

位相差分による地震動継続時間の定義とその統計解析

A DEFINITION FOR DURATION OF EARTHQUAKE GROUND MOTION BY PHASE DIFFERENCES AND ITS STATISTICAL ANALYSIS

沢田 勉*・永江正広**・平尾 潔***

By Tsutomu SAWADA, Masahiro NAGAE and Kiyoshi HIRAO

In this study, a duration of earthquake ground motion was defined by the standard deviation of relative frequency distribution of Fourier phase differences. It was examined from comparison of the motions on surface ground with ones on base rock how the duration was influenced by soil condition. Then, the regression analysis was carried out to investigate the dependence of the duration to magnitude, epicentral distance and difference of datasets. It was concluded that present duration was not influenced by soil condition so much and the duration of motion on surface ground was equivalent to that of base rock. The difference of datasets had a large influence to the results of regression analysis for the duration, so the attention should be paid when a statistical analysis was carried out.

1. 緒 言

本研究は、強震記録のフーリエ位相の差分(位相差分)を用いて地震動継続時間を定義し、Trifunac and Bradyの継続時間¹⁾との比較などから、マグニチュード、震央距離、地盤条件、および解析に用いたデータセットの差異などが継続時間にどのような影響を与えるかを検討し、若干の考察を加えたものである。

構造物の耐震設計においては、入力地震動の特性をどのように設定すべきかが重要な問題になる。地震動の特性は、大別すると、強度特性、周波数特性、非定常特性とからなる。従来の耐震設計¹⁾では、地震動の強度特性と周波数特性を地動の最大振幅や応答スペクトルなどによって考慮してきた。しかし、長周期構造物や弾塑性系の地震時応答を考える場合には、強度特性や周波数特性と同様に、非定常特性が入力地震動を特性づける重要なパラメーターになる。地震動の非定常特性は、継続時間、波形包絡線、非定常スペクトル^{2),3)}などによって評価で

きるが、そのうちでも継続時間は地震動の非定常性を表わす最も簡単な指標としてよく用いられる。地震動継続時間の統計的性質を論じた研究は従来よりいくつかなされている。Housner⁴⁾、Bolt⁵⁾、Kobayashi⁶⁾らは、地震のマグニチュード、または、地震のマグニチュードと震央距離(または震源距離)が地震動継続時間にどのような影響を与えるかを調べるために統計解析を行い、両者の間の関係式を導いた。Trifunac and Brady⁷⁾、佐伯・片山・岩崎⁸⁾らは、地盤条件として地盤種別を用いて重回帰分析を行い、地震動継続時間のマグニチュード、震央距離、および地盤条件に対する依存性を検討した。その結果、地震動継続時間がマグニチュード、および震央距離の増加に伴って長くなること、また、一般的な傾向として、地盤が軟弱なほど継続時間が長くなるという回帰分析結果を得た。Dorby, Idriss and Ng⁹⁾は、岩盤と軟弱地盤上の地震動の継続時間について考察を加え、岩盤上の地震動の継続時間が主に断層震源における破壊の伝播時間に支配されるのに対し、軟弱地盤上のそれは、間接的に到着する実体波や表面波の影響も受けて長くなることを示した。神山¹⁰⁾は、震動継続時間についての理論的、統計的な解析を行い、地表地震動の継続時間が、地盤が軟弱なほど、軟弱層が厚いほど、また地表層と基盤の剛性差が著しいほど長くなり、基盤地震動の継続時

* 正会員 工修 徳島大学講師 工学部建設工学科
(〒770 徳島市南常三島町 2-1)

** 学生会員 徳島大学大学院生 修士課程工学研究科
(同上)

*** 正会員 工博 徳島大学教授 工業短期大学部土木工学科
(同上)

間の0.8~3.5倍程度になることを示した。以上のような研究から、地表地震動の継続時間は地震の震源特性や伝播経路以外にも局所的な地盤条件の影響を受けて大きく変動することが明らかになった。ただし、従来の研究^{7)~10)}においては、地震動継続時間として、Trifunac and Bradyによる定義⁷⁾、すなわち、地震動の累積パワーが全パワーの5%に達する時刻と95%に達する時刻との差によって定義した継続時間、あるいは、Boltによる定義⁵⁾、すなわち、地震波の振幅があるレベルを最初に越える時刻と最後に越える時刻の差によって定義した継続時間のように、地震波の振幅の非正常性に直接関連する継続時間が用いられた。最近、地震動のフーリエ位相の差分(位相差分)が地震波の振幅、および周波数の非正常性と密接に関係することが明らかにされ、位相差分の頻度分布の形状が地震波の包絡線と類似した形状になることが示された^{11)~13)}。

本研究では、この位相差分の頻度分布と地震波の包絡線の対応性に着目し、位相差分から得られる群遅れ時間の標準偏差を用いて地震動継続時間を定義するとともに、定義した継続時間が、Trifunac and BradyやBoltの定義とは異なり、地盤条件の影響を比較的受けにくいことを示した。そして、この継続時間、およびTrifunac and Bradyによる継続時間について統計解析を行い、これら継続時間のマグニチュード、震央距離、および地盤条件に対する依存性を検討し、若干の考察を加えた。また、データセットの差異が回帰分析結果に与える影響についても言及した。

前述のように、従来の研究において用いられた地震動継続時間は地震の震源特性、伝播経路、および局所的な地盤条件の影響を受けるが、継続時間の一般的特性を論ずる場合には、局所的な地盤条件の影響は除去して考えるのが望ましい。たとえば、広い地域にわたって様な特性をもつと思われる基盤地震動の継続時間は、地表地震動のそれに比べて統計的変動が少なく、普遍性を有すると考えられる。本研究で定義した継続時間は、上述のように局所的な地盤条件の影響を比較的受けにくいから、継続時間の一般的な指標として有用であると考えられる。

