

強震記録に含まれるやや長周期波動の工学的特性と その予測に関する基礎的考察

後藤 尚男・杉戸 真太
亀田 弘行・得津 明弘

CHARACTERISTICS OF SEMI-LONG-PERIOD EARTHQUAKE MOTIONS CONTAINED IN STRONG MOTION ACCELEROGRAMS —DEVELOPMENT OF STATISTICAL PREDICTION MODEL FOR EARTHQUAKE SURFACE WAVES—

By *Hisao GOTO Masata SUGITO Hiroyuki KAMEDA*
and *Akihiro TOKUTSU*

Abstract

A statistical prediction model is proposed for semi-long-period earthquake motions which mostly consist of surface waves. A simplified separation technique of body and surface waves in strong motion accelerograms is developed and the 68 components of surface waves are separated from their original strong motion accelerograms. A factor analysis is performed as for occurrence of earthquake surface waves. On this basis a statistical prediction model is developed for earthquake surface motions which are mainly generated by local site conditions.

1. 序 論

長大橋、高層ビルに代表される固有周期の長い構造物が建設されるようになった現在、従来あまりとり挙げられなかった比較的長周期の地震動が注目され始めている。先の1983年日本海中部地震においても、固有周期数秒ないし十数秒の石油タンクの大きなスロッシングが報告され、その原因となった長周期成分は主として表面波によるものと考えられる。一般に、表面波は実体波と比べて次のような特徴をもっている。

- (1)地表面に沿って伝播する。
- (2)一般に分散性を示す。
- (3)一般に実体波成分よりやや遅れて到着する。
- (4)実体波と比べ長周期成分が卓越し、継続時間が長い。

以上のことより、表面波に関して以下の点が工学的に重要である。

- (a)線的または面的な広がりを持つ構造物（ライフライン系をなす構造物、長大橋梁など）に対しては、構造物各点に位相差を有する地震動が作用することになり、同一波形入力で耐震性を検討する場合と比べ危険な場合が多い。
- (b)上記(3)、(4)の特性より、構造物の地震応答による劣化の過程において短周期成分の卓越する実体波により剛性が低下した構造物にやや長周期の表面波が入射し、さらに被害が進行することが考えられる。
- (c)固有周期の長い構造物は一般に減衰定数は小さいため、上記(4)の特性を有する表面波は危険である。

このように、大規模な重要構造物に関する耐震性の検証には、地震動表面波を考慮することが是非とも必

要である。

本研究では、上記の地震動表面波に関する工学的意義を踏まえ、強震記録に含まれる表面波の工学的特性を検討するとともにその地震動予測モデルを開発することを目的としている。

地震動表面波を得るためには、厳密には多地点での同時記録より波動種別毎に分離する必要があるが、わが国においてこれまでに得られている主な強震記録はほとんど独立した1地点で得られたものである。このような記録に含まれる表面波の識別は、その非定常特性を調べることによりある程度行うことができる。Liang, Duke¹⁾ は、強震記録の非定常パワースペクトルを算出し、表面波成分より成る部分の非定常スペクトルの極値の分布からその存在を確認できることを示した。Sugito, Goto, Aikawa²⁾ は、非定常スペクトルにおいて表面波特有の分散性を有する部分をFFTにより取り出し、表面波成分を簡易的に分離する方法を提案した。また、神山³⁾ は、表面波の伝播と非定常スペクトルの極値の関係を考慮して、さらに厳密な分離法を検討している。一方、Toki⁴⁾ は、異なる2地点での強震記録より各振動数の位相速度を検出し、実体波成分と表面波成分とを区分する方法について検討している。

地震動表面波の強震記録からの分離法については、さらに検討の余地はあるが、ここでは比較的容易に分離できる文献2)の手法を用いてわが国の主な強震記録に含まれる表面波を分離する。

以下、2.においては、強震記録に含まれる表面波の簡易分離法²⁾について述べる。3.においては、わが国における主な強震記録より表面波を分離し、表面波発生に関する要因分析を行う。さらに、4.においては、地震動表面波の予測モデルについて検討しその基本モデルを提案する。

2. 強震記録における表面波成分の分離

2.1 表面波成分の簡易分離法²⁾

文献2)で提案された強震記録の簡易分離法に若干の修正を加えたものを本研究で利用した。以下にその概要を述べる。

一般に、表面波は分散性を示し、波動のエネルギーが卓越する振動数において群速度が極小となる。このことから、表面波を含む強震記録の非定常スペクトル⁵⁾を算出し、各振動数毎にピークとなる時刻を $t_m(f)$ とすると、 $t_m(f)$ はFig.1のように主に実体波から成る部分と表面波から成る部分に別れる場合が多い。文献2)では、Fig.1における $t \geq t_d$, $f \leq f_d$ の部分を表面波としたが、さらに下限振動数 f_{dl} を設定し $f_{dl} \leq f \leq f_{du}(=f_d)$ の振動数域の部分を表面波とする。これにより、主として表面波より成る部分をより厳密に取り出すことになる。

上記のパラメータが得られると、実体波 $x_s(t)$ 、表面波 $x_b(t)$ は以下のように得られる。

$$(a) \quad 0 \leq t \leq t_d$$

$$\left. \begin{aligned} x_s(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_s(\omega) e^{i\omega t} d\omega \\ x_b(t) &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

$$(b) \quad t_d < t$$

$$\left. \begin{aligned} x_b(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_b(\omega) e^{i\omega t} d\omega \\ x_s(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_s(\omega) e^{i\omega t} d\omega \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(2)$$

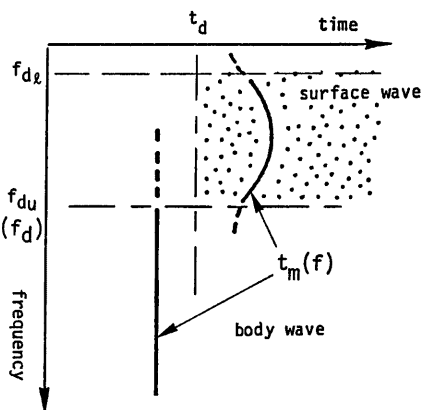


Fig. 1 Schematic description for peak time $t_m(f)$ of evolutionary power spectra with separation parameters t_d , f_{dl} , and f_{du} .

ただし,

$$F(\omega) = F(2\pi f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \dots\dots\dots(3)$$

$$\left. \begin{aligned} F_s(\omega) &= F(\omega), F_a(\omega) = 0 && ; f_i \leq f < f_{d_i} \\ F_s(\omega) &= 0, F_a(\omega) = F(\omega) && ; f_{d_i} \leq f < f_{d_a} \\ F_s(\omega) &= F(\omega), F_a(\omega) = 0 && ; f_{d_a} \leq f \leq f_u \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(4)$$

ここに, f_u, f_i は考慮する振動数域の上下限であり, 本研究で用いた強震記録の補正フィルター⁶⁾より, $f_u = 10H_u, f_i = 0.15H_u$ とした。

Fig. 2 に, (a)表面波成分が含まれる例と対応する上記の分離パラメータ, および(b)表面波成分が含まれないと考えられる記録の例を示した。同図(a)は, 震源深さが浅く (10km 以内) 震央距離が比較的長いため ($\Delta = 71.4\text{km}$) 表面波が発生しやすい条件の列であり, (b)は逆に表面波の発生の可能性が低い条件の例である。表面波発生に関する要因分析は, 後に3.で詳しく述べる。

さて, 強震観測地点のうち深部まで地盤データが得られている^{7), 8)} 八戸-S の地点を例にとり, 分離された波の特性および地盤ひずみ算定における実体波・表面波の分離の工学的意義について検討する。**Fig. 3** に八戸-S における強震記録の非定常スペクトルを示した。同図は1968年十勝沖地震における同地点での震央方向の加速度波形に対して得られたものである。なお, 以下の解析においては簡単のため **Fig. 1** における下限振動数 f_i を 0.15Hz にしたものをを用いている。**Fig. 4** には, **Fig. 3** の記録を実体波, 表面波に分離したものの加速度, 変位波形をその原波形とともに示した。加速度波形では, 主として短周期成分より成る実体波が支配的であり, 変位波形は逆に主として表面波に依存していることがわかる。**Table 1** に, 同地点

