

重力加速度を越える上下地震動の問題について

赤尾嘉彦*

地表近くで起こる地震では、震源近傍で異常に強い上下動が発生することがある。このような地震動は初期微動といわれる直達P波で励起されるのではないかと考え、地中で観測されたP波とS波の記録から震源スペクトルを推定し、S波に対するP波の振幅が理論値より有意に大きいことを発見した。これは平行ずれ以外の断層運動の存在を示唆し、震源と観測点の関係によっては強い上下動も発生し得る。

Keywords : vertical motion, earthquake motion, source spectrum, Q-value

1. はじめに

構造物の耐震性は原則として“水平動”に耐えられるように決められている。原子力構造物や特殊な土木構造物では水平荷重の半分程度の鉛直荷重を考慮する場合もあるが、一般には“上下動”は考えない。このように設計された構造物は多くの地震動に耐えてきた実績をもつが、一方、震源域において重力加速度を越える“上下動”の存在も認められている。たとえば、1979年のインベリアルバレー地震では断層のすぐ近くの平坦な地表面上で¹⁾、1.7Gの上下動を記録している²⁾。1984年の長野県西部地震では強い上下動により50cmほどの石が2m以上も飛んだことが報告されている^{3),4)}。また、昨年のサンフランシスコ地震(1989年のロマブリータ地震)でも震源近くで石が飛んだことが報告されている⁵⁾。ところが、これらの強い上下動を生じた地震では他の被害地震に比べて震源域での地震動による構造物の被害はそれほど大きくなかった。大きな鉛直荷重を考えない現在の耐震設計法が上下動に対して本当に安全なのか、たまたま被害がなかったのか不明な点が多く、十分に調査する必要がある。この研究では、強い上下動加速度が発生する原因を推定し、それを評価する一方法を示し、観測記録を用いて評価方法の適用性を検討した。

2. 強い上下動の原因と評価方針

一般に、観測点における地震動はその到着時刻順に①直達P波による初動部、②直達S波による主要動部、③コーダ波(表面波・屈折波など)による後続部に分けることができる。ところが、1つの地震計でこのような地震動を完全に記録することは非常に難しい。震源近くの強震動を観測する目的で作られた強震計(加速度計)

も、完全に初動部を記録することはほとんどない。それは強震計の多くが地動を感知してから作動するトリガー式の地震計であることによる。強震記録に初動部が含まれていなくても今まで問題にされなかったのは、従来の地震工学の興味が記録の主要動部に注がれ、初動部はそれほど重要でないと考えられていたためではないであろうか。一方、著者は重力加速度を越えるような強い上下動が初動部の直達P波によって生じるのではないかと考えた。その理由は次のとおりである。**Fig.1**のように実体波の波線は軟らかい表層構造によって地表付近ではほぼ真上を向くため、地表の地動はP波が上下方向で卓越し、S波が水平方向で卓越する。もしS波や表面波で重力加速度を越える強い上下動が生じるとすれば、水平動も同等かそれ以上に強くなり、多くの構造物はかなりの被害を受けたのではないだろうか。また、震源域で石が飛んだという報告はいくつかあるのに、震源近傍の記録の中に重力加速度を越える上下動の記録が1例しかないことも理由の1つである。主要動部以降で強い上下動が生じれば、その記録を取り逃すことは多くはないであろう。後で述べるように、P波はS波などより短周期成分が卓越することも理由の1つである。このような理由により、強い上下動の原因をP波初動部に帰することは強引な仮説とは思われない。

強震記録中の上下動についてはTrifunac and Brady⁶⁾、渡部・藤堂⁷⁾、川島ら⁸⁾などにより詳しく調べられ、適当な評価式が与えられている。そこで使われた記録はほとんどが主要動部を主体とした記録であった。したがって、それらはS波による上下動を推定する式といえる。しかし、ここで求めようとしているのは完全な加速度記録がきわめて少ない初動部の(P波による)上下動であり、これをマグニチュードや震央距離などの関数として経験的に評価することはできない。著者はそれに代わる方法として、**Fig.2**に示すように主要動部の

* 正会員 工修 清水建設原子力本部
(〒105 港区芝浦1-2-3 シーパンスS館)

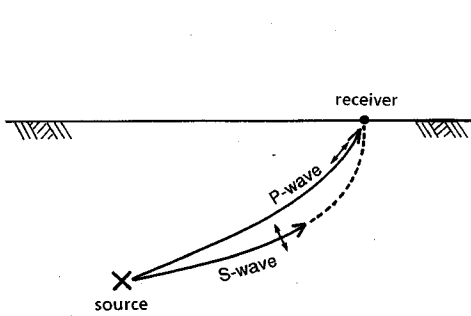


Fig.1 Schematic picture of ray paths and oscillational directions for directly propagating P- and S-waves.

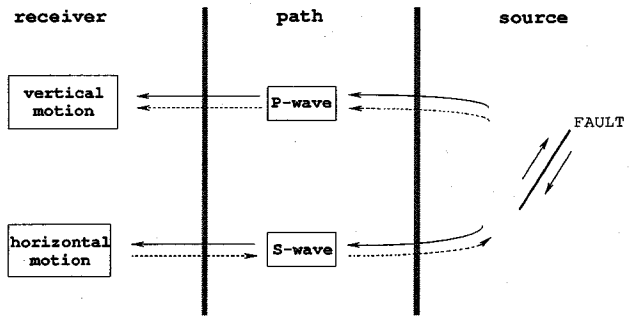


Fig.2 Relation of generation, propagation, and observation of direct seismic waves. Dotted arrows indicate the analytical scheme to predict vertical motion.

