

八戸検潮所における津波卓越周期

阿部邦昭*

1 はじめに

津波は主として地震に伴う海底の断層運動が、地表に変位（上下変位）を及ぼすことで発生する。断層運動によって発生する津波の波形とスペクトルは Yamashita・Sato (1974) によって求められた。それによると周期は断層の長さに比例して大きくなる。その他に傾斜角や断層の深さの影響を調べているがその影響は比較的小さい。また観測する方位によっても変化する。さらに津波の形成される場の速度、つまり水深の影響も考えなければならない。津波の周期は大まかに言えば断層の長さの 2 倍を波長とし、速度を波源の水深に対応した速度とした時の波の周期というのが津波の代表周期になると考えられる。しかし、海岸で現実には観測される津波は海岸での固有振動が重なり著しく変形されている。そのため津波の違いより、観測点の違いが大きくなる。高橋・相田 (1963) はスペクトル解析で同じ観測点では津波が違っても同じ周期が卓越することを示した。その例として宮古や土佐清水を上げている。一方、八戸はそれと違って特定の共振振動数を示さない例としている。海岸観測点である周期が卓越することがわかれば、津波本来の周期がわかったとき共鳴の可否が言えて、津波の発達を予測出来る。Abe (2005) は圧力センサーを使って、三陸海岸各地の静振を測定して卓越周期を決め、津波の周期を一定として津波の増幅度が共鳴に支配されていることを示した。このような背景の中で八戸のように津波で特定の周期が現れない場所があるなら、何故そうなるのかを調べる意義がある。高橋・相田 (1963) の研究以来、津波の記録が多く集積されたこ

とや静振の測定が行われることをもとに八戸検潮所の卓越周期について調べる。

2 津波の卓越周期

八戸市には検潮所が現在、湊（港）と鮫（港の南部）の 2 カ所にあって稼動しているが、ここでは湊の検潮所（気象庁）の津波記録に限定し、1938 年から 2003 年までの 66 年間の 36 個の津波を扱う。旧八戸測候所から提供してもらったアナログ記録をデジタルで読み取り、1 分間隔で 6 時間の時系列データを作り潮汐を含めた水位のスペクトルを求めた。読み取り開始は数個の例外を除き、第 1 波の到達時刻の直前の正時とした。スペクトルの計算方法は Abe (2005) と同じである。なお検潮所の応答補正は小さいとして無視している。スペクトル振幅の最大値に対応する振動数または周期を卓越振動数または卓越周期とする。従って各津波に 1 個卓越周期が決まる。その卓越周期の頻度分布を求める。図 1 にその津波の地震震央、図 2 に現在の八戸検潮所の位置、図 3 に求めた津波スペクトルの例、図 4 に卓越周期の出現回数を示す。津波が小さいときスペクトルには明瞭なピークがでない場合がある。しかし最大値は決めることが出来るので卓越周期が決まらないケースはない。図 3 に示した例は津波が大きく、ピークが明瞭な場合のみで、上から順に 1958 年エトロフ沖、1960 年チリ沖（1960 年チリ津波）、1994 年三陸はるか沖、1960 年三陸沖の各津波である。卓越周期はそれぞれ 33 分、85 分、19 分、35 分である。図 4 から卓越する周期で最も多いのが 30 分台の 13 例で、ついで 40、80 分台の 5 例がこれに次いでいる。10 分台から 90 分台まで 0 が無く切れ目なくつながっている意味では出にくい周