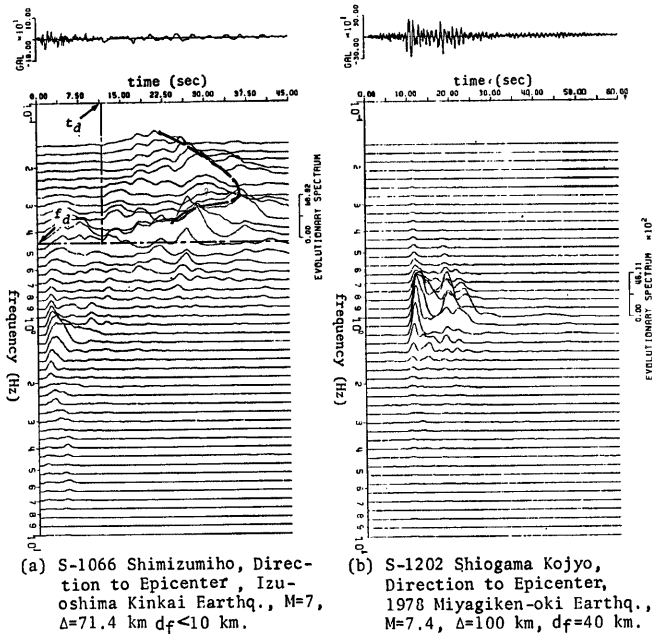


Fig. 2 Typical example of evolutionary power spectra

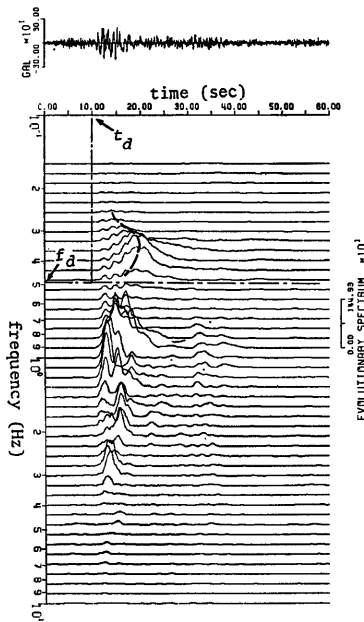


Fig. 3 Evolutionary power spectra with acceleration time history (S-252 Hachinohe, direction to epicenter, 1968 Tokachi-oki Earthq.)

Table 1 Velocity Model for Hachinohe Site^{(7),(8)}

No. of layer	thickness (m)	v_p (m/sec)	v_s (m/sec)	density (gr./cm ³)
1	2.0	100.0	332.0	1.8
2	2.0	160.0	531.0	1.8
3	5.0	200.0	664.0	1.9
4	21.0	275.0	912.0	1.7
5	30.0	320.0	1061.0	1.7
6	15.0	340.0	1128.0	1.8
7	105.0	379.0	1257.0	1.9
8	180.0	690.0	2284.0	2.0
9	20.0	1100.0	3641.0	2.1
10	—	2800.0	5240.0	2.5

Table 2 Maximum shear strain on top of layers obtained from separated body wave and original time history (S-252 Hachinohe, 1968 Tokachi-oki Earthq.)
(unit $\times 10^{-4}$)

No. of layer	original wave	separated body wave
1	0.	0.
2	3.73	3.70
3	3.31	3.34
4	3.21	2.98
5	4.43	4.01
6	6.27	5.70
7	4.62	4.30
8	1.24	0.63
9	1.01	0.64
10	0.15	0.10

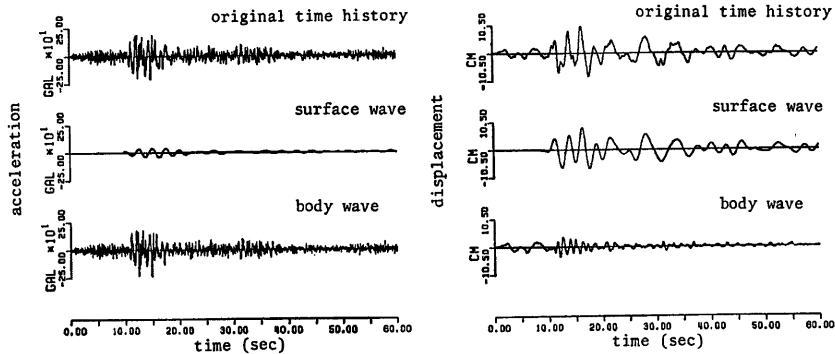


Fig. 4 Separated body and surface waves with its original time histories ($t_d=10$ sec, $f_{d1}=0.15$ Hz, $f_{d2}=0.48$ Hz, S-252 Hachinohe, direction to epicenter, 1968 Tokachi-oki Earthq.)

の地盤構成を示した。まず、等価線形化手法を用いたS波重複反射理論により、各層上面での最大ひずみを原波形および分離された実体波のみによる波形に対して算出し Table 2 に示した。用いた記録は、Fig. 3 に示した記録である。Table 2 の結果からわかるように、実体波による地盤ひずみ算定に関しては、原記録を用いた場合と分離した実体波のみを用いた場合とで大きな違いは生じない。これは、最大地盤ひずみが主に短周期成分の波動により支配されるためと考えられる。

次に、表面波伝播に伴う地盤の相対運動により生じる地盤ひずみについて検討する。ここでは、用いる記録を震央方向での加速度波形としているため、Rayleigh 波を対象とする。Fig. 5 に、八戸-Sにおける Rayleigh 波の位相速度、群速度（基本モード）を示した。地盤の相対運動に伴う地盤ひずみは、考慮する2地点間の相関距離を D として次式により与えられる⁹⁾。

$$\epsilon(D, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_d(m) i k \sin(kD/2) / (kD/2) e^{i\omega t} d\omega \quad \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 $F_d(m)$ は地盤変位 $d(t)$ のフーリエ変換、 k は波数で位相速度 c により $k=m/c$ と表される。また、 $D=0$ とした場合の局部ひずみは、

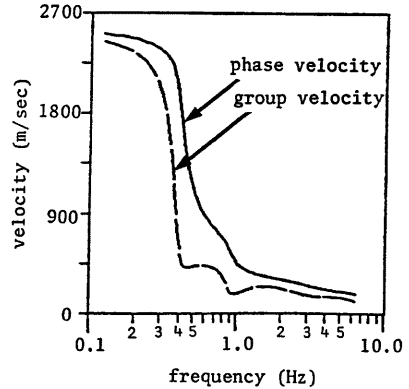


Fig. 5 Phase and group velocity of Rayleigh wave for Hachinohe Site

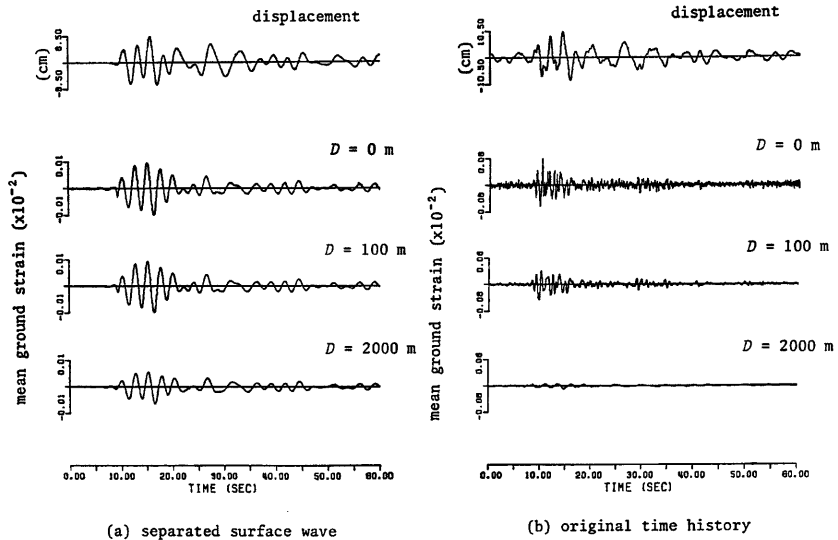


Fig. 6 Mean ground strain obtained from separated surface wave and its original data with displacement time histories (S-252 Hachinohe, direction to epicenter, 1968 Tokachi-oki Earthq.)