水平動成分 (S波記録) を用いて震源事象を逆推定し、これから初動部の上下動成分 (P波記録) を評価できるのではないかと考えた。本来、P波を励起する事象もS波を励起する事象もまったく同一の断層運動である。もしS波記録から必要な周期までの断層運動が推定できれば、その周期までのP波記録を再現することができるであろう。しかし、短周期の強震計で得られた波形は非常に複雑で、多重震源 (multiple events) などの確定的な震源事象を同定するのは困難である。ここでは確定的な事象の代わりに、短周期の確率的な震源事象の強さを表す“加速度震源スペクトル”の高周波数領域における振幅の平均高さをを用い、上下動の強さの推定を試みた。“震源スペクトル”とは面的な広がりをもつ断層運動を一点に作用する等価な偶力 (地震モーメント) の時刻歴関数に置き換えたものの時間微分のフーリエ変換であり、“加速度震源スペクトル”とは時刻歴関数をさらに2回時間微分したもののフーリエ変換である。放射特性などの細かな違いを除けば、P波の震源スペクトルもS波の震源スペクトルも同じ形をしているはずである。したがって、数多くのS波記録から震源スペクトルの回帰モデルを推定できれば、これから任意の地震のP波記録を予測できるであろう。後章の解析では、この方針に従って初動部の上下動を評価することを試みた。

3. 地震観測と強震記録

前述の方針に従って回帰分析を実施し、上下動の推定の可能性を調べるためには、錯乱の少ないP波やS波の観測記録が必要である。しかし、地表で観測される近地地震の記録は主要動部と後続部の区切れ (S波とコダ波の区別) が不明瞭なことが多く、直達S波成分を同定することは簡単ではない。また強震記録では、P波とS波の区別が難しいこともある。P-Sタイムが短い上に、必ずしも主要動部の水平動の卓越性が明確ではないためである。経験的にいって、長周期の地震計で

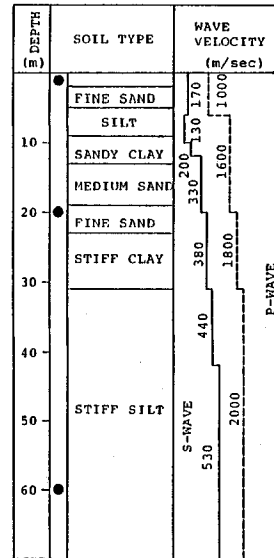


Fig.3 Profile of ground structure at Shibaura, Tokyo. The closed circles indicate levels where accelerometers were installed.

は初動部の上下動や主要動部の水平動の卓越性が歴然としているが、短周期の加速度計になるとこれが明瞭ではなくなる。この原因は主に地表付近の不均質構造による短周期成分の乱れのためと推測される。このような地表付近の乱れを避けるために、最近数多く行われるようになった地中アレー観測の記録を用いることにした。最近のアレー観測では記録装置に遅延回路を内蔵しているものが多く、整合性の検討に用いるP波記録も同時に得ることが可能である。実際には完全な初動部を含む記録を得ることはまれであるが、仮定の妥当性や上下動成分評価の可能性を調べるには十分足りるであろう。

解析に用いた記録は、東京・芝浦 (東経 139.77°, 北緯 35.65°) の地中アレー地震観測で得られた記録⁹⁾の一部である。地震観測は水平・上下3成分が記録できるボアホール型加速度計が地表近く (GL-0.7 m), GL-

Table 1 Underground structure beneath eastern Tokyo.

ground level	thickness	density (t/m ³)	P-vel. (km/sec)	S-vel. (km/sec)	
- 30 m	120 m	2.0	1.9	0.53	sediment
- 150 m	550 m	2.0	2.0	0.7	
- 700 m	600 m	2.0	2.1	0.8	
- 1.3 km	1.2 km	2.3	2.8	1.5	
- 2.5 km	2.5 km	2.6	5.6	3.1	crust
- 5 km	10 km	2.7	6.0	3.4	
- 15 km	16 km	3.0	6.7	3.9	
- 31 km	39 km	3.35	7.5	4.4	
- 70 km	40 km	3.4	8.1	4.7	mantle
- 110 km	40 km	3.45	7.8	4.3	
- 150 km	250 km	3.5	8.4	4.9	
- 400 km	260 km		9.1	5.3	

20 m, GL-60 m の各レベルに設置されていた。Fig.3 に PS 検層の結果と浅い地下構造を示す。地表近くは軟弱な地層であるが、約 GL-30 m に土丹層と呼ばれる京浜地域特有の泥岩層が現れ、ここより下は比較的均質な軟岩層が続くと思われる。PS 検層より深い構造は人工発破実験結果¹⁰⁾や Gutenberg の地球モデルなどを参考に推定し、Table 1 の速度構造を決めた。解析には最下点の GL-60 m の記録を用いた。この地点では、地上の強震記録に比べると相当にきれいな波形が得られている。おそらく、上部の軟弱層で表面の反射波のエネルギーが吸収されるためではないかと推測される。そのために観測記録を無限媒質中の地動とみなし、面倒な表層構造による重複反射や散乱などの補正は行わなかった。

観測に使われた地震計は固有振動数 5 Hz のサーボ型加速度計で、公称上の周波数特性は水平・上下ともに 0.5 Hz から 35 Hz まで一定である。さらに、メーカー側のスペック特性図では 40 Hz くらいまではほとんどフラットになっている。地動の信号は換振器 (transducer) で電気変換された後、増幅器と 3 秒間の遅延装置を経由してアナログ式データレコーダーに収録される。収録装置の S/N 比はおおよそ 45 dB とのことであり、システム全体の S/N 比もここで決まると思われる。最大加速度が 100 gal に設定されていれば (設定値は観測時期により異なる)、0.5 gal 以下がノイズに相当する。ただし、波形をみる限りもう少し分解能があるように思われる。収録されたアナログ記録は振幅利得 (gain) の補正をした後で、サンプリング周波数 100 Hz または 50 Hz で AD 変換される (サンプリング間隔は記録の継続時間によって異なる)。

