

地震工学（2回目）：地震学・強震動地震学・地震工学の基礎 担当：工学院大学・久田

- 地震、地震動、強震動：地下の岩石が何らかの原因で急激に破壊する自然現象を**地震 (earthquake)**と言う。この破壊により放出された波を**地震波 (seismic wave)**といい、それが地面に到達して大地を揺らす。**地震学 (seismology)**では、岩石の破壊そのものを**地震**、地震による地面の揺れを**地震動 (seismic ground motion)**、被害を生じるような強い揺れを**強震動 (strong ground motion)**と呼ぶ。
- 地震学・強震動地震学・地震工学：地震学 (Seismology)とは地震とそれに関連する諸現象を研究する学問分野、**強震動地震学 (Strong Motion Seismology)**とは地震で発生する強震動の成因やその再現・予測を研究する学問分野、**地震工学 (Earthquake Engineering)**とは地震被害を工学的に低減させる学問分野。近年、強震動地震学の発展は著しく、建築分野でも設計用入力地震動の策定に応用されている。
- 震源・伝播・サイト特性：強震動地震学では、強震動を震源特性、伝播特性、サイト特性（地盤増幅特性）に分けて研究することが多い（図1）。

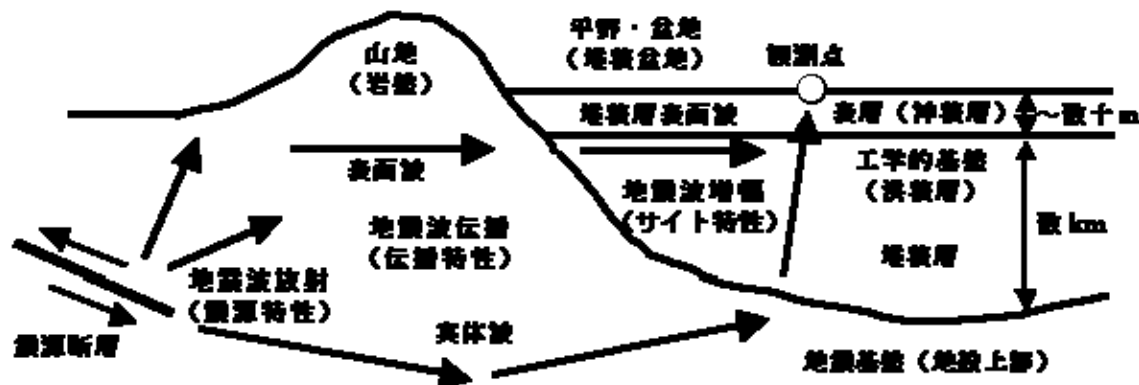


図1 強震動における震源・伝播・サイト特性

- 地球の球殻構造：内核、外核、マントル、地殻から成る（図2）。**内核**は固体（鉄など）、**外核**は液体（鉄など）、**マントル**は主にカンラン岩からなる。マントルと地殻の境界は**モホ面**と呼ばれる。地殻の厚さは5km(海底)から60km(ヒマラヤ直下)まで変化する。**地殻**は**コンラッド面**を境に、カコウ岩質の**上部地殻**とゲンブ岩質の**下部地殻**に分けられる。地殻内の地震は主に上部地殻の中でのみ起きている。下部地殻は流動性に富み、地震を起こすほど歪みエネルギーを蓄積することができない。
- リソスフェアとアセノスフェア：地表から深さおよそ100km（地殻とマントル最上部）まではしっかりした固体で、これを**リソスフェア（岩石圏）**と呼ぶ。その下に続く低速度層は、基本的には固体であるが流動しやすい層で、これを**アセノスフェア（岩流圏）**と呼ぶ。

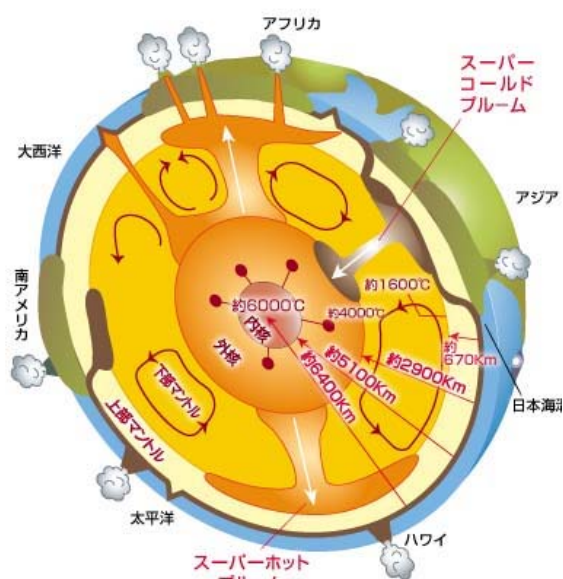


図2 地球の内部構造 (http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/enlight/umihoshi/learning/3_2200.html)



図3 世界のプレート (http://www.kahaku.go.jp/exhibitions/vm/past_special/2003/earthquake/distribution/world.html)

○**プレートテクトニクス**：地球の最表層を覆うリソスフェアは10数枚のブロックに分かれ、アセノスフェアの上を水平方向に運動している（図3）。この各ブロックを**プレート**、その学問を**プレートテクトニクス**と呼ぶ。プレートは、海洋底の**中央海嶺**で誕生し、**海溝**や**トラフ**（海溝より浅いくぼみ）でマントル内に沈み込んで消滅する。プレートの境界では、隣接するプレート同士のせめぎ合いによって、地震、火山活動、地殻変動などの地学的変動が発生する。

○**プレートの境界**：プレートの境界は図4に示すように、**発散境界**（中央海嶺など）、**横ずれ境界**（米国のサンアンドレアス断層など）、及び**収束境界**の3種類に大別できる。**収束境界**は**衝突境界**（ヒマラヤ山脈、伊豆半島など）と**沈み込み境界**（海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む海溝、トラフなど）に分かれる。沈み込み境界は地震や火山活動が最も活発な地帯である（図5）。

○**世界の地震活動**：図4は世界の震源の分布図（100km以浅の浅い地震）であるが、地震活動はプレートの境界部分、特に太平洋を取り巻く**環太平洋地震帯**に集中している。