2. 地震動継続時間の定義

地震記録のフーリエ解析より得られるフーリエ位相は地震動の非正常性と密接に関係する^{11)~13)}。いま、 N 個の等間隔の離散時間点で与えられた地震記録 x_m , $m=0, 1, 2, \dots, N-1$ を有限フーリエ級数で表わすと次式のようになる¹⁴⁾。

$$x_m = \sum_{k=0}^{N-1} C_k e^{i2\pi/k m} \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 C_k は複素フーリエ係数、 f_k は k 次の振動数であり、 $f_k = k\Delta f$ 、 Δf は、地震記録の継続時間を T とすると、 $\Delta f = 1/T$ となる。また、 t_m は x_m に対応する m 番目の時間点であり、 $t_m = m\Delta t$ 、 Δt は時刻刻みである。ただし、本研究では、有限フーリエ係数の計算において、高速フーリエ変換(FFT)を用いたため、記録にいくつかの後続のゼロを付加して離散時間点の数 N を2の整数乗にした。したがって、上述の T は後続のゼロを含んだ全継続時間を意味する。このとき、 k 次の振動数 f_k に対するフーリエ位相 ϕ_k は次式で与えられる。

$$\phi_k = \tan^{-1}\{I_m(C_k)/R_e(C_k)\} \\ k=0, 1, 2, \dots, N/2 \dots \dots \dots (2)$$

位相差分 $\Delta\phi_k$ はフーリエ位相の差分であり、次式で定義される。

$$\Delta\phi_k = \phi_{k+1} - \phi_k, \quad k=0, 1, \dots, N/2-1 \dots \dots \dots (3)$$

ここで、フーリエ位相 ϕ_k が $-2\pi \sim 0$ の範囲の値をとると仮定すると、 $\Delta\phi_k$ は次式の範囲の値をとる。

$$-2\pi \leq \Delta\phi_k \leq 2\pi \dots \dots \dots (4)$$

また、フーリエ位相が単調減少すると仮定すると、 $\Delta\phi_k$ は次の範囲に限定される¹¹⁾。

$$-2\pi \leq \Delta\phi_k \leq 0 \dots \dots \dots (5)$$

k 次の振動数 f_k に対応する群遅れ時間 t_{grk} は式(3)の $\Delta\phi_k$ を角振動数の刻み幅 $\Delta\omega = 2\pi\Delta f$ で除すことによって次のように与えられる¹⁵⁾。

$$t_{grk} = -\Delta\phi_k / \Delta\omega, \quad k=0, 1, \dots, N/2-1 \dots \dots \dots (6)$$

このとき、群遅れ時間 t_{grk} の範囲は、式(4)および式(5)に対応してそれぞれ次のようになる。

$$-T \leq t_{grk} \leq T \dots \dots \dots (7)$$

$$0 \leq t_{grk} \leq T \dots \dots \dots (8)$$

ここで、 T は記録に付加した後続のゼロをも含めた全継続時間を表わす。

本研究では、式(6)の群遅れ時間を、地震動のフーリエスペクトルが有意な振動数領域(たとえば、パワースペクトルの下の面積が全体の面積の99%になる振動数領域)について求め、その頻度分布(以下では簡単のために位相差分分布とよぶ)の標準偏差を用いて地震動継続時間を定義する。以下では、これを g 継続時間とよぶことにする。この g 継続時間は位相差分分布の平均値まわりの分布の広がりに対応するものであり、地震動継続時間を定量的に表わす指標となる。 g 継続時間 T_g は次のように表わすことができる。

$$T_g = \sqrt{\frac{1}{N_e} \sum_{k=1}^{N_e} (t_{grk} - \bar{t}_{gr})^2} \dots \dots \dots (9)$$

$$\bar{t}_{gr} = \frac{1}{N_e} \sum_{k=1}^{N_e} t_{grk} \dots \dots \dots (10)$$

ここで、 N_e はフーリエスペクトルが有意な振動数領域

に含まれる t_{grk} の数である．ところで，式 (9) より g 継続時間を求める際には以下のような問題点が生じる．従来の研究においては，群遅れ時間の範囲を式 (8) のように限定して式 (6) より t_{grk} を求め，位相差分分布と地震波の包絡線の対応性を論じた¹¹⁾．Fig. 1 は，1968 年十勝沖地震の際に青森で得られた加速度記録の EW 成分の位相差分分布を波形と対比して示したものであり，図の横軸は群遅れ時間を，縦軸は相対頻度を表わす．ただし，この図は群遅れ時間の範囲を式 (8) のように $0 \sim T$ に限定して示したものであり，相対頻度は $0 \sim T$ の範囲を 100 等分した点で計算し図示した．また，位相差分分布の計算においては，前述のように，パワースペクトルの下の面積が全体の面積の 99 % になる振動数領域について群遅れ時間を計算し，その頻度分布を求めた．Fig. 1 より，以下のことが指摘される．

(a) 波形の 20～40 s の時間領域の強震部では，位相差分分布の分布値は大きく，波形包絡線と位相差分分布の形状はよく対応している．この強震部は主に S 波から成ると考えられる．

(b) 波形の強震部に続く減衰部では，比較的振幅の大きい長周期成分が卓越しているが，この領域では位相差分分布の分布値が小さくなっており，波形包絡線と位相差分分布の形状との対応性は必ずしもよくない．波形の減衰部における長周期成分は表面波または地盤の液状化によると考えられる²⁴⁾．このように，表面波や地盤の液状化に起因する長周期成分波が減衰部で卓越する場合には，波形包絡線と位相差分分布の形状との対応性はよくない．

(c) 記録に付加した後続のゼロの部分では，位相差分分布にかなりの分布値が生じている．これは，フーリエ解析におけるリンク効果に起因しており，位相差分分布の初期部分の影響が分布の右のすその部分に現われたためである．

以上，青森の加速度記録を例にとって位相差分分布の形状と波形包絡線の対応性について述べたが，本研究で

はそれ以外にもいくつかの加速度記録の解析を行った結果，上述と同様な傾向が得られた．また，速度波形，変位波形を対象にした場合でも，それらのフーリエスペクトルが有意な振幅をもつ振動数領域（たとえば前述のようにそれらのパワースペクトルの下の面積が全面積の 99 % になる振動数領域）を対象にして位相差分分布を求めれば，その分布形状と波形包絡線は加速度記録と同様な対応性を示す．