* 日本歯科大学新潟短期大学

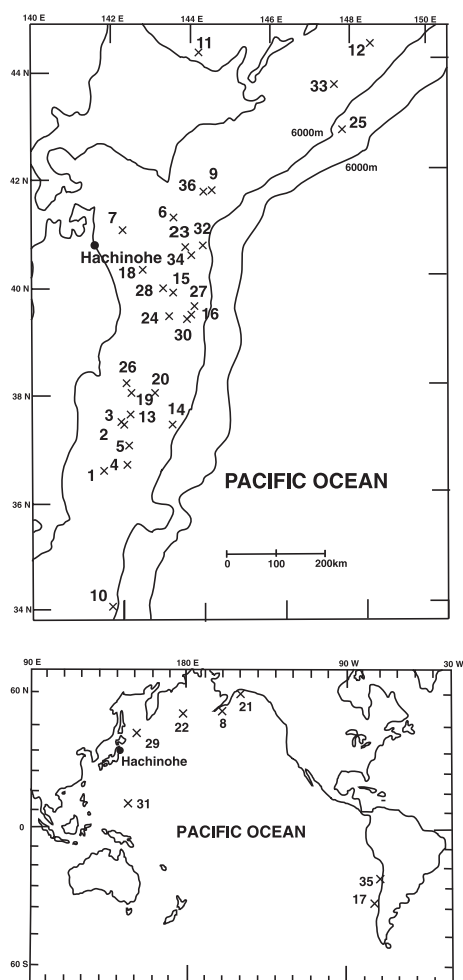


図 1 解析に使用した津波を発生させた地震の震央と八戸検潮所の位置関係。震央の脇に付けた番号は表 1 の番号に対応する。

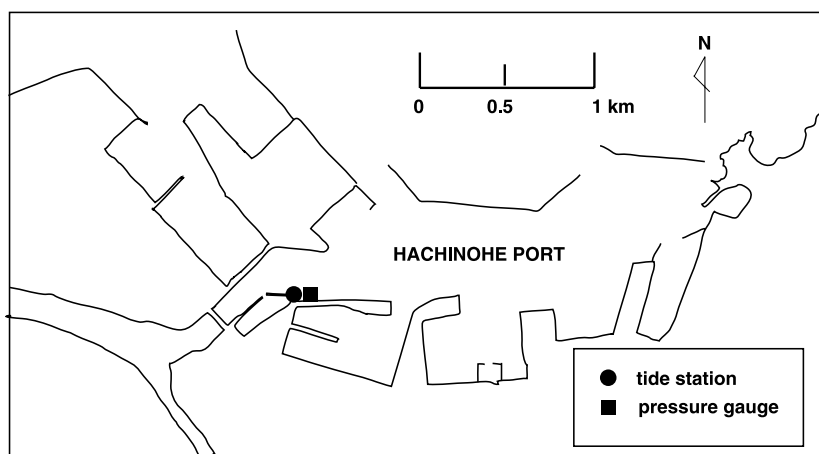


図 2 現在の検潮所（黒丸）と静振を測定した点（黒四角）の八戸港における位置。

表1 津波と卓越周期のリスト。左から番号, 発震日, 時刻 (いずれも日本時間), 地震マグニチュード, 震央の緯度, 経度, 集約時間 (日本時間), 津波波源の地名 (県名, 沖等を省略), 震央距離 (km), 震央方位角 (北から時計回りの角度で単位は度) 卓越振動数 (mHz), 同周期 (分) を表す。地震の発震時, マグニチュード, 震央, 津波名は渡辺, (1998) 及び理科年表による。津波の番号は図1の震央と対応する。

