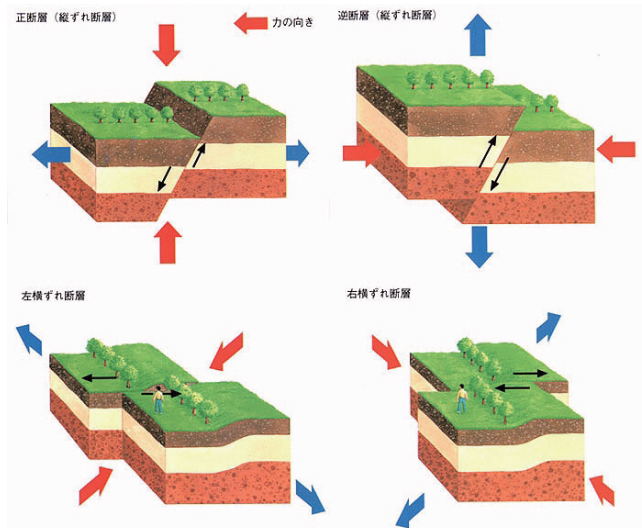
**関連する用語：**震源域、群発地震

## 断層

地層を観察すると、元はつながっていた地層がある面を境に食い違っていることがある。このような食い違いの構造を断層と呼び、その食い違いの境界面を断層面という。

地震とは、断層面に沿ってその面の両側の岩盤が急激にずれ動く現象(断層運動)である。一般に「ずれ」はある一点から始まり断層面に沿って周囲に広がっていく。この急激な断層運動によって、地下に蓄えられていた歪みのエネルギーが放出される。地震の原因となった断層は多くの場合は地表では観察されないが、陸域の浅いところでM7程度より大きい地震が発生した場合には、地下の断層の一部が地表に現れて、地表にずれが生じることが多い。

断層は、ずれの方向により、縦ずれ断層と横ずれ断層に分けられる(付図1-4)。更に、縦ずれ断層は正断層と逆断層に、横ずれ断層は右横ずれ断層と左横ずれ断層に分けられる。実際の断層を見ると、付図1-4の様な純粋なものは稀で、縦ずれと横ずれの混じったものが多い。



付図1-4 正断層、逆断層、横ずれ断層(右横ずれ、左横ずれ)  
正断層は、上盤(傾いた断層の上側の部分)が相対的に下がる縦ずれ断層。

逆断層は、上盤が相対的に上がる縦ずれ断層。  
横ずれ断層は、断層に向かって人が立ったとき、向かい側の地面が右にずれていたなら右横ずれ断層、左にずれていたなら左横ずれ断層。

このような断層のタイプはそこに働く力の状態と密接に関係している。一般的に、逆断層や横ずれ断層は水平に圧縮される力がかかっているところで、正断層は水平に引っ張られる力がかかっているところで発生することが多い。日本付近では、プレートの運動により圧縮されるような力を受けているので、逆断層や横ずれ断層がよく見られるが、別府一島原地溝帯では正断層が見られる。

**関連する用語：**震源・震源域、活断層

## 地殻・マントル

地球の内部構造を見ると、まるで卵のような構造をしている。卵の殻にあたる地球の一番外側の部分を地殻、自身にあたる部分をマントル、黄身にあたる部分を核と呼ぶ。

地殻の厚さは、大陸では30～40km、ヒマラヤなどの大山脈の下では50～60kmであるが、日本では30km前後である。また、海域の地殻の厚さは通常10km以下である。どちらにせよ、半径約6,370kmの地球全体から見れば、地殻は地球表面の非常に薄い層である。

マントルは、地殻の下から核の上(深さ約2,900km)までの間の部分にあり、体積にして地球の約83%を占めている。マントルの中は一律ではなく、通常三つの層に分けて考えており、一番地殻に近い層を上



部マントルと呼ぶ。

地殻は、マントルに比べて比較的壊れやすい性質を持っているので、陸域の浅い地震は地殻の中で発生している。なお、プレートテクトニクスで用いられるプレートとは、地殻と上部マントルの一部を指し、その厚さは数十kmほどである(プレートテクトニクスの項参照)。

関連する用語：プレートテクトニクス

## 地殻変動

地球の表面を構成する地殻には、さまざまな力が加わり、さまざまな変動が生じている。本報告書では、この変動を地表面の変形として捉えたものを地殻変動という。地殻変動にはさまざまなタイプがあり、地質学的な長期間に亘って山脈が隆起したり、平野が沈降したり、プレートが移動するようなものから、短時間に生じる地震時の変動など、さまざまな時間的・地域的スケールを持つものがある。

広域の地殻変動の検出は、従来から平面位置を求める測量(三角測量など)や高さを求める測量(水準測量)によって行われていた。また、海水面の高さを求めることにより海岸の隆起や沈降を長期的に観測することも行われている。本報告書では、地域別に従来の測量結果を解析して求めた地殻の伸びや縮みを図示した。最近では、効率的でほぼ連続的に実施できるGPS観測などによっても広域の地殻変動が観測されている。このほか、地下のトンネルなどを利用して地面の伸び・縮みや傾きの変化の精密な観測も行われている。

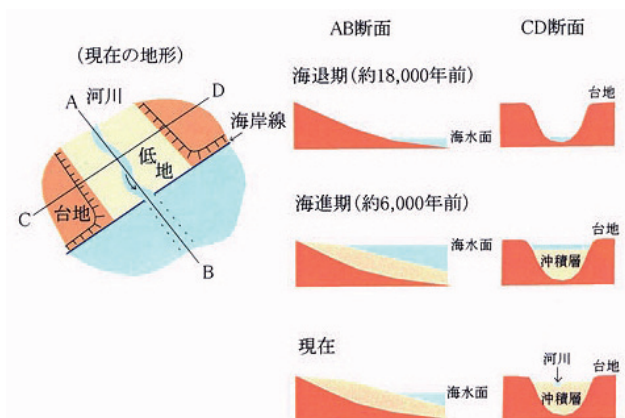
関連する用語：GPS

## 沖積層

現在の河川や海の働き(堆積作用)により形成された地層、すなわち最も新しい地層のこと。主に固まっていない泥、砂、石などからなり、低地(沖積平野)を形成している。

沖積層の形成過程は、以下のとおりである(付図1-5)。約18,000年前に海面が最も低下した時期があり、その時期に河川が侵食して深い谷を形成した。その後の海面上昇によりこの谷は堆積物に埋められた。その堆積物が沖積層である。

沖積層は、一般にその下にある古い地層(基盤)に比べ軟弱で、地震に対する危険度も高い。沖積層の



付図1-5 沖積層の形成過程

厚い(30m程度以上)ところは、地震の際地震動が増幅されやすく、また、構造物の不同沈下や液状化などの地盤災害を起こしやすい。

沖積平野は日本全土の約13%にすぎないが、日本の主要な都市は沖積平野に集中している。そのため、軟弱地盤対策が我が国の地震防災の基本的課題となる。

関連する用語：地盤、液状化現象、地震動

## 津波・(津波の)波源域・津波地震

津波とは、海底の地形が急に変わることによって、海面に生じる波のことである。風波などと異なり、周期が長く、10～20分程度のことが多いため、海岸などでは波と言うよりは、潮の異常な干満のように見えることが多いが、その速度は後述のように非常に早い。津波の原因は、海底下の浅いところで発生した地震による海底の隆起や沈降が主なものであるが、まれに海底火山の噴火、海底地すべり、海岸近くの山崩れの場合もある。なお、津波が発生した領域、すなわち、津波の原因となる海底の隆起や沈降を起こした領域を津波の波源域と呼ぶ。波源域は、地下の震源域の地表面への投影よりは広くなりがちである。

津波の高さは、沖合では比較的小さいが、水深が浅くなるにしたがって大きくなり、沿岸の地形の形状によってさらに増幅されることがある。三陸沖で発生した1896年や1933年の地震による津波災害(それぞれ明治三陸地震津波、三陸地震津波と呼ばれる)は有名であり、津波の高さは20mを超えたところがある。また、1960年のチリ地震津波のように外国で発生した大きな地震による津波が日本に被害を及ぼすこともある。

津波が伝わる速さは、水深が深いほど速く、例え

ば水深4,000mの外洋では秒速200mにもなる。それに比べ、海岸近くの浅いところでは秒速10m前後と遅くなるが、それでも人間が走る速さよりも速い。

津波地震とは、単に津波を伴う地震を意味することもあるが、断層が通常よりゆっくりとずれて、人が感じる揺れが小さくても、発生する津波の規模が大きくなるような地震を意味することが多い。本報告書では後者の意味で用いている。津波地震の例としては、1896年の明治三陸地震津波を引き起こした地震が有名である。

関連する用語：震源域、断層

### 土砂災害(斜面崩壊・土石流・地すべり)

地震動により、山崩れ等の土砂移動が生じ、人命や建物などに被害を及ぼすことがある。

一般に降雨による斜面崩壊は、表層物質が厚く堆積して、周りから水を多く集める(集水面積の大きい)凹型の斜面で発生することが多いが、地震動による斜面崩壊は、振動が集中しやすい凸型の斜面で発生することが多い。また、地震がきっかけとなって山体そのものが大崩壊することがある。「昭和59年(1984年)長野県西部地震」(M6.8)による御岳崩れや、1792年の島原半島の地震(M6.4)による眉山の崩壊などが有名である。造成地などでも、傾斜した部分で崩壊等が発生することが多いが、地震動が増幅されやすい盛土で発生することが多い。

山腹で崩壊した大量の土砂が谷の堆積物や水を含んで土石流となって流下し、大きな被害をもたらすこともある。また、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もある。1847年の善光寺地震(M7.4)では山崩れにより犀川が堰き止められ湖が形成され周辺地域が水没するとともに、その後湖の縁が決壊して下流域に甚大な被害が生じた。

地すべりは緩やかな斜面で広い範囲がゆっくりと滑り下る現象であるが、地震動が引き金となって地すべりが発生することがある。「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」でも地すべりが生じたが、神戸側の丘陵地域では、地すべりに伴う亀裂により局所的な被害が生じた。

斜面崩壊や地すべりなどは、地震動や降雨などが原因となって引き起こされるが、地域的な地質、地形、地下水の状況などの自然的な要素がその発生の下地になっている。なお、斜面崩壊や地すべりなどは、本震後の余震や降雨などにより発生することもある

ので、本震発生後も注意を必要とする。

関連する用語：地震動

### 被害地震

被害の種類や程度に係わらず、何らかの被害を及ぼした地震を、本書では被害地震としている。被害地震はM6.5程度以上のことが多いが、震源の深さがごく浅い場合や、震央付近の地盤が悪い場合などは、M5程度でも被害地震となることがある。また、被害が生じた場所の震度は通常震度5弱以上である。

関連する用語：震度、マグニチュード、震源、震央

### プレートテクトニクス

プレートテクトニクスとは、地球の様々な変動の原動力を地球の全表面を覆う十数枚の厚さ数十kmほどの岩盤(プレート)の運動に求め、そのプレートの境界部に様々な変動が生じることにより、地震や火山をはじめとする様々な地学現象を統一的に解釈しようという考え方であり、1960年代の後期に登場した。

プレートはそれぞれ別々の方向に年間数cm程度の速さで移動している。したがって、それぞれのプレート境界では、プレートが離れ合ったり、近づき合ったり、あるいはすれ違ったりする(図2-16参照)。プレートが離れ合う境界では、大西洋中央海嶺や東太平洋海膨などの海底山脈が形成され、その中に大きな裂け目が形成される。近づき合う境界では、プレート同士が衝突して山脈が形成されたり、一方が他方に沈み込んで、海溝や弧状に配列した島々(弧状列島と呼ぶ:アリューシャン列島、千島列島、日本列島、南西諸島などがその例)が形成される。すれ違いの境界は、トランスフォーム断層と呼ばれる横ずれ断層である。このように、プレート境界部は、種々の変動の舞台となり、地震や火山も主にプレート境界に沿って分布する。プレートの境界部以外は安定しており、変動の少ない安定した大陸や大洋底を形成している。