上述のように，位相差分分布の形状と波形包絡線は強震部においてよく対応するが，減衰部では必ずしもよい対応を示さない．このことは，後述するように，位相差分分布が主に S 波などの実体波の非正常性と密接に関係することを示唆している．

また，波形に付加した後続のゼロの部分では，リンク効果のために，波形と位相差分分布は全く対応せず，分布の右のすその部分にかなりの分布値が生ずる．

このようなすその部分の分布値は式 (9) による g 継続時間に大きな影響を与えるため，何らかの方法でこれを除去しなければならない．本研究では，いくつかの方法を試みた結果，以下のようにして，リンク効果の影響，すなわち位相差分分布のすその部分の影響を除去した．まず，式 (2) のフーリエ位相が単調減少するという仮定を除き，群遅れ時間の範囲を式 (7) のように拡張して位相差分分布を求めた．Fig. 2 には，このようにして得られた位相差分分布を波形と対応して示した．ただし，この図では，時間軸を $-T \sim T$ の間で 100 等分して相対頻度を描いてあるので，Fig. 1 とは若干異なる形状になっている．Fig. 2 からわかるように，群遅れ時間 t_{gr} （以下では群遅れ時間の一般的な表示として t_{gr} を用いる）は負の時間領域においても分布値をもち，この負の領域の分布は正の領域のそれと類似した形状になっている．また， $t_{gr}=0$ 付近では分布が連続している．Fig. 1 では，この図の負の領域の分布を継続時間 T だけ平行移動して正の領域の分布に重ね合わせたため， $t_{gr}=0$ 近傍の負の領域の分布が波形の後端部に対応する領域に現われリンク効果が生じた．本研究では，この

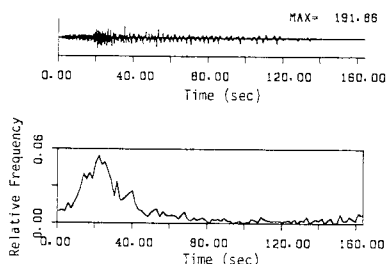


Fig. 1 Time History and Relative Frequency Distribution of Group Delay Time t_{gr} in The Case of $0 \leq t_{gr} \leq T$ (1968 Tokachi-oki Earthquake, Aomori Site E-W).

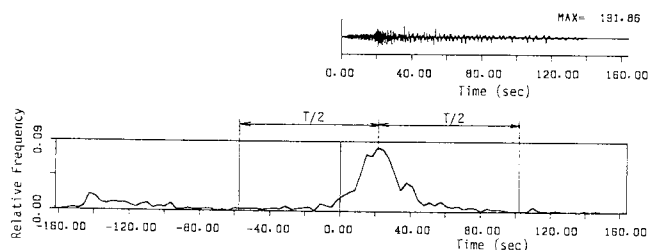


Fig. 2 Time History and Relative Frequency Distribution of Group Delay Time t_{gr} in The Case of $-T \leq t_{gr} \leq T$ (1968 Tokachi-oki Earthquake, Aomori Site E-W).

リンク効果を近似的に除去するために、Fig. 2 に示すように、位相差分分布の最大ピークが生じる時刻から± $T/2$ の範囲に存在する分布値のみを考慮して、この範囲の t_{gr} の標準偏差を式 (9) より求め、これを地震動継続時間の指標として用いた。以上のようにした理由は、位相差分分布のピーク値付近の分布が波形の強震部の包絡線とよく対応すること、全体の分布形状が最大ピークに対してほぼ対称になっていること、負の領域の分布は一般に小さくかつ正の領域の分布と類似した形状になること、また波形包絡線に対応する有意な分布値が± $T/2$ の領域にほぼ含まれることなどによる。次節以降では、このようにして定義した g 継続時間の解析を行うが、比較のために、Trifunac and Brady の累積パワーに基づく継続時間 (本研究では、神山¹⁰⁾と同様にこれを p 継続時間とよぶ) も用いる。 p 継続時間 T_p は、地震記録を $x(t)$ として、次式を満足する時刻 t の最大と最小の差から継続時間を定義するものである¹⁰⁾。

$$0.05 \leq \int_0^t x^2(t)dt / \int_0^{T_d} x^2(t)dt \leq 0.95 \dots \dots \dots (11)$$

ここに、 T_d は地震記録の記録長である。

3. 地盤条件が継続時間に及ぼす影響

前節で述べた g 継続時間、および p 継続時間に対して地盤条件がどのような影響を与えるかを調べるために、地表で得られた強震記録から基盤地震動を求め、地表、および基盤地震動の継続時間を比較する。本節での解析に用いた地震動は、文献 10) の 8 地点 (青森, 八戸, 宮古, 室蘭, 釧路, 塩釜, 山下変, 細島) の地盤上で得

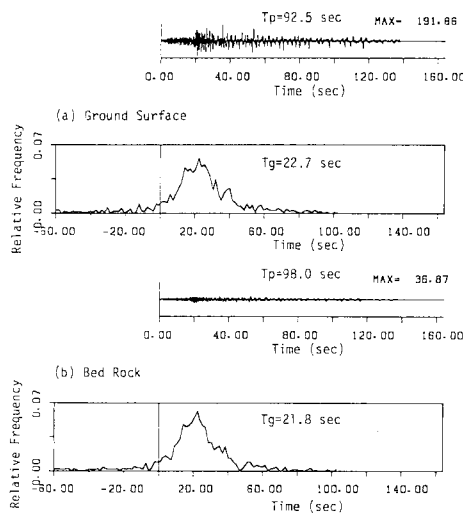


Fig. 3 Comparison of Relative Frequency of Group Delay Time of Earthquake Motions on Ground Surface and Bed Rock (1968 Tokachi-oki Earthquake, Aomori Site E-W).