○**日本の地震活動とプレート構造**：図6は、日本列島とその周辺で最近約70年間に発生したM5以上、深さ100km以浅の地震の分布、図7は日本周辺のプレート構造である。プレートの沈み込み境界（日本海溝や南海トラフなど）である東北日本の太平洋側沖合などで、特に地震発生頻度が非常に高い。太平洋側沖合で発生する地震は、日本列島に近づいて海のプレートが沈み込むにつれて、より深い場所で発生するようになる。その深さは、東北日本の例にでは、太平洋側沖合では0～50km、沿岸部から陸域にかけては50～200km、さらに西方の日本海の西部やロシアの沿海州では400～600kmにも達する（図8）。

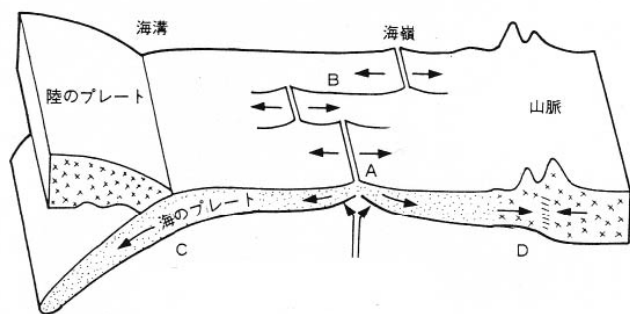


図4 プレート境界の種類

(<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/1/I-1.2.3.html>)

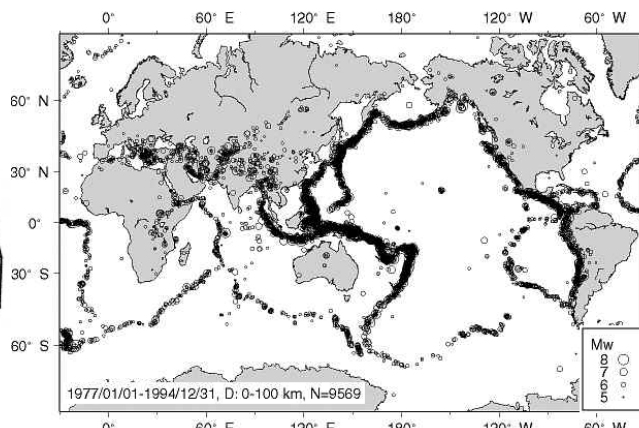


図5 世界の震源分布 (<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/1/I-2.1.1.html>)

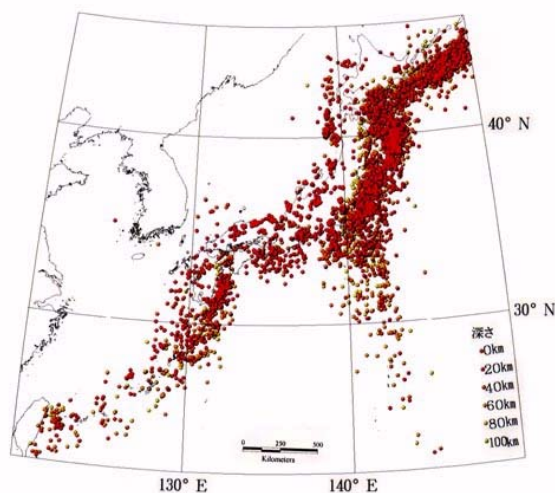


図6 日本周辺の地震活動

(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/2-1.htm>)

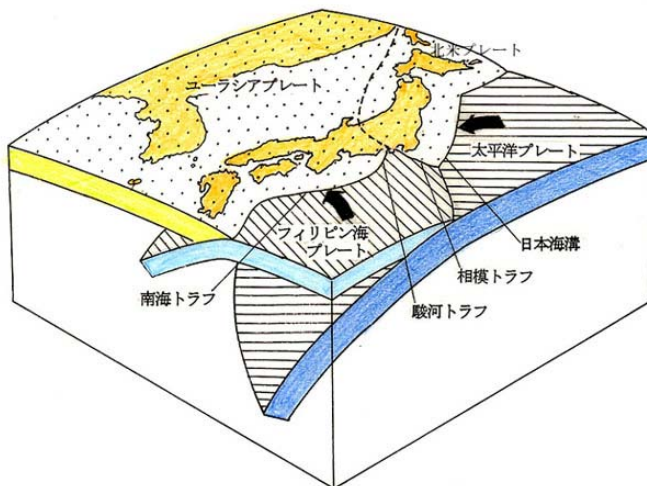


図7 日本周辺のプレート構造

(<http://www.bosai.go.jp/library/bousai/manabou/index.htm>)

○**地震と断層運動**：プレート運動などにより地下の岩石に圧力を加え、ある限界に達すると図9に示されるように、急激に**せん断破壊**を生じる。この現象が**地震**であり、地震によって伝播する地面の揺れが**地震動**

と呼ばれる。通常、地震は岩盤の弱面である**断層面**に沿って**ずれ（断層すべり）**を生じる。断層面は通常、**長さ**と**幅**を持つ矩形でモデル化され、断層運動によってずれを生じる。

○**断層運動のタイプ**：図 10 に示すように断層運動は、**横ずれ断層（右横ずれ断層、左横ずれ断層）**と**縦ずれ地震（逆断層、正断層）**がある。

○**地震のタイプ**：図 11 に日本周辺で発生する地震のタイプを示す。1) **プレート境界地震**（海のプレートが陸のプレートに沈み込む境界、しばしば巨大地震を発生し、図 12 のように**地震や津波**の大被害を生じる）、2) **海のプレート内地震**（沈み込むプレート内の地震、しばしば巨大地震を生じるが、深いため大被害には至らない）、及び、3) **陸のプレート内地震**である。日本列島の地下には主として海のプレート運動により、東西方向ないし北西－南東方向の強い圧縮の力がかかり、地殻内にひずみが蓄積され、**陸のプレート内地震**が発生する。このタイプの地震は震源が 20 km 程度より浅いため、阪神・淡路大震災を引き起こした**1995 年兵庫県南部地震（M7.2）**のような規模は中規模でも大きな災害が発生することがある（**直下型地震**と呼ばれることがある）。プレート境界地震に比べ、陸域で発生する規模の大きな地震の発生頻度は低く、通常は規模も M7 程度のものが多いが、**1891 年濃尾地震（M8.0）**のように M8 程度の例もある。