日本列島とその周辺は、複数のプレートが互いに近づき合っている地域で、太平洋プレート、フィリピン海プレート、そして陸側のプレートと最低3つのプレートがあるとされている(図2-17参照)。太平洋プレートは、ほぼ東南東の方向から年間8cm程度の速さで日本列島に近づき、千島海溝、日本海溝で

陸側のプレートの下に、伊豆・小笠原海溝でフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。フィリピン海プレートは、ほぼ南東方向から年間3～7cm程度の速さで日本列島に近づき、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で、陸側のプレートの下へ沈み込んでいる。

プレートが沈み込む海溝やトラフの付近では規模の大きな地震が発生することがある。このような大地震は、海洋側の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する(図2-21参照)。このような地震をプレート間地震またはプレート境界型地震という。断層長が100km以上に達するときにはM8程度の地震になる。

海溝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発生し、大地震が起こることもある。また、ある程度沈み込んだプレートの内部で破壊が起こると深い地震が発生する。これらを沈み込むプレート内の地震という。また、プレートの沈み込みに伴って周囲にかかる力によって、沈み込むプレート境界から少し離れたところで、陸域の浅い地震である陸域のプレート内地震が発生する。

なお、東北日本の日本海東縁に沿ってプレートの境界があるとする説(図2-17、図2-18参照)も出されており、近年ここでは大きな地震が南北方向に連なるように発生している。また、南西諸島の北西側では、陸側のプレート(東シナ海)が南西諸島の列に直交する方向に引っ張られるような力が加わっており、沖縄トラフと呼ばれるやや浅い溝状の地形が形成され(図2-3参照)、いくつか地震が発生している。

#### [テクトニクス]

地下の構造を造りだすような運動、造構造運動に関する学問のこと。変動論とも呼ばれる。

#### [海溝・トラフ]

細長い深海底の溝状の地形。両側の斜面が比較的急で、水深は通常6,000m以上のものを海溝と呼ぶ。海溝に比べ浅く、幅が広いものを、トラフ(舟状海盆)と呼ぶ。

一般的には、プレートの沈み込み帯にあたり、山脈や弧状列島に沿って形成されている。トラフは、地形的な特徴が海溝ほど顕著ではないが、構造・成因など基本的には海溝と同じである。ただし、沖縄トラフのように、大陸性の地殻が引っ張られて形成される溝状の地形もある。

関連する用語：地殻・マントル、地殻変動

## マグニチュード

震度が地震による地面の揺れ(地震動)の強さを表すのに対し、マグニチュードは、地面の揺れを引き起こした原因(震源)そのものの規模を表す量である。そのため、1回の地震でも、震度は場所によって変わるが、マグニチュードは変わらない。また、テレビ、新聞などでは「地震の規模を表すマグニチュード」と表現されることがある。

マグニチュードは震度のように直接観測できないので、各地の揺れの大きさなどから推定される。マグニチュードが大きいほど地震の規模が大きいことを示しており、マグニチュードが1大きくなると地震のエネルギーは約30倍大きくなるという関係がある。

マグニチュードは、しばしばMというローマ字で表される。本報告書では、例えば、「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」(M7.3)は、……」などと用いている。

また、一般にM8程度以上の地震を巨大地震、M7以上の地震を大地震と呼ぶことがあり、このような地震が発生すると何らかの被害が生じることが多い。また、それより小さい地震でも発生場所によっては被害が生じることがある。

本報告書で扱っている地震については、原則として理科年表のMの値を用いた。理科年表に載っていない地震については、1884年以前の地震は「新編日本被害地震総覧」、1885年～1925年の地震は宇津の論文、1926年以降の地震は気象庁資料を用いた。

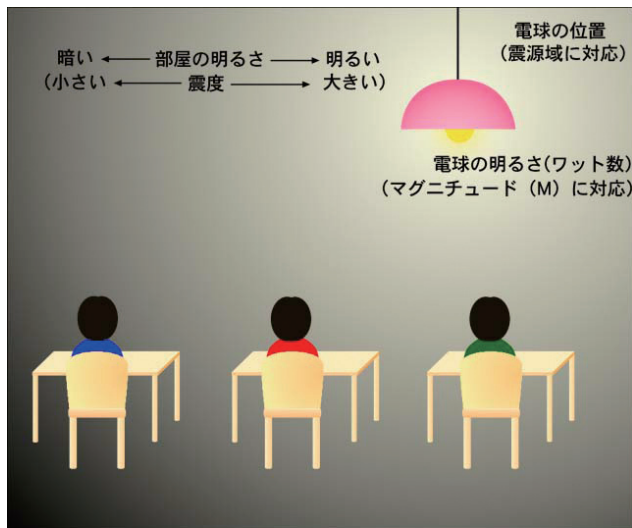
関連する用語：震度

### 《マグニチュードと震度の関係》

マグニチュードと震度の関係は、電球の明るさ(ワット数)と机の上の明るさとの関係に似ている(付図1-6)。同じ電球からの光でも、机が部屋のどこにあるかによって机の上の明るさが異なるように、1つの地震でも、地震が発生した場所(震源域)からの距離や方向によって震度が異なる。例えば、「平成7年(1995年)兵庫県南部地震」(M7.3)の場合、震源域近くのいわゆる「震災の帯」では震度7となったが、神戸海洋气象台や洲本測候所では震度6、京都、彦根、豊岡では震度5となり、震源域から離れるにしたがって震度は小さくなった。震源域から遠く離れた東京では、さらに震度は小さくなり、震度1であった。

また、電球や机の位置が変わらない場合でも、電球の明るさ(ワット数)によって机の上の明るさが異なるように、同じ場所で発生した地震でもその規模(マグニチュード)によって、震度が異なる。

一般に、マグニチュードが大きいほど、かつ、地



付図1-6 マグニチュードと震度の関係は、電球の明るさ(ワット数)と机の上の明るさとの関係に似ている。

震の発生場所(震源域)に近いほど、震度は大きくなる。しかし、マグニチュードが大きくても震源域から離れていれば震度は小さい。なお、震度は、地震が発生した深さ、断層のずれ方、地震波の伝わり方、地盤の状況などにも関係するので、震源域から離れるにしたがって一様に減衰するものではない。

### 歴史の資料によって知られている地震

本報告書では、器械を用いた近代的な地震観測が開始される以前に発生した地震のうち、歴史の資料(古文書等)に記述されている地震(歴史地震とも言う)のことを意味している。

歴史の資料の質や量は、時代や地域によって異なるので、全国的に均質に地震が知られているわけで

はない。例えば、古くから都のあった近畿地方では歴史の資料が豊富であり、数多くの地震が知られている。一方、歴史の資料が比較的少ない地方では、知られている地震の数が少ない場合があるが、必ずしもその地方で発生した地震が少ないことを意味するわけではない。また、記録漏れによって実際には存在した地震が知られていない場合や、誤った記録によって実際には存在しなかった地震が知られている場合がある。

一方、トレンチ調査や遺跡発掘調査などで発見された、断層や液状化跡などの地震の痕跡は、歴史の資料がない時代に発生した地震を知る手がかりとなる。これらの地震と歴史の資料によって知られている地震を含めて、古地震と言うこともある。

また、歴史の資料によって知られている地震の震源や震源域は、被害状況や津波の状況などを基にして推定されるので、誤差が比較的大きい。古い地震のマグニチュードは、被害が及んだ範囲などから推定されている。

日本で、全国的に器械を用いた近代的な地震観測が行われたのは、1885年以降であり、まだ約100年しか経っていない。地震の繰り返し間隔は、プレート間地震のような短いものでも100年以上、陸域の活断層で発生する地震については1,000年以上であるので、日本の地震活動の特徴を把握するためには、歴史の資料などによる地震の情報は非常に重要である。

なお、本報告書では、1885年を境に、色を変えて被害地震を図示している。

**関連する用語：**活断層調査、液状化現象

## 気象庁震度階級関連解説表

使用にあたっての留意事項

- (1)気象庁が発表している震度は、原則として地表や低層建物の一階に設置した震度計による観測値です。この資料は、ある震度が観測された場合、その周辺で実際にどのような現象や被害が発生するかを示すもので、それぞれの震度に記述される現象から震度が決定されるものではありません。
- (2)地震動は、地盤や地形に大きく影響されます。震度は震度計が置かれている地点での観測値であり、同じ市町村であっても場所によって震度が異なることがあります。また、中高層建物の上層階では一般に地表より揺れが強くなるなど、同じ建物の中でも、階や場所によって揺れの強さが異なります。
- (3)震度が同じであっても、地震動の振幅(揺れの大きさ)、周期(揺れが繰り返す時の1回あたりの時間の長さ)及び継続時間などの違いや、対象となる

建物や構造物の状態、地盤の状況により被害は異なります。

- (4)この資料では、ある震度が観測された際に発生する被害の中で、比較的多く見られるものを記述しており、これより大きな被害が発生したり、逆に小さな被害にとどまる場合もあります。また、それぞれの震度階級で示されている全ての現象が発生するわけではありません。
- (5)この資料は、主に近年発生した被害地震の事例から作成したものです。今後、5年程度で定期的に内容を点検し、新たな事例が得られたり、建物・構造物の耐震性の向上等によって実状と合わなくなった場合には変更します。
- (6)この資料では、被害などの量を概数で表せない場合に、一応の目安として、次の副詞・形容詞を用いています。

用語	意味
まれに わずか 大半 ほとんど	極めて少ない。めったにない。 数量・程度が非常に少ない。ほんの少し。 半分以上。ほとんどよりは少ない。 全部ではないが、全部に近い。
が(も)ある、 が(も)いる	当該震度階級に特徴的に現れ始めることを表し、量的には多くはないがその数量・程度の概数を表現できかねる場合に使用。
多くなる	量的に表現できかねるが、下位の階級より多くなることを表す。
さらに多くなる	上記の「多くなる」と同じ意味。下位の階級で上記の「多くなる」が使われている場合に使用。

※気象庁では、アンケート調査などにより得られた震度を公表することがありますが、これらは「震度〇相当」と表現して、震度計の観測から得られる震度と区別しています。

## ●人の体感・行動、屋内の状況、屋外の状況

震度階級	人の体感・行動	屋内の状況	屋外の状況
0	人は揺れを感じないが、地震計には記録される。	—	—
1	屋内で静かにしている人の中には、揺れをわずかに感じる人がいる。	—	—
2	屋内で静かにしている人の大半が、揺れを感じる。眠っている人の中には、目を覚ます人もいる。	電灯などのつり下げ物が、わずかに揺れる。	—
3	屋内にいる人のほとんどが、揺れを感じる。歩いている人の中には、揺れを感じる人もいる。眠っている人の大半が、目を覚ます。	棚にある食器類が音を立てることがある。	電線が少し揺れる。
4	ほとんどの人が驚く。歩いている人のほとんどが、揺れを感じる。眠っている人のほとんどが、目を覚ます。	電灯などのつり下げ物は大きく揺れ、棚にある食器類は音を立てる。座りの悪い置物が、倒れることがある。	電線が大きく揺れる。自動車を運転していて、揺れに気付く人がいる。
5弱	大半の人が、恐怖を覚え、物につかまりたいと感じる。	電灯などのつり下げ物は激しく揺れ、棚にある食器類、書棚の本が落ちることがある。座りの悪い置物の大半が倒れる。固定していない家具が移動することがあり、不安定なものは倒れることがある。	まれに窓ガラスが割れて落ちることがある。電柱が揺れるのがわかる。道路に被害が生じることがある。
5強	大半の人が、物につかまらなると歩くことが難しいなど、行動に支障を感じる。	棚にある食器類や書棚の本で、落ちるものが増える。テレビが台から落ちることがある。固定していない家具が倒れることがある。	窓ガラスが割れて落ちることがある。補強されていないブロック塀が崩れることがある。据付けが不十分な自動販売機が倒れることがある。自動車の運転が困難となり、停止する車もある。
6弱	立っていることが困難になる。	固定していない家具の大半が移動し、倒れるものもある。ドアが開かなくなることがある。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下することがある。
6強	立っていることができず、はわないと動くことができない。	固定していない家具のほとんどが移動し、倒れるものが増える。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する建物が増える。補強されていないブロック塀のほとんどが崩れる。
7	揺れにほんろうされ、動くこともできず、飛ばされることもある。	固定していない家具のほとんどが移動したり倒れたりし、飛ぶこともある。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する建物がさらに増える。補強されているブロック塀も破損するものがある。