られた 18 個の強震記録 36 成分である。地表の記録から基盤地震動を求める際には、S 波の鉛直入射を仮定し重複反射法¹⁶⁾を用いた。周知のように、地表地震動は実体波と表面波よりなるが、ここでは表面波の影響を無視して解析を行っている。Fig. 3 はこのようにして得られた基盤地震動の波形と位相差分分布の一例を地表地震動と対比して示したものである。図より、基盤地震動の振幅は地表のそれに比べて 1/5 程度になるが、波形の振幅特性は相似形になり、 p 継続時間は地表と基盤であまり変わらないことがわかる。また、位相差分分布の形状も地表と基盤でさほど変わらず、 g 継続時間も大差ない。

Fig. 4 は、前述の 36 成分の記録について地表および基盤地震動の p 継続時間を求め、それらをプロットしたものである。図の横軸は地表の p 継続時間を、縦軸は基盤のそれを示す。この図から、 p 継続時間はばらつきはあるものの平均的には地表と基盤であまり差がないことがわかる。神山¹⁰⁾は、この解析で用いた地盤上での強震記録の p 継続時間が基盤のその 1.5~2.5 倍程度になることを指摘したが、本解析では上述のような結果が得られた。この原因としては次のようなことが考えられる。

i) 本研究では、地表地震動が S 波のみからなるとして重複反射法によって基盤地震動を求めたため、表面波や乱反射する実体波を考慮できなかったのに対し、神山は統計解析に基づいてそれらの影響をも含めた解析を行ったこと。

ii) 地震波が地盤中を重複反射するに要する時間がそれほど長くなく、したがって地盤による継続時間の増幅があまり大きくないこと。たとえば、S 波が地盤中を伝達する場合、上層地盤の S 波速度を 200 m/s 程度とし、層厚を 50 m 程度と考えれば、上層地盤の上面および下面で 1 回だけ反射して地表に到達する反射波は直達の S 波より 0.5 s 程度遅れて到達する。また、地盤の減衰を表わす Q 値は一般に上層ほど小さいと考えられるので、反射波の振幅は直達波に比べてかなり小さくなる。した

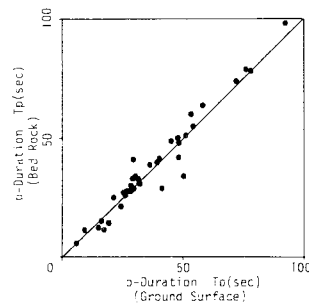


Fig. 4 Relation between p -Duration of Bed Rock and Ground Surface.

がって、S波が地盤中を重複反射する場合には、地盤による継続時間の延長効果はあまり大きくないと考えられる。

iii) p 継続時間は累積パワーに基づく相対的なものであるから、地表と基盤の波の振幅差によってあまり差が生じなかったこと。

Fig. 5 は、 g 継続時間について地表と基盤の関係を示したものである。この図より、S波の重複反射を仮定した場合には、 g 継続時間は地表と基盤でほとんど差がないことがわかる。これは、地震動の位相差分分布が地盤条件の影響をあまり受けないことを示している。以上のように、地震動がS波からなると仮定した場合には、 p 継続時間、 g 継続時間とも地盤条件の影響をほとんど受けない。この現象を確認するため、以下では、地盤の単位インパルス応答関数の継続時間について考える。

いま、地表、および基盤地震動のフーリエスペクトルをそれぞれ $F(\omega)$ 、 $G(\omega)$ とし、地盤の周波数伝達関数を $H(\omega)$ とすると、 $F(\omega)$ と $G(\omega)$ の間には次の関係が成立する。

$$F(\omega) = H(\omega)G(\omega) \dots\dots\dots (12)$$

地盤の単位インパルス応答関数 $h(t)$ は $H(\omega)$ のフーリエ逆変換であり次式で与えられる。

$$h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega)e^{i\omega t}d\omega/2\pi \dots\dots\dots (13)$$

地表地震動を $x(t)$ 、基盤のそれを $z(t)$ とすると、両者の関係は次式により表わされる。

$$x(t) = \int_0^t h(t-\tau)z(\tau)d\tau \dots\dots\dots (14)$$

式 (13) の単位インパルス応答関数 $h(t)$ の継続時間は、基盤に入力したインパルスが地表でどの程度長くなるかを示すから、地盤による継続時間の延長効果を表す指標になる。また、 $h(t)$ が地表地震動の g 継続時間に及ぼす影響は次のようにしても知ることができる。いま、式 (12) の両辺を離散形で表わし、極座標表示すれば

$$|F(\omega_k)|e^{i\phi_k} = |H(\omega_k)| \cdot |G(\omega_k)| \cdot e^{i(\theta_k + \psi_k)} \dots\dots\dots (15)$$

ここで、 ϕ_k 、 θ_k および ψ_k はそれぞれ、 $F(\omega_k)$ 、 $H(\omega_k)$ 、 $G(\omega_k)$

の位相角である。したがって、地表地震動の位相差分 $\Delta\phi_k$ は

$$\Delta\phi_k = \Delta\psi_k + \Delta\theta_k \dots\dots\dots (16)$$

となり、地表地震動の位相差分 $\Delta\phi_k$ は、基盤地震動の位相差分 $\Delta\psi_k$ と周波数伝達関数の位相差分 $\Delta\theta_k$ の和として表わされる。したがって、 $\Delta\theta_k$ の頻度分布を求めると、地盤が地表地震動の g 継続時間にどのように影響するかを近似的に知ることができる。

Fig. 6 は、式 (13) の $h(t)$ の時刻歴と位相差分分布の一例を示したものであり、この図は Fig. 3 の強震記録が得られた地盤に対応している。ただし、Fig. 6 の横軸は Fig. 3 の 1/40 に対応する。Fig. 6 と Fig. 3 を比較すると、 $h(t)$ の継続時間は地震動のそれに比べて極端に短く、 p 継続時間、 g 継続時間とも 1/200 程度になっている。このように、地表地震動がS波のみからなると考えた場合には、地盤条件が継続時間に及ぼす影響は非常に小さいといえる。以上のことより、地盤条件が Trifunac and Brady の p 継続時間に及ぼす影響は、主に表面波や乱反射して伝わる実体波などによるものと考えられる。すなわち、比較的軟弱な地盤においては表面波などが励起されやすく主要動の後に比較的長周期の波が継続するため、軟弱地盤上の地震動の p 継続時間が硬い地盤のそれより長くなったと推測される。