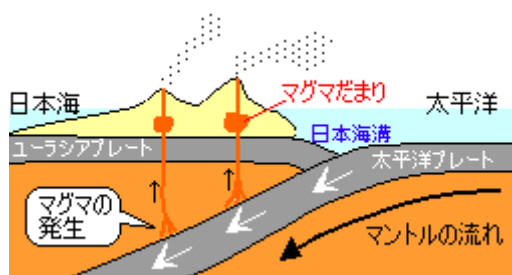


図 8 日本の沈み込み境界
(<http://www.max.hi-ho.ne.jp/lylle/kaseigan3.html>)

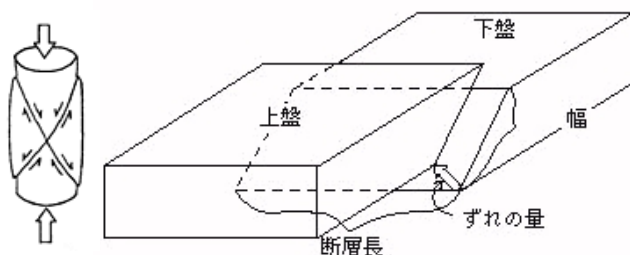


図 9 地震と断層運動
(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/2-2.htm>)

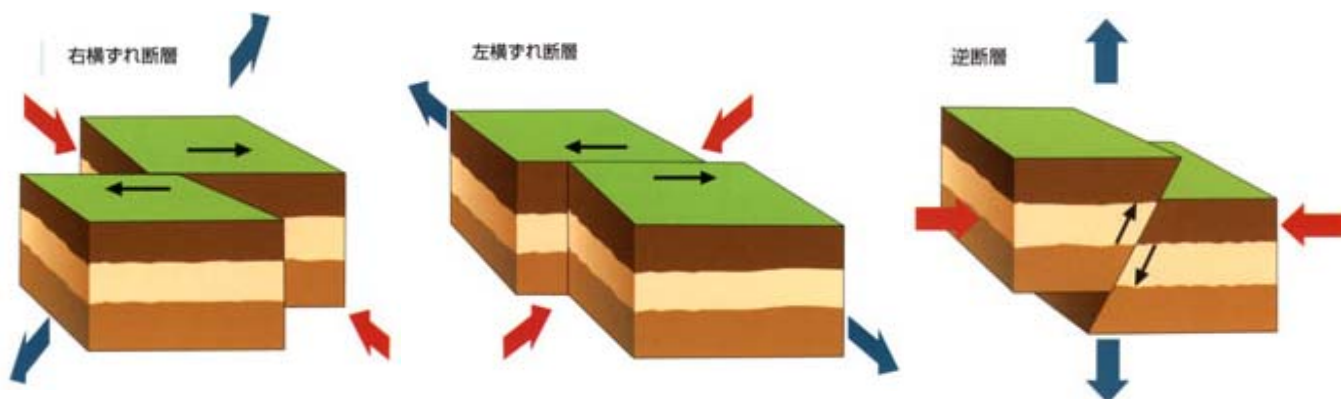


図 10 断層運動の種類（正断層は逆断層と逆向きにすべる、<http://www.jishin.go.jp/main/mech/1-4.htm>）

○**活断層**：活断層とは、過去数万年（地質学上の第四紀（約 200 万年前）から現在までとする定義もある）の間に動いたとみなされ、将来も活動する可能性が高い断層をいう。六甲断層帯が動いたとされる 1995 年兵庫県南部地震を契機に、図 13 に示すように全国の主要な活断層調査が行われ、将来の発生確率や規模などが評価されている。日本列島は東西方向の圧縮力を受けているため、一般に**走向**（断層面と水平面との交線と、北を指す線との角度）が南北の断層は逆断層、走向が北西－南東方向の断層は左横ずれ断層、北東－南西方向の断層は右横ずれ断層になる。

○**震源、震央、震源域**：図 14 に示すように、地震発生の際に地球内部の岩石の破壊が開始した地点を**震源（epicenter）**、破壊された領域全体を**震源域（epicentral region）**、震源の真上にあたる地表の地点を**震央（hypocenter）**という。震源の位置は緯度・経度・深さで表現され、公式に気象庁が発表する。

○**震源距離、震央距離**：震源、震央から観測点までの距離をそれぞれ**震源距離**、**震央距離**という。

○**マグニチュード（magnitude, M）**：地震の大きさ（規模）を表す指標値で、様々な種類がある。例えば 1995 年兵庫県南部地震は $M_{JMA}=7.3$ 、 $M_W=6.8$ である。マグニチュードの決定には Log スケールを用いているため、マグニチュードが 1 違うと地震のエネルギーは約 32 倍違う。

・**ローカルマグニチュード（Local Magnitude、Richter Scale Magnitude、ML）**：1935 年に地震学者 Richter が、震央から 100 km に位置する Wood Anderson 型地震計（固有周期 0.8 秒、減衰定数 0.8、倍率 2800）の記録紙上の最大振幅（ミクロン単位）の常用対数を、その地震のマグニチュードと定義した（例、1 cm

=10⁴ ミクロン、よって M=4)。実際の適用には、次式による震央距離による補正式を用いる。

$$M = \log A - \log B$$

ここで A は Wood Anderson 型地震計の記録紙上の最大片振幅、logB は震央距離 Δ による補正係数である (例: Δ=100 km→logB=0、Δ=50 km→logB= - 0.37、Δ=200 km→logB=0.53)。