## ● 木造建物（住宅）の状況

震度階級	木造建物(住宅)	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5弱	—	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。
5強	—	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。
6弱	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 壁などに大きなひび割れ・亀裂が入ることがある。 瓦が落下したり、建物が傾いたりすることがある。倒れるものもある。
6強	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などに大きなひび割れ・亀裂が入るものが多くなる。 傾くものや、倒れるものが多くなる。
7	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 まれに傾くことがある。	傾くものや、倒れるものがさらに多くなる。

(注1) 木造建物(住宅)の耐震性により2つに区分けした。耐震性は、建築年代の新しいものほど高い傾向があり、概ね昭和56年(1981年)以前は耐震性が低く、昭和57年(1982年)以降には耐震性が高い傾向がある。しかし、構法の違いや壁の配置などにより耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注2) この表における木造の壁のひび割れ、亀裂、損壊は、土壁(割り竹下地)、モルタル仕上壁(ラス、金網下地を含む)を想定している。下地の弱い壁は、建物の変形が少ない状況でも、モルタル等が剥離し、落下しやすくなる。

(注3) 木造建物の被害は、地震の際の地震動の周期や継続時間によって異なる。平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震のように、震度に比べ建物被害が少ない事例もある。

## ● 鉄筋コンクリート造建物の状況

震度階級	鉄筋コンクリート造建物	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5強	—	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。
6弱	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。
6強	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めやX状のひび割れ・亀裂がみられることがある。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものがある。
7	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂がさらに多くなる。 1階あるいは中間階が変形し、まれに傾くものがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めやX状のひび割れ・亀裂が多くなる。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものが多くなる。

(注1) 鉄筋コンクリート造建物では、建築年代の新しいものほど耐震性が高い傾向があり、概ね昭和56年(1981年)以前は耐震性が低く、昭和57年(1982年)以降は耐震性が高い傾向がある。しかし、構造形式や平面的、立面的な耐震壁の配置により耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注2) 鉄筋コンクリート造建物は、建物の主体構造に影響を受けていない場合でも、軽微なひび割れがみられることがある。

## ● 地盤・斜面等の状況

震度階級	地盤の状況	斜面等の状況
5弱	亀裂※ <sup>1</sup> や液状化※ <sup>2</sup> が生じることがある。	落石やがけ崩れが発生することがある。
5強		
6弱	地割れが生じることがある。	がけ崩れや地すべりが発生することがある。
6強	大きな地割れが生じることがある。	がけ崩れが多発し、大規模な地すべりや山体の崩壊が発生することがある※ <sup>3</sup> 。
7		

※<sup>1</sup> 亀裂は、地割れと同じ現象であるが、ここでは規模の小さい地割れを亀裂として表記している。

※<sup>2</sup> 地下水位が高い、ゆるい砂地盤では、液状化が発生することがある。液状化が進行すると、地面からの泥水の噴出や地盤沈下が起こり、堤防や岸壁が壊れる、下水管やマンホールが浮き上がる、建物の土台が傾いたり壊れたりするなどの被害が発生することがある。

※<sup>3</sup> 大規模な地すべりや山体の崩壊等が発生した場合、地形等によっては天然ダムが形成されることがある。また、大量の崩壊土砂が土石流化することもある。

## ● ライフライン・インフラ等への影響

ガス供給の停止	安全装置のあるガスメーター（マイコンメーター）では震度5弱程度以上の揺れで遮断装置が作動し、ガスの供給を停止する。 さらに揺れが強い場合には、安全のため地域ブロック単位でガス供給が止まることがある※。
断水、停電の発生	震度5弱程度以上の揺れがあった地域では、断水、停電が発生することがある※。
鉄道の停止、高速道路の規制等	震度4程度以上の揺れがあった場合には、鉄道、高速道路などで、安全確認のため、運転見合わせ、速度規制、通行規制が、各事業者の判断によって行われる。（安全確認のための基準は、事業者や地域によって異なる。）
電話等通信の障害	地震災害の発生時、揺れの強い地域やその周辺の地域において、電話・インターネット等による安否確認、見舞い、問合せが増加し、電話等が繋がりにくい状況（ふくそう）が起こることがある。 そのための対策として、震度6弱程度以上の揺れがあった地震などの災害の発生時に、通信事業者により災害用伝言ダイヤルや災害用伝言板などの提供が行われる。
エレベーターの停止	地震管制装置付きのエレベーターは、震度5弱程度以上の揺れがあった場合、安全のため自動停止する。運転再開には、安全確認などのため、時間がかかることがある。

※ 震度6強程度以上の揺れとなる地震があった場合には、広い地域で、ガス、水道、電気の供給が停止することがある。



## ● 大規模構造物への影響

長周期地震動※による超高層ビルの揺れ	超高層ビルは固有周期が長いと、固有周期が短い一般の鉄筋コンクリート造建物に比べて地震時に作用する力が相対的に小さくなる性質を持っている。しかし、長周期地震動に対しては、ゆっくりとした揺れが長く続き、揺れが大きい場合には、固定の弱いOA機器などが大きく移動し、人も固定しているものにつかまらなると、同じ場所にいられない状況となる可能性がある。
石油タンクのスロッシング	長周期地震動により石油タンクのスロッシング（タンク内溶液の液面が大きく揺れる現象）が発生し、石油がタンクから溢れ出たり、火災などが発生したりすることがある。
大規模空間を有する施設の天井等の破損、脱落	体育館、屋内プールなど大規模空間を有する施設では、建物の柱、壁など構造自体に大きな被害を生じない程度の地震動でも、天井等が大きく揺れたりして、破損、脱落することがある。

※ 規模の大きな地震が発生した場合、長周期の地震波が発生し、震源から離れた遠方まで到達して、平野部では地盤の固有周期に応じて長周期の地震波が増幅され、継続時間も長くなることがある。

## 気象庁震度階級（1949）と参考事項（1978）

気象庁震度階級		参考事項
階級	説明	
0	無感。人体に感じないで地震計に記録される程度。	吊り下げ物のわずかにゆれるのが目視されたり、カタカタと音がきこえても、体にゆれを感じなければ無感である。
I	微震。静止している人や、特に地震に注意深い人だけに感ずる程度の地震。	静かにしている場合にゆれをわずかに感じ、その時間も長くない。立っでは感じない場合が多い。
II	軽震。大ぜいの人に感ずる程度のもので、戸障子がわずかに動くのがわかる程度の地震。	吊り下げ物の動くのがわかり、立っでもゆれをわずかに感じるが、動いている場合にはほとんど感じない。眠っでも目をさますことがある。
III	弱震。家屋がゆれ、戸障子がガタガタと鳴動し、電灯のような吊り下げ物は相当ゆれ、器内の水面の動くのがわかる程度の地震。	ちょっと驚くほどに感じ、眠っいる人も目をさますが、戸外に飛び出すまでもないし、恐怖感はない。戸外にいる人もかなりの人に感じるが、歩っいる場合感じない人もいる。
IV	中震。家屋の動揺が激しく、すわりの悪い花瓶などは倒れ、器内の水はあふれ出る。また、歩っいる人にも感じられ、多くの人々は戸外に飛び出す程度の地震。	眠っいる人は飛び起き、恐怖感を覚える。電柱・立木などのゆれるのがわかる。一般の家屋の瓦がずれるのがあっても、まだ被害らしいものではない。軽い目まいを覚える。
V	強震。壁に割れ目が入り、墓石・石どうろうが倒れたり、煙突・石垣などが破損する程度の地震。	立っいることはかなりむずかしい。一般家屋に軽微な被害が出はじめる。軟弱な地盤では割れたり、くずれたりする。すわりの悪い家具は倒れる。
VI	烈震。家屋の倒壊は30%以下で、山くずれが起き、地割れを生じ、多くの人々が立っいることができない程度の地震。	歩行はむずかしく、はわないと動けない。
VII	激震。家屋の倒壊が30%以上に及び、山くずれ、地割れ、断層などを生じる。	

## ○気象庁告示第4号

気象業務法施行規則(昭和27年運輸省令第101号)第1条の2の表第2号イ(6)の震度の観測に用いる震度階級を次のように定めたので、告示する。

平成8年2月15日

気象庁長官 二宮 洸三

## 気象庁震度階級表

震度階級	計測震度	震度階級	計測震度
0	0.5未満	5弱	4.5以上5.0未満
1	0.5以上1.5未満	5強	5.0以上5.5未満
2	1.5以上2.5未満	6弱	5.5以上6.0未満
3	2.5以上3.5未満	6強	6.0以上6.5未満
4	3.5以上4.5未満	7	6.5以上

(注)「計測震度」とは、地震動の強さを表す指標として、次の算式により算出した値をいう。

$$I = 2 \cdot \log(a_0) + 0.94$$

Iは、計測震度

$a_0$ は、 $\int w(t, a) dt \geq 0.3$ を満たすaの最大値。この場合において、積分範囲は地震動が継続している時間とする。  
tは、時間(単位は、秒とする。)

aは、地震動の加速度の大きさに係るパラメータ(単位は、センチメートル毎秒毎秒とする。)

w(t, a)は、v(t) < aのときw(t, a) = 0、v(t) ≥ aのときw(t, a) = 1の値をとる関数

v(t)は、地震動のtにおける直交する3成分の加速度(成分ごとにフーリエ変換した値に付表左欄に掲げるフィルターの種類に応じ、同表右欄の算式により算出した値をそれぞれ乗じた値をフーリエ逆変換したものとす。)をベクトル合成した値(単位は、センチメートル毎秒毎秒とする。)

## 付 表

## フィルターの種類及び算式

フィルターの種類	算 式
周期の効果を表すフィルター	$(1/f)^{1/2}$
ハイカットフィルター	$(1 + 0.694y^2 + 0.241y^4 + 0.0557y^6 + 0.009664y^8 + 0.00134y^{10} + 0.000155y^{12})^{-1/2}$
ローカットフィルター	$(1 - \exp(-(f/0.5)^3))^{1/2}$

(注) fは、地震動の周波数(単位は、ヘルツとする。)

yは、fに10分の1を乗じた値

## 附 則

(施行期日)

- この告示は、公布の日から施行し、平成8年4月1日(次項において「適用日」という。)以後に行う地震の観測について適用する。

(気象庁震度階級表の適用の特例)