地震観測は 1976 年 7 月から 1980 年 12 月まで続けられ、震央距離 23 km から 456 km までの 44 地震 (マグニチュード M_{JMA} 4.2 から 7.8 まで) の記録が得られた。

Table 2 Source parameters from 'ISC Catalog'.

record number	magn. (M _j)	origin time (GMT)	epicenter	depth (km)
S-1	4.8	1976/7/14 3:38:00.2	36.00°N 139.96°E	67
S-2	4.4	1976/7/18 8:07:31.4	35.98°N 139.79°E	98
S-5	5.9	1976/10/6 13:38:42.2	37.12°N 141.31°E	82
S-6	4.6	1976/10/30 0:43:53.5	34.75°N 139.83°E	135
S-11	5.8	1976/12/29 14:36:49.0	36.71°N 139.15°E	142
S-12	4.7	1977/2/14 09:08:26.1	35.71°N 140.12°E	80
S-13	5.1	1977/4/19 6:14:59.5	36.45°N 140.64°E	66
S-14	4.4	1977/5/13 10:27:39.8	35.57°N 140.25°E	72
S-15	4.4	1977/6/16 14:50:55.8	36.06°N 139.90°E	64
S-17	4.6	1977/10/4 15:01:02.4	35.72°N 140.20°E	78
S-18	5.4	1977/10/4 15:38:56.7	36.12°N 139.86°E	66
S-19	7.0	1978/1/14 3:24:41.8	34.80°N 139.23°E	24
S-21	7.8	1978/3/7 2:48:39.1	31.92°N 137.62°E	436
		1978/3/7 2:48:47.6	31.99°N 137.61°E	441
		1978/3/20 10:24:13.6	36.11°N 139.83°E	64
S-22	5.5	1978/3/20 10:24:13.6	36.11°N 139.83°E	64
S-24	4.2	1978/5/25 18:18:12.2	35.56°N 140.02°E	59
S-25	7.4	1978/6/12 8:14:27.4	38.23°N 142.02°E	48
S-27	4.7	1978/8/13 13:22:49.5	35.59°N 140.06°E	78
S-30	4.7	1979/5/5 7:24:27.3	35.74°N 139.28°E	26
S-33	5.7	1979/8/12 7:13:19.6	34.57°N 140.37°E	56
S-34	4.5	1979/9/17 11:10:03.4	35.70°N 140.16°E	79
S-36	5.6	1980/3/12 3:21:52.5	35.00°N 140.59°E	81
S-37	6.6	1980/4/22 5:34:14.5	32.12°N 137.72°E	402
S-38	4.6	1980/6/18 7:25:07.9	35.56°N 140.05°E	80
S-39	6.7	1980/6/29 7:20:06.4	34.81°N 139.29°E	19
S-41	5.4	1980/9/23 19:10:22.4	35.98°N 139.79°E	88
S-42	6.1	1980/9/24 17:54:23.5	35.53°N 140.15°E	69
S-43	5.3	1980/9/24 17:59:48.1	35.57°N 140.21°E	68
S-44	4.7	1980/9/24 20:04:17.7	35.55°N 140.17°E	72

これらの記録の中で、最下層で約 1.5 gal (地表で約 5 gal に相当) 以上の比較的明瞭な波形は 28 個あった。最大加速度は最下層で約 30 gal、地表で約 100 gal であった。Table 2 に ISC カタログに記載されているこれらの地震の諸元を示す。28 記録の中で、目視によって初動部が識別できるものが 8 記録、主要動部が識別できるものが 17 記録、主要動部と後続部の区別が難しいものが 3 記録あった。Fig.4~6 にこれらの典型的な 3 種類の波形を示す。Fig.4 は P 波初動部から記録された理想的な波形 (Type I) の例で、Fig.5 は初動部でトリガーがかからず主要動部から記録された普通の波形 (Type II) の例である。Fig.6 は表面波成分が卓越し、主要動部と後続部の識別ができない波形 (Type III) の例である。このような波形の相違は何に原因するのか考えてみる。Fig.7 には仮定構造から計算される震源から観測点まで

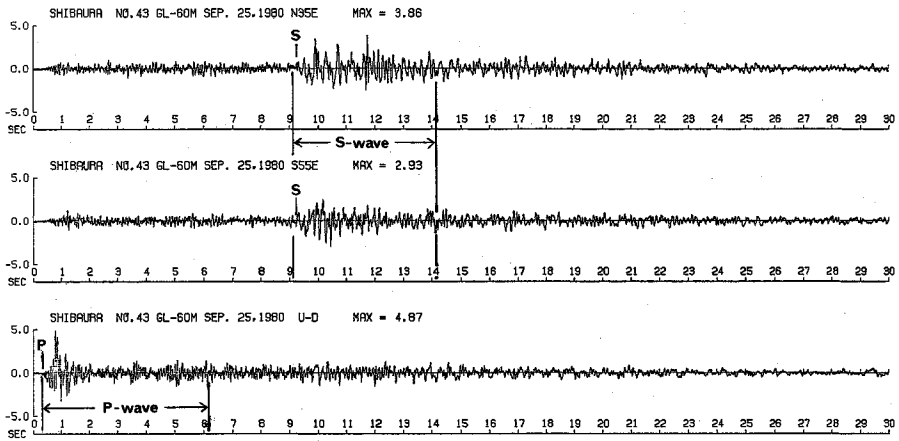


Fig.4 Acceleration record (M_j 5.3) in which direct P- and S-waves are distinguishable.