他方、本研究で定義した g 継続時間は、以下のような理由により表面波などの影響をあまり受けない。一般に、中・近距離で得られる地表地震動の加速度記録においては、フーリエスペクトルが有意な振動数領域は 0.1~数 Hz と考えられる。この領域のうち、表面波は主に 1 Hz 以下の低振動数域で卓越するのに対し、実体波は 1~数 Hz の比較的高振動数域においても成分をもつ。ところが、位相差分分布は 0.1~数 Hz の領域の位相差分を、フーリエ振幅の大小にかかわらず同等に評価する。したがって、位相差分分布の形状は、相対的に数の多い実体波成分の位相差分によってほぼ決定されてしまう。この意味では、位相差分によって定義される g 継続時間は実体波の継続時間を表す指標といえる。以上のように、 g 継続時間は、表面波をも含めた地盤条件の影響

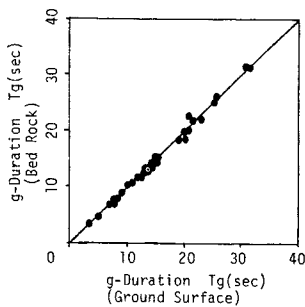


Fig. 5 Relation between g -Duration of Bed Rock and Ground Surface.

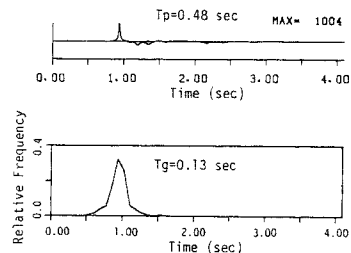


Fig. 6 Unit Impulse Response Function and Its Relative Frequency of Group Delay Time (Aomori Site).

をあまり受けない。したがって、地表地震動の g 継続時間は基盤地震動のそれと等価であると考えられる。

4. 地震動継続時間の回帰分析とその考察

本節では、 g 継続時間のマグニチュード、震央距離、および地盤条件に対する依存性を検討するため回帰分析を行うが、比較のために p 継続時間の解析も行う。また、解析に用いるデータセットの違いが回帰分析結果に及ぼす影響についても言及する。

(1) 解析に用いた強震記録

解析に用いた強震記録は、1962年～1978年の間にわが国で得られた加速度記録^{17),18)}の142個の水平成分に、文献19)の誤差補正を施したものであり²⁰⁾、それらの地盤種別ごとの数は、第1種地盤14成分、第2種地盤26成分、第3種地盤64成分、第4種地盤28成分、地盤種別が不明のもの10成分である。用いたデータセットのマグニチュード M と震央距離 Δ の関係を示すと Fig.7 のようになる。図の M と Δ の関係よりわかるように、このデータセットには近距離大地震のデータがほとんど含まれない。また、 M と Δ の間には正の相関が存在しているため、 M 、 Δ による回帰分析においては、その結果の解釈に注意を要する。なお、本節では、データセットの違いによる回帰分析結果の差異についても検討を加えるが、その際に用いたデータセットの区分は次のようである。

データセット K：運輸省港湾技術研究所より公表されたデータ 84 成分¹⁷⁾

データセット D：建設省土木研究所より公表されたデータ 58 成分¹⁸⁾

前述の Fig.7 では、これらデータセットの M 、 Δ の関係を異なる記号を用いて示した。図より、データセット K は比較的遠距離の記録を、またデータセット D は比較的近距离の記録を相対的に多く含むことがわかる。

解析に用いたデータ数は統計解析のためには十分であるとはいえないが、解析結果に現われる本質的な傾向は

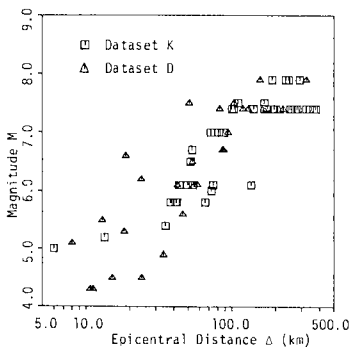


Fig. 7 Relation between Magnitude and Epicentral Distance.

十分にとらえられると考え、以下の解析を行った。

(2) 継続時間とマグニチュードの関係

Fig. 8, および Fig. 9 は、 p 継続時間、および g 継続時間とマグニチュードの関係を示したものである。ただし、これらの図においては、Fig. 7 と同様に、データセット K, および D で異なる記号を用いている。図より、継続時間と M の間には正の相関が存在するので、次の回帰式を設定した。

$$T_a = a \cdot 10^{bM} \dots\dots\dots (17)$$

ここで、 T_a は継続時間を示し、 a, b は回帰係数である。この式を用いて回帰分析を行った結果、 p 継続時間 T_p , および g 継続時間 T_g について次の回帰式を得た。

$$T_p = 0.155 \cdot 10^{0.316M}, (R=0.62) \dots\dots\dots (18)$$

$$T_g = 0.067 \cdot 10^{0.306M}, (R=0.74) \dots\dots\dots (19)$$

ただし、 R は相関係数である。式 (18), および (19) より得られる回帰直線を Fig. 8, および Fig. 9 の図中に記入した。図より、回帰直線まわりのばらつきは、 g 継続時間の方が p 継続時間より若干小さいことがわかる。

(3) データセットの違いによる継続時間の差異

前述の Fig. 8, および Fig. 9 では、継続時間とマグニチュードの関係を、データセット K とデータセット D について異なる記号を用いて示した。これらの図から、デー

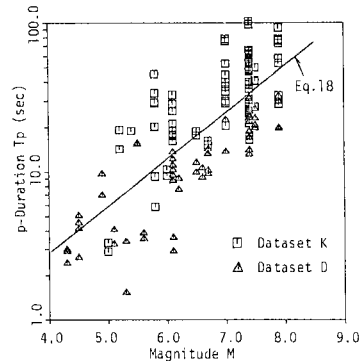


Fig. 8 Relation between p-Duration and Magnitude.