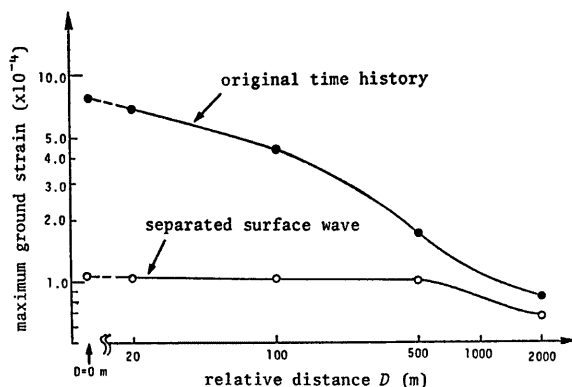


Fig. 7 Maximum ground strain obtained from separated surface wave and its original data against relative distance D

$$\epsilon(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_d(\omega) i k e^{i\omega t} d\omega \dots (6)$$

で与えられる。

Fig. 6 に、分離された表面波および原波形をすべて表面波とした場合の地盤ひずみを $D=0, 100, 2000m$ に対して示した。また、Fig. 7 には、最大ひずみを相関距離 D に対して示した。両図から明らかなように、原波形をすべて表面波とするとくに D が小さな場合に地盤ひずみを過大に評価することになる。これは、 D が小さな場合には地盤ひずみが短周期成分に大きく依存することによる。一方、 D を大きくとることは対象とする波の波長、周期を長いものに限定することと等価であり、この場合には表面波が主として長周期成分より成ることから両者の間（原波形をすべて表面波とした場合と表面波だけ考慮した場合）で大きな差は生じないことになる。

以上の結果より、実体波・表面波の分離はとくに表面波による地盤ひずみ算定の観点から重要であると考える。

2.2 わが国における強震記録からの表面波成分の分離

前節で示した手法を用いて、わが国における主な強震記録367成分の非定常スペクトルを検討し、68成分の記録から表面波を分離した。Table 3 に、これらの記録に関する種々のパラメータを示した。Table 3 に示される68成分の記録はその非定常スペクトルが以下の2つの条件を満たしているものである。

①分散性を示していること。

②時間的にピークが最も遅れている部分にエネルギーが集中していること。

本研究では時間軸及び振動数軸上で実体波とは別にエネルギーに集中が見られる場合でも分散性が明確でない場合にはこれらは表面波として扱わなかった。これらは例えば実体波が別の伝播経路を通過してきたために遅れてきた、部分的に深い地盤から入射した、早く到着した地震動の影響で地盤の剛性が低下し卓越周期が変化した、など表面波以外の理由が考えられるからである。また代表的な表面波である Love 波と Rayleigh 波は別種の波であるので本来は文献2)で行なわれているように水平2方向を震央方向・震央直角方向に合成し直した後に分離を行なうべきであろう。しかし本研究ではそのような操作はしない。理由を以下に挙げる。

①文献2)で表面波が分離された9組の強震記録（18成分）のうち震央方向・震央直角方向で震動特性（主にレベル）が顕著に異なるものはない。

Table 3 Surface-wave-containing earthquake motion data

No.	Ref.*1 No.	site	earthquake	t_d (sec)	f_{d1} (Hz)	f_{d2} (Hz)	f_0 (Hz)	M	d (km)	d_j^{*2} (km)	comp.
1	1	Shimizukōjō-S	Shizuoka, off-shore	10.0	0.6	0.85	0.72	6.1	135.0	40.0	N-S
2	2	Shimizukōjō-S	Shizuoka, off-shore	13.0	0.6	0.85	0.72	6.1	135.0	40.0	E-W
3	4	Kashima-S	Ibaragi, off-shore	13.0	0.37	0.8	0.59	6.0	72.2		E-W
4	11	Aomori-S	1968 Tokachi-oki	47.0	0.2	0.45	0.33	7.9	247.0	20.0	N-S
5	12	Aomori-S	1968 Tokcchi-oki	57.0	0.2	0.45	0.33	7.9	247.0	20.0	E-W
6	18	Hachinohe-S	1968 Tokachi-oki	39.5	0.29	0.48	0.39	7.9	235.0	20.0	N-S
7	19	Hachinohe-S	1968 Tokachi-oki	32.0	0.29	0.48	0.39	7.9	235.0	20.0	E-W
8	21	Aomori-S	1968 Tokachi-oki	68.0	0.33	0.6	0.47	7.4	193.0	20.0	N-S
9	22	Aomori-S	(Aftershock)	44.5	0.33	0.6	0.47	7.4	193.0	20.0	E-W
10	23	Wakayama-ji-S	Wakayama, off-shore	2.5	0.72	1.2	0.96	5.0	6.0		N-S
11	25	Wakayama-ji-S		1.5	0.9	1.4	1.15				N-S
12	26	Wakayama-ji-S		1.5	1.5	2.5	2.00				E-W
13	38	Hososhima-S	Miyazaki, off-shore	12.0	0.85	1.2	1.03	6.7	53.2	10.0	N-S
14	45	Kinuura-S	Aichi, off-shore	10.0	0.41	0.6	0.51	6.1	54.2	40.0	U-D
15	64	Ochiai(B)	Matsushiro	4.5	0.35	0.63	0.49	5.1	8.0	4.3	LG
16	65	Ochiai(B)	Matsushiro	4.5	0.35	0.63	0.49	5.1	8.0	4.3	TR
17	66	Ochiai(A)	Matsushiro	5.5	0.34	0.65	0.50	5.1		4.3	LG
18	67	Ochiai(A)	Matsushiro	3.0	0.41	0.65	0.53	5.1		4.3	U-D
19	68	Ochiai(A)	Matsushiro	4.5	0.38	0.61	2.50	5.1		4.3	TR
20	72	Ochiai(C)	Matsushiro	5.85	1.4	2.5	1.95	4.7		5.6	E-W
21	75	Ochiai(B)	Matsushiro	1.6	0.73	1.2	0.97	5.5			TR
22	88	Ochiai(B)	Matsushiro	3.5	0.72	1.3	1.01	4.6		5.0	LG
23	90	Ochiai(B)	Matsushiro	3.5	0.72	1.3	1.01	4.6		5.0	TR
24	107	Itajima Bridge	Ehime, West coast	2.16	1.1	2.1	1.60	5.3	18.3	40.0	TR
25	112	Ochiai(B)	Matsushiro	4.2	0.45	1.2	0.83	4.5	24.1	0.0	U-D
26	114	Ochiai(B)	Matsushiro	1.8	1.6	2.3	1.95	4.5	15.1	0.0	E-W
27	131	Toyohama Bridge	Aichi, off-shore	8.19	1.1	1.7	1.40	6.1	42.3	40.0	U-D
28	161	Omigawa Bridge	Chiba, off-shore	11.0	1.3	2.5	1.90	6.1	58.2	60.0	U-D
29	172	Tonegawa		9.5	0.6	1.8	1.20				TR
30	183	Chiba-S	1978 Miyagiken-oki	75.0	0.32	0.6	0.46	7.4	340.9	40.0	SOUTH
31	184	Niigata-ji-S	〃	56.0	0.32	0.6	0.46	7.4	272.7	40.0	EAST
32	189	Aomori-S	〃	67.0	0.38	0.72	0.55	7.4	324.2	40.0	EAST
33	200	Koshima-zokan-S	〃	87.0	0.2	0.41	0.31	7.4	281.0	40.0	DOWN
34	207	Ofunado-bochi-S	〃	32.0	0.5	0.8	0.65	7.4	103.0	40.0	DOWN
35	208	Hachinohe-S	〃	27.0	0.36	0.65	0.51	7.4	273.0	40.0	SOUTH
36	210	Hachinohe-S	〃	27.0	0.36	0.65	0.51	7.4	273.0	40.0	WEST
37	216	Shimizu-miho-S	1978 Izu-oshima- kinkai	26.0	0.21	0.53	0.37	7.0	71.4	0.0	EAST
38	218	Shimizu-miho-S		17.0	0.15	0.3	0.23	7.0	71.4	0.0	SOUTH