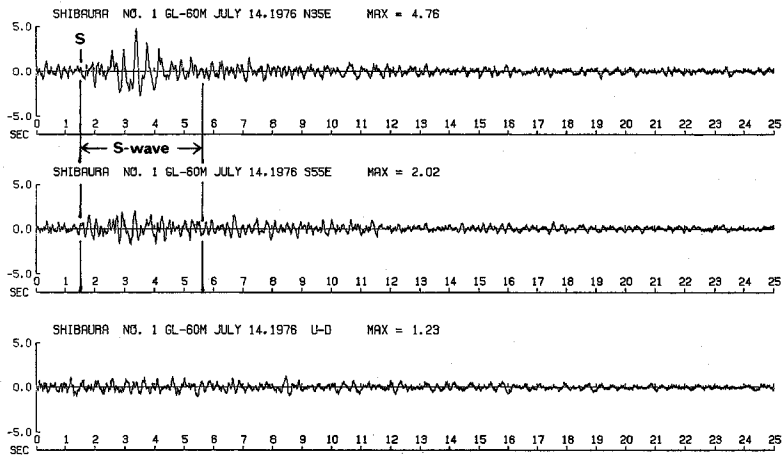


Fig.5 Acceleration record (M_j 4.8) in which direct S-wave duration is distinguishable.

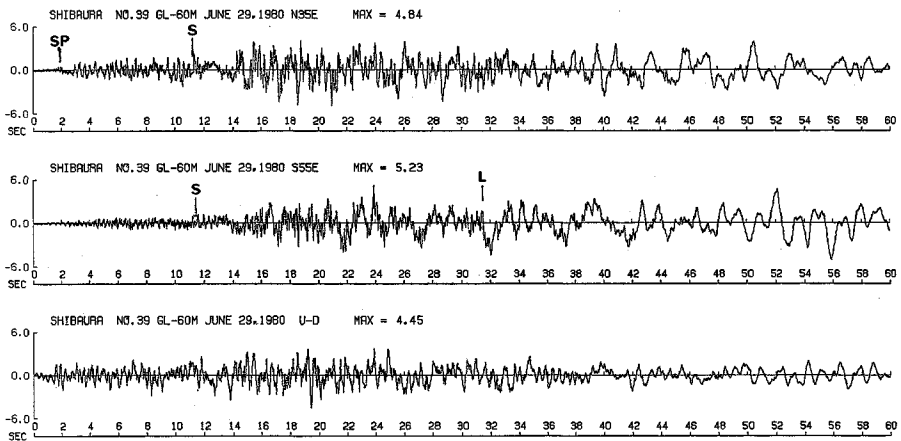


Fig.6 Acceleration record (M_j 5.4) in which no direct wave duration is distinguishable.

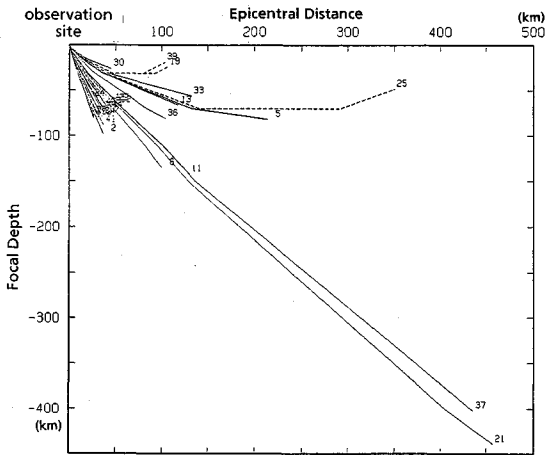


Fig.7 Vertical geometry of ray paths from sources to the site. Numbers at the ends of lines indicate id. of earthquakes in Table 2. Paths drawn by broken lines show the earthquakes whose waveforms are out of focus to distinguish S-wave durations.

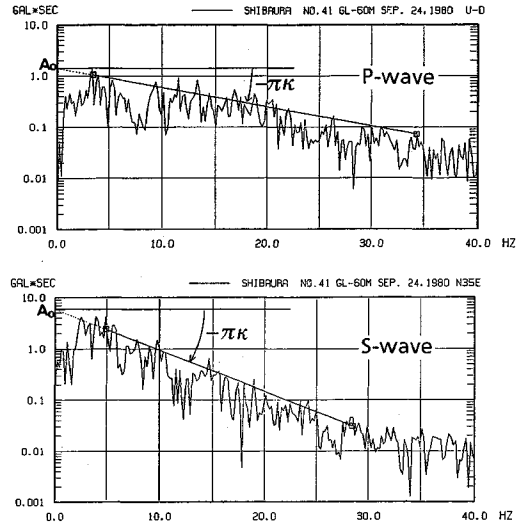


Fig.8 Comparison of Fourier spectra of P- and S-wave components with their attenuation asymptotes.