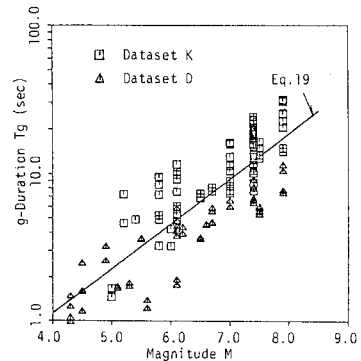


Fig. 9 Relation between g-Duration and Magnitude.

タセットDの継続時間が、全般的にデータセットKのそれに比べて若干短いことがわかる。このことを確かめるために、データセット別に式(17)を用いて回帰分析を行った。その結果、*p* 継続時間、および *g* 継続時間について次の回帰式を得た。

p 継続時間

$$\begin{cases} T_{pK}=0.467 \cdot 10^{0.265M}, & (R=0.61) \\ T_{pD}=0.219 \cdot 10^{0.262M}, & (R=0.87) \end{cases} \quad (20)$$

g 継続時間

$$\begin{cases} T_{gK}=0.110 \cdot 10^{0.291M}, & (R=0.82) \\ T_{gD}=0.124 \cdot 10^{0.237M}, & (R=0.88) \end{cases} \quad (21)$$

ただし、上式において添字 *K*、および *D* はデータセット名を表す。上式より、地盤条件を考慮しなかったにもかかわらず、*g* 継続時間においては、データセットごとの回帰式の相関係数は0.82以上となり、*g* 継続時間のマグニチュードに対する依存性がかなり高いことがわかった。なお、式(20)、および(21)においてデータセットDに対する回帰式の相関係数がいずれも高いのは、データセットDがマグニチュードの小さい地震と大きい地震をほぼ均等に含んでいたためと考えられる (Fig. 7 参照)。

Fig. 10 は、式(20)、および(21)の *p* 継続時間、および *g* 継続時間に対するデータセットごとの回帰直線を示したものである。この図より、*p* 継続時間、*g* 継続時間とも、データセットによる差異はかなり大きく、データセットDの継続時間は平均的にデータセットKの1/2程度になることがわかる。このような結果が得られた原因として、データセットDに含まれる強震記録の記録長がデータセットKのそれに比べて若干短いこと、またデータセットDがデータセットKに比べてマグニチュードの小さい地震を相対的に多く含むことなどが挙げられるが、明確な理由は指摘できない。これについては今後の検討が必要である。

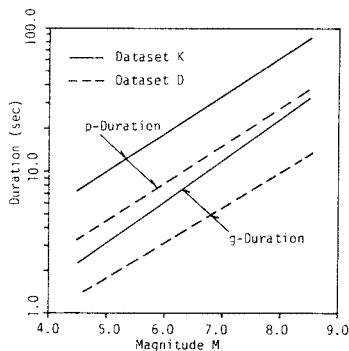


Fig. 10 Difference of Relations of *p*-Duration and *g*-Duration to Magnitude for Dataset K and Dataset D.

式(21)の *g* 継続時間に対するデータセットごとの回帰式の相関係数が比較的高いのにに対し、式(19)の全データに対するそれが低いのは、異なるデータセット間の平均的な差異によるものと思われる。以上のように、データセットの違いによって継続時間に大きな差が生じるから、統計解析を行う場合には、この点に対する十分な配慮が必要である。

(4) 継続時間と震央距離の関係

震央距離 Δ が継続時間に及ぼす影響については、研究者により異なる見解が得られている。1つは、震央距離は継続時間にかなり影響するという研究^{5), 7), 8)}であり、他はほとんどないとする研究^{9), 10)}である。ここでは、これに対する検討を行うため、同一地震の際に得られたいくつかの記録について、継続時間と Δ の関係を求めた。以下では、2つの相反する例について述べる。

Fig. 11 は、1978年宮城県沖地震の際に得られた強震記録の34成分について *g* 継続時間 T_g と震央距離 Δ の関係を示したものである。この図にみられるように、地盤種別を無視したにもかかわらず、 T_g と Δ の間には正の相関が存在する。*p* 継続時間についても同様な解析を行ったが、同様な結果が得られた。そこで、次の回帰式を設定して回帰分析を行った。

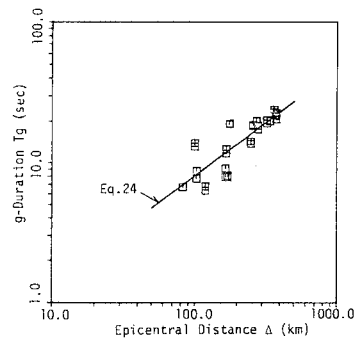


Fig. 11 Relation between *g*-Duration and Epicentral Distance (1978 Miyagiken-oki Earthquake).

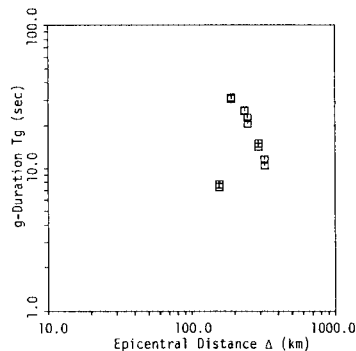


Fig. 12 Relation between *g*-Duration and Epicentral Distance (1968 Tokachi-Oki Earthquake).

$$T_d = a \cdot \Delta^c \dots\dots\dots (22)$$

その結果、 T_p および T_g について次の回帰式を得た。

$$T_p = 0.187 \cdot \Delta^{0.992}, (R=0.81) \dots\dots\dots (23)$$

$$T_g = 0.239 \cdot \Delta^{0.764}, (R=0.88) \dots\dots\dots (24)$$

以上のように、この例では、継続時間と震央距離の間には正の相関が認められ、高い相関係数が得られた。

Fig. 12 は、1968 年十勝沖地震の際に得られた強震記録 12 成分について T_g と Δ の関係を示したものである。データ数が少ないので明確なことはいえないが、図から T_g と Δ の間には正の相関はほとんど認められず、局所的にみればむしろ負の相関が存在することがわかる。このような結果が得られた 1 つの原因として、大地震の際に断層震源から射出される地震波の Doppler 効果²¹⁾ が考えられる。すなわち、巨大地震の際には、断層上の破壊伝播方向の影響が地震記録にも現われ、震央距離があまり違わない 2 地点であっても、地震動継続時間には大きな差がみられる。たとえば、この地震においては、断層上の破壊伝播方向に位置する室蘭などで得られた地震動の継続時間は、逆の位置にある宮古のその 1/2 以下になった。このように、巨大地震の際には、断層の破壊様式や破壊伝播方向などの震源特性が継続時間に大きな影響を与えるので、統計解析においてもこの点に対する配慮が必要である。これについては今後検討しなければならない。以上 2 つの例について述べたが、本研究では用いたデータのうちの大多数がマグニチュード以外の震源特性の影響をさほど顕著に受けていないと考え、次項の重回帰分析を行った。