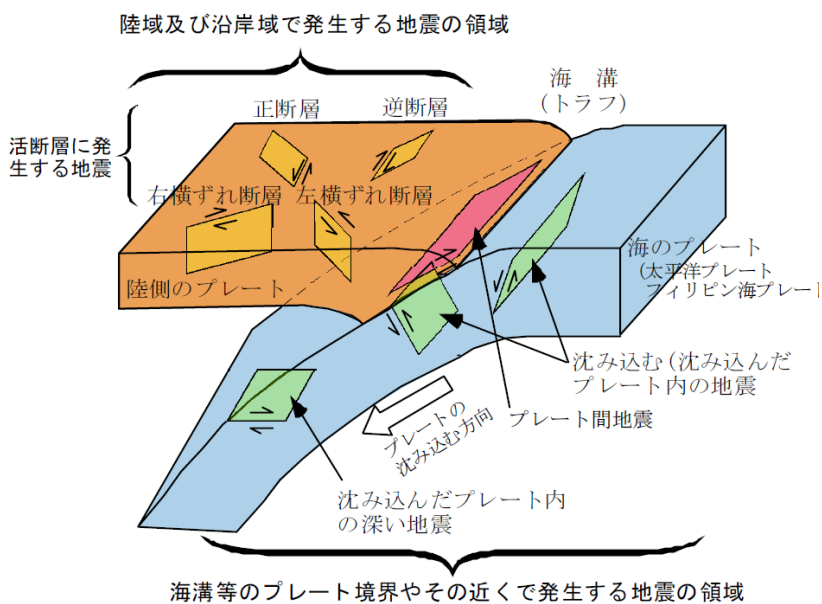
- ・ **気象庁マグニチュード (M_{JMA})**: 気象庁の地震計 (はじめは変位計の振幅、現在では速度計の振幅も併用) を用いたローカルマグニチュード。現在では地震計がオンライン化されているため即時性がある。マグニチュードの大きさによって 7.8 程度以上を **巨大地震**、7 以上を **大地震**、5 以上 7 未満を **中地震**、3 以上 5 未満を **小地震**、1 以上 3 未満を **微小地震**、1 未満を **極微小地震** に分類されている。
- ・ **地震モーメント (M₀) とモーメントマグニチュード (M_w)**: 震源となった断層のずれの量 (D) と断層の面積 (A)、及び断層付近の岩盤の剛性 (μ) の積を **地震モーメント (M₀)** と言い、地震の大きさを示す物理的な尺度である。

$$M_0 = \mu AD$$

地震モーメントから次式で求められるマグニチュードを **モーメントマグニチュード (M_w)** という。

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$$

モーメントマグニチュードを求めるには地震波を長い時間観測し、地震モーメントの値を求められない。しかし物理的に地震規模を表し、どんな大きな地震でも表せるので地震学では最も広く用いられている。



海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震の領域

図 11 地震のタイプ

(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/2-4.htm>)

プレートもぐり込みによる海溝型大地震の発生

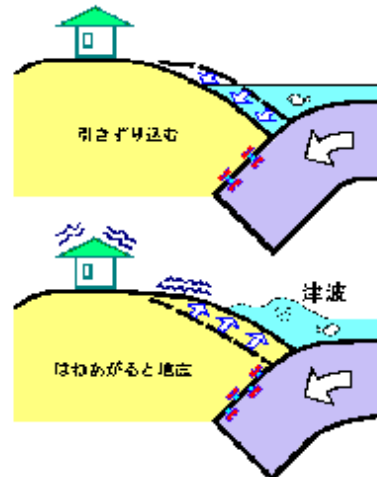


図 12 海のプレートの沈み込み(海溝型地震)による地震と津波の発生
(http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/sec5.1.htm)

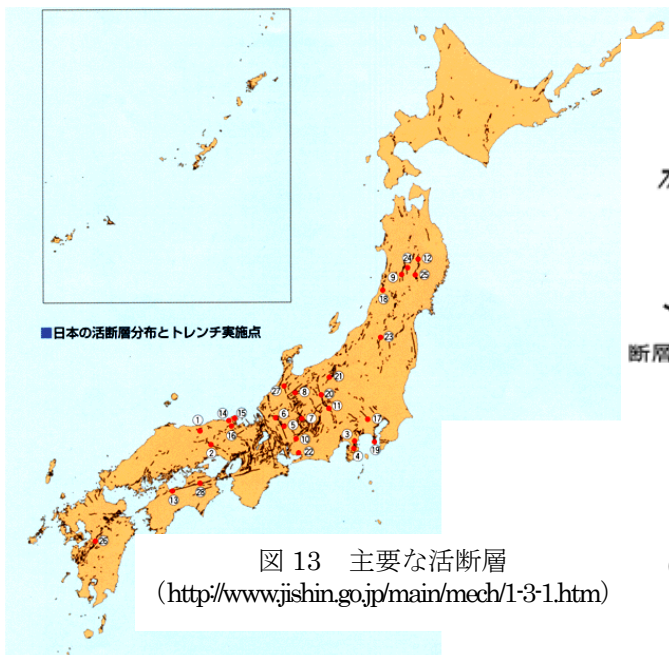


図 13 主要な活断層

(<http://www.jishin.go.jp/main/mech/1-3-1.htm>)

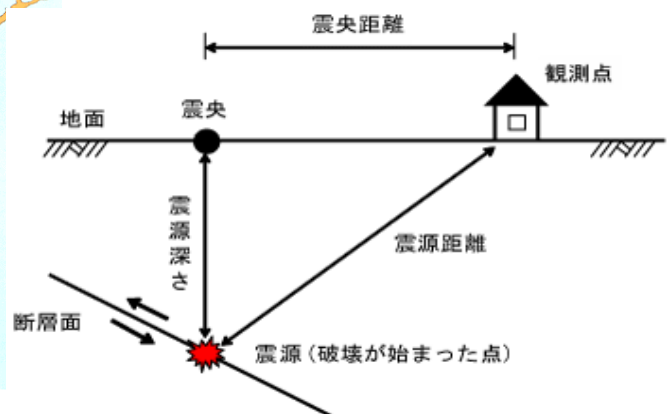


図 14 震源と震央、震源距離と震央距離、
(<http://www.skr.mlit.go.jp/bosai/jishin/tounannkai/kisochishiki/tunamikankei/shingentoshinou/shingentoshinou.html>)

○日本の巨大地震と主要な地震災害：図 15 に示すように海域のプレート沈み込み帯では、M8 前後の大地震が繰り返し、大きな津波を発生している。

- ・日本海溝沿い（太平洋プレートの沈み込み帯）では、1896 年明治三陸沖地震（M=8.0）、1968 年十勝沖地震（M=7.9）、1933 年昭和三陸沖地震（M=8.1）、がその代表的な事例である。