の伝播時間の最も短いS波の理論波線が描かれている。図中の実線は直達波 (direct wave) の波線で、破線は回折波 (head wave) の波線である。南関東では深発地震が多く、ほとんどの地震は最初に伝わるS波が直達波であった。Type I と Type II の地震はすべてこれに分類され、両者に特別な相違は認められない。一方、回折波が最初に伝わるのは Type III の地震だけである。これらは1978年の伊豆大島近海地震 ($M7.0$)、同年の宮城県沖地震 ($M7.4$)、1980年の伊豆半島東方沖地震 ($M6.7$) の3地震で、いずれも被害を伴った中規模以上の浅発地震である。Type III を除く記録はすべて主要動部が明瞭であるので、S波成分の解析は Type I と Type II の25記録 (水平50成分) について行う。ただし、主要動部が明瞭であるといっても波形図だけから目視により直達S波成分を抽出することは容易ではない。各地震波の到着相は比較的簡単に読み取ることができるが、終了時刻を読み取ることは難しい。そこで、マグニチュードから推定される断層運動継続時間 (process time) を目安にし、P波とS波が同じタイム・スパンになるようにして読み取った。

4. スペクトル解析と回帰式

Fig.8は同一の地震で得られたP波成分とS波成分のフーリエ・スペクトル振幅図の例である。スペクトルのノイズレベルは、観測システムの S/N 比とサンプリング周波数から $0.01 \text{ gal}\cdot\text{s}$ 程度と推測される。今回観測された記録のスペクトル振幅はすべて 40 Hz までにノイズレベルに達している。以後の解析では、振幅がノイズレベル以下になる超高周波数成分と、震源の巨視的な

パラメーターの影響を受ける $2\sim 3 \text{ Hz}$ 以下の低周波数成分は考えない。また、地震計の特性は 40 Hz までほとんどフラットなので計器補正は行わない。スペクトル図をみると、P波もS波もノイズレベルに至るまでの高周波部分は単調な減少傾向を示している。図は省くが、すべての直達波の観測スペクトルは同様な単調減少傾向を示している。スペクトル形状がこのような単純な形をしているのは、表層の影響の少ない純粋な直達波成分を用いているからと思われる。P波とS波のスペクトルを比較すると、一般に低周波数から中周波数にかけてS波のスペクトル振幅がP波のスペクトル振幅より数倍大きい。ただし、S波は周波数に対する振幅の減衰も大きいために、 $20\sim 30 \text{ Hz}$ 以上の高周波数側では逆にP波の振幅が大きくなっている。この結果をみると、P波成分でS波成分以上の加速度が生じることがあるとすれば、相当に高周波数の成分が卓越した地動になることが推測される。

次に、マグニチュードと震源位置が与えられたときに高周波震源スペクトルを推定する方法を考える。高周波成分は伝播途中の媒質の内部減衰の影響を大きく受けるので、減衰項を無視することができない。したがって、何の条件も付けないままでは一観測点の記録と地下構造から内部減衰と震源スペクトルを求めることはできない。これは1つの方程式から2つの未知数を求めることと同じである。ところで、Fig.8の観測スペクトルは縦軸に振幅の対数を横軸に周波数を取ってあるが、このスペクトル形状をみると高周波成分はほぼ直線的な減少傾向を示している。また、ノイズレベル以下になる 40 Hz 近くまでの間に振幅の急降下する点 $f_{\text{max}}^{(1)}$ が認められな

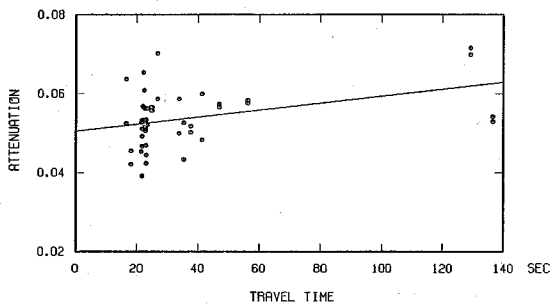


Fig.9 Relation between the attenuation value κ and S-wave travel times.

い。このようなスペクトル形状は減衰 (Q 値) と高周波加速度震源スペクトルが周波数に対して一定という仮定¹²⁾で説明することができる。短周期地震波の発生原因を説明する断層の破壊パターンについてはさまざまなモデルが提案されているが、それらのモデルの中には加速度震源スペクトル振幅が一定値に漸近する結果が得られるものがある。高周波加速度スペクトルが一定という仮定は、このような震源モデルを根拠としている。 Q 値については、最近では周波数に対する弱い依存性をもたせる場合が多いが、古典的には Q 値一定の仮定が用いられているので、この仮定を採用した。これらの仮定を用いると、媒質の内部減衰は伝播時間に対する観測スペクトルの傾きから求めることができる。媒質の減衰値を $1/Q$, Anderson and Hough¹²⁾ の定義による加速度スペクトルの傾きを κ , 伝播時間を t_r とすると、 κ は波線に沿った $1/Q$ の積分として表される。

$$\kappa = \int (1/Q) dt, \dots \dots \dots (1)$$

各地層ごとの Q 値は伝播時間 t_r に対する κ の傾きから求める。Fig.9 は S 波の解析結果から得られた κ と t_r の関係である。データ数が少なく κ のばらつきもかなり大きいために地層ごとに減衰を求められないので、堆積層と地殻以下の 2 層に分けて Q 値を求め、それぞれ 50 と 11 000 が得られた¹³⁾。同じ関東周辺の減衰を推定した結果^{14)~16)} と比べると、堆積層の Q 層は同程度であるが地殻以下の Q 値はやや大き過ぎる (減衰が小さい)。次に、震源スペクトルの振幅高さを幾何減衰と伝播減衰を補正して推定する。観測される加速度記録のフーリエ・スペクトル振幅を 0 Hz に外挿したときの高さ A_0 に、波動拡散による距離減衰 $1/R$ を補正して求めたスペクトルを便宜上“規準化スペクトル”と呼ぶことにする。S 波の規準化スペクトルは加速度震源スペクトルに後述の係数を掛けたものと等しい。Fig.10 に S 波の規準化スペクトル振幅の高周波部分の高さ $A_s (=A_0 \cdot R)$ と気象庁マグニチュード M_{JMA} の関係を示す。このデータから A_s と M_{JMA} の回帰式を求めると次式が得られる。