No.	Ref.*1 No.	site	earthquake	t_d (sec)	f_{d1} (Hz)	f_{d2} (Hz)	f_0 (Hz)	M	d (km)	d^{*2} (km)	comp.
39	220	Okitsu-S	1978 Izu-oshima- kinkai	27.0	0.21	0.36	0.28	7.0	76.0	0.0	DOWN
40	228	Shimizu-kojyo-S		43.0	0.23	0.45	0.34	7.0	76.0	0.0	S06E
41	235	Tagonoura-S	"(Aftershock)	60.0	0.41	0.53	0.47	5.8	38.0	20.0	W15N
42	238	Shimizu-miho-S	"(Aftershock)	26.0	0.26	0.53	0.39	5.8	41.0	20.0	EAST
43	239	Shimizu-miho-S	"(Aftershock)	36.0	0.26	0.53	0.39	5.8	41.0	20.0	DOWN
44	240	Shimizu-miho-S	"(Aftershock)	24.0	0.26	0.53	0.39	5.8	41.0	20.0	SOUTH
45	241	Shimizu-kojyo-S	"(Aftershock)	14.0	0.28	0.53	0.41	5.4	35.0	10.0	S06E
46	257	Wakayama-S	Wakayama	2.75	1.4	2.2	1.80	3.8	6.0	0.0	S12W
47	265	Onahama-ji-S	Kashimanada	5.64	0.15	0.38	0.27	5.5	57.0	60.0	DOWN
48	268	Tomakomai-S	1982 Urakawa, off-shore	43.0	0.23	0.44	0.34	7.1	102.0	40.0	E08N
49	289	Kashima-zokan-S	Ibaragi, off-shore 2	45.0	0.21	0.42	0.32	7.0	118.0	30.0	DOWN
50	331	Aomori-S	1983 Nihonkai chubu	41.0	0.21	0.38	0.30	7.7	156.0	14.0	EAST
51	332	Aomori-S		60.0	0.21	0.38	0.30	7.7	156.0	14.0	SOUTH
52	336	Akita-S	"(Aftershock)	22.5	0.33	0.72	0.53	6.1	113.0	23.0	NORTH
53	337	Akita-S	"(Aftershock)	22.5	0.31	0.94	0.63	6.1	113.0	23.0	DOWN
54	338	Akita-S	"(Aftershock)	15.0	0.25	0.50	0.38	6.1	113.0	23.0	EAST
55	339	Akita-S	"(Aftershock)	23.0	0.41	0.72	0.57	6.0	115.0	14.0	NORTH
56	340	Akita-S	"(Aftershock)	17.0	0.38	0.65	0.52	6.0	115.0	14.0	DOWN
57	341	Akita-S	"(Aftershock)	19.0	0.41	0.95	0.68	6.0	115.0	14.0	EAST
58	342	Aomori-S	"(Aftershock)	56.0	0.20	0.33	0.27	7.1	160.0	6.0	EAST
59	344	Aomori-S	"(Aftershock)	55.0	0.22	0.41	0.32	7.1	160.0	6.0	SOUTH
60	345	Muroran-S	"(Aftershock)	35.0	0.22	0.41	0.32	7.1	201.0	6.0	WEST
61	354	Hakodate-M	1982 Urakawa, off-shore	29.0	0.20	0.31	0.26	7.1	158.0	40.0	NORTH
62	364	Tokachi-M	Urakawa, off-shore 2	6.67	0.59	1.10	0.85	5.2	59.0	30.0	EAST
63	389	Sendai-M	Fukushima, off-shore	13.0	0.15	0.41	0.28	5.3	77.0	80.0	NORTH
64	395	Hakodate-M	1983 Nihonkai chubu	52.0	0.32	0.70	0.51	7.7	211.0	14.0	N08W
65	397	Hakodate-M		63.0	0.21	0.54	0.38	7.7	211.0	14.0	E08N
66	398	Hakodate-M	"(Aftershock)	52.0	0.20	0.45	0.33	7.1	155.0	6.0	N08W
67	399	Hakodate-M	"(Aftershock)	75.0	0.33	0.54	0.44	7.1	155.0	6.0	UP
68	400	Hakodate-M	"(Aftershock)	50.0	0.20	0.45	0.33	7.1	155.0	6.0	E08N

*1 reference data number arranged in the SERM-II database system⁽⁶⁾

*2 depth of fault

②断層はある広がりを持っており、断層破壊の進行に伴う発震源の方向を厳密に逐次規定することは困難である。これは①の理由の1つとも考えられる。

3. 表面波発生に関する要因分析

3.1 概 説

表面波は全ての強震記録に見い出されるわけではなく明確に現われているものはむしろ少数である。本章では表面波の発生に影響を与える局所的な地盤条件以外の要因について検討を加えた。要因分析を行うにあたり、まず表面波を分離した記録を各地震別に分け、その地震の表面波を分離しなかった記録も含めた全強震記録に占める割合、および各強震記録観測点についての表面波発生割合を計算した。結果を **Table 4, 5** に示す。ここでは全地震の全観測点のなかから特に高い割合を示すもの、及び特に低い割合を示すものを挙げた。

Table 4 Occurrence ratio of surface wave motions for major Japanese earthquakes
(a) earthquakes for remarkable occurrence of surface wave motions

earthquake	surface-wave-contained	total number	occurrence ratio	<i>M</i>
1983 Nihonkaichubu (Aftershock)	3	3	1.0	6.1
1983 Nihonkaichubu (Aftershock)	3	3	1.0	6.0
1983 Nihonkaichubu (Aftershock)	6	8	0.750	7.1
Matsushiro	5	7	0.714	5.1
Matsushiro	2	3	0.667	5.6
Shizuoka, off-shore	2	4	0.500	6.1
Ibaragi, off-shore	1	2	0.500	6.0
Wakayama, off-shore	1	2	0.500	5.0
Ehime, west coast	1	2	0.500	5.3
Miyazaki, off-shore	1	2	0.500	6.7
Izu-oshima-kinkai, (Aftershock)	4	8	0.500	5.8
Izu-oshima-kinkai, (Aftershock)	1	2	0.500	5.4
1983 Nihonkaichubu	6	17	0.500	7.7
Matsushiro	1	3	0.333	4.7
Matsushiro	2	6	0.333	4.5
Wakayama, off-shore	1	3	0.333	3.8
Urakawa, off-shore 2	1	3	0.333	5.2
1968 Tokachi-oki	4	14	0.286	7.9

(b) earthquakes for unremarkable occurrence of surface wave motions

earthquake	surface-wave-contained	total number	occurrence ratio	<i>M</i>
Miyagi, off-shore-2	0	18	0.0	6.1
Izu-oshima-kinkai-2	0	12	0.0	5.7
1968 Hyuganada	0	6	0.0	7.5
Matsushiro	0	6	0.0	4.3
Chiba, off-shore	0	6	0.0	6.1
Ibaragi, off-shore-2	1	19	0.053	7.0
1982 Urakawa, off-shore	2	15	0.133	7.1

Table 5 Occurrence ratio of surface wave motions for strong motion observation stations

(a) sites for remarkable occurrence of surface wave motions

site	surface-wave-contained	total number	occurrence ratio
Ochiai(A)	3	3	1.0
Shimizu-miho-S	5	6	0.833
Aomori-S	9	13	0.692
Wakayama-ji-S	1	2	0.500
Akita-S	6	12	0.500
Hakodate-M	6	12	0.500
Shimizu-kojyo-S	4	9	0.444
Hachinohe-S	4	12	0.333
Kinuura-S	1	3	0.333
Niigata-ji-S	1	3	0.333
Okitsu-S	1	3	0.333
Tagonoura-S	1	3	0.333
Wakayama-S	1	3	0.333

(b) sites for unremarkable occurrence of surface wave motions

site	surface-wave-contained	total number	occurrence ratio
Miyako-S	0	13	0.0
Horoman Bridgi	0	6	0.0
Keihin-ji-S	0	6	0.0
Yamashita-hen-S	0	9	0.0
Shiogama-kojyo-S	0	9	0.0
Kawasaki-doi5-ko-M	0	10	0.0
Onahama-ji-S	1	15	0.067
Muroran-S	1	12	0.089
Hososhima-S	1	9	0.111
Ochiai(C)	2	12	0.167
Itajima Bridge	1	6	0.167
Omigawa Bridge	1	6	0.167
Chiba-S	1	6	0.167

これらの結果からわかるように平均表面波発生割合（約0.18）より明らかに低い割合で発生している地震、地点を見ると地点に関しての方が多い。この点から見れば本研究で対象とした振動数範囲（0.15～10.0Hz）では表面波の発生に対して地震固有の条件よりも地点固有の条件のほうがより支配的であるといえる。一方平均より明らかに高い発生率を示す地震・地点を見るとこちらは両者とも大差はない。全体としては非常に表面波が発生しやすい地震は少ないが非常に発生しにくい地震は存在する。一方地点別では非常に発生しやすい点、非常に発生しにくい地点共にあるようである。各地震が影響するとすれば地震規模、震源深さ、震源より放出される地震波のスペクトル特性などが原因であろう。同様に地点の影響としては成層地盤の連続性、インピーダンス比の大きな境界の存在、などが考えられる。

以上データを地震別・地点別に概観した。以下、3.2においては表面波を分離しなかったものも含めて各強震記録を表面波の発生の観点から分類した。3.3ではそれらのデータを用いて表面波の発生に影響を与える局所的な地盤条件以外の要因について調べた。

3.2 表面波発生に関する強震記録の分類

前章で示した68個の記録については分離パラメータを決めて表面波を分離したがその他の記録も表面波が含まれている可能性についていろいろなレベルがある。そこで表面波を分離しなかった記録に対してもの疑わしさにより分類して表面波発生の要因分析に用いることにした。分類基準を以下に述べる。