- ・南海トラフ沿い（フィリピン海プレートの沈み込み帯）では、1854 年に 1 日間隔で連発した安政東海地震、安政南海地震（ともに M=8.4）をはじめ、1944 年東南海地震（M=7.9）、1946 年南海地震（M=8.0）などがある。

- ・日本海東縁部では 1964 年新潟地震（M=7.5）、1983 年日本海中部地震（M=7.7）、1993 年北海道南西沖地震（M=7.8）などが起きている。また 1993 年釧路沖地震（M=7.8、深さ約 100km）のように、スラブ内でも大地震が発生することがある。

- ・日本の内陸部では図 16 に示すようにでも、M7 級の浅い地震が各地で起きている。昭和期以後だけでも、1927 年北丹後地震（M=7.3）、1943 年鳥取地震（M=7.2）、1948 年福井地震（M=7.1）などがある。特に、阪神・淡路大震災をもたらした 1995 年兵庫県南部地震（M=7.2）は、内陸部では 20 世紀最悪の地震であった。1891 年濃尾地震（M=8.0）は岐阜・愛知県を中心に死者 7 千人を越える大被害を与えた。

- ・日本最悪の地震災害は 1923 年大正関東地震（M=7.9、震災を関東大震災と呼ぶ）であり、死者・行方不明 10 万人以上という未曾有の被害をもたらす結果となった。

○世界の巨大地震と主要な地震災害：M8 程度以上のものを巨大地震と呼ばれる。観測史上最大の地震は、南米の太平洋沖に起きた 1960 年チリ地震（ $M_w=9.5$ ）である。これはナスカプレート（図 3）の沈み込みに伴う海溝型巨大地震で、チリでは死者 6 千人近い大災害となった。さらに大津波が遠くハワイ、日本まで押し寄せて多数の人命・財産を奪いった（日本の死者 109 人、行方不明 20 人、家屋全壊 1,571 件）

- ・2004 年スマトラ沖地震（ $M_w=9.0$ ） 観測史上、世界で 4 番目に大きな地震。津波による死者数は 30 万近くになる。

- ・世界最悪の地震災害 中国の東北地方の 1976 年唐山地震（M=7.6）で、人口 100 万人の唐山市は壊滅的な被害を受け、死者 24 万人余の大惨事となった。一方、東北東約 500km で起きた 1975 年海城地震（M=7.4）では、地震予知の成功によって被害を最小限にとどめることができた。

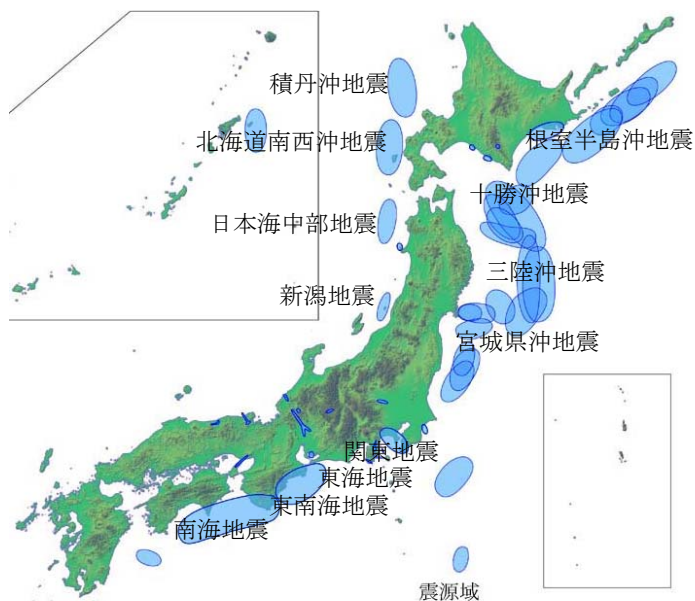


図 15 プレート境界の巨大地震、
(<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/2-1.htm>)

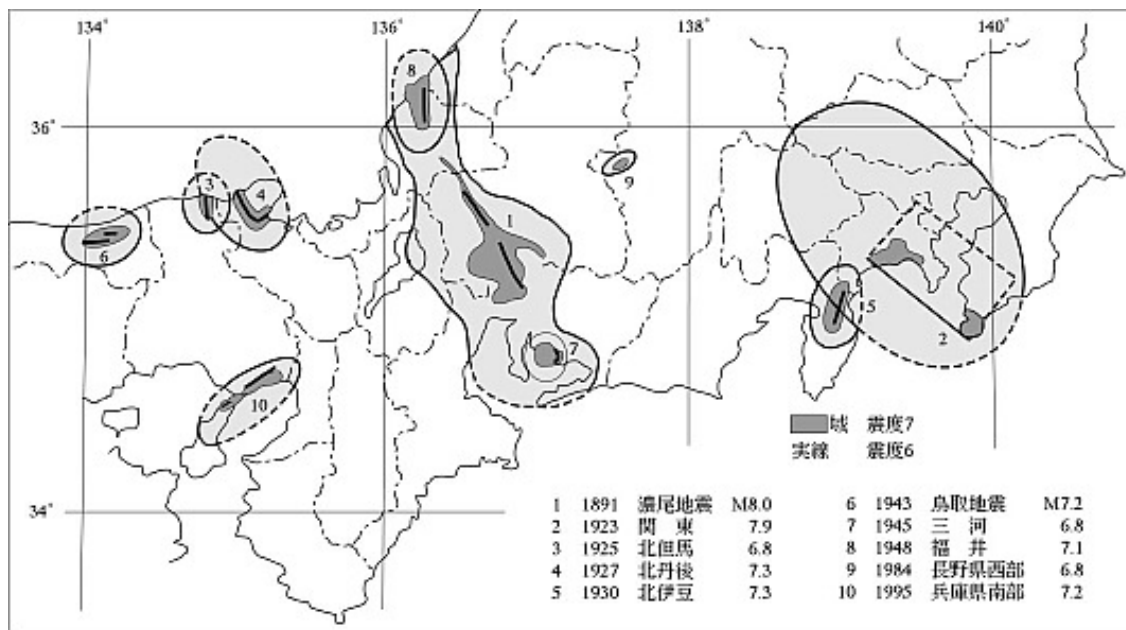


図 16 陸域の巨大地震と震度分布 (<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/1/I-8.1.3.html>)

