

丙第342号証

地盤震動と強震動予測  
—基本を学ぶための重要項目—

Earthquake Ground Motion and  
Strong Motion Prediction  
— Key items for learning the basics —

日本建築学会

# 地盤震動と強震動予測

## —基本を学ぶための重要項目—

### 目 次

ページ

1章 はじめに	1
2章 強震観測と代表的な観測例	3
【強震観測の歴史】	4
【強震計の仕組み】	7
【地震アレイ観測】	9
【広域地盤震動観測網】	11
【設計用入力地盤震動としての強震記録】	13
【古い地震観測記録の利用】	15
【内陸地盤内地震の強震記録】	17
【海溝型ブレート境界地震の観測記録】	19
【長周期地震の観測記録】	21
【強震記録にみられる特異な現象】	23
3章 地盤波データ処理の基本	25
【時刻歴データの処理と基本的特徴】	26
【フーリエスペクトル】	28
【応答スペクトル】	30
【相関関数とスペクトル】	32
【非定常スペクトル】	35
【伝達関数】	36
【群遅延時間と経時特性】	38
【フィルター処理】	40
【加速度波形から変位波形を求める方法】	42
【計測震度の計算法】	44
【逆解析の解法】	46
4章 地震の基礎知識	48
【震源と震源域】	49
【地震のマグニチュード】	51
【地震活動とその特徴】	53
【日本周辺のブレートと地震のタイプ】	55
【活断層と地震】	57
【点震源のモデル】	59
【断層モデルと震源パラメーター】	61
【運動学的震源モデルと動力学的震源モデル】	63
【震源スペクトルとその特徴】	66
【震源スケーリング】	68
【震源過程の逆解析】	71
5章 強震動予測のための震源のモデル化	73
【不均質震源モデル】	74
【アスペリティと強震動生成域】	76
【特化性震源モデル】	78
【強震動予測レシピ】	80
【内陸地盤内地震の震源のモデル化】	82
【海溝型ブレート境界地震の震源のモデル化】	85
【スラブ内地震の震源のモデル化】	87
【震源パラメーターのばらつきによる地震動評価への影響】	89
6章 地下構造の調査法とモデル化	91
【物理探査】	92
【ボーリング孔を用いた地盤調査と地盤探査】	94
【地震探査】	96
【微動探査】	98
【地震記録を利用した地下構造の推定方法】	100
【地震基盤と工学的基盤】	102
【地盤応答計算における地盤物性の設定方法】	104
【強震時の地盤非線形性的モデル化】	106
【二・三次元の地下構造のモデル化】	108

7章 地震波動論の基礎	110
【一次元波動の表記】	111
【一次元波動の反射・透過】	113
【成層地盤の重複反射】	115
【弾性波動方程式】	117
【斜め入射平面波の反射・屈折】	119
【実体波と表面波】	121
【レイリー波の生成】	123
【レイリー波の特徴】	125
【ラブ波の生成】	127
【ラブ波の特徴】	129
【表面波の位相速度と群速度】	131
8章 地盤震動特性の評価	133
【実体波による一次元地盤増幅特性】	134
【地盤の非線形增幅特性】	135
【不整形地盤と地震波の干涉】	137
【不整形地盤での波動伝播】	138
【盆地構造と長周期地震動】	140
【褶曲構造とペルス波の増幅】	142
【基盤段階構造とペルス波の増幅】	144
【水平・上下スペクトル比 (H/Vスペクトル)】	146
【地表2地点間のスペクトル比】	149
【スペクトルインバージョン】	151
【ESG研究】	153
9章 伝播経路と地盤の減衰のモデル化	155
【幾何減衰】	156
【減衰 (Q値)】	157
【履歴減衰】	158
【散乱減衰】	159
【逸散減衰】	160
【表層地盤の減衰と地盤応答】	161
【鉛直アレイ観測による地盤減衰の評価法】	162
10章 地震動の計算方法と予測	177
【地震動の計算方法の種類と特徴】	178
【グリーン関数】	181
【波数積分法】	183
【差分法】	185
【有限要素法】	188
【離散化手法の有効周波数と計算時間刻み】	190
11章 地盤震動の理解に必要な建物応答および被害に関する知識	213
【地盤動強さ指標】	215
【建物応答からみた地震動の性質】	217
【建物の構造種別と周期】	219
【建物強さなどの構造性能】	220
【建物の復元力特性とエネルギー吸収能力】	222
【建物の非線形復元力特性のモデル化】	223
【建物の非線形地震応答解析結果の評価方法】	225