No	origin time ,date (JST)	origin time, hour (JST)	earthquake magnitude M	epicente r, lat	epicenter, long	sampling time (JST)	district name of origin	epicentral distance (km)	azimuth (deg)	dominant frequency (mHz)	dominant period (min)
1	1938.5.23	16:18	7.0	36.65	141.58	16:00-22:00	Ibaraki	432	179	0.3	56
2	1938.11.5	17:43	7.5	37.33	142.18	18:00-24:00	Fukushima	356	171	0.18	93
3	1938.11.6	17:54	7.4	37.43	141.92	18:00-24:00	Fukushima	346	174	0.2	83
4	1938.11.22	10:14	6.9	36.73	142.08	10:00-16:00	Fukushima	425	173	0.5	33
5	1938.11.30	11:30	6.9	37.03	142.15	12:00-18:00	Fukushima	394	172	0.42	40
6	1943.6.13	14:12	7.1	41.25	143.35	14:00-20:00	Tokachi	172	62	0.4	42
7	1945.2.10	13:58	7.1	41.00	142.07	14:00-20:00	Aomori	69	41	0.2	83
8	1946.4.1	21:29	7.4	52.75	-162.50	1:00-7:00(4/2)	Aleutian	4357	53	0.2	83
9	1952.3.4	10:23	8.2	41.80	144.13	10:22-16:22	Tokachi	259	56	0.5	33
10	1953.11.26	2:48	7.4	33.98	141.72	2:49-8:49	Bousou	728	179	0.2	83
11	1956.3.6	8:29	6.3	44.30	144.08	11:29-17:29	Okhotsk	468	26	0.24	69
12	1958.11.7	7:58	8.1	44.30	148.50	9:00-15:00	Iturup	708	52	0.5	33
13	1959.1.22	14:10	6.8	37.52	142.23	14:00-20:00	Fukushima	341	170	0.46	36
14	1959.10.26	16:35	6.8	37.47	143.25	17:00-23:00	Fukushima	372	156	0.5	33
15	1960.3.21	2:07	7.2	39.83	143.43	2:00-8:00	Sanriku	166	117	0.48	35
16	1960.3.23	9:23	6.7	39.42	143.72	9:30-15:30	Sanriku	223	123	0.56	30
17	1960.5.23	4:11	9.5	-39.50	-74.50	2:00-8:00(5/24)	Chile	16953	100	0.2	83
18	1960.7.30	2:31	6.7	40.30	142.52	2:30-8:30	Iwate	87	107	0.36	46
19	1961.1.16	16:20	6.8	38.03	142.27	17:00-23:00	Ibaraki	285	167	0.62	27
20	1962.4.12	9:53	6.8	37.97	142.82	11:00-17:00	Miyagi	306	158	0.48	35
21	1964.3.28	12:36	9.2	61.10	-147.50	19:00-1:00	Alaska	5163	39	0.24	69
22	1965.2.4	14:01	8.2	51.30	178.60	18:00-24:00	Aleutian	3064	55	0.52	32
23	1968.5.16	9:49	7.9	40.73	143.58	10:00-16:00	Tokachi	174	82	0.56	30
24	1968.6.12	22:42	7.2	39.42	143.13	23:00-5:00	Iwate	184	132	0.7	24
25	1969.8.12	6:28	7.8	42.70	147.62	7:00-13:00	Hokkaido toho	560	63	0.48	35
26	1978.6.12	17:14	7.4	38.15	142.17	18:00-24:00	Miyagi	270	168	0.48	35
27	1989.10.29	14:25	6.5	39.57	143.78	15:00-21:00	Sanriku	219	119	0.22	76
28	1989.11.2	3:25	7.1	39.85	143.05	3:30-9:30	Sanriku	149	120	0.46	36
29	1991.12.22	17:43	7.4	45.45	152.23	18:00-24:00	Urup	1026	54	0.26	64
30	1992.7.18	17:36	6.9	39.38	143.65	18:00-24:00	Sanriku	221	125	0.4	42
31	1993.8.8	17:23	7.5	12.98	144.80	17:34-23:34	Mariana	3078	173	1.72	10
32	1994.4.8	10:11	6.6	40.53	143.97	10:00-16:00	Sanriku	205	89	0.22	76
33	1994.10.4	22:22	8.1	43.53	147.72	22:00-4:00	Hokkaido toho	609	55	0.76	22
34	1994.12.28	21:19	7.5	40.45	143.72	21:00-3:00	Sanriku	185	92	0.88	19
35	1995.7.31	14:11	7.3	-23.36	-70.31	13:00-19:00(8/1)	Chile	16473	113	0.58	29
36	2003.9.26	4:50	8.2	41.78	144.08	4:50-10:50	Tokachi	255	56	0.38	44

期が無いとも言える分布である。それぞれの津波の地震発震日時などの要素と求められた津波の卓越振動数及び周期は表1にまとめて示す。地震の発震日時, 震央, マグニチュードは渡辺 (1998), 理科年表 (2006) から引用した。日本の周辺では津波本来の周期は20分前後にある場合が多いことを考えると, 80分台に極大が生じるのは珍しい。従ってこれは津波本来のものではなく, 検潮所近傍の地形の影響であると推測される。