○**地震波**：震源断層から放出される地震波には、**実体波（P 波（縦波）、S 波（横波））**と**表面波**がある（図 17 参照）。P 波の速度が 5～6km/秒、S 波が 3～4km/秒、表面波は最も遅く 2～3km/秒程度である。図 18 の地震記録に見られるように、S 波は主要動と呼ばれ、最も激しく揺れる。P 波と S 波の到達時間の差（**初期微動継続時間**）により震源までの距離が求められ、震源の位置はこの時間差を 3 箇所以上で観測して決められる。

○**強震動観測**：震源からやってくる地震波を観測・分析することによって、震源のメカニズムや地球内部の構造を知ることができる。その情報源となるのが地震計である。地震計は普通、**上下動（UD）、南北動（NS）、東西動（EW）**の 3 成分に分けて地面の動きを記録する。**加速度計**（短周期成分を主に記録）、**速度計、変位計**（長周期成分を主に記録）、**広帯域地震計**、さらには**微動計、強震計**など目的によって様々な地震計がある。1995 年兵庫県南部地震を契機に、様々な全国に**強震観測網**が整備された（K-net など、図 19）。

○**震度（Seismic Intensity）**：震度は各地における「人体感覚、身の周りの物体の動き、構造物の揺れおよび被害程度、地変の程度などから総合的に推定された地震動の強さの階級」と定義される。欧米では 12 階級の**改正メルカリ震度階（MM 震度階）**が、国際的には 12 階級（I “無感”～X II “景色が変わる”）の**MSK 震度階**が、さらに EU ではこれを改良した**EMS 震度階（European Macro Seismic Intensity）**が使われている。図 20 に示すように日本では揺れの度合いを 10 階級（0、1、2、3、4、5 弱、5 強、6 弱、6 強、7）に分けた**気象庁震度階級**が使われている。気象庁震度階級は 1996 年の階級数の改正までは震度は 8 階級で、体感や建物の倒壊率などから決めていたが、改正以降は**計測震度計**による地震波形から即時的に決められるようになった（図 20）。

○**気象庁震度階級の解説書改正**：2008 年岩手・宮城内陸地震などで実際の被害と震度解説の被害との乖離が目立った。このため震度階級の解説表を見直され、建物と耐震度別の被害の別記、大規模建物の被害等が新たに追加されている。

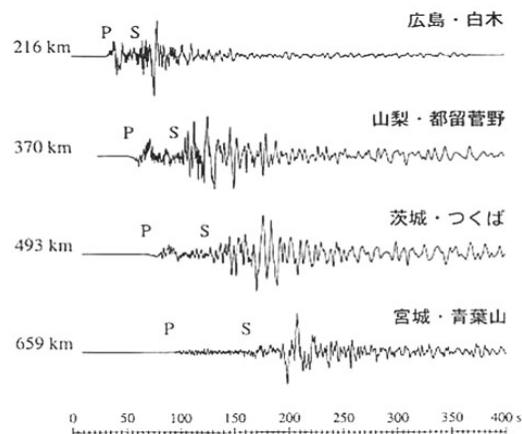
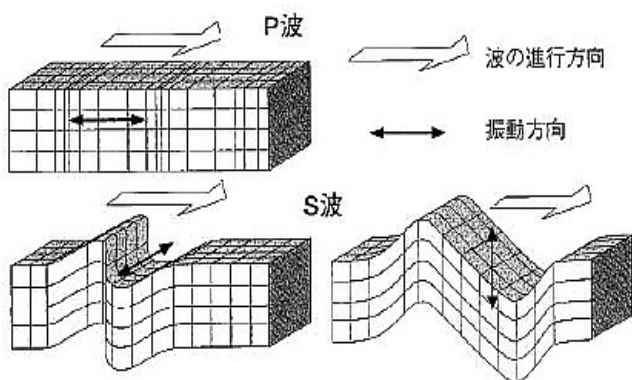


図 17 P波とS波(<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/Sect-1/Fig4.2.1-1.JPG>)

図 18 兵庫県南部地震の速度波形の例
(<http://www.bosai.go.jp/library/bousai/manabou/index.htm>)



図 20 気象庁震度階級の説明図 (<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/shindo/kaisetsu.html>)

○**緊急地震速報**：地震発生直後に震源に近い地震計でとらえた観測データ（P 波）を用いて震源や地震の規模（マグニチュード）と各地での主要動（S 波）の到達時刻や震度を推定し、可能な限り素早く知らせる情報。工学院大学新宿校舎では長周期地震動（表面波）をも対象に緊急地震速報の利活用を行なっている。

→緊急地震速報について（気象庁制作）

○**リアルタイム地震防災システム**：常に建物などの揺れを観測（モニタリング）し、地震の際には瞬時に被害推定を行い、速やかな減災活動を可能とするシステム。工学院大学新宿校舎でも導入している（<http://133.80.187.7/>）。

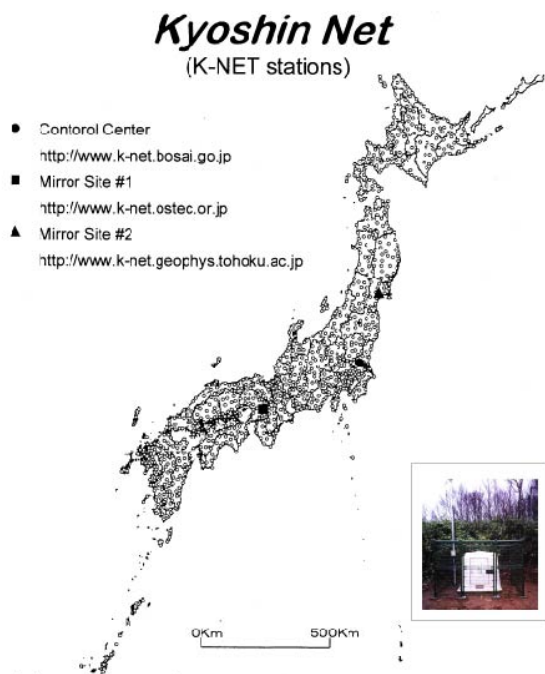


図 19 強震観測網の例（K-net <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/Sect-1/Fig3.1.2-1.JPG>）