【平成25年（2013年）淡路島付近の地震】	314
【建物の等価線形化手法】	226
【地震被害調査と被害レベル】	228
【地震動強さ指標と被害閾値】	230
【建築物の設計における地震力】	231
【現存する建物の構造性能分布】	233
【実被害からみた地震動強さ指標と考えるべき地震動の周期】	235
資料編Ⅲ　近年の世界の被害地震	316
【1999年集集地震】	318
【2002年デナリ地震】	320
【2003年バム地震】	322
【2003年ブーメルデス地震】	324
【2004年スマトラ島沖地震】	325
【2008年四川地震】	326
【2009年ラクイラ地震】	328
【2010年チリ地震】	329
【2010年ハイチの地震】	330
【2011年ニージーランドの地震】	331
【2011年ミヤンマー北東部地震】	332
【2011年インド北東部地震】	334
【2011年ワニ地震】	335
資料編Ⅱ　近年の国内の被害地震	267
【平成5年（1993年）釧路沖地震】	269
【平成5年（1993年）北海道南西沖地震】	271
【平成6年（1994年）北海道東方沖地震】	273
【平成6年（1994年）三陸はるか沖地震】	275
【平成7年（1995年）兵庫県南部地震】	277
【平成12年（2000年）鳥取県西部地震】	280
【平成13年（2001年）芸予地震】	282
【平成15年（2003年）宮城県沖の地震】	284
【平成15年（2003年）宮城県北部の地震】	286
【平成15年（2003年）十勝沖地震】	288
【平成16年（2004年）紀伊半島沖の地震、東海道沖の地震】	290
【平成16年（2004年）新潟県中越地震】	293
【平成17年（2005年）福岡県西方沖の地震】	295
【平成17年（2005年）宮城県沖の地震】	297
【平成19年（2007年）能登半島地震】	299
【平成19年（2007年）新潟県・中越沖地震】	301
【平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震】	302
【平成21年（2009年）駿河湾の地震】	304
【平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震】	306
【平成23年（2011年）長野県・新潟県境付近の地震】	310
【平成23年（2011年）福島県浜通りの地震】	312
索引	337

### 【地盤応答計算における地盤物性の設定方法】

地盤応答計算に必要となる地盤物性は、速度、密度、減衰定数である。これらの物性は、深さ方向に大きく変化していることから、これを成層構造でモデル化することを、地盤のモデル化という。成層構造が水平方向に無限に広がっていると仮定するのが一次元モデルであり、鉛直下方から入射した弾性波の增幅特性の計算において、多くの場合、十分に実用的なモデル化方法となっている。そこでこの項目では、一次元モデルを想定した物性の設定方法を念頭に述べるが、当然、二・三次元のモデル化においても基本的な考え方は変わらない。

まず速度の設定について、これは本章で述べられている各種物理探査や地震記録を用いた方法によって得られた速度階級を用いて行うことができる。その一方で、物理探査による調査結果がない場合でも、対象とする地盤のせん断弾性係数  $G$ 、体積弾性係数  $K$ 、密度  $\rho$  が得られていれば、以下の関係式から設定することもできる。なお、ラメの定数を用いた場合の速度の導出式は、【弹性波動方程式】を参照されたい。

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \quad V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}, \quad \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (1)$$

ここで、 $V_s$  は S 波速度、 $V_p$  は P 波速度、 $\nu$  はボアソン比と呼ばれる 0.5 以下の値であり、 $V_p/V_s$  と関係づけられる。ボアソン比は表層の土質地盤の水による飽和状態を判断する指標としても用いられる。 $V_p/V_s$  は地下深部の岩石での空隙や含水率などと対応づけることが行われている。土質や岩盤工学の分野では、弹性定数を取得する室内試験が実施されたため、上式を用いた速度の設定がされる場合もあるが、物理探査の情報があればその結果を利用することができる。次に、密度  $\rho$  の設定について、密度を知る方法としては地盤でのガムマ線の透過率を利用した密度検査、または地盤から採取したサンプルの体積と質量から湿润密度を求める調査方法がある。しかしながら、地震基盤以浅の地盤のモデル化範囲において、密度の変化は速度の変化に比べて小さく、また地盤応答計算において密度の精度がもたらす影響が速度に比べて小さいことから、密度だけの取得を目的としてボーリング掘削して行われる検層やサンプリングを行わることとは少ない。