次にこの卓越周期の時間変化と方位角変化

を見てみる。図5は津波の発生年月日を横軸に, 縦軸に卓越周期をとってプロットしたものである。1983年3月1日は検潮所が現在地に移転した日で, それまでは現在地より約750m川の上流にあった (中央気象台, 1953)。この図で移転を境にして津波の卓越周期がより短い方へ変位しているように見える。周期の短い波ほど深い所に捕捉されて川のような浅い所に伝わりにくいことを考えるとあり得ることである。図6は移転の影響は無視して全データを検潮所からの震央の方位に対して

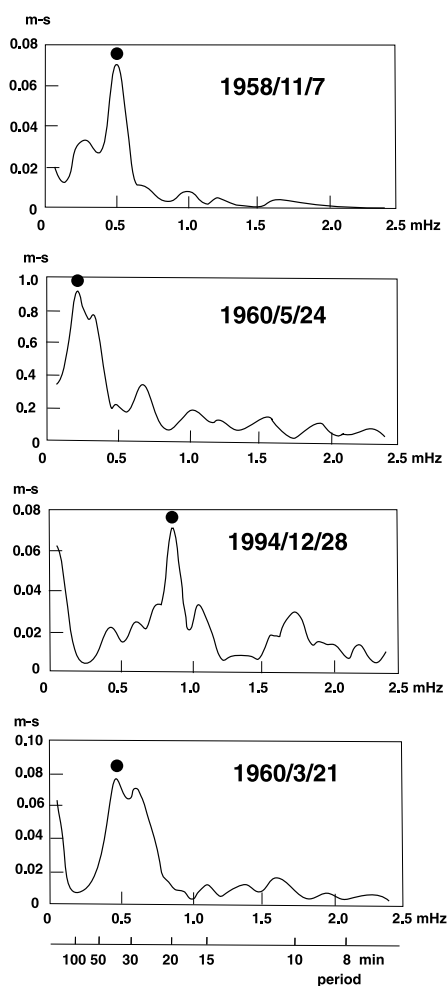


図3 津波の振幅スペクトルの例。上から1958年エトロフ津波, 1960年チリ津波, 1994年三陸はるか沖津波, 1960年三陸沖津波。黒丸は卓越振動数(卓越周期)。

プロットしたものである。卓越周期を決めるピークの出方の明瞭さで印を変えてある。これをみると卓越周期が70-80分台で明瞭な2件はいずれも方位角が80度から100度で海岸の法線方向に近い方向であることがわかる。このことは後の議論とも関連するがこの周期は陸棚の固有振動の基本モードにあたり, それが入射角が小さい場合に振幅が大きくなることから説明される。また30分台の卓越に関しては方位角による変化は小さい。

3 静振のスペクトル

2005年10月23-24日に圧力センサーを使って, 検潮所から100mと離れていない岸壁の外海側(図2)で静振の観測を行った。静振は津波のような強制入力のない状態での水位振動である。測定時間は1回目が16時17分から6時間, 2回目が22時33分から6時間でサンプリング間隔は1分である。そのスペクトルを図7に示す。これによると最大値を示す周期は1回目が119分, 2回目が76分である。この値は三陸地方の大きい湾の卓越周期よりさらに大きな値である(Abe, 2005)。湾よりひと回り大きい陸棚の固有振動が現れたことが陸棚のモデルからの考察で明らかになる。