- 気象庁震度階級表の適用については、適用日から平成8年9月30日までの間は、気象庁震度階級表中

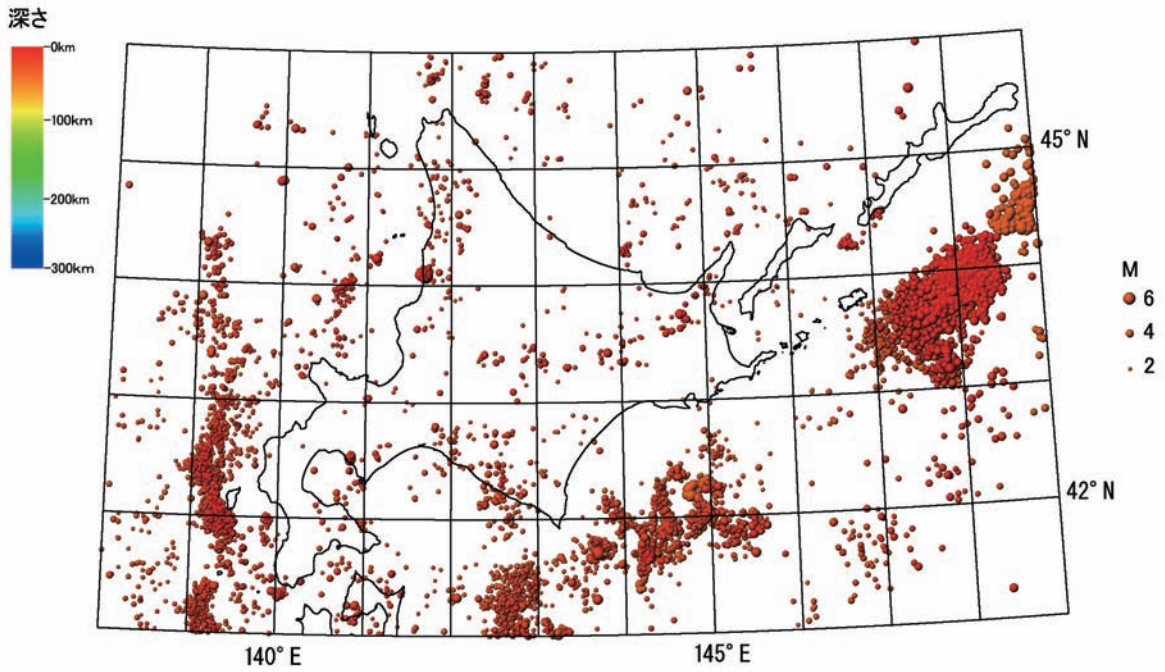
5弱	4.5以上5.0未満
5強	5.0以上5.5未満
6弱	5.5以上6.0未満
6強	6.0以上6.5未満

とあるのは、

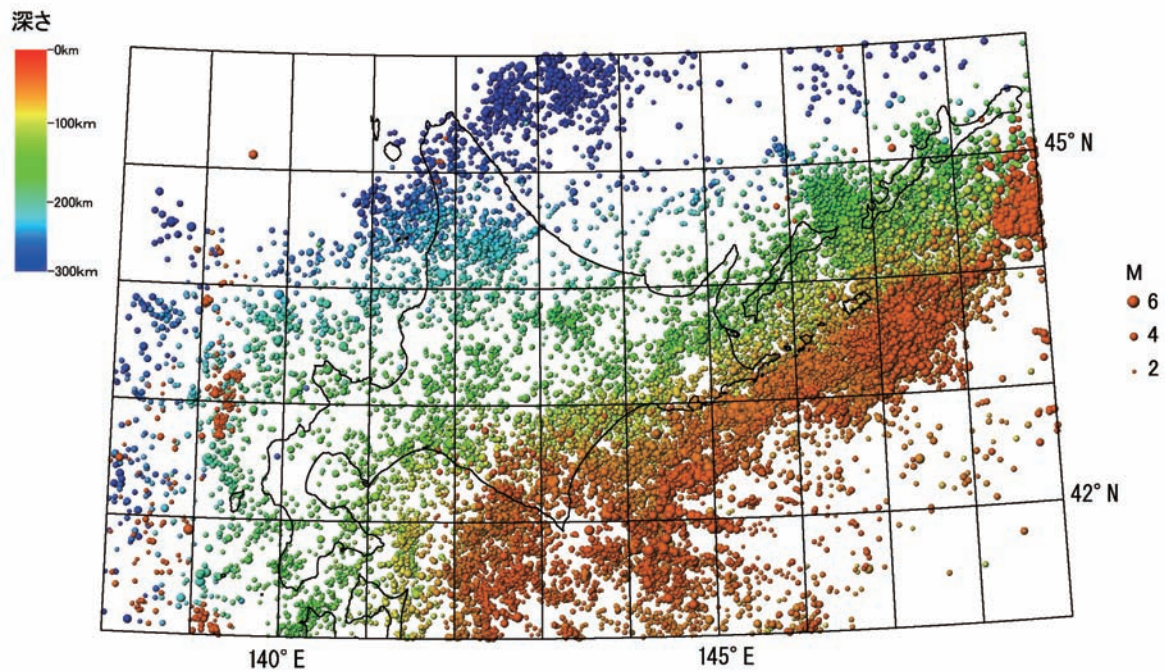
5	4.5以上5.5未満
6	5.5以上6.5未満

とする。

付録2 参考図表



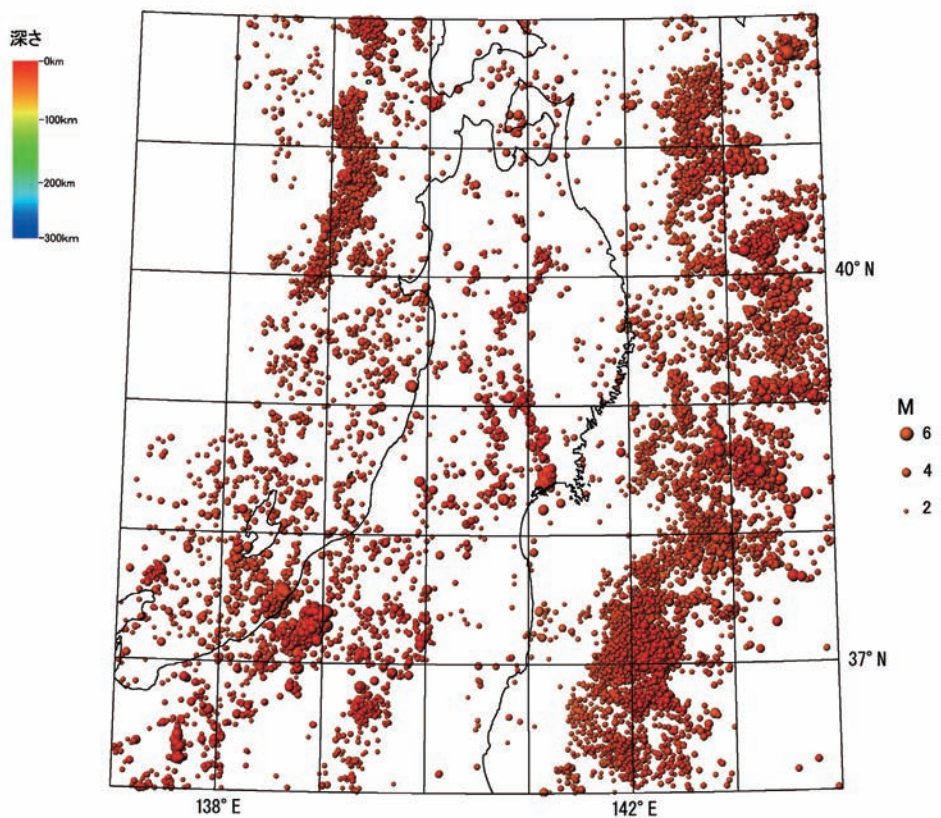
A. 震源の深さが30km未満の浅い地震



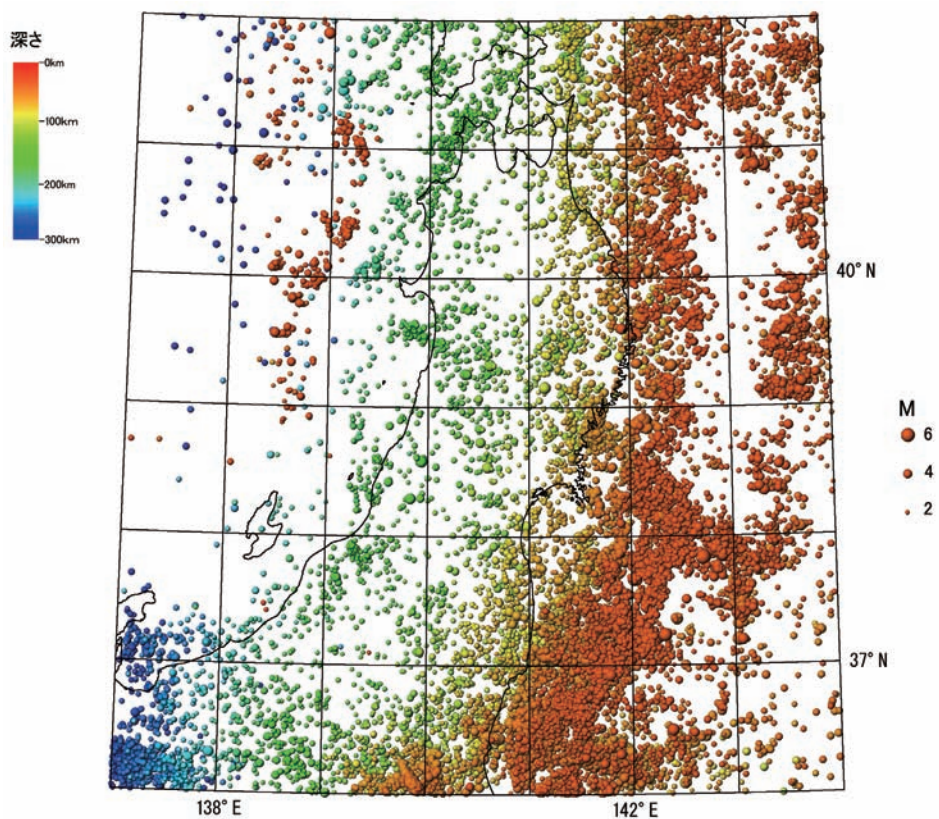
B. 震源の深さが30kmより深い地震

付図2-1 小さな地震まで含めた最近の地震活動 I (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]