(5) 継続時間の重回帰分析

前述のように、継続時間はマグニチュード、および震央距離以外にも、地盤条件やデータセットの違いによる影響を受ける。特に、データセットの差異は、 p 継続時間、 g 継続時間ともに大きな影響を与える。ここでは、継続時間に対する基礎的資料を得ることを目的にして、全データ、および各データセットごとに、継続時間のマグニチュードと震央距離に対する依存性を調べた。

重回帰分析のモデルとしては、従来の研究と同様に次の式を仮定した。

$$T_d = a \cdot 10^{bM} \cdot \Delta^c \dots\dots\dots (25)$$

データセット K、データセット D、および全データについて重回帰分析を行った結果、 p 継続時間、および g 継続時間についてそれぞれ次の重回帰式を得た。

p 継続時間

$$\begin{cases} T_{pK} = 1.001 \cdot 10^{0.119M} \cdot \Delta^{0.331}, (R=0.66) \\ T_{pD} = 0.245 \cdot 10^{0.220M} \cdot \Delta^{0.129}, (R=0.88) \dots\dots\dots (26) \\ T_p = 0.302 \cdot 10^{0.156M} \cdot \Delta^{0.406}, (R=0.71) \end{cases}$$

g 継続時間

$$\{ T_{gK} = 0.197 \cdot 10^{0.179M} \cdot \Delta^{0.254}, (R=0.85)$$

$$\begin{cases} T_{gD} = 0.142 \cdot 10^{0.185M} \cdot \Delta^{0.157}, (R=0.91) \dots\dots\dots (27) \\ T_g = 0.126 \cdot 10^{0.155M} \cdot \Delta^{0.382}, (R=0.82) \end{cases}$$

Fig. 13、および Fig. 14 には、式 (26)、および (27) の回帰直線の一例として、 p 継続時間、および g 継続時間とマグニチュードとの関係を、 $\Delta=150$ km について示した。式 (26)、(27)、および、Fig. 13、14 より次のことが指摘できる。

(i) 式 (27) の g 継続時間に対する重回帰式の相関係数は、地盤条件を考慮しなかったにもかかわらず、いずれも 0.82 以上となる。特に、データセットごとでは、0.85 以上とかなり高い重相関係数が得られた。このことより、 g 継続時間が地盤条件の影響をあまり受けないことが確認できた。

(ii) 式 (26)、および (27) の重回帰式における回帰係数は、データセットごとにかなり変動する。特に、全データによる重回帰式の Δ に対する回帰係数 c は、かなり大きい値になる。この原因は、データセット K が比較的遠距離の、またデータセット D が比較的近距离のデータを相対的に多く含むことや、前述の Fig. 7 のよう

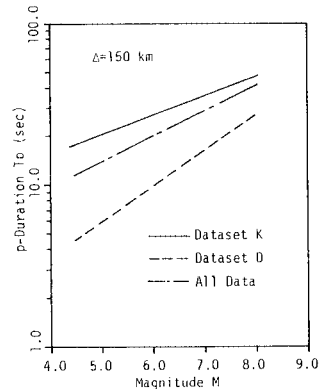


Fig. 13 Relation between p -Duration and Magnitude by Multiple Regression Equation (26) ($\Delta=150$ km).

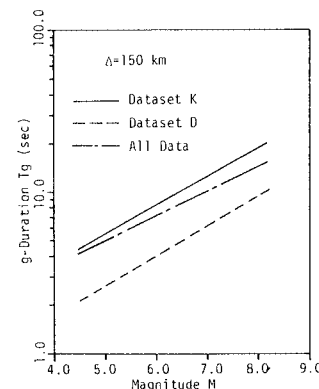


Fig. 14 Relation between g -Duration and Magnitude by Multiple Regression Equation (27) ($\Delta=150$ km).

に用いたデータセットの M と Δ の間に相関があったため、見掛け上 c が大きくなったものと考えられる。

(iii) Fig. 13, および Fig. 14 は, Fig. 10 と同様に, データセットの違いが重回帰分析結果に大きな影響を与えることを示している。このように, 全データが平均的に性質の異なるデータセットからなる場合には, 全データによる重回帰式は両データセットの中間的な傾向を示し, 特に, g 継続時間では, 重回帰式まわりのばらつきが各データセットのそれよりも大きくなり, 重相関係数は低くなる。

5. 結 言

本研究では, フーリエ位相の差分を用いて地震動継続時間 (g 継続時間) を定義し, Trifunac and Brady による継続時間 (p 継続時間) との比較から, 定義した g 継続時間の特徴を明らかにするとともに, これら継続時間の回帰分析を行い, 地盤条件やデータセットの違いが解析結果に及ぼす影響を検討した。

本研究の内容を要約すると次のようになる。

(1) 地震動の位相差分より得られる群遅れ時間の標準偏差を用いて g 継続時間を定義し, 地震動継続時間の指標として用いた。その際, 位相差分分布に現われるリンク効果を除去するため, 群遅れ時間の範囲を式 (7) のように拡張し, かつ位相差分分布の最大ピークが生じる時刻から $\pm T/2$ (T は全継続時間) の範囲のみを対象にして g 継続時間を求めた。