- A : 表面波を分離したもの
- B₁ : 同一地震・同一地点の他の成分から表面波を分離しておりそれ自身も非定常パワースペクトル図に表面波の可能性のある部分が見られるもの。
- B₂ : 同一地震・同一地点の他の成分には表面波を分類したものはないが非定常パワースペクトル図に表面波の疑いのある部分が見られるもの。
- C₁ : 同一地震・同一地点の他の成分から表面波を分離しておりそれ自身は非定常スペクトル図が多峰性を示すため分散性が隠れている可能性があるもの。
- C₂ : 同一地震・同一地点の他の成分には表面波を分離したものはないがそれ自身は非定常スペクトル図が多峰性を示すため分散性が隠れている可能性があるもの。
- D : 非定常スペクトル図に表面波を疑わせる部分の見られないもの。

以上の分類は A から D まで段階的に表面波を有する可能性を表わしている。

3.3 要因分析結果と考察

以下に、局所的な地盤条件を除く種々の要因と表面波発生の有無の関係について述べる。ここで取り挙げた要因は、マグニチュード M 、震央距離 Δ 、震源深さ d_f 、地震波の見かけの入射角 θ ($\tan\theta = d_f/\Delta$) である。

(1) マグニチュード M の影響

地震規模を表わすものとしてマグニチュードを検討した。結果を Table 6 に示した。表中、上の数字は度数、下の括弧内の数字はそのマグニチュードの範囲に占める割合を表わす。各範囲に属する記録数はそれぞれ異なるので括弧内の割合によってその要因の影響を評価しなければならない。結果はマグニチュードに対して特定の傾向を示さない。 $M=7.5\sim 8.0$ の範囲では表面波発生割合はかなり高い。同時に D の割合が

Table 6 Relation between earthquake magnitude and occurrence ratio of surface wave motions

category magnitude	A	B ₁	B ₂	C ₁	C ₂	D
~5.0	7 (0.179)	2 (0.051)	5 (0.128)	2 (0.051)	6 (0.154)	17 (0.436)
5.0~5.5	11 (0.245)	1 (0.022)	6 (0.133)	1 (0.022)	0 (0.0)	26 (0.579)
5.5~6.0	8 (0.222)	2 (0.056)	6 (0.167)	0 (0.0)	2 (0.056)	18 (0.500)
6.6~6.5	8 (0.151)	0 (0.0)	6 (0.113)	1 (0.019)	1 (0.019)	37 (0.698)
6.5~7.0	6 (0.122)	4 (0.082)	12 (0.245)	2 (0.041)	5 (0.102)	20 (0.408)
7.0~7.5	18 (0.190)	7 (0.074)	7 (0.074)	5 (0.053)	20 (0.211)	38 (0.400)
7.5~	10 (0.323)	1 (0.032)	3 (0.097)	2 (0.065)	12 (0.097)	3 (0.097)

Table 7 Relation between epicentral distance and occurrence ratio of surface wave motions

category distance Δ (km)	A	B ₁	B ₂	C ₁	C ₂	D
~ 20	8 (0.258)	0 (0.0)	8 (0.258)	2 (0.065)	3 (0.097)	10 (0.323)
20~ 50	7 (0.159)	3 (0.068)	3 (0.068)	0 (0.0)	0 (0.0)	31 (0.706)
50~ 80	11 (0.111)	4 (0.044)	13 (0.144)	2 (0.022)	3 (0.033)	57 (0.633)
80~110	2 (0.074)	3 (0.111)	3 (0.111)	1 (0.037)	1 (0.037)	17 (0.630)
110~150	7 (0.234)	0 (0.0)	6 (0.200)	2 (0.067)	1 (0.033)	14 (0.467)
150~200	10 (0.263)	1 (0.0)	4 (0.105)	4 (0.105)	10 (0.263)	9 (0.237)
200~250	7 (0.269)	1 (0.038)	2 (0.077)	2 (0.077)	5 (0.192)	9 (0.346)
250~	6 (0.146)	4 (0.098)	3 (0.073)	3 (0.073)	16 (0.390)	9 (0.220)

かなり低いが M により表面波が発生しやすいように見える傾向というまでには至っていない。マグニチュードに対して表面波の発生が特別な傾向を示さないことは前節の地震ごとに表面波の発生があまり規制されない、との知見に一致するものといえる。

(2) 震央距離 Δ の影響

震央距離に関する検討を **Table 7** に示す。結果より震央距離が大きい場合には表面波発生割合は高まっているのがわかる。ここで震央距離が極端に小さい場合 ($\Delta < 20\text{km}$) には表面波の発生はここで検討しているような巨視的な条件よりむしろ個々の地震断層の特徴に強く影響されると考えられるため検討の対象から除外して考察する。 $\Delta = 50 \sim 80\text{km}$, $80 \sim 110\text{km}$ で上記の傾向に反し小さくなっているがやはり B_1 の欄が幾分これを補っている。ここで見られるように震央距離が大きい場合に表面波発生割合が高い理由は次のように推測される。表面波は実体波に比べて距離減衰を受けにくい。故に震央距離が大きい時には実体波が減衰を受けるため代って表面波が現われてきて検出される。あるいは表面波の伝播距離が長くなることから時間

Table 8 Relation between depth of fault and occurrence ratio of surface wave motions

category fault depth d_f (km)	A	B ₁	B ₂	C ₁	C ₂	D
0~10	21 (0.397)	5 (0.094)	11 (0.208)	3 (0.057)	1 (0.019)	12 (0.226)
10~20	11 (0.315)	2 (0.057)	4 (0.114)	1 (0.029)	11 (0.314)	6 (0.171)
20~30	13 (0.351)	3 (0.081)	4 (0.103)	1 (0.027)	4 (0.108)	12 (0.324)
30~40	2 (0.054)	0 (0.0)	7 (0.189)	2 (0.054)	5 (0.135)	21 (0.568)
40~50	15 (0.123)	7 (0.057)	12 (0.098)	4 (0.033)	21 (0.172)	63 (0.516)
50~	3 (0.070)	0 (0.0)	6 (0.140)	2 (0.047)	0 (0.0)	32 (0.749)

軸上で表面波成分と実体波成分が離れることになり分類されやすくなるとも考えられる。また B_1 の欄が上記の傾向を補うとすれば B_1 の記録は表面波を含んでいる可能性が少なからずあるといえる。

(3) 震源深さ d_f の影響

本研究の手法では実体波に対して相対的にある程度の強度をもった表面波だけが分離されることになるため、震源深さが表面波発生に影響することは十分に考えられる。結果を **Table 8** に示す。震源深さが大きくなるに従って表面波発生割合が低下するのがはっきり見られる。 $d_f=30\sim 40\text{km}$ の範囲で極端に少なくなっているがこれはこの範囲には大規模地震が少ないための影響と考えられる。反対に C_2 , D の欄を見ると震源深さと共に増加の傾向がはっきり見られる、 D だけ見れば $d_f=10\sim 20, 40\sim 50\text{km}$ の範囲で逆転しているがその範囲では C_2 の記録が多く両者を総合して考えれば震源深さが表面波発生割合に強く影響しているのは明らかである。

(4) 地震波の見かけの入射角の影響

d_f と d_f が共に表面波の発生に影響することから更に明確な指標として次のような地震動の見かけの入射角 θ を考える。 θ は震源と観測点を結んだ直線が水平面となす角度とする。「見かけの」というのは現実には地震波が軟弱な表面層に入射してくると徐々に屈折し鉛直方向に近くなるので表面層に入射する角度はもっと大きいと考えられるからである。 θ は次式で表わされる。

$$\tan \theta = \frac{d_f}{d} \dots\dots\dots (7)$$

Table 9 に、 $\tan \theta$ と表面波発生の割合との関係を示す。全般に $\tan \theta$ が小さい時に表面波が多く発生している傾向がうかがえる。 $\tan \theta=0.0$ の時に A の割合が少ないが B_1 , B_2 の割合が他より高く全体的傾向を変えるものではない。逆に C_2 , D を見てもその傾向を示している。一方 $\tan \theta$ が 0.7 を越える場合に以上に述べた傾向に反して比較的高い割合で表面波が発生している。その理由は次のように説明される。 $\tan \theta$ が 0.7 以上となるのは一般に震央距離が非常に小さい場合である。このような場合は d_f の影響の項で述べたように、ここで検討しているような巨視的な条件でなくもっと個別の条件が強く影響すると考えられる。