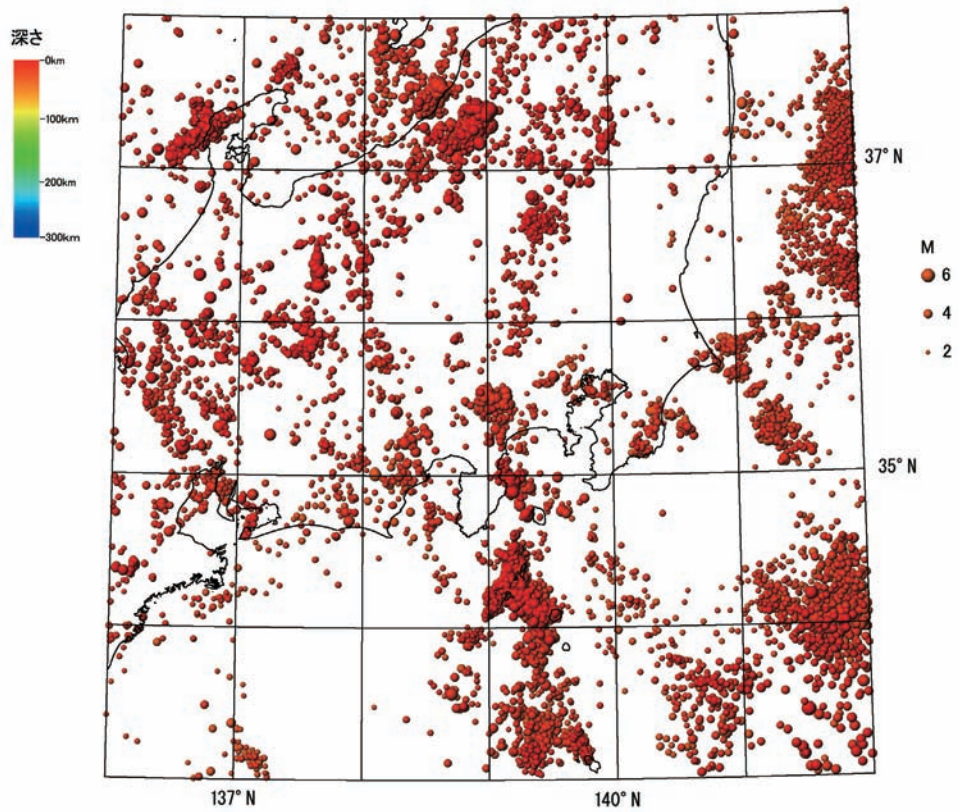
A. 震源の深さが30km以浅の浅い地震



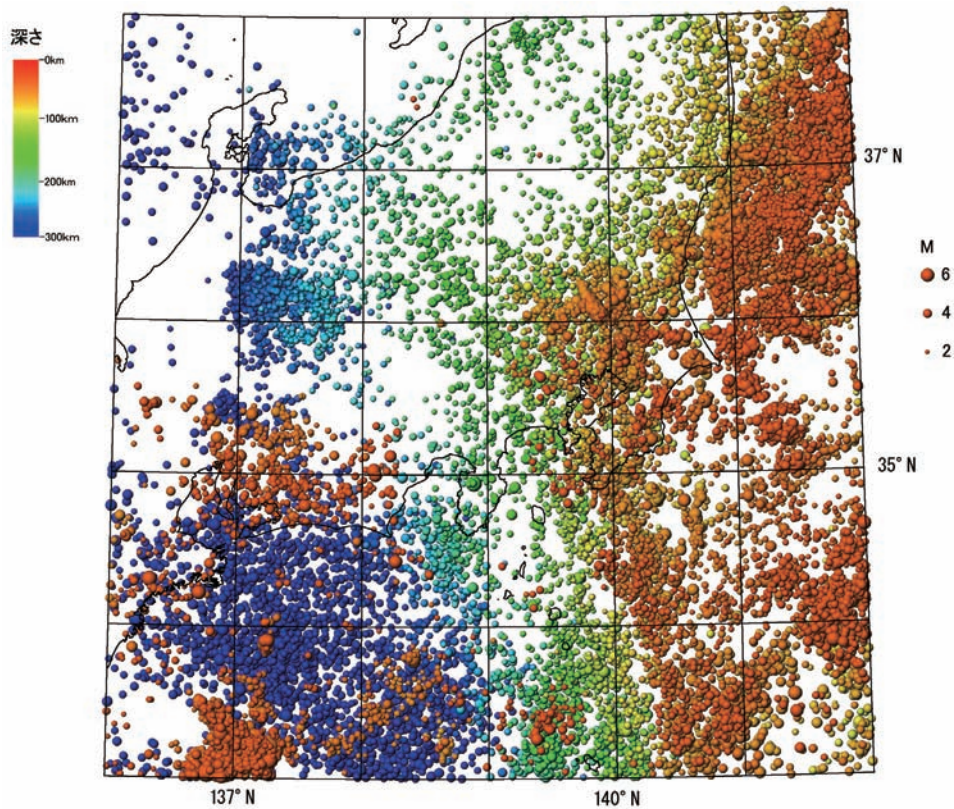
B. 震源の深さが30kmより深い地震

付図2-2 小さな地震まで含めた最近の地震活動Ⅱ (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]



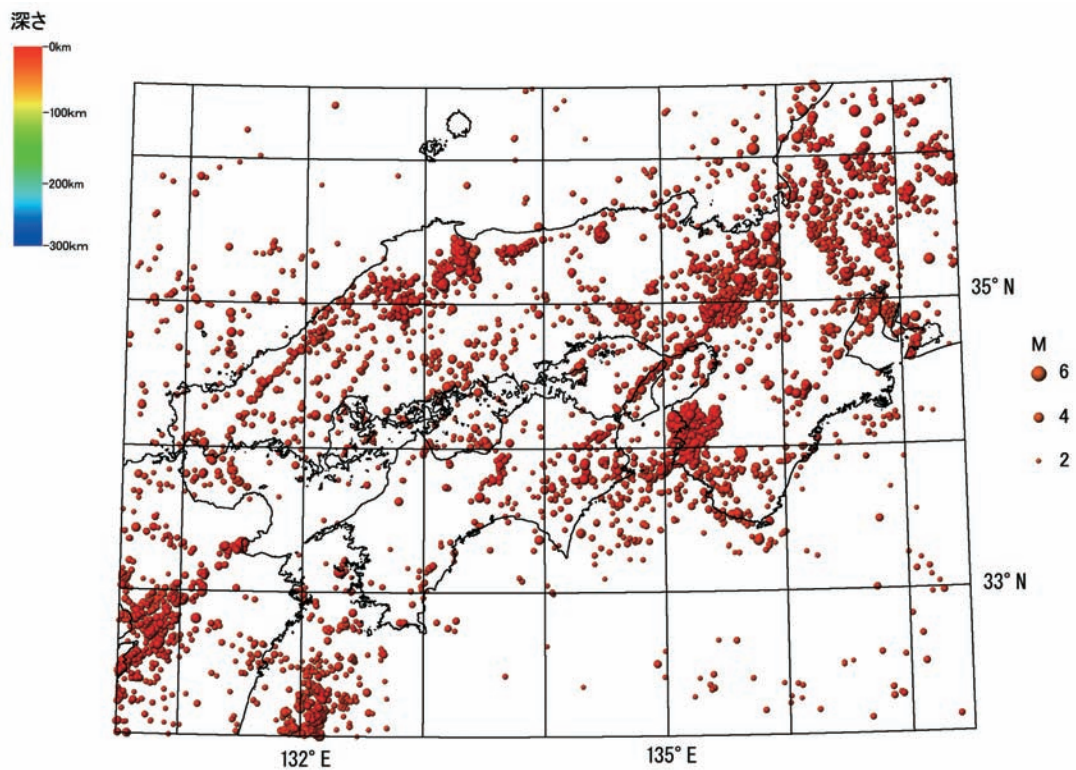
A. 震源の深さが30km以浅の浅い地震



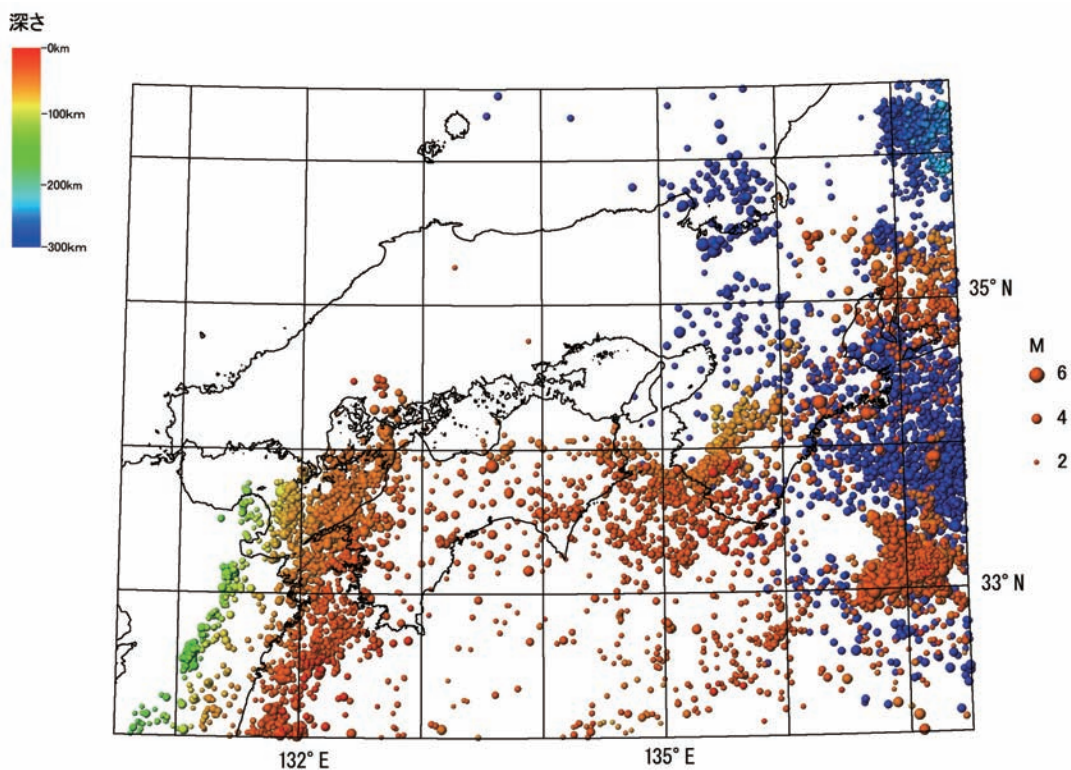
B. 震源の深さが30kmより深い地震

付図2-3 小さな地震まで含めた最近の地震活動Ⅲ (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]