(2) 地盤条件が地震動継続時間に及ぼす影響を調べるため, 地表地震動が S 波からなるという仮定のもとに, 重複反射法を用いて基盤地震動を求め, 地表および基盤地震動の継続時間を比較した。その結果, 地盤条件が S 波の継続時間に与える影響が非常に小さいことがわかった。このことより, 軟弱地盤上の地震動の p 継続時間に対する延長効果が, おもに表面波や乱反射する実体波によるものであると推論した。

(3) g 継続時間が表面波をも含む地盤条件の影響をあまり受けないことを示し, これを統計解析より確かめた。この g 継続時間はおもに実体波の継続時間に対応しており, 地表地震動の g 継続時間は近似的に基盤地震動のそれと等価になる。

(4) 解析に用いるデータセットの違いが継続時間の回帰分析結果に及ぼす影響を検討した。その結果, p 継続時間, g 継続時間ともデータセットが異なると回帰分析結果に大きな差異が生じた。このように, 性質の異なるデータセットを同時に用いて統計解析を行う場合には, この点に対する十分な配慮が必要である。

(5) 継続時間のマグニチュードと震央距離に対する依存性を調べるため重回帰分析を行った。その結果, 地

盤条件を考慮しなかったにもかかわらず, g 継続時間に対する重相関係数は, データセットごとでは 0.85 以上, 全データでは 0.82 とかなり高い値が得られた。しかしながら, データセットごとの重回帰分析結果には大きな差異があった。

以上, 本研究では, 位相差分により地震動継続時間を定義し, その特徴を明らかにした。しかしながら, 継続時間に及ぼす震央距離の影響やマグニチュード以外の震源特性の影響, また, データセットにより継続時間に大きな差異が生じる原因などについては問題点を指摘するにとどまった。これらについては今後さらに検討したい。

なお, 本研究で用いた強震記録は運輸省港湾技術研究所¹⁷⁾, および建設省土木研究所¹⁸⁾より公表された記録に対して, 後藤・亀田・杉戸・今西¹⁹⁾による基線ならびに計器特性に関する補正を施した加速度記録であることを記して, 関係者の方々に深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説, V 耐震設計編, 丸善株式会社, 昭和 55 年 5 月。
- 2) 亀田弘行：強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察, 土木学会論文報告集, 第 235 号, pp. 52~62, 1975 年 3 月。
- 3) 星谷 勝・千葉利晃・草野直幹：地震動加速度波の非定常特性とシミュレーション, 土木学会論文報告集, 第 245 号, pp. 51~58, 1976 年 1 月。
- 4) Housner, G.W. : Intensity of ground shaking near the causative fault, Proc. of 3rd World Conference on Earthquake Engineering, pp. 94~109, 1965.
- 5) Bolt, B.A. : Duration of strong ground motion, Proc. of 5th World Conference on Earthquake Engineering, pp. 1304~1313, 1973.
- 6) Kobayashi, Y. : Duration of strong ground motion, Proc. of 5th World Conference of Earthquake Engineering, pp. 1314~1315, 1973.
- 7) Trifunac, M.D. and Brady, A.G. : A study on the duration of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, No. 3, pp. 581~626, 1975.
- 8) 佐伯光昭・片山恒雄・岩崎敏男：わが国の地盤上で得られた加速度記録の特性, 土木学会第 32 回年次学術講演会講演概要集, 第 I 部, pp. 304~305, 昭和 52 年。
- 9) Dorby, R., Idriss, I.M. and Ng, E. : Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 68, No. 5, pp. 1487~1520, 1978.
- 10) 神山 眞：地盤の影響を考慮した震動継続時間およびその関連パラメータの統計解析, 土木学会論文集, 第 350 号 / I-2, pp. 271~280, 1984 年 10 月。
- 11) 大崎順彦・岩崎良二・大川 出・政尾 亨：地震波の位相特性とその応用に関する研究, 第 5 回日本地震工学シンポジウム概要集, pp. 201~207, 1978 年。
- 12) Katsukura, H., Watanabe, T. and Izumi, M. : A study

- on the phase properties of seismic waves, Proc. of 5th Japan Earthq. Engr. Symp., pp. 209-216, 1978.
- 13) 沢田 勉：位相差分による地震動の非正常性の解析，土木学会論文集，第 344 号 / I-1, pp. 175-183, 1984 年 4 月.
 - 14) 大崎順彦：地震動のスペクトル解析入門，pp. 43-111, 鹿島出版会，1976 年.
 - 15) Papoulis, A. (大槻・平岡監訳)：工学のための応用フーリエ積分，pp. 163-166, オーム社，1967 年.
 - 16) 土岐憲三：新体系土木工学，11 構造物の耐震解析，pp. 71-101, 技報堂出版，1981 年.
 - 17) 運輸省港湾技術研究所：港湾地域強震観測年報，港湾技研資料，1963 年-1978 年.
 - 18) 建設省土木研究所：土木構造物における加速度記録，土木研究所彙報，Vol. 33, 1978 年.
 - 19) 後藤尚男・亀田弘行・杉戸真太・今西直人：デジタルフィルターによる SMAC-B2 型加速度記録の補正について，土木学会論文報告集，第 277 号，pp. 57-70, 1978 年 9 月.
 - 20) Design Seismic Load Research Group (SLG) : Corrected and Integrated Earthquake Motion Accelerograms, School of Civil Engr., Kyoto University, 1984.
 - 21) Aki, K. and Richard, P. G. : Quantitative Seismology Theory and Method, Vol. II, pp. 807-812, W. H. Freeman and Company, 1980.
 - 22) 岩崎良二：非正常スペクトルを持つ波の作成と非線形応答について，昭和 55 年日本建築学会学術講演会梗概集，pp. 485-486, 昭和 55 年 9 月.
 - 23) Katsukura, H., Watanabe, T. and Izumi, M. : A study on the Fourier Analysis of Nonstationary Seismic Waves, Proc. of 8th World Conference on Earthquake Engineering, pp. 525-532, 1984.
 - 24) 片田敏行・伯野元彦：1968 年十勝沖地震における青森地震記録の土質動力学的考察，土木学会論文報告集，第 318 号，pp. 163-166, 1982 年 2 月.

(1985. 7. 12・受付)