4 一様傾斜陸棚モデル

一様傾斜陸棚モデルに対する振動数特性は

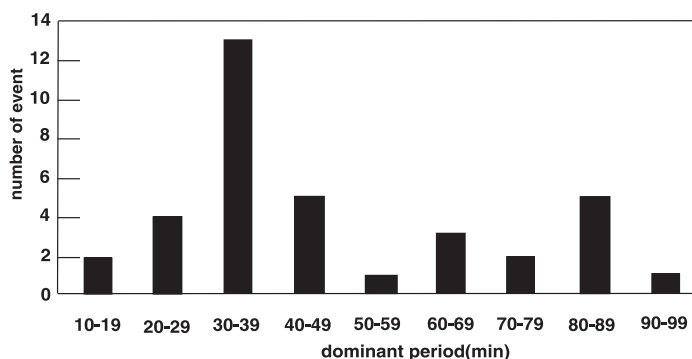


図4 卓越周期の出現頻度。

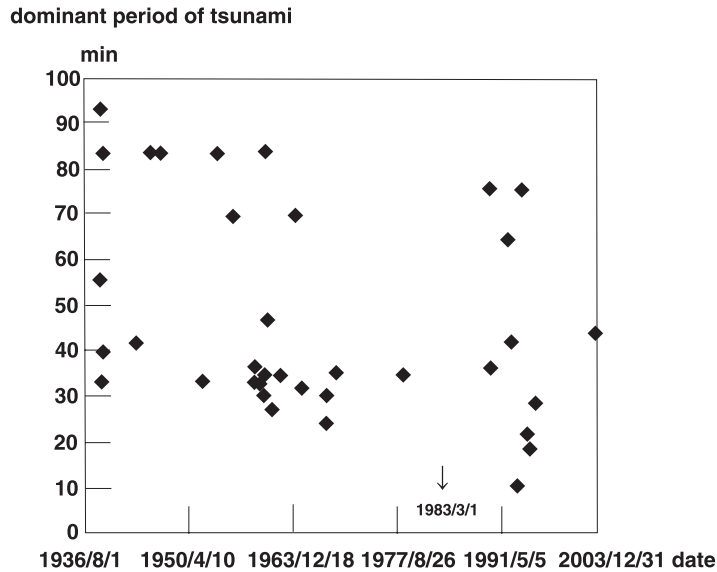


図5 卓越周期の出現日による変化。矢印の日時が検潮所の現在地に移転した日。

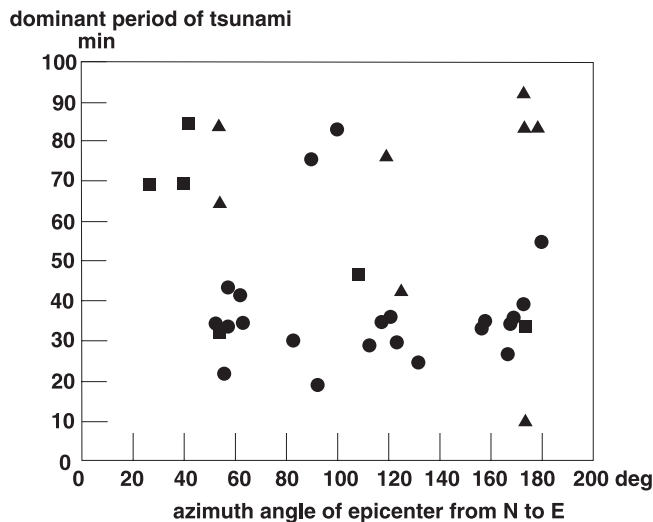


図6 卓越周期と津波を起こした地震の震央方位角との関係。方位角は検潮所で北から時計回りの測ったもの。図中の丸は卓越周期のピークが分離していて顕著なもの、四角はピークの不明瞭なもの、三角はピークが無いに等しいもの（それでも最大値は定義出来る）。

解析式で与えられている（例えば Abe・Ishii, 1980）。ここで八戸沖の陸棚に対して Abe・Ishii, (1980) に基づいて一様傾斜陸棚モデルを適用する。図8はその陸棚の地形とその断面図である。A1 と A2 は断面をとった切り口の通る点で、この断面に点線で表したモ

デルを当てはめる。横方向にはこの断面が無限に長く続くモデルである。そのパラメータは陸棚の一定水深 h_1 、外海の一定水深 h_3 、陸棚の長さ l 、陸棚の裾の勾配 $\tan \theta$ である。これらをそれぞれ 80m, 1600m, 39km, 0.027 に選んだのがこの図である。1600m を外海

の水深に選んだのはここで一旦傾斜が止まり、平らな面が出来ているからである。ここに入射角 ϕ_3 で振動数 f の平面波が入るとする。このとき海岸での振幅の入射波の振幅との比