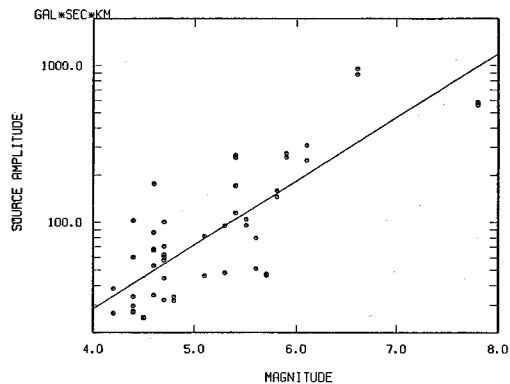


Fig.10 Normalized amplitudes of S-wave components versus the JMA magnitudes with regression line.

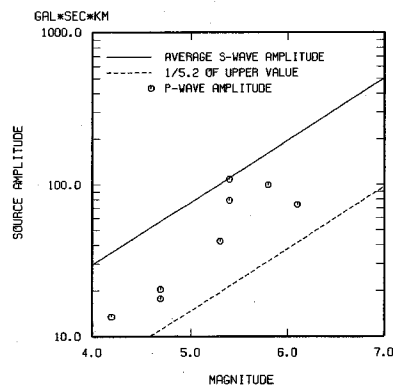


Fig.11 Normalized amplitudes of P-wave components are described against the JMA magnitudes. To compare with them, the regression formula for S-wave amplitudes and its 1/5.2 are also drawn by solid and dotted lines, respectively.

$$\log A_s (\text{gal} \cdot \text{s} \cdot \text{km}) = 0.41 M_{JMA} - 0.17 \dots \dots \dots (2)$$

Fig.10 中の直線はこの回帰式である。規準化振幅はマグニチュードと比較的よい線形関係を示している [以上の解析方法は参考文献 13) を参照]。ただし、気象庁のマグニチュードの定義は震源深さによって異なるが、とりあえず地震動の定性的な傾向を調べるのが目的であり、式の厳密性を論じることは目的ではないので、定義の違いは問題としないことにする。

次に、S 波の解析結果が P 波の予測に適用できるかを調べる。P 波の震源スペクトルも S 波の震源スペクトルも基本的には同一であるから、P 波の観測スペクトルの傾きが S 波の傾きより小さいのは、伝播途中の減衰が小さいためと思われる。したがって、減衰や拡散などの違いを適当に補正すれば、S 波記録から推定された震源スペクトルを用いて観測点の P 波地動の強さを予測できるはずである。ここでは S 波記録からの回帰モデルと P 波記録から推定される振幅値を比較し、P

波の評価予測の可能性を検討した。Fig.11はP波の加速度波形から距離減衰を補正して求めた規準化振幅とS波の規準化振幅の回帰線の対比である。P波のスペクトル振幅もS波と同様にマグニチュードに対して似たような増加傾向を示しているが、P波の振幅はS波の振幅の約1/3倍になっている。理論的にはP波の規準化スペクトルとS波の規準化スペクトルの振幅比は仮定する震源の力学モデルによって異なる。一般に震源では平行食い違い型の断層運動が生じていると考えられている。弾性体中にこのタイプの変位運動が生じたときは、同じ場所に複双力(double couple force)が作用したときの波動場と等価である。複双力に対してP波の規準化振幅は加速度震源スペクトル振幅の $1/(4\pi\rho\alpha^3)$ 倍、S波の規準化振幅は $1/(4\pi\rho\beta^3)$ 倍になる(ρ は媒質の密度; α はP波速度; β はS波速度)。したがって、理論上はP波の振幅はS波の振幅の β^3/α^3 倍(約1/5.2倍)でなければならない。統計数が少ないので観測されるP波とS波の振幅比の期待値がどの程度になるか明言できないが、Fig.11をみる限りP波の値はS波の回帰式を下回るものの1/5.2倍の線を有意に上回っている。この問題については次章で詳しく考察する。

5. 考 察

震源近くで得られた減衰や散乱の少ないP波初動記録は、複雑な断層運動や短周期地震波の発生メカニズムを解明するための情報を含む部分であるが、従来の工学では初動部は主要動部に比べて耐震的にそれほど重要視されていなかった。それは、「構造物の耐震性は主要動部で決まる」と考えられてきたためではないだろうか。著者はいくつかの地震被害を調べているうちに、震源域において石などの小さな物体を飛ばす現象がときどきみられることを知り、この地震動にP波が重要な役割を果たしているのではないかと考えた。一般に、初動部は主要動部よりも振幅が小さいといわれているが、重力加速度を越える上下動がS波によって励起される主要動部で発生するとは信じられなかった。小さな物体だけを飛ばすような地震動は非常に短周期が卓越した地動のみならず、それはP波によって励起される可能性が高いと考えた(主要動部以降で卓越する周期はもっと周期の長いはずであるから)。この研究の目的は、この仮説を確認し初動部の上下動の評価方法(方針)を示すことである。

解析の手始めとして、強震記録からP波成分とS波成分を抽出し、観測スペクトルの形状特性を調べることとした。これらは一見単純な作業のようであるが、適当な記録を捜してプロセスタイムやコーナー周波数などを考慮しながら各成分を同定し、スペクトル形状の定式化をするには高度の判断が必要である。今回この抽出作業