以上、表面波の発生に関与する種々の要因について概観した。これまでの結果を要約すると以下のようなになる。

- ① 本研究で対象とした振動数域 ($0.15\sim 10.0\text{Hz}$) での地震動表面波は主として局所的な地点固有の地震動特性により励起されるものであり、震源メカニズムの異なる地震に対しても同様の振動数特性を有する

Table 9 Relation between geometric condition $\tan \theta$ and occurrence ratio of surface wave motions

category $\tan \theta$	A	B_1	B_2	C_1	C_2	D
0.0	7 (0.233)	3 (0.100)	9 (0.300)	2 (0.067)	1 (0.033)	8 (0.267)
0.0~0.1	15 (0.417)	1 (0.028)	1 (0.028)	3 (0.083)	8 (0.222)	8 (0.222)
0.1~0.2	14 (0.203)	4 (0.058)	13 (0.188)	3 (0.043)	21 (0.304)	13 (0.203)
0.2~0.3	6 (0.176)	2 (0.059)	3 (0.088)	3 (0.088)	6 (0.176)	14 (0.412)
0.3~0.5	5 (0.119)	2 (0.048)	6 (0.143)	0 (0.0)	1 (0.024)	28 (0.669)
0.5~0.7	3 (0.086)	2 (0.057)	1 (0.029)	0 (0.0)	1 (0.029)	28 (0.300)
0.7~	8 (0.118)	10 (0.147)	2 (0.029)	4 (0.059)	0 (0.0)	44 (0.647)

表面波が発生するものと考えられる。

- ②表面波の発生には、地震波の見かけの入射角 θ ($\tan \theta = d_f/D$) が大きく影響する。 θ の値が小さい場合に、その地点固有の表面波が励起される可能性が大きい、と言える。

4. 地震動表面波の予測モデル⁽¹⁾

4.1 概 説

これまでの結果を基にして、本章では地震動表面波を予測するための基本的な統計モデルを開発する。ここでは、Kameda, Sugito, Asamura⁽¹⁾ による非定常地震動予測モデルにおいて用いた非定常スペクトルのモデル関数を表面波成分にも適用することにより、同様の非定常スペクトルを有する地震動予測モデルとする。ここで得られる地震動表面波の予測モデルは、それ自体工学的意義は大きい、さらに次のような応用の可能性をもっている。すなわち、文献(12)～(14)では、工学的基盤をS波速度で600～700m/sの層の上面と定義し、基盤での地震動データベースを作成して、それによる非定常地震動の統計的予測モデル (EMP-IB) を提案している。工学的基盤での地震動データベース作成において沖、洪積地盤上の記録は文献(2)の手法により表面波を除去した後、等価線形化手法を用いて基盤での地震動を推定している。EMP-IB モデルは工学的基盤面での地震動を予測するモデルであり、基盤面上に表面層を有する地表面の地震動が必要な場合には重複反射理論、等価線形化手法などを用いて地表面での地震動を予測することになる。この場合には、表面波は全く考慮されていない。そこで本章で得られる表面波の予測モデルによって得られる地震動表面波を、EMP-IB モデルより算出される実体波による地表の地震動に加えることにより更に有効な地震動予測モデルとすることを目指した。

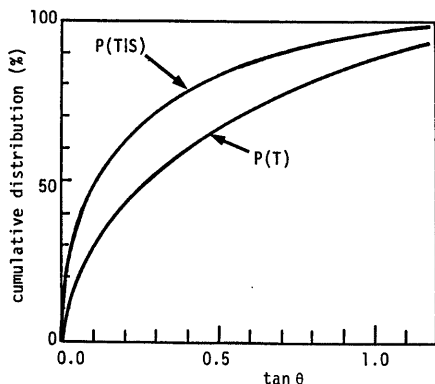


Fig. 8 Cumulative distribution for $P(T/S)$ and $P(T)$

3. においては、表面波の発生に関する要因分析を行ったが、その中で着目地点より震源を見下した角度 θ ($\tan \theta = d_f/D$; d_f : 震源深さ, D : 震央距離) に大きく依存することが示された。そこで、地震動予測において、まず与えられた D, d_f より $\tan \theta$ を求め、この $\tan \theta$ における表面波の発生確率を算出してその値により表面波を考慮するかしないかの判断をすることとした。すなわち、与えられた D, d_f より求められる $\tan \theta$ を x_1 とする。ここで $\tan \theta \leq x_1$ である事象を T 、表面波が発生するという事象を S とすると、ベイズの定理により次式が導かれる。

$$P(S/T) = P(T/S) \frac{P(S)}{P(T)} \quad \dots\dots\dots (8)$$

上式における $P(T/S)$ および $P(T)$ のモデル化したものを Fig. 8 に示した。また $P(S) = 68/367 = 0.18$ である。式(8)により得られる表面波発生確率が所定の値と比較し、表面波を地震動予測に取り入れるかどうかを検討することとする。

以下、4.2では、表面波のモデル化について概説する。4.3では、モデルパラメータの推定式について述べ、さらに4.4では、表面波成分の予測手順について説明する。

4.2 表面波成分のモデル化

Fig. 9 に、表面波予測モデルの概念図を示した。同図において太い破線で囲まれた部分が表面波成分の非定常スペクトルを表す。 f_0 は表面波成分の卓越振動数、 $\alpha_{m,f}$ は $f=f_0$ における強度パラメータ、 $t_{p,f}$ は継

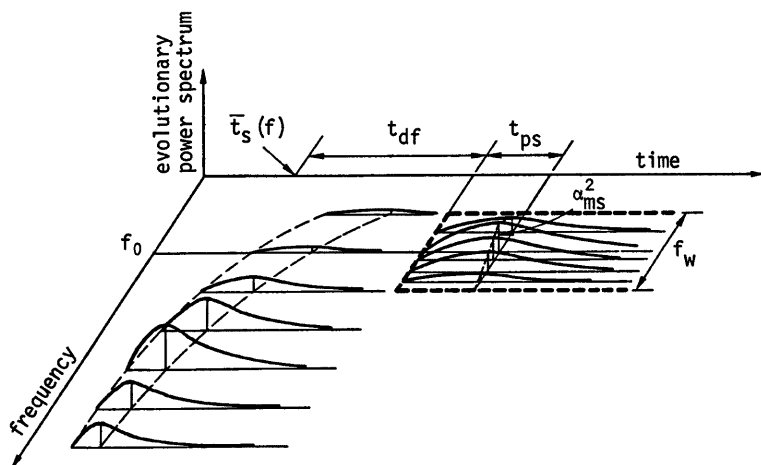


Fig. 9 Schematic description for modeled evolutionary spectra of surface waves and body waves

純時間を表すパラメータ, f_0 は表面波成分を考慮する振動数域を表している。また, t_{df} は実体波成分の平均的な到着時刻 $t_s(f)$ からの表面波成分の到着時刻の遅れ時間を表している。

前章で示した68成分の地震動表面波の非定常スペクトル⁵⁾を, Kameda, Sugito, Asamura¹¹⁾と同様の方法によりモデル化した。その一例を Fig. 10 に示す。これらのモデル化により得られた種々のパラメータの推定法については, 次節で述べる。

4.3 モデルパラメータの推定式

(1) 表面波の卓越振動数 f_0

3.3で述べたように, 本研究で対象としているような振動数域 (0.15~10Hz) でみられる表面波成分は, 主として局所的な地盤特性により励起されるものと考えられる。したがって, 卓越振動数は地盤条件より得られる表面波の分散曲線の群速度最小を与える振動数より求められる。地盤構造から算定される群速度の極小点の振動数と, 強震記録より分離された表面波の卓越振動数とは, 地盤構造に関する情報が深いところまで得られている場合によく対応している¹⁰⁾。たとえば, 2.でとりあげた八戸-Sの地点については, Fig. 5の分散曲線における0.4Hz付近の極小点とFig. 4にみられる0.4Hz付近の卓越振動数は良く一致している。このことは, インピーダンス比の十分大きな堅固