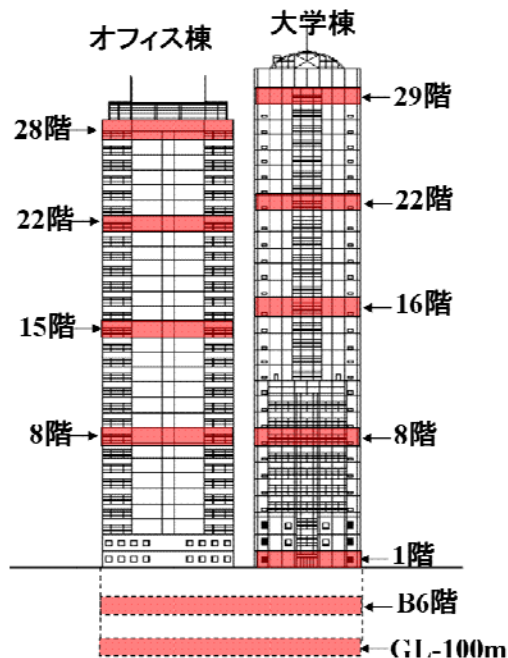


図 21 工学院大学新宿校舎と STEC オフィスビルの強震観測（リアルタイム地震防災システム）

地盤と地震動

○**地盤のせん断波速度（S 波速度、 V_s ）**：地震動の主要動であるせん断波（S 波）の伝播する速度で、 V_s と表記されることが多い。上部地殻（地震基盤）内では 3～3.5 km/s、洪積層（工学的基盤に相当する堆積層）内では 0.5～2 km/s 程度、沖積層（軟弱層）内では 0.3 km/s 程度以下であり、この値は地盤の良し悪しを判断する有力な材料である（ V_s が小さいほど柔らかい地盤）。一方、地震の初動である縦波速度（P 波速度）は S 波速度より 1.5～2 倍程度大きな値で、一般に V_p と表記される

○**地盤の分類**：地震工学における地盤の大まかな分類を示す（図 22）。

・**地震基盤（seismic bedrock）**：カチカチの岩盤

で、地震の発生する上部地殻に相当する。図 23 に示すように関東平野では関東山地や筑波山などの周辺の山地で見ることができる。関東平野内に入ると徐々に深く位置し、東京直下で 2 km 程度の深さ、最も深い千葉県中部で 3～4 km 程度の深さといわれている。一般に V_s は 2.5 km/s 程度以上、地質的には古第 3 紀（2400 万年程度、哺乳類の時代）以上の古い地層とされる。

・**工学的基盤（engineering bedrock）**：軟岩に相当し、大規模な建物の基礎を支えることができる“良い地盤”。地質学用語ではないが、洪積地盤とも呼ばれる。丘陵地では露頭しているが、一般に数 m から数十 m（下町など）の深さに位置する。一般に V_s は 0.4 km/s 程度以上、地質的には第四紀（人類の時代）の前期更新世（40 万年程度）以上古い地層とされる。関東平野の堆積層（工学的基盤に相当）は第四紀以降のプレート運動（太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込み）で形成された。

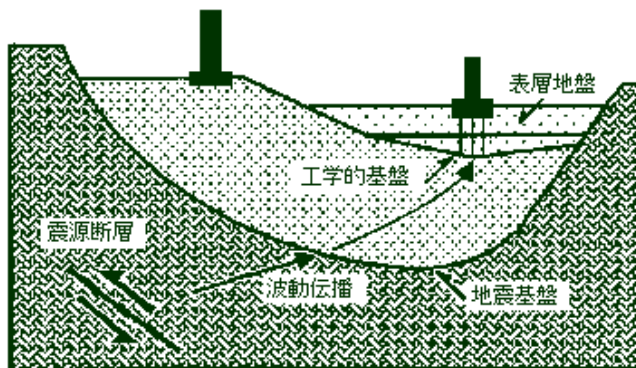


図 22 地盤の分類（<http://www.soc.nii.ac.jp/ssj/naifuru/vol14/v14p7.html>）

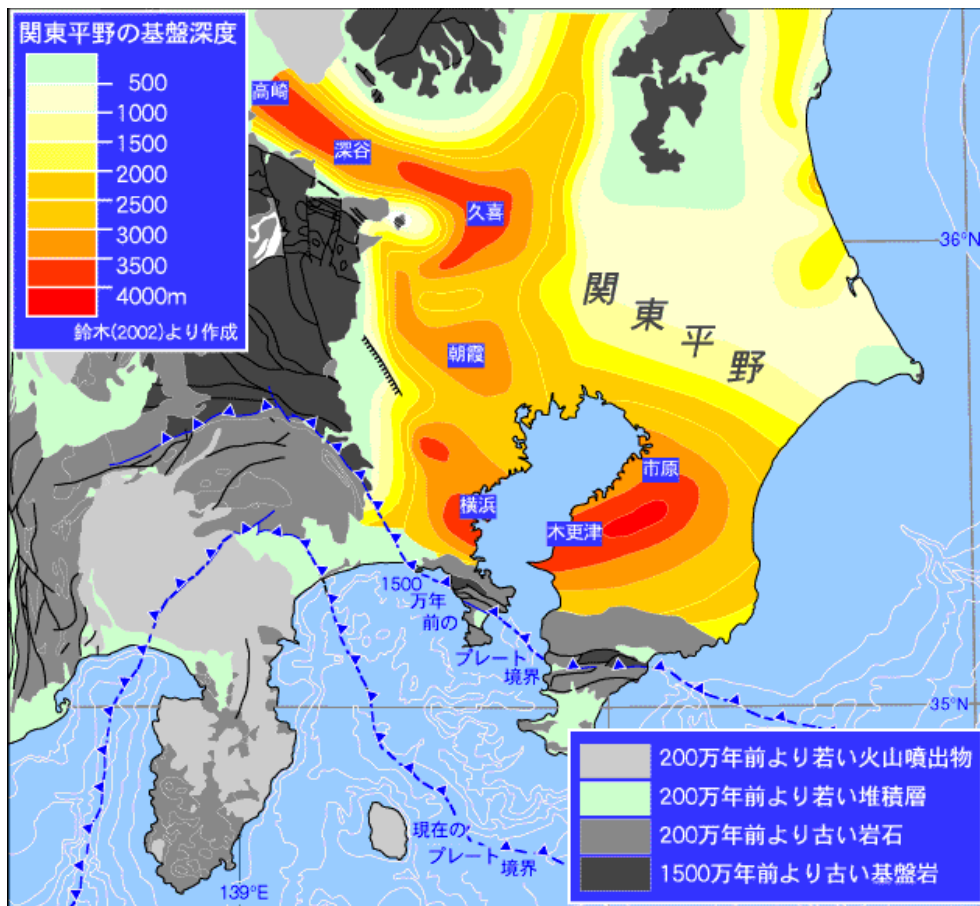


図 23 関東平野の地震基盤深度 (<http://staff.aist.go.jp/msk.takahashi/Kanto.html>)