が比較的簡単にできたのは、表層の影響の少ない良質の記録を用いたことと、直下型の地震が多いという南関東の特異性によるためと考えている。各成分のスペクトル解析では、数Hzから約30Hzまでの領域で振幅高さの対数が周波数に対して直線的に減少する傾向がみられた。このような直線的な減少の傾向は、周波数に対して平坦な高周波加速度震源スペクトルとQ値一定という仮定で説明ができる。最近の研究では高周波のQ値を周波数の0.5乗程度の関数として扱っている場合が多いが、ここで未知数を増やすよりもQ値一定として地層ごとのQ値の変化を調べる方が重要であると考えた。ただし、南関東のテクトニクスや地下構造は複雑で、震源スペクトルやQ値は発生地域や伝播経路によってかなり変動すると思われる。このような問題を含めてスペクトル解析にはまだ多くの改良の余地が残されている。

S波とP波のスペクトルの比較では、一般にS波の振幅の方が大きい。20~30Hz以上の高周波領域では逆にP波の振幅の方が大きくなる。これは「最初にガタガタした上下動を感じ、次にゆらゆらした水平動を感じる」というわれわれの地震体験を定量的に裏付けたものといえる。石を飛ばすが建物は壊さないような地震動は短周期の上下動成分だけが異常に卓越した地動と考えられるが、もし震源で短周期のP波成分が卓越した地震波が励起されれば、近地の観測点では主要動部は小さいのに初動部で大きな加速度の上下動が生じるであろう。ここで問題は基準化スペクトルの振幅が高周波領域のP波より低周波領域のS波の方で大きいことであるが、任意の地点の地動の強さは震源の地域特性、震源と観測点との位置関係、伝播媒質の減衰、表層の増幅効果などによって決まり、これらの条件によっては重力加速度を越える上下動が発生する可能性があると思われる。スペクトル的な性質のほかに、時刻歴波形ではP波は強振部分の継続時間が短く激しい上下動は短時間で終わっている。今まで設計上鉛直荷重を考慮していなくても構造物に損害がなかったのは、P波のこのような性質によるものではないだろうか。

P波とS波の振幅の比較から震源メカニズムについて考察する。P波記録から計算した規準化振幅はS波記録から回帰推定した規準化振幅の1/3ほどに求まった。震源において一般的に考えられているような食い違い型の断層運動を仮定すると理論上のP波の振幅はS波の振幅の約1/5.2となり、観測値との間に明らかな系統的なずれが認められる。このずれは食い違い型とは違うメカニズムの断層運動に原因していると思われる。たとえば、Fig.12に示すように食い違い型の断層変位が生じたときの地動は震源に複双力が作用したときの地動と同じである。この力の組合せはP波に比べS波を強く発生し、長周期の地震波はこのようなメカニズムで発


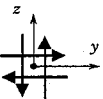

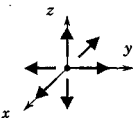
focal deformation	equivalent force pairs	body wave generation	P-/S-wave ratio
slip dislocation 	double couple forces 	$u_p = \frac{\dot{M}(t-r/a)}{4\pi\rho\alpha^3} R_p$ $u_s = \frac{\dot{M}(t-r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3} R_s$ M(t); seismic moment R _p , R _s ; radiation pattern	$\frac{u_p}{u_s} = \frac{\beta^3}{\alpha^3} = \frac{1}{5.2}$
dilative deformation 	triple pairs of dipole forces 	$u_p = \frac{\Delta(t-r/a)}{4\pi r}$ $u_s = 0$ Δ(t); strain divergence	$\frac{u_p}{u_s} = \frac{1}{0}$

Fig.12 Difference of seismic wave generations due to a focal mechanism. Two examples, that is, slip deformation which is a general mechanism for an earthquake, and dilative deformation such as a nuclear explosion are shown.

生することが確認されている。一方、核爆発のような事象が生じたときは3つの対力と等価である。このときはP波だけを発生し、S波を発生しない。震源におけるどのような事象によって短周期の地震波が発生しているかわからないが、今回の結果は食い違い型とは異なるタイプの運動が発生したことを暗示している。たとえば、断層面は巨視的にみると滑らかでも微視的にはデコボコしている。このような面で食い違いが生じれば、断層面の両側で剝離と衝突を繰り返しながら、あるいは面上の突起部分を壊しながら破壊が進行するであろう。短周期の地震波はこのような断層運動によって生じている可能性がある。どの地域で、どのようなタイプの破壊現象が、どれくらいの割合で発生するかがわかれば、上下動をより正確に推定できるようになるであろう。震源特性については不明な点が多く、震源域の構造物は短周期の上下動に十分注意する必要がある。

6. 結 語

地震時に生じる上下動はさまざまな原因で励起されるものであるが、特に初動部のP波による上下動について検討した。直下型地震の震源域ではときどき非常に強い上下動が認められ耐震上問題となっているが、これはP波によって発生するのではないかと考えたためである。今回の解析結果はこの仮説を裏付けているようであった。耐震工学的な面からは、この地震動は非常に短周期で構造物に対する影響はそれほど厳しくはないと思われる。次にP波初動部の上下動をS波主要動部の水平動から予測する方法を提案した。この方法の適用可能性を調べるためにP波の記録を解析し、S波の結果と

比較したところ、理論値以上にP波の振幅が大きいたことがわかった。これは震源で平行ずれとは異なるタイプの運動により短周期の地震波が発生している可能性を示している。将来の地震動予測に役立てるには、地震の発生場所ごとの震源スペクトルの強さの違いや、伝播経路ごとの媒質のQ値を推定することが必要になるであろう。