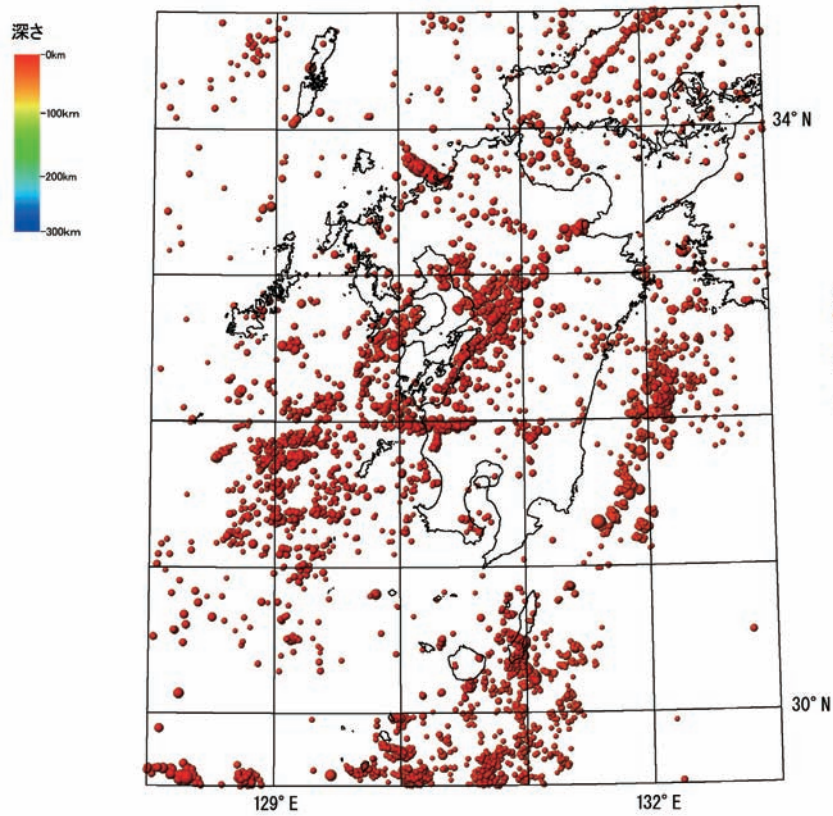
A. 震源の深さが25km以浅の浅い地震



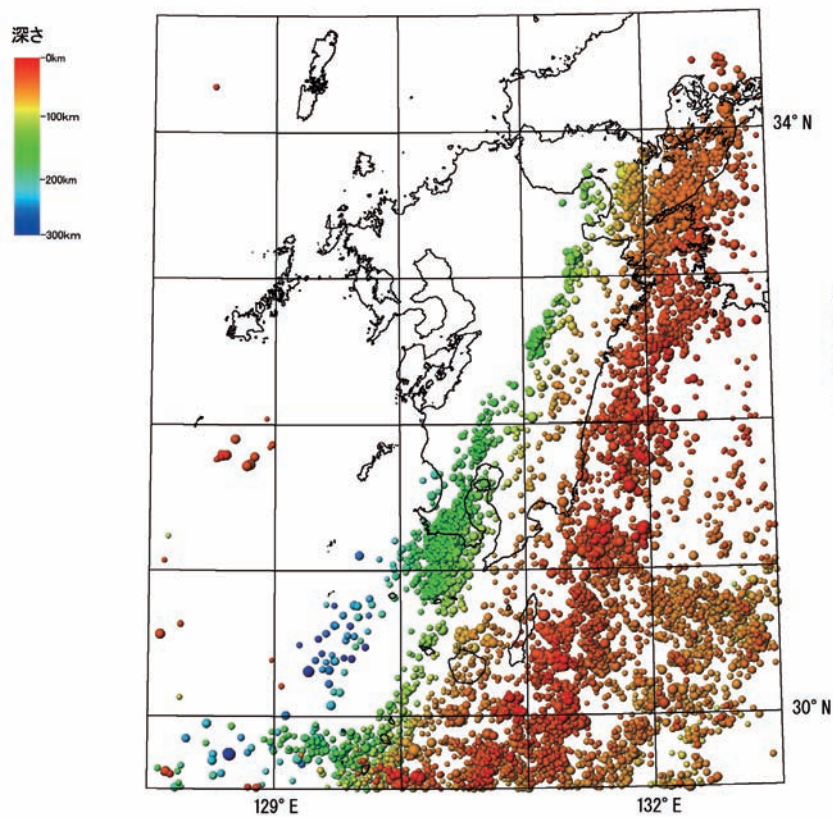
B. 震源の深さが25kmより深い地震

付図2-4 小さな地震まで含めた最近の地震活動Ⅳ (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]



A. 震源の深さが25km以浅の浅い地震

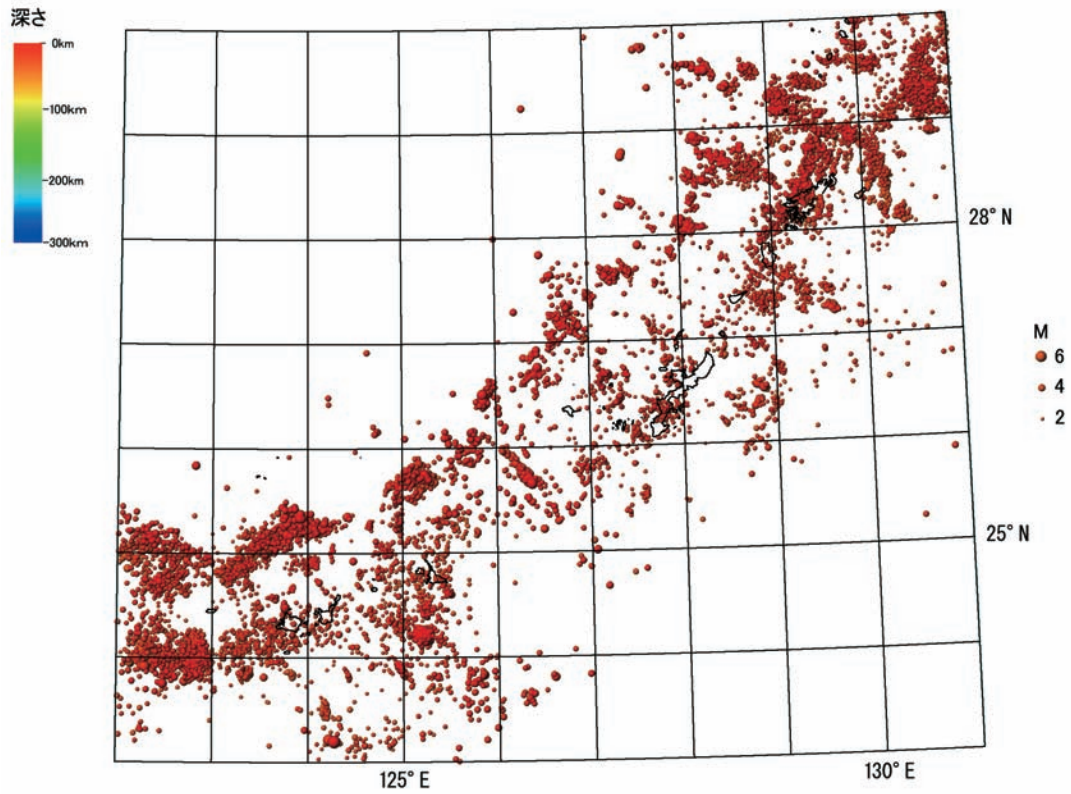


B. 震源の深さが25kmより深い地震

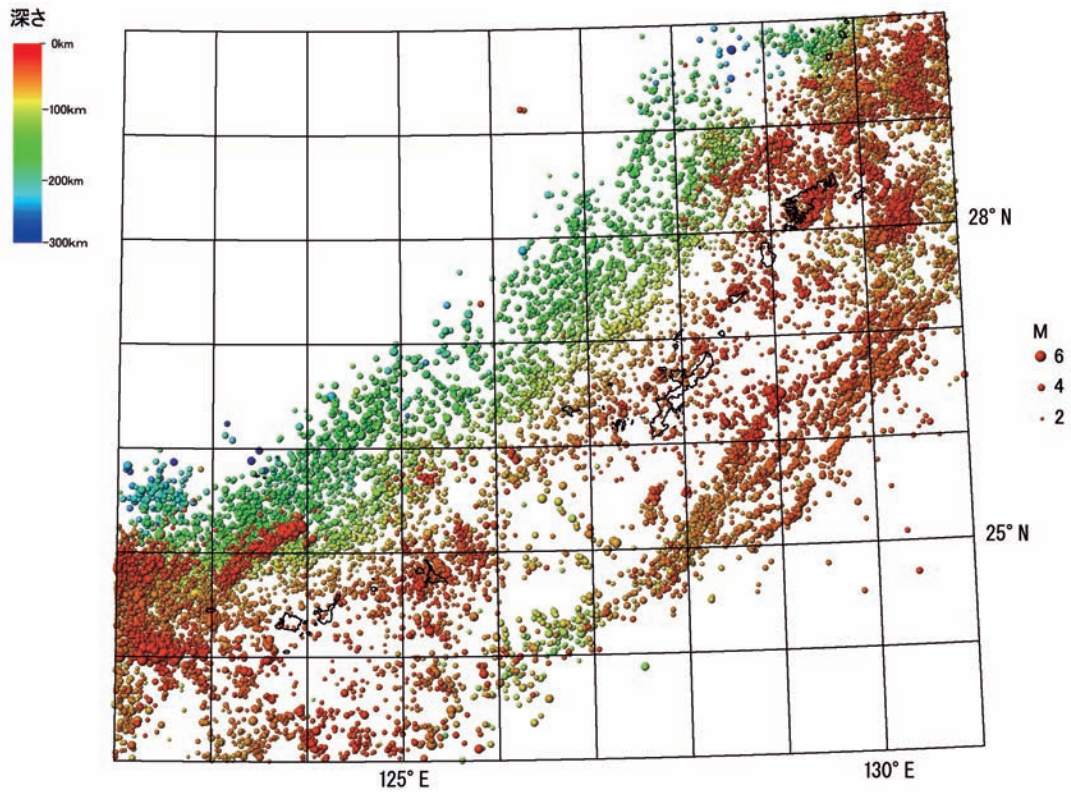
付図2-5 小さな地震まで含めた最近の地震活動V (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]





A. 震源の深さが30km未満の浅い地震



B. 震源の深さが30kmより深い地震

付図2-6 小さな地震まで含めた最近の地震活動VI (M2以上、1997年10月～2007年7月)

[気象庁データから作成]

## 付録3 原図出典一覧

### 【共通出典一覧】

#### ●震源域の推定

佐藤良輔編著(1989)：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，390pp.

[羽鳥の論文](後述)

1896年の明治三陸地震については，Tanioka and Satake (1996)を用いた。

Tanioka and Satake(1996):Geophysical Research Letters, vol.23, No.13, 1549-1552.

#### ●震源データ

国立天文台編(2006)：理科年表，丸善，1030pp.

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

宇津徳治(1982)：東京大学地震研究所彙報，57号，111-117.

宇津徳治(1985)：東京大学地震研究所彙報，60号，639-642.

気象庁(1982)：地震月報別冊第6号，改訂日本付近の主要地震の表(1926年～1960年)，109pp.

気象庁：地震月報(1961年～1997年)

気象庁：地震・火山月報(1997年～2007年)

#### ●被害地震の選定に使用

国立天文台編(2006)：理科年表，丸善，1030pp.

#### ●活断層

活断層研究会編(1991)：新編日本の活断層，東京大学出版会，437pp.

#### ●地形

国土地理院(1994)：数値地図25mメッシュ(標高)，(財)日本地図センター。

#### ●火山

気象庁編(2005)：日本活火山総覧(第3版)，大蔵省印刷局，500pp.

#### ●GPSによる変動の図

国土地理院データによる。

#### ●確率論的地震動予測地図と地盤の揺れやすさの図

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：「全国地震動予測地図」。

詳細データは、「地震ハザードステーション

J-SHIS」を参照。

(<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>)

#### [羽鳥の論文 出典一覧]

Hatori, T. (1965)：東京大学地震研究所彙報，43号，129-148.

Hatori, T. (1969)：東京大学地震研究所彙報，47号，55-63.

Hatori, T. (1969)：東京大学地震研究所彙報，47号，185-214.

Hatori, T. (1969)：東京大学地震研究所彙報，47号，1063-1072.

Hatori, T. (1969)：東京大学地震研究所彙報，48号，171-188.

Hatori, T. (1969)：東京大学地震研究所彙報，49号，63-75.

羽鳥徳太郎(1972)：地震，25巻，218-224.

羽鳥徳太郎(1973)：地震，26巻，204-205.

羽鳥徳太郎(1973)：地震，26巻，206-208.

羽鳥徳太郎(1974)：1973年6月17日根室半島沖地震調査報告，248-256.

羽鳥徳太郎(1974)：地震，27巻，10-24.

羽鳥徳太郎(1974)：地震，27巻，321-337.

羽鳥徳太郎(1975)：東京大学地震研究所彙報，50号，83-91.

羽鳥徳太郎(1975)：地震，28巻，461-471.

羽鳥徳太郎(1975)：東京大学地震研究所彙報，50号，397-414.

羽鳥徳太郎(1976)：東京大学地震研究所彙報，51号，13-28.

羽鳥徳太郎(1976)：地震，29巻，179-190.

羽鳥徳太郎，片山通子(1977)：東京大学地震研究所彙報，52号，49-70.

羽鳥徳太郎(1977)：東京大学地震研究所彙報，52号，407-439.

羽鳥徳太郎(1980)：東京大学地震研究所彙報，54号，1073-1081.

羽鳥徳太郎(1982)：東京大学地震研究所彙報，57号，525-535.