→想定東海地震による関東平野の長周期地震動シミュレーション (大成建設・吉村氏制作)

- ・**沖積地盤 (alluvial soil)**: 軟弱な表層地盤で、木造など軽い建物を除くと建物を支えることはできない。火山噴火による堆積層 (関東ローム層など) や、図 24 に示されるように縄文海進 (約 7000 年前から 4000 年前にかけての温暖な気候のより北極・南極の氷が溶け、海面が今より数 m 高いことによる海岸線の陸進) の時期に、当時の海域 (奥東京湾など) や谷地形に堆積した地盤で、一般に V_s は 0.3 km/s 程度以下。図 25 に示されるように沖積層の厚さは山の手台地では薄く、下町では厚くなる。



図 24 5000 年前の海岸線と沖積地盤 (<http://www.nhk.or.jp/school/junior/yougo38.html>)

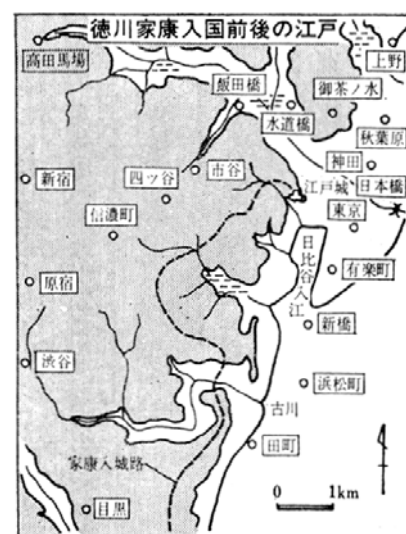


図 26 江戸開発前の海岸線 (「古地図が教える地震危険地帯」)

-
- (1) 東京

図1 不同沈下の危険性あり

(1) (2) (3)

旧地山線
盛土
良質な地盤

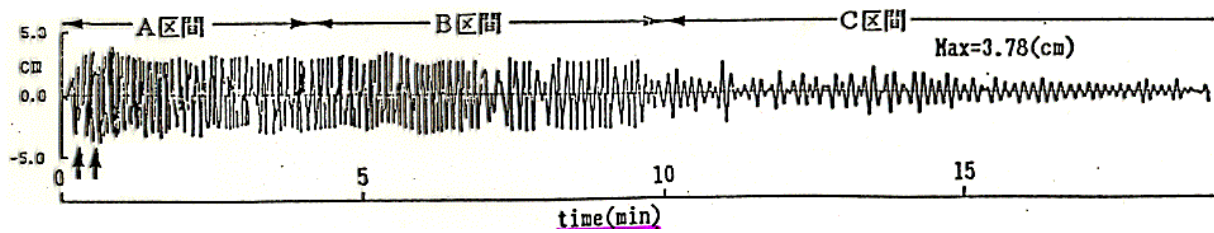


図 28 今村式 2 倍強震計による 1923 年関東地震の東京都本郷における変位波形
(横田治彦氏、今村式 2 倍強震計による関東地震本震記録の復元、1988)

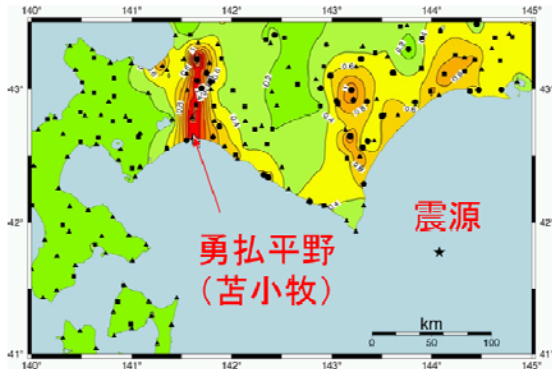


図 29 2003 年十勝沖地震の苫小牧市における浮屋根が沈没したナフサタンクにおいて、地震の 2 日後に発生したタンク全面火災 (消防庁提供: http://www.fri.go.jp/bosai/tokachi_lpgn.html)



図 30 1964 年新潟地震の液状化による被害 (左: 川岸町アパートの倒壊、右: 昭和大橋の落橋)
(左: http://www.city.yokohama.jp/me/bousai/ekijouka_map/q&a.html、
右: <http://homepage2.nifty.com/yoshimi-y/niigata1.htm>)

課題 1 (A4 レポート用紙 1 枚、提出は次回授業の開始時)

自分の住んでいる地域に関して、その地名、過去に被った地震被害の概要、今後最も危険と考えられている地震 (首都直下地震、活断層など)、および、地盤の状況 (台地・沖積地盤、人工地盤など)、を調べて報告すること。

参考文献

柴田明徳、最新耐震構造解析、森北出版

木下繁夫 (防災科学技術研究所)・大竹政和 (東北大学教授) 、強震動の基礎

<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/>

あおばパソコン横丁、地震・防災 あなたとあなたの家族を守るために、

<http://www5d.biglobe.ne.jp/~kabataf/mokuji.htm>

防災科学技術研究所、日本の地震活動、<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/eqchrfrm.htm>

防災科学技術研究所、地震発生のメカニズムを探る、<http://www.jishin.go.jp/main/mech/eqmechfrm.htm>

防災科学技術研究所、防災基礎講座 自然災害について学ぼう

<http://www.bosai.go.jp/library/bousai/manabou/index.htm>

自然科学博物館、「その時」のために! The 地震展 関東大震災 80 年

http://www.kahaku.go.jp/exhibitions/vm/past_special/2003/earthquake/index.html