追記(査読意見に対して)：東京工業大学の町達夫先生らの研究¹⁷⁾は、強い水平動により石が飛んだというのですが、岐阜大学の村松郁栄先生との私信によれば、長野県西部地震で石が側壁にぶつかった証拠は見当たらない、とのことでした。したがって、石が飛んだ原因は強い上下動によると考えられます。

本研究のより詳しい内容は、文献(18)を参照されたい。また、Q値や水平動と上下動の振幅比については別の記録を用いて解析中であり、改めて議論したい。

謝 辞：論文作成にあたっては、元・岐阜大学教育学部教授 村松郁栄氏、東京都立大学工学部 渡部丹教授、東京大学地震研究所 伯野元彦所長に有益な助言を頂きました。解析には、清水建設技術研究所の観測データを用い、同大崎研究室の計算機を使わせて頂きました。ここで技術研究所 横田治彦氏、大崎研究室 山原 浩氏 はじめ関係各位および各先生方に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 赤尾嘉彦：1979年 Imperial Valley 地震の調査および解析、清水建設研究報告 42号、1985年10月。

- 2) Brady, A.G., Perez, V. and Mork, P.N.: The Imperial Valley earthquake, October 15, 1979, Digitization and processing of accelerograph records, *U.S. Geol. Surv., Open-File Rept.* pp.80~703, April 1980.
- 3) 村松郁栄: 大自然の力, 岐阜大学退官記念誌, 1988年4月.
- 4) 伊藤 潔・黒磯章夫・村松郁栄ほか: 加速度が1gを越えた領域の調査, 1984年長野県西部地震の地震および災害の総合的調査(研究代表者・飯田淑事), 文部省科学研究費自然災害特別研究, pp. 89~96, 1985年3月.
- 5) 梅田康弘・Rymer, M.J.: ロマ・プリータ地震で飛び上がった石の調査, 地震学会予稿集(春季大会), E 31-05, 1990年4月.
- 6) Trifunac, M.D. and Brady, A.G.: A Study on the Duration of Strong Earthquake Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 3, pp.581~626, 1975.
- 7) 渡部 丹・藤堂正喜: 設計用模擬地震動に関する研究, 日本建築学会論文報告集, (その1) 303号, pp. 41~51, 1981年5月/同, (その2) 312号, pp. 63~71, 1982年2月/同, (その3) 321号, pp. 17~27, 1982年11月.
- 8) Kawashima, K. et al.: Attenuation of Peak Ground Motions and Absolute Acceleration Response Spectra of Vertical Earthquake Ground Motion, *Proc. of Jap. Soc. Civil Eng.* 362, pp.169~176, Oct. 1985.
- 9) 横田治彦ほか: 東京周辺の軟弱地盤における地中地震観測, 清水建設技術研究所報告, 30号, 1979年10月. / Yokota, H., Shiba, K. and Okada, K.: The characteristics of underground earthquake motions observed in the mud stone layer in Tokyo, *Proc. of 9th World Conf. Earthq. Eng.*, Vol. II, pp.429~434, Aug. 1988.
- 10) 嶋 悦三ほか: 東京の基盤構造その4, 地震研究所彙報, 53巻, pp. 1245~1255, 1978.
- 11) Hanks, T.C.: f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 6, pp.1867~1879, Oct. 1982.
- 12) Anderson, J.G. and Hough, S.E.: A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 5, pp.1969~1993, Oct. 1984.
- 13) Akao, Y.: A method for inducing Q -value in the earth and amplitude of the source spectrum at high frequencies, *Proc. of 7th Jap. Earthq. Eng. Symp.*, pp.163~168, Dec. 1986.
- 14) Aki, K.: Attenuation of Shear-Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 21, pp.50~60, 1980.
- 15) Yamamizu, F. et al.: Attenuation of Shear Waves in Deep Soil Deposits as Revealed by Down-hole Measurements in the 2300 Meter-Borehole of the Shimohsa Observatory, Japan, *J. Phys. Earth*, 31, pp.139~157, 1983.
- 16) Kohketsu, K. and Shima, E.: Q_s structure of sediments in the Kanto plain, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 60, pp.495~505, 1985.
- 17) 大町達夫ほか: 地震による半埋設物体の跳躍について, 構造工学論文集, 33A, pp.595~606, 1987年. / 翠川 三郎・大町達夫ほか: 1984年長野県西部地震での石の跳躍現象から推定した震源域の地震動強さ, 地震II, 41巻, pp.381~388, 1988年.
- 18) 赤尾嘉彦: 重力加速度を越える上下動の問題について, 広帯域地震記録の解析に基づく耐震設計用模擬地震動の策定(研究代表者・菊地正幸), 文部省科学研究費重点領域研究, pp.111~129, 1990年. / 赤尾嘉彦: 震源スペクトルを考慮した短周期上下動の推定法, 第8回日本地震工学シンポジウム, pp.181~186, 1990年12月.

(1990.6.25 受付)

SUBJECT ON INTENSE VERTICAL COMPONENT OF EARTHQUAKE GROUND MOTION EXCEEDING THE GRAVITY ACCELERATION

Yoshihiko AKAO

Estimation of a vertical component of a strong ground motion is one of the most important problems for the current seismic resistance design. Particularly, it is a serious problem whether such a strong ground motion that throws a small object like a stone into the air is dangerless to important structures. The motion is occasionally reported in a source region above a rupture fault, but rarely recorded. The author supposed the motion is caused by a direct P-wave, because P-wave motions, which is hard to be recorded by a strong motion seismograph, dominate in a vertical direction compared to S-wave motions. A procedure to evaluate an essential part of the vertical component is developed under the seismological consideration. The author applied the procedure to underground records to ensure this idea.