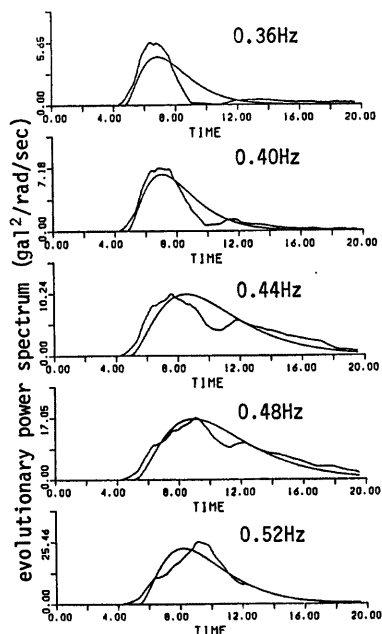


Fig. 10 Recorded and model evolutionary spectra for surface waves

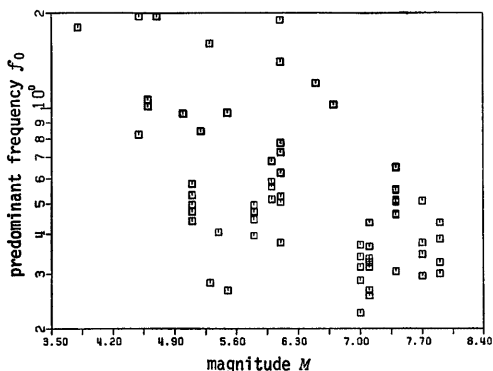


Fig. 11 Relation between predominant frequency f_0 of surface waves and earthquake magnitude M

いる。これは、地震の規模が大きいかほど低振動数の波が卓越し、それらにより励起される表面波が卓越することを表している。同様に、 M が小さい場合には低い振動数で卓越する表面波は発生しないと言える。このようなデータをもとに、発生する表面波の上、下限の振動数 f_{0u} , f_{0l} を M , d で規定することができる。

Fig. 11 に示したデータの上、下限の振動数は次式のように得られる。

$$\log f_{0u} = 0.840 - 0.0828M - 0.110 \log d \quad \dots\dots\dots(9)$$

$$\log f_{0l} = 0.150 - 0.0828M - 0.110 \log d \quad \dots\dots\dots(10)$$

式(9), (10)における M , d の係数は、Fig. 10 のデータの f_0 と M , d との関係

$$\log f_0 = 0.448 - 0.0828M - 0.110 \log d \quad \dots\dots\dots(11)$$

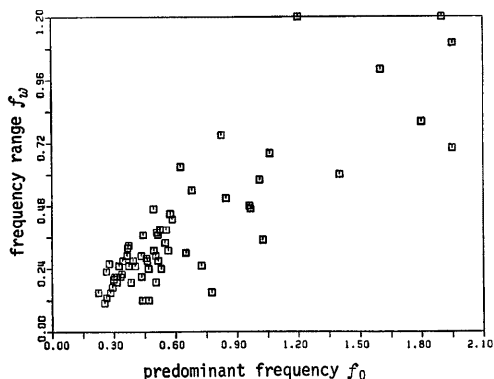


Fig. 12 Relation between predominant frequency f_0 and frequency range f_w of surface waves

な基盤面までの地盤情報が得られる場合には、その基盤より上層で卓越する表面波の卓越振動数を把握できるということであり、対象とする振動数域に応じた地盤情報が必要である。文献(10)においては、表面波の1次モード(基本モード)のみで検討を行っているが、実体波成分と時間軸上で比較的独立に卓越する表面波成分の場合、ほぼ1次モードで説明できるとしている。

一方、地震の規模、震央距離によって励起される表面波の卓越振動数が影響を受ける。Fig. 11 は、卓越振動数とマグニチュード M との関係を示したものである。とくに $M \geq 7$ になると、より低い振動数の表面波が発生し、比較的高い振動数の表面波は発生しないことを示して

より得られたものであり、式(11)の定数項を調整することにより式(9), (10)を得た。したがって、表面波の卓越振動数 f_0 は、対象とする振動数にみあう地盤条件を用いて得られる分散曲線より群速度極小となる振動数 f_1 , f_2 , ... を求め、さらに対象とする M , d から式(9), (10)により上下限の振動数 f_{0u} , f_{0l} を求めてこれらの範囲に入る振動数より推定することができる。 f_{0u} , f_{0l} の範囲に入る群速度極小となる振動数が複数個ある場合には、上記の理由によりそれらの最も低い振動数を f_0 とする。

以上、表面波の卓越振動数 f_0 の推定について述べた。なお、地盤条件が十分得られない場合には、たとえば式(11)により得られる平均的な卓越振動数を近似的に用いることができよう。

(2) 表面波成分の振動数巾 f_w

Fig. 12 に, f_w と f_0 の関係を示した。振動数巾 f_w は, 2. で示した分離振動数 f_{d1}, f_{d2} の差として得られたものである。回帰分析の結果次式を得た。

$$f_w = 0.0868 + 0.447 f_0 \quad \text{.....(12)}$$

式(12)におけるデータの変動係数は0.284である。

卓越振動数近傍の波の分散性の大小は基盤層と表面層のインピーダンス比に大きく依存する。 f_0 が低い場合はより深部の岩盤を基盤層とすることから振動数巾 f_w は狭くなり, 式(12)はこの傾向を表しているものと考えられる。

(3) 卓越振動数における強度パラメータ α_{ms}

各記録において分離した振動数域での α_m の最大値を α_{ms} とし, これを M, d に対して回帰分析し次式を得た。

$$\log \alpha_{ms} = -1.86 + 0.68M - 1.09 \log d \quad \text{.....(13)}$$

式(13)におけるデータの変動係数は0.890である。卓越振動数以外の f_w 内の振動数に対応する強度パラメータは, 次式のように与える。

$$\alpha_m(f) = \left(1 - 2 \frac{|f_0 - f|}{f_w}\right) \cdot \alpha_{ms} \quad \text{.....(14)}$$

(4) 継続時間パラメータ t_p

各記録において分離した振動数域内での各振動数に対する $t_b(f)$ の平均値を求め, これらと M, d, f_0 との相関を検討した。このうち, M, f_0 との相関が比較的大きいことから, 回帰分析により次式を得た。

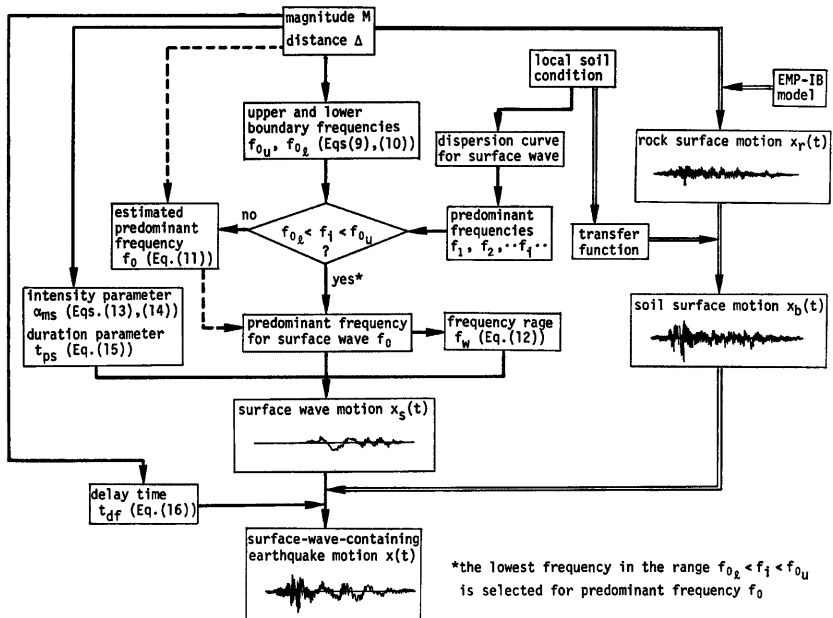


Fig. 13 Procedure for estimation of surface-wave-containing earthquake motions

$$\log t_{d_s} = -0.579 + 0.172 \cdot M - 0.565 \log f_0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

式(5)におけるデータの変動係数は0.400である。

(5)実体波成分からの遅れ時間 t_{d_f}

各記録において分離した振動数域内での各振動数の平均的な立上り時刻を求め、それと実体波成分の平均的な立上り時刻との差を t_{d_f} とする。これらのデータを M, d に対して回帰分析し次式を得た。

$$\log t_{d_f} = -0.568 + 0.210M + 0.223 \log d \quad \dots\dots\dots (6)$$

式(6)におけるデータの変動係数は0.788である。

4.4 表面波の予測手順

前節までに得られた結果に基づいて表面波の予測を行うための手順を示す。**Fig. 13** に地震動表面波予測のフローチャートを示した。以下に具体的に説明する。

- ①地盤資料より表面波の分散曲線を求め、群速度極小となる振動数 $f_1, f_2, \dots$ を得る。
- ②対象とするマグニチュード M 、震央距離 d から、式(9)、(10)より表面波を考慮すべき振動数域の上下限 f_{0_u}, f_{0_l} を求め、①で得た $f_1, f_2, \dots$ のうちこの範囲に入る最小値を卓越振動数 f_0 とする。ただし、地盤資料が十分なく、①で得た $f_1, f_2, \dots$ がすべて f_{0_u} より高い場合には便宜的に式(11)により卓越振動数 f_0 を与える。
- ③式(12)により考慮する振動数中 f_w を求める。