羽鳥徳太郎(1988)：地震，41巻，541-547.

羽鳥徳太郎(1993)：地理，38-10，78-84.

羽鳥徳太郎(1994)：地震，47巻，1-9.

羽鳥徳太郎(1995)：地球惑星科学関連学会1995年合同大会予稿集，2，B41.

## 【個別出典一覧】

### ●全国

#### 図2-5

宇津徳治(1982)：地震研究所彙報，57，401-463.

宇津徳治(2004)：世界の被害地震の表(古代から2002年6月)まで 改訂11版，CD版，宇津会，2004年10月発行.

国立天文台編(2006)：理科年表，丸善，1030pp.

震央の位置が理科年表に掲載されている地震について図示した。

#### 図2-7

Yoshida, S., K.Koketsu, B.Shibazaki, T.Sagiya, T.Kato, and Y.Yoshida(1996): Journal of Physics of the Earth, 44, 437-454.

#### 図2-18

岡村行信(2002)：『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』，大竹政和・平朝彦・太田陽子編.

#### 図2-19

鷺谷威(2001):サイスマ，2001年5月号.

#### コラム「チリ地震津波」

渡辺偉夫(1985):『日本被害津波総覧』，東京大学出版会，238pp.

### ●北海道

#### 図3-4

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編)，245pp.

#### 図3-5

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編)，245pp.

#### 図3-6

気象庁地震課(1953)：験震時報，17巻，19-23.

#### 図3-7

中央气象台(1953)：験震時報，17巻，135pp.

#### 図3-8

気象庁地震課(1953)：験震時報，17巻，12-18.

#### 図3-9

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

#### 図3-10

東京都(1983)：昭和57年(1982年)浦河沖地震調査報告書，151pp.

#### 図3-12

気象庁(1982)：地震予知連絡会会報，28巻，14-18.

#### 図3-13

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

#### 図3-15

気象庁(1993)：地震津波防災季報，No.25.

#### 図3-16

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

#### 図3-17

気象庁(1993)：気象庁技術報告，117号.

#### 図3-19

国土地理院地理調査部(1993)：国土地理院時報，No.78, 20-27.

#### 図3-20

気象庁(1993)：気象庁技術報告，117号.

#### 図3-22

気象庁(2005):平成15年(2003年)十勝沖地震調査報告，126号.

#### コラム「津波よけのまじない」

新里忠史・重野 聖之・高清水康博(2006)：歴史地震，21，pp.121-136.

●東北

図4-4

中央气象台(1896)：明治29年地震報告，89pp.

図4-5

秋田震災救済会(1897)：秋田震災誌，169pp.

図4-6

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

なお、宇佐美の図において、住家全壊率は今村(1913)、断層は松田ほか(1980)による。

今村明恒(1913)：震災予防調査会報告，77号，78-87.

松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文(1980)：地震研究所彙報，55号，795-849.

図4-7

秋田測候所(1896)：震災予防調査会報告，11号，109-139.

図4-8

伊木常誠(1897)：震災予防調査会報告，11号，5-34.

図4-9

中央气象台(1933)：三陸沖強震及津浪概報，65pp.

図4-10

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図4-11

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図4-12

中央气象台(1896)：明治29年地震報告，89pp.

図4-13

本多弘吉・竹花峰夫(1933)：験震時報，7巻，171-180.

図4-14

大森房吉(1901)：震災予防調査会報告，34号，5-79.

図4-15

本多弘吉・竹花峰夫(1933)：験震時報，7巻，171-180.

図4-16

気象庁地震課(1969)：気象庁技術報告，68号，6-20.

図4-17

岸力(1968)：1968年十勝沖地震調査報告書，207-256.

図4-18

青森県企画部県民課(1969)：青森県大震災の記録，627pp.

図4-19

田中貞二・長田甲斐男(1968)：東京大学地震研究所彙報，46号，1461-1478.

大沢胖・村上雅也・北川良和(1968)：東京大学地震研究所彙報，46号，1451-1459 9.

図4-20

気象庁(1969)：気象庁技術報告，68号，6-20.

図4-21

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

図4-22

被害分布は「新編日本被害地震総覧」による。

地形区分は、東北大学地質古生物学教室(1979)をもとに編集。

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

東北大学地質古生物学教室(1979)：東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，80号.

図4-24

仙台管区气象台(1978)：気象庁技術報告，95号，4-17.

図4-25

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

図4-26

気象庁(1984)：気象庁技術報告，106号，9-45.

図 4-27

自治省消防庁・(財)消防科学総合センター (1983) : 昭和58年(1983年)日本海中部地震調査報告書, 184pp.

図 4-28

応用地質調査事務所(1984) : 日本海中部地震被害調査報告, 218pp.

図 4-29

気象庁(1984) : 気象庁技術報告, 106号, 9-45.

図 4-30

気象庁(1996) : 震度を知る－基礎知識とその活用－, ぎょうせい, 238pp.

図 4-31

国土地理院地理調査部(1995) : 1994年三陸はるか沖地震災害・地形調査報告書, 19pp.

図 4-33

気象庁(1995) : 地震・津波防災季報, No.32, 43pp.

図4-40

気象庁 (2003) : 平成15年7月地震・火山月報(防災編), 96pp.

図4-43

気象庁 (2005) : 平成17年8月地震・火山月報(防災編), 79pp.

図4-44

気象庁 (2005) : 平成17年8月地震・火山月報(防災編), 79pp.

コラム「明治三陸地震」

田老津波防災資料集

●関東

図 5-6

宇佐美龍夫(1994) : わが国の震度分布・等震度線図, (社)日本電気協会, 647pp.

図 5-7

段丘の年代は Nakata et al.(1979)による。

Nakata, T., M. Koba, W. Jo, T. Imaizumi, H. Matsumoto and T.Suganuma (1979): Science Reports of the Tohoku University, 7th Serie (Geography), Vol. 29, No. 2, 195-204.

図 5-9

宇佐美龍夫(1995) : 安政江戸地震の精密震度分布図, 185pp.

図 5-10

宇佐美龍夫(1995) : 安政江戸地震の精密震度分布図, 185pp.

図 5-11

宇佐美龍夫(2003) : 最新版 日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会, 605pp.

図 5-12

中央气象台(1897) : 地震年報.

萩原尊禮(1972) : 地震予知連絡会会報, 7巻, 27-31.

図 5-13

中央气象台(1895) : 明治廿七年地震報告, 67pp.

図 5-14

気象庁(1968) : 地震観測指針(参考編), 245pp.

図 5-17

中村左衛門太郎(1925) : 震災予防調査会報告, 100号甲, 67-140.

図 5-18

国富信一(1931) : 験震時報, 5巻, 217-222.

図 5-19

那須信治(1931) : 地震, 3巻, 12号, 27-36.

図 5-20

加藤倫祐・岡四四亥・川本彌七(1931) : 験震時報, 5巻, 325-327.

図 5-21

本多弘吉(1931) : 験震時報, 5巻, 235-265.

図 5-22

気象庁地震予知情報課(1988) : 地震予知連絡会会報, 40巻, 72-80.

図5-23

液化状地点については、千葉県は千葉工業大学(1988)、茨城県は藤井・宮下(1988)を用いた。

地形区分はKaizuka et al.(1977)による。

千葉工業大学(1988)：千葉県東方沖地震被害調査報告書，111pp.

藤井陽一郎・宮下芳(1988)：茨城県における自然災害に関する総合的研究，茨城大学。

Kaizuka, S., Y.Naruse and I. Matsuda (1977): Quaternary Research, 8, 32-50.

図5-24

日本地質学会(1990):地質学論集, 35号, 107pp, 口絵.

図5-25

気象庁(1988)：地震・津波防災季報.

●中部

図6-4

宇佐美龍夫(1994)：わが国の震度分布・等震度線図,(社)日本電気協会, 647pp.

図6-5

宇佐美龍夫ほか(1986)：地震予知連絡会会報, 35巻, 343-355.

図6-6

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会, 605pp.

図6-7

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245p

図6-8

宮村攝三(1946)：東京大学地震研究所彙報, 24号, 99-134.

図6-9

静岡県中遠振興センター (1982)：昭和19年東南海地震の記録, 364pp.

図6-10

飯田汲事(1977)：昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議, 120pp.

図6-11

中央気象台(1944)：気象要覧, 昭和19年12月.

図6-12

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245pp.

図6-13

濃尾震災地写真(1891).

図6-15

Utsu,T., Y.Ogata and R.S.Matsu'ura(1995): Journal of Physics of the Earth, 43, 1-33.

図6-16

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245pp.

図6-17

家屋全壊率分布は河角(1949)による。  
地質は地理調査所(1949)を改変した。

河角廣(1949)：昭和23年福井地震調査研究速報, 福井地震調査研究特別委員会, 1-14.

地理調査所(1949)：福井地震の被害と地変, 13pp.

図6-19

岡野敏雄・中村光雄(1948)：験震時報, 14巻, 11-15.

図6-20

気象庁(1965)：気象庁技術報告, 43号, 9-27.

図6-22

気象庁(1965)：気象庁技術報告, 43号, 28-36.

図6-23

気象庁(1965)：気象庁技術報告, 43号, 9-27.

図6-24

長野地方気象台(1968)：気象庁技術報告, 62号, 34-76.

図6-25

Hagiwara,T. and Iwata T.(1968)：東京大学地震研究所彙報, 46号, 485-515.

図6-27

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－, ぎょうせい, 238pp.

図 6-28

村井勇・金子史朗(1974)：東京大学地震研究所研究速報, 14号, 159-203.

図 6-29

松田時彦・山科健一郎(1974)：東京大学地震研究所研究速報, 14号, 135-158.

写真は国土地理院の空中写真6202-053 (現在はMCB-62-IY-C7-53)を使用した。

図 6-30

気象庁地震課・静岡地方気象台・石廊崎測候所(1974)：験震時報, 39巻, 89-146.

図 6-31

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－, ぎょうせい, 238pp.

図 6-32

村井勇・角田信子・辻村芳子(1978)：東京大学地震研究所彙報, 53号, 1025-1068.

図 6-33

村井勇・角田信子・辻村芳子(1978)：東京大学地震研究所彙報, 53号, 1025-1068.

図 6-34

気象庁地震課・石廊崎測候所・大島測候所(1978)：験震時報, 43巻, 21-57.

図 6-36

鈴木義宜・丹羽俊二・田口益雄・関崎賢一・長谷川学・飯田 誠・門脇利広 (2005)：国土地理院時報, No.107, 53-63.

図 6-41

気象庁 (2007)：平成19年3月地震・火山月報(防災編), 100pp.

図 6-45

気象庁 (2007)：平成19年7月地震・火山月報(防災編), 103pp.

●近畿

図 7-4

宇佐美龍夫(1994)：わが国の震度分布・等震度線図, (社)日本電気協会, 647pp.

図 7-5

羽鳥徳太郎(1980)：東京大学地震研究所彙報, 54号, 1073-1081.

図 7-6

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245pp.

図 7-7

京都府測候所調査(1927)：昭和二年参月七日北丹後地震報告, 88pp.

写真は海洋気象台撮影。

図 7-8

Tsuboi, C.(1930)：東京大学地震研究所彙報, 8号, 153-221.

図 7-9

鷺坂清信(1928)：験震時報, 3巻, 107-124.

図 7-10

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245pp.

図 7-11

飯田汲事(1977)：昭和9年12月7日東南海地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議, 120pp.

図 7-12

中央気象台(1944)：気象要覧, 昭和19年12月.

図 7-13

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編), 245pp.

図 7-14

水路部(1948)：昭和21年南海大地震調査報告 津浪篇, 水路要報増刊号, 39pp.