れるところはない。

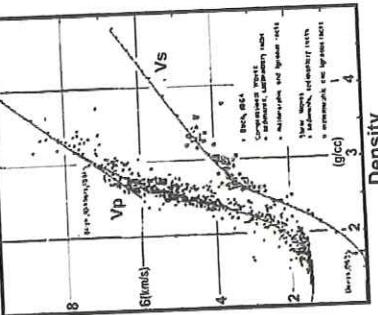


図 1 Ludwig et al.による速度と密度の関係

そこで、密度の大きさが速度の大きさに比例している点に着目し、速度からの換算による設定が多く行われる。地盤応答計算を目的として用いられる代表的なものとして、図 1 に示す Ludwig et al.<sup>2)</sup>による関係がある。この図では、先に設定された速度  $V_p$  または  $V_s$  のどちらからでも密度を設定することが可能である。また、 $V_s$  のみが既知の場合は適用できないが、同様によく用いられる関係式として、以下に示す Gardner et al.<sup>3)</sup>の式<sup>4)</sup>がある。

$$\rho = 0.31 V_p^{0.25} \quad (2)$$

上式は  $V_p$  (m/s) から  $\rho$  (g/cm³) を求めることができ、例えば  $V_p=2, 3, 4, 5$  km/s で、 $\rho=2.07, 2.29, 2.47, 2.61$  g/cm³ となる。これらの値を図 1 と比較すると、両者は大差なく、どちらを使用しても地盤応答計算において大きな差異は生じないといえる。

最後に、減衰の設定について述べる。地盤物性としての減衰は、実際の地盤からサンプリングした土の室内試験から得られる減衰定数  $h$ 、もしくは地盤を伝播する地震波から得られる  $Q$  ([減衰 (Q 値)] を参照) 設定する。微小ひずみ域 ( $h \ll 1$ ) での均質地盤には、 $h$  と  $Q$  には以下の関係がある。

$$h = 1 / (2Q) \quad (3)$$

$h$  は、地震動によって地盤に与えられたひずみエネルギーを、地盤内部で摩擦等によって消費することによって生じる際の減衰の大きさである。これは、地盤の材料としての減衰効果であることから内部減衰など様々なるとともに、地盤内部での減衰効果である。一方、 $Q$  は地震波の伝播に伴う減衰であるため、地盤での内部減衰があるが同じものである。一方、 $Q$  は地震波による効果が含まれる。したがって、減衰の設定における注意点として、地盤の不均質性が大きい場合には、実際の地盤を伝播する地震波を用いて測定された  $Q$  を用いて式(3)から  $h$  を求めると、サンプリングされた地盤の室内試験で得られたよりも大きくなる場合がある<sup>4)</sup>。ここで、地盤応答計算の目的は、地震波の実際の地盤での高答特性を評価することであるから、内部減衰だけでなく散乱減衰の効果を含んだ減衰として与える必要がある。よって、地盤応答解析における減衰の設定は、地震波から測定された  $Q$  もしくは  $h$  を式(3)で換算した上で与えることが推奨される。ただし、地盤に大きなひずみを発生させるような強震時には、地盤の非線形性によって内部減衰が大きくなるため、散乱減衰による影響が無視できる場合がある。そのため、強震動を対象とした地盤応答解析では、減衰を土の室内試験から得られる減衰定数  $h$  で設定することが行われる。なお、具体的な減衰の測定の例は【鉛直アレイ観測による地盤の評価法】、地盤の非線形性を考慮したモデル化については【地震時の地盤非線形性のモデル化】に述べられているので、それらを参照されたい。