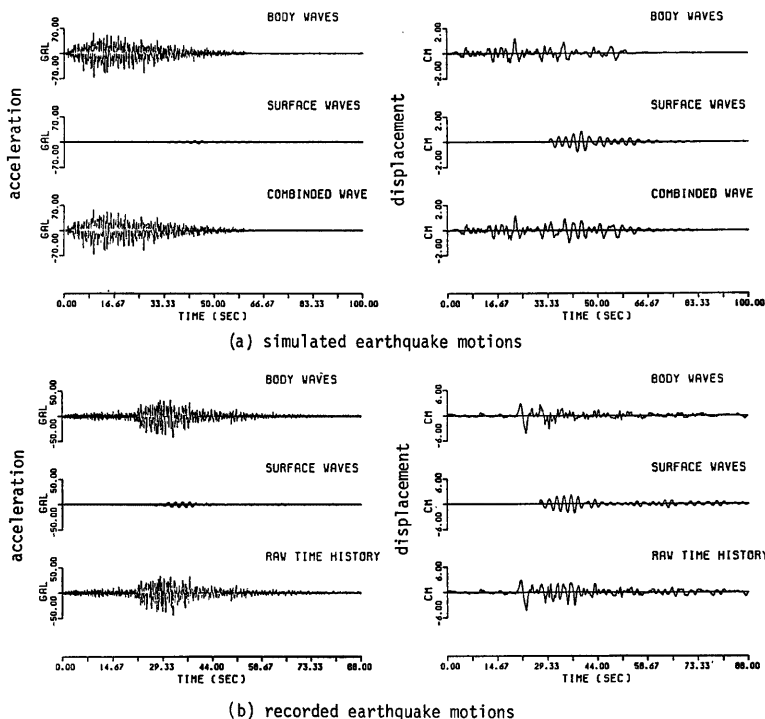


Fig. 14 Simulated and recorded earthquake motions (S-1202 Hachinohe, 1978 Miyagiken-oki Earthq., $M=7.4$, $d=273\text{km}$, $t_d=27\text{sec}$, $f_{d1}=0.36\text{Hz}$, $f_{d2}=0.65\text{Hz}$)

- ④式(13), (14), (15)により考慮する振動数巾 f_0 内での強度パラメータ $\alpha_m(f)$, t_{dF} (一定) を求める。
 ⑤実体波成分も含めて予測する場合は、対象とする M , d に対して EMP-IB モデルにより得られる工学的基盤面での地震動から表層地盤特性を考慮して地表での地震動を求めておく。また、式(16)により実体波成分からの遅れ時間 t_{dF} を求める。
 ⑥②～④において得られたパラメータを用いて表面波波形を得る。
 ⑦⑤で得られた実体波による地震動と⑥で得られた表面波による地震動とを時間差 t_{dF} を考慮して合成する。

以上の手順により表面波もしくは表面波を含む地震動をシミュレーションすることができる。Fig. 14 に1978年宮城県沖地震 ($M=7.4$) における八戸-Sでの地震動をシミュレーションした結果を実記録とともに示した。前節で述べたように、地盤資料が豊富な当地点では、表面波の卓越振動数をよくとらえることができ、この例では変位波形における表面波成分の強度もよく一致している。

5. 結 論

本研究では、強震記録に含まれる表面波の工学的特性を検討し、その地震動予測モデルを開発するための基盤の考察を行った。以下に得られた成果を列挙する。

- (1)本研究者らにより既に提案された強震記録における実体波・表面波の簡易分離法²⁾に検討を加え、表面波のみを分離する規準をより明確なものとした。この方法を用いてわが国における主な強震記録367成分のうち68成分の記録から表面波を分離した。
- (2)上記のデータに基づき、表面波発生に関する要因分析を行った。その結果、ここで対象とした振動数範囲 (0.15～10.0Hz) における表面波は各地点での局所的な地盤特性により励起されるものと考えられることが判った。また、表面波発生には、地震波の見かけの入射角 θ ($\tan \theta = d_f/d$) が強く影響し、従来からよく指摘されてきた「浅発地震の場合に表面波がよく発生する」という定性的な特性を本研究では発生率という定量的なパラメータで示した。
- (3)(1)で得られたデータに基づき、表面波を予測するためのモデルを提案した。ここでは、地盤条件より得られる表面波の卓越振動数 f_0 、およびマグニチュード M 、震央距離 d に対して予測するモデルとした。

本研究で提案したモデルでは、表面波の分散特性が考慮されていない。分散性については地盤条件のみならずどの程度の遠方から表面波として伝播してきたのかというパラメータを組み込む必要がある。このようなパラメータの設定には着目地点から震源までの広範な地盤特性が必要であり地震動予測に取り入れるには現時点では不可能である。また、工学レベルとしては、このような特性よりはむしろ表面波成分の卓越振動数、強度、継続時間を推定することが重要であり、本研究で提案したモデルはこれらの点については条件を満足しているものと考えられる。

謝 辞

本研究で扱った強震記録および地盤資料は、運輸省港湾技術研究所および建設省土木研究所より機会あるごとに提供して頂いているものである。とくに今回、1983年日本海中部地震を含む最新の強震記録に関して港湾技研の土田肇、野田節男、倉田栄一、井合進の各氏にお世話になった。記して深謝の意を表する次第である。なお、本研究における数値計算には京都大学大型計算機センターの FACOM-M 382/VP 100 システムを用いたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Liang, G. C. and C. M. Duke: Evolutionary Spectra for Strong Motion Accelerograms, Proc. 7th World Conference on Earthquake Engineering, 1980, pp. 561～567.

- 2) Sugito, M., H. Goto and F. Aikawa Simplified Separation Technique of Body and Surface Waves in Strong Motion Accelerograms, Proc. of JSCE, Structural Eng./ Earthquake Eng., Vol. 1, No. 2, 1984, pp. 71-76.
- 3) 神山 眞: 地盤の強震動特性とその予測に関する研究, 東北大学博士論文, 1985, pp. 99-111.
- 4) Toki, K.: Disintegration of Accelerograms into Surface and Body Waves, Proc. of 6WCEE, 1976, pp. 547-552.
- 5) 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, 1978, pp. 55-62.
- 6) 後藤尚男・亀田弘行・杉戸真太・今西直人: デジタルフィルタによる SMAC-B2 型加速度計記録の補正について, 土木学会論文報告集, 第277号, 1978, pp. 57-70.
- 7) 土田肇・山田通一郎・倉田栄一: 港湾地域強震観測地点資料(その1), 港湾技研資料, No. 34, 1967.
- 8) 大沢 胖(研究代表者): 1968年十勝沖地震における八戸港湾の強震記録と地盤特性, 文部省科学研究費補助金研究成果報告書, 1972.
- 9) Wright, J. P. and S. Takada: Earthquake Relative Motions for Lifelines, Proc. 5th Japan Earthq Eng. Symp., pp. 441~448, 1978.
- 10) 得津明弘: 強震記録に含まれる長周期波動の特性とその地震動予測への応用, 京都大学修士論文, 1985.
- 11) Kameda, H., M. Sugito and T. Asamura: Simulated Earthquake Motions Scaled for Magnitude, Distance and Local Soil Condition, Proceedings, 7WCEE, 1980, pp. 295-302.
- 12) 後藤尚男・杉戸真太・亀田弘行・斉藤宏・大滝健: 工学的基盤における地震動予測モデル, 京都大学防災研究所年報, 第27号, B-2, 1984, pp. 19-48.
- 13) Kameda, H., M., Sugito and T., Asamura "Simulated Earthquake Motions for Magnitude, Distance, and Local Soil Conditions," Proceedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering, Istanbul, 1980, Vol. 2, pp. 295-302.
- 14) Sugito, M. and H., Kameda "Prediction of Nonstationary Earthquake Motions on Rock Surface," submitted for publication in Proc. of JSCE, No. 362/I-2, Oct. 1985.
- 15) 伊藤学, 亀田弘行(訳): 土木・建築のための確率・統計の基礎, 丸善, 1977.
- 16) 恒川裕史, 亀田弘行, 杉戸真太, 後藤尚男: 改良型耐震工学データベース (SERM-II) について, 第18回地震工学研究発表会講演集, 1985.