図 7-15

和歌山県(1996)：南海道地震から50年, 83pp.

写真は田辺市新庄公民館提供。

図7-16

中央气象台(1946,1947)：気象要覧，昭和21年12月，昭和22年1月。

図7-17

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編)，245pp.

図7-18

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

図7-19

吉川澄夫・伊藤秀美(1995)：月刊地球，号外13，30-38.

活断層は「新編日本の活断層」(共通出典一覧)で確実度Iとされているものを図示した。

図7-22

気象庁(1995)：災害時地震・津波速報，95年2号.

図7-25

気象庁(2004)：平成16年9月地震・火山月報(防災編)，105pp.

図7-26

気象庁(2004)：平成16年9月地震・火山月報(防災編)，105pp.

コラム「生駒断層帯、有馬－高槻断層帯と古墳」

中田・今泉編(2002)：『活断層詳細デジタルマップ』，東京大学出版会

●中国・四国

図8-4

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図8-5

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図8-6

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図8-7

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編)，245pp.

図8-8

金井清・田中貞二・金子重彦(1949)：東京帝国大学地震研究所研究速報，5号，36-81.

図8-10

水路部(1948)：昭和21年南海大地震調査報告 津浪篇，水路要報増刊号，39pp.

図8-11

中央气象台(1946,1947)：気象要覧，昭和21年12月，昭和22年1月。

図8-12

中央气象台(1911)：地震年報.

図8-13

曾禰達蔵(1906)：震災予防調査会報告，53号，39-74.

図8-14

気象庁(1968)：地震観測指針(参考編)，245pp.

図8-15

岸上冬彦(1943)：地震，15巻，11，1-6.

図8-16

中央气象台(1943)：気象要覧，S18年9月。

●九州・沖縄

図9-6

(財)地震予知総合研究振興会(2005)：-江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書 -42件の解析結果について-

図9-7

気象庁(1961)：地震月報，122号.

図9-8

気象庁(1961)：験震時報，26巻，21-107.

図9-9

気象庁(1961)：地震月報，122，123号.



図 9-10

今村明恒(1913)：震災予防調査会報告，77号，88-102.

図 9-11

今村明恒(1913)：震災予防調査会報告，77号，88-102.

図 9-12

宇佐美龍夫(2003)：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，605pp.

図 9-13

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

図 9-14

内田祥三(1915)：震災予防調査会報告，80号，1-33.

図 9-15

気象庁(1996)：震度を知る－基礎知識とその活用－，ぎょうせい，238pp.

図 9-16

中央气象台(1923)：気象要覧，大正12年12月.

図 9-18

気象庁(2005)：平成17年3月地震・火山月報(防災編)，92pp.

図 9-19

気象庁(2005)：平成17年3月地震・火山月報(防災編)，92pp.

●付録：用語解説

主な参考文献

萩原尊禮(1983)：地震の辞典，三省堂

勝又護 編(1993)：地震・火山の辞典，東京堂出版

宇津徳治 総編集(1987)：地震の辞典，朝倉書店

地学団体研究会編(1996)：新版地学辞典，平凡社

活断層研究会編(1991)：新編 日本の活断層，東京大学出版会

付図 1-1

吉見吉昭(1991)：砂地盤の液状化(第二版)，技報堂出版

## 付録4 委員名簿

(平成21年4月1日 現在)

### (1) 地震調査委員会

委員	氏名	所属
委員長	阿部 勝征	国立大学法人東京大学名誉教授
委員	飯尾 能久	国立大学法人京都大学防災研究所教授
	今村 文彦	国立大学法人東北大学大学院工学研究科教授
	伊藤 秀美	気象庁地震火山部長
	入倉 孝次郎	愛知工業大学地域防災研究センター客員教授
	海野 徳仁	国立大学法人東北大学大学院理学研究科教授
	岡村 行信	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター長
	春日 茂	海上保安庁海洋情報部技術・国際課長
	佐竹 健治	国立大学法人東京大学地震研究所教授
	清水 洋	国立大学法人九州大学大学院理学研究院教授
	島崎 邦彦	財団法人震災予防協会研究員
	末廣 潔	独立行政法人海洋研究開発機構理事
	谷岡 勇市郎	国立大学法人北海道大学大学院理学研究院教授
	堀 貞喜	独立行政法人防災科学技術研究所地震研究部長
	本蔵 義守	国立大学法人東京工業大学大学院理工学研究科教授
	政春 尋志	国土地理院地理地殻活動研究センター長
	山崎 晴雄	首都大学東京大学院都市環境科学研究科教授
	山中 佳子	国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科准教授

### (2) 長期評価部会

部会	氏名	所属
委員長	島崎 邦彦	財団法人震災予防協会研究員
委員	今給黎 哲郎	国土地理院地理地殻活動研究センター地理地殻活動総括研究官
	加藤 照之	国立大学法人東京大学地震研究所教授
	都司 嘉宣	国立大学法人東京大学地震研究所准教授
	中田 高	広島工業大学環境学部教授
	西澤 あずさ	海上保安庁海洋情報部技術・国際課地震調査官
	藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センタープロジェクトディレクター
	前田 憲二	気象庁気象研究所地震火山研究部第一研究室長
	松澤 暢	国立大学法人東北大学大学院理学研究科教授
	松村 正三	独立行政法人防災科学技術研究所地震研究部シニアエキスパート
	山崎 晴雄	首都大学東京大学院都市環境科学研究科教授
	吉岡 敏和	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター活断層評価研究チーム長

## (3)活断層評価分科会

主 委	査 員	今泉 俊文	国立大学法人東北大学大学院理学研究科教授
		奥村 晃史	国立大学法人広島大学大学院文学研究科教授
		勝俣 啓	国立大学法人北海道大学大学院理学研究院准教授
		後藤 秀昭	国立大学法人広島大学大学院文学研究科准教授
		千田 昇	国立大学法人大分大学教育福祉科学部教授
		堤 浩之	国立大学法人京都大学大学院理学研究科准教授
		松浦 律子	財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター解析部長
		宮内 崇裕	国立大学法人千葉大学大学院理学研究科教授
		宮下 由香里	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター主任研究員
		吉岡 敏和	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター 活断層評価研究チーム長

## (4)活断層評価手法等検討分科会

主 委	査 員	島崎 邦彦	財団法人震災予防協会研究員
		今泉 俊文	国立大学法人東北大学大学院理学研究科教授
		隈元 崇	国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科准教授
		後藤 秀昭	国立大学法人広島大学大学院文学研究科准教授
		佐藤 比呂志	国立大学法人東京大学地震研究所教授
		鈴木 康弘	国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科教授
		遠田 晋次	国立大学法人京都大学防災研究所准教授
		中川 勝登	国土地理院地理地殻活動研究センター研究管理課長
		林 豊	気象庁気象研究所地震火山研究部第一研究室主任研究官
		藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センター プロジェクトディレクター
		松澤 暢	国立大学法人東北大学大学院理学研究科教授

## (5)強震動評価部会

部 委	会 員	入倉 孝次郎	愛知工業大学地域防災研究センター客員教授
		粟田 泰夫	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター主幹研究員
		川島 一彦	国立大学法人東京工業大学大学院理工学研究科教授
		工藤 一嘉	日本大学生産工学部研究所教授
		久保 哲夫	国立大学法人東京大学大学院工学系研究科教授
		瀨瀬 一起	国立大学法人東京大学地震研究所教授
		笹谷 努	国立大学法人北海道大学大学院工学研究科教授
		佐藤 清隆	財団法人電力中央研究所地球工学研究所地震工学領域リーダー
		関田 康雄	気象庁地震火山部地震津波監視課長
		中川 康一	大阪市立大学大学院理学研究科客員教授
		藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センター プロジェクトディレクター
		翠川 三郎	国立大学法人東京工業大学大学院総合理工学研究科教授

## (6)強震動予測手法検討分科会

主 委	査 員	入倉 孝次郎	愛知工業大学地域防災研究センター客員教授
		石川 裕	清水建設株式会社技術戦略室企画部長
		岩田 知孝	国立大学法人京都大学防災研究所教授
		片岡 正次郎	国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センター地震防災研究室主任研究官
		釜江 克宏	国立大学法人京都大学原子炉実験所教授
		川瀬 博	国立大学法人京都大学防災研究所教授
		隈元 崇	国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科准教授
		高田 毅士	国立大学法人東京大学大学院工学系研究科教授
		能島 暢呂	国立大学法人岐阜大学工学部社会基盤工学科教授
		藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センター プロジェクトディレクター
		堀川 晴央	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター 地震災害予測研究チーム長
		三宅 弘恵	国立大学法人東京大学地震研究所助教
		モリ・ジェームズ・ジロウ	国立大学法人京都大学防災研究所教授
		横井 俊明	独立行政法人建築研究所国際地震工学センター上席研究員
		吉田 康宏	気象庁気象研究所地震火山研究部第二研究室主任研究官

## (7)地下構造モデル検討分科会

主 委	査 員	瀬瀬 一起	国立大学法人東京大学地震研究所教授
		井合 進	国立大学法人京都大学防災研究所教授
		岩田 知孝	国立大学法人京都大学防災研究所教授
		香川 敬生	国立大学法人鳥取大学大学院工学研究科教授
		勝間田 明男	気象庁気象研究所地震火山研究部第二研究室長
		金田 義行	独立行政法人海洋研究開発機構リーディングプロジェクト地震津波・防災研究 プロジェクトプロジェクトリーダー
		佐藤 比呂志	国立大学法人東京大学地震研究所教授
		東 貞成	財団法人電力中央研究所地球工学研究所上席研究員
		福和 伸夫	国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科教授
		藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センター プロジェクトディレクター
		堀川 晴央	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター 地震災害予測研究チーム長
		松岡 昌志	独立行政法人産業技術総合研究所情報技術研究部門 地球観測グリッド研究グループ主任研究員
		三宅 弘恵	国立大学法人東京大学地震研究所助教
		山中 浩明	国立大学法人東京工業大学大学院総合理工学研究科准教授

## (8)地震動予測地図高度化ワーキンググループ

主 委	査 員	翠川 三郎	国立大学法人東京工業大学大学院総合理工学研究科教授
		石川 裕	清水建設株式会社技術戦略室企画部長
		小原 一成	独立行政法人防災科学技術研究所地震研究部地震観測データセンター長
		隈元 崇	国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科准教授
		佐竹 健治	国立大学法人東京大学地震研究所教授
		杉山 雄一	独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センター主幹研究員
		鈴木 康弘	国立大学法人名古屋大学大学院環境学研究科教授
		高田 毅士	国立大学法人東京大学大学院工学系研究科教授
		武村 雅之	鹿島建設株式会社小堀研究室プリンシパル・リサーチャー
		能島 暢呂	国立大学法人岐阜大学工学部社会基盤工学科教授
		東 貞成	財団法人電力中央研究所地球工学研究所上席研究員
		藤原 広行	独立行政法人防災科学技術研究所防災システム研究センター プロジェクトディレクター

## (9)衛星データ解析検討小委員会

主 委	査 員	村上 亮	国立大学法人北海道大学大学院理学研究院教授
		小澤 拓	独立行政法人防災科学技術研究所火山防災研究部主任研究員
		児玉 信介	独立行政法人産業技術総合研究所情報技術研究部門
			地球観測グリッド研究グループ研究員
		島田 政信	独立行政法人宇宙航空研究開発機構宇宙利用推進本部
			地球観測研究センター研究領域リーダー
		飛田 幹男	国土地理院地理地殻活動研究センター地殻変動研究室長
		橋本 学	国立大学法人京都大学防災研究所教授
古屋 正人	国立大学法人北海道大学大学院理学研究院准教授		