### 参考文献

- 1) Birch, R.: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars Part II, J. Geophys. Res., Vol. 66, pp. 2199-2222, 1961
- 2) Ludwig, W. J. et al.: Seismic refraction, The Sea, Vol. 4, Part 1, Wiley-Interscience, pp. 53-84, 1970
- 3) Gardner, G. H. F. et al.: Formation velocity and density-The diagnostic basis for stratigraphic traps, Geophysics, Vol. 39, No. 6, pp. 770-780, 1974
- 4) 佐藤浩章: 地震動評価のための地表に近い岩盤における減衰の測定とそのモデル化、物理探査、第 65 卷、第 1 & 2 号、pp. 37-51, 2012

$f(z-Vt)$  は引数が同じとなるため、 $t_1$  秒後の  $t+t_1$  で  $z+Vt_1$  の位置に同じ状態が生じ、 $z$  軸の正の方向に進む波（進行波）を表す。同様に、 $g(z+Vt)$  も式(2)を満たし、 $z$  の負の方向に進む波（後退波）を表す。したがって、一次元の波動方程式の一般解は式(3)で表される。  
 (3)  

$$u(z, t) = f(z - Vt) + g(z + Vt)$$

境界面  $z = 0$  が剛基盤で固定端の場合  $u(0, t) = 0$  より  $f(-Vt) + g(Vt) = 0$ 、あるいは  $g(Vt) = -f(-Vt)$  となり、一般解は  $u(z, t) = f(z - Vt) - f(-z - Vt)$  となる。したがって、図 2 に示すように、固定端では入射波と同一形状の波形の変位の向きを逆転した波が、境界面から逆方向に進んでくると考えればよい。境界面  $z = 0$  が地表面（自由端）の場合  $z = 0$  で応力がゼロであり、 $\partial u / \partial z = 0$  となるため、式(2)より  $f'(-Vt) + g'(Vt) = 0$  が成り立つ。横分を行なうと  $g'(Vt) = f'(-Vt)$  であり、一般解は  $u(z, t) = f(z - Vt) + f(-z - Vt)$  となる。したがって、図 2 に示すように、自由端での変位振幅は入射波振幅の 2 倍となっている。

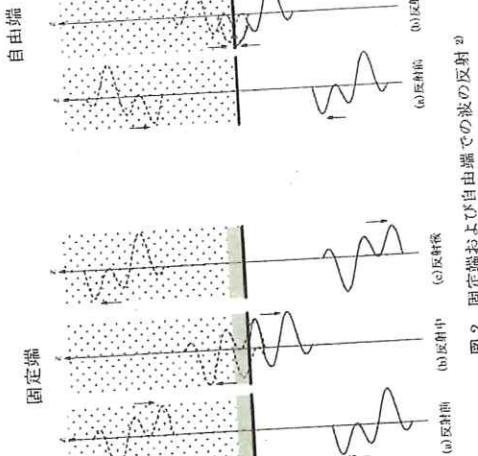
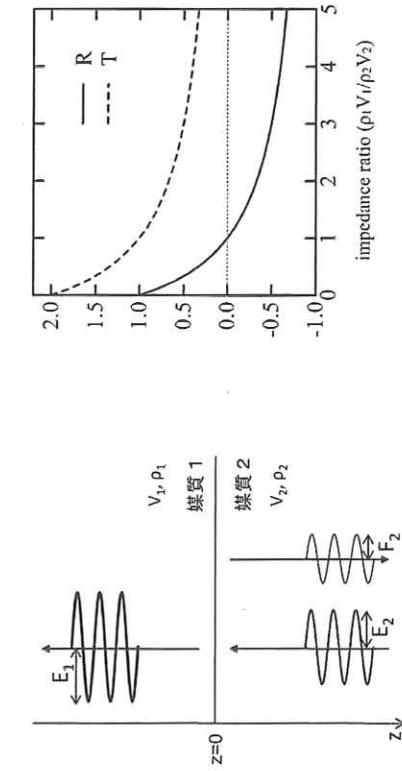
図 2 固定端および自由端での波の反射<sup>2)</sup>

図 1 境界面上に垂直に入射した波の反射・透過

## 【一次元波動の反射・透過】

図 1 に示すように、位相速度  $V_1$  の媒質 1 と位相速度  $V_2$  の媒質 2 との境界面上に平面波が垂直に上向きに入射する場合を考える。【一次元波動の表記】式(1)を複素数に拡張して、媒質 2 の入射波の振幅を  $E_2$  とする、入射波は  $u_2 = E_2 \exp[i(\omega t + k_2 z)]$  で表される。同じ媒質内を下する反射波を  $u_1 = E_1 \exp[i(\omega t + k_1 z)]$  と仮定する。このとき、 $z=0$  での変位の連続条件 ( $u_2 + u'_2 = u_1$ ) より  $E_2 + F_2 = E_1$  が、 $z=0$  での応力の連続条件 ( $\mu_2 \partial(u_2 + u'_2) / \partial z = \mu_1 \partial(u_1) / \partial z$ ) より  $\mu_2 k_2 (E_2 - F_2) = \mu_1 k_1 E_1$  が成立する。これらを連立させて  $V_1 = \sqrt{\mu_1 / \rho_1}$ 、 $k_1 = \omega / V_1$  を考慮すると、 $F_2$  より  $E_1$  が式(1)および式(2)のように得られる<sup>1)</sup>。

$$F_2 = \frac{\mu_2 k_2 - \mu_1 k_1}{\mu_2 k_2 + \mu_1 k_1} E_2 = \frac{1 - \alpha}{1 + \alpha} E_2 = R E_2 \quad (1)$$

$$E_1 = \frac{2 \mu_2 k_2}{\mu_2 k_2 + \mu_1 k_1} E_2 = \frac{2}{1 + \alpha} E_2 = T E_2 \quad (2)$$

ここで、 $R$ 、 $T$  はそれぞれ反射および透過の係数を表し、減衰定数が同じであれば密度と位相速度の比で表される音響インピーダンス比  $\alpha = \rho_1 V_1 / \rho_2 V_2$  のみの関数である。図 2 に示すように、インピーダンス比が 0 で媒質 1 が真空中に近い状態（境界面が自由端に相当）では、透過波の振幅は入射波の 2 倍 ( $T = 2$ ) となり、反射波は入射波と振幅・位相とともに同じとなる ( $R = 1$ )。一方、インピーダンス比が無限大に近づいた媒質 1 が剛体のような状態（境界面が固定端に相当）では、透過波は生じず ( $T = 0$ )、反射波は入射波と振幅は同じであるが位相が反転する ( $R = -1$ )。これらの条件は【波動と振動】の図 2 に対応する。また、インピーダンス比が 1 より小さいとき、透過波の振幅は入射波の振幅よりも大きくなる ( $T > 1$ )。インピーダンス比が 1 のとき、つまり  $\rho$  と  $V$  が異なっていても  $\rho_1 V_1 = \rho_2 V_2$  が成り立つ場合に反射波は生じず

- 参考文献  
 1) 安藤雅幸・ほか：地盤と火山，東海大学出版会, pp.5-6, 1996  
 2) 小形正男：振動・波動、笠原房, pp.124-128, 1999

図 2 インピーダンス比と反射・透過係数<sup>1)</sup>

( $R = 0$ )、入射波がそのまま通過となる( $T = 1$ )。図3に示すように、媒質2の上に厚さ $H_1$ の媒質1(表層地盤)が存在する場合を考える。媒質2から媒質1の底面に、上方に向けて角周波数(円振動数) $\omega$ の波動( $E_2$ )が斜直入射すると、媒質1の上面(地表面)で観測される波動振幅は式(3)で表される。

$$\left| \frac{E_1 + F_1}{E_2} \right| = \left| \frac{2E_1}{E_2} \right| = \frac{2}{\sqrt{\cos^2 \frac{\omega H_1}{V_1} + \alpha^2 \sin^2 \frac{\omega H_1}{V_1}}} \quad (3)$$

この式を、 $\omega H_1 / V_1$ の関数として、インビーダンス比 $\alpha = p_1 V_1 / p_2 V_2$ を変化させて表示すると図4となる。図4より、表層地盤で增幅される卓越周波数(振動数)は、 $\omega H_1 / V_1$ が $\pi/2$ の奇数4倍のときに生じる。 $\omega = 2\pi/T$ より、表層地盤は $T_1 = 4H_1/V_1$ 、 $T_2 = 4H_1/3V_1$ 、 $T_3 = 4H_1/5V_1$ 、 $T_4 = 4H_1/7V_1$ 、…の周期の波動に対して大きく揺れることがわかる。1次卓越周期が $T_1 = 4H_1/V_1$ となる法則は1/4波長則と呼ばれる。また、これに対応する1次卓越周波数は $f_1 = V_1/4H_1$ となる。したがって、表層地盤の層厚 $H_1$ とせん断波速度 $V_1$ を知ることが重要である。さいほど、入射波に対する増幅率は顕著に大きくなるので、地盤構造による增幅効果を考える際には卓越周期のみならずインビーダンス比にも注意を払うことが重要である。

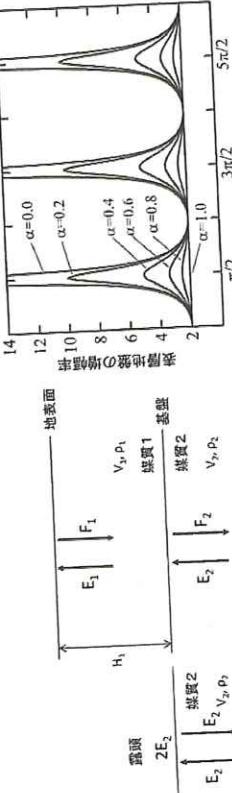


図3 表層地盤モデル

図4 表層地盤の伝達関数

$$u_m = E_m \exp[i(\omega t + k_m z_m)] + F_m \exp[i(\omega t - k_m z_m)] \quad (1)$$

$$\tau_m = G_m \frac{\partial u_m}{\partial z_m} = i G_m k_m [E_m \exp[i(\omega t + k_m z_m)] - F_m \exp[i(\omega t - k_m z_m)]] \quad (2)$$

参考文献  
1) 佐藤泰夫：弹性波動論、岩波書店、pp.59-61、1978

ここで、 $\omega$ は角周波数(円振動数)、 $t$ は時間、 $V_{Sm}$ はS波速度、 $k_m = \omega / V_{Sm}$ はS波波数、 $G_m$ はせん断弾性係数、 $h_m$ は層厚である。各層での波動振幅 $E_m$ および $F_m$ は、次の2つの条件に従つて求められる。

①層境界面で変位とせん断応力が連続する。(連続条件)

②地表面でせん断応力がゼロとなる(自由表面条件)。

条件②より最上層では常に $F_1 = F_1$ であり、地表面変位は上昇波振幅 $E_1$ の2倍となる。条件①に従つて、 $E_m$ および $F_m$ は順次下方に向かって求められる。增幅率 $A(\omega)$ は、基盤内の入射波振幅 $E_N$ に対する地表変位 $2F_1$ の比により式(3)で定義される。

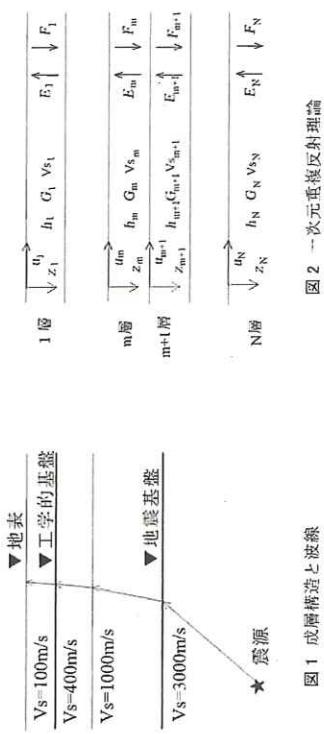


図2 一次元重複反射理論

図2

図2 一次元重複反射理論

図2

地盤震動と強震動予測  
—基本を学ぶための重要な項目—

2016年3月15日 第1版第1刷

編著者人 一般社団法人 日本建築学会  
印刷所 株式会社 東京印刷  
発行所 一般社団法人 日本建築学会  
108-8414 東京都港区芝5-26-20  
電話 (03)3456-2051  
FAX (03)3456-2058  
<http://www.ajj.or.jp/>

発行所 丸善出版株式会社  
101-0051 東京都千代田区神田神保町2-17  
電話 (03)3512-3256  
© 日本建築学会 2016

ISBN978-4-8189-0634-1 C3052