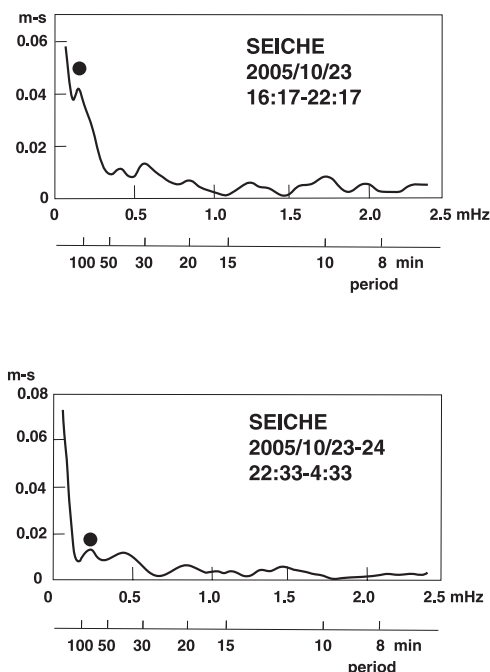


図 7 圧力センサーで測定した静振の振幅スペクトル。

を振動数 f の関数として表したのが図 9 である。1 段目は入射角 5° の場合、2 段目は入射角 40° の場合である。これは振幅が同じで振動数の異なる種々の波が一度に同じ入射角で入射した場合の振幅特性であると考えることが出来る。振動数特性で振幅比の大きい振動数の波に対しては共鳴が起こって海岸で振幅が大きくなることを示している。3 個のピークのうち振動数の最も小さいものが基本振動、2 番目に小さいものが 1 次高調波、3 番目は 2 次高調波である。 40° よりさらに入射角が大きくなると 3 つ山のパターンを維持するがそれぞれの振動数は少しずつ変化し振幅比はすべて減少する中で基本振動の振動数は大きくなる。基本振動は周期にして 5° の場合 112 分であるが 80° では 73 分にまで小さくなる。

5 陸棚モデルの振動数特性と卓越周期

これに対して観測された津波に対しては一つ一つスペクトルを比べる代わりに卓越周期の分布で比較する。一つ一つの津波の入射角は図 6 の方位角分布の広がりから推定出来るようにならなければならぬ。しかしその振動数特性の入射角による変

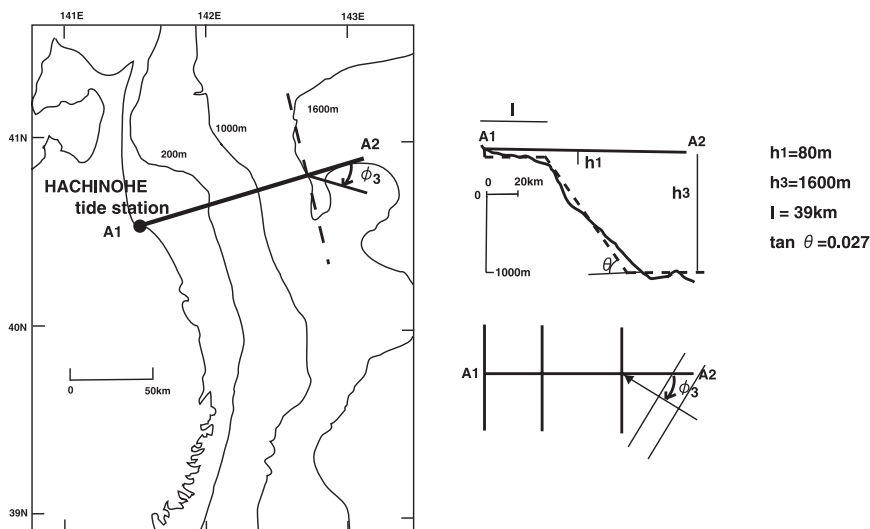


図 8 左図の A1 と A2 を結ぶ線にそってとめた陸棚断面図 (右上の実線) とそのモデル (同点線) 及びその定数の定義。右下はモデルに入射する波の入射角 ϕ_3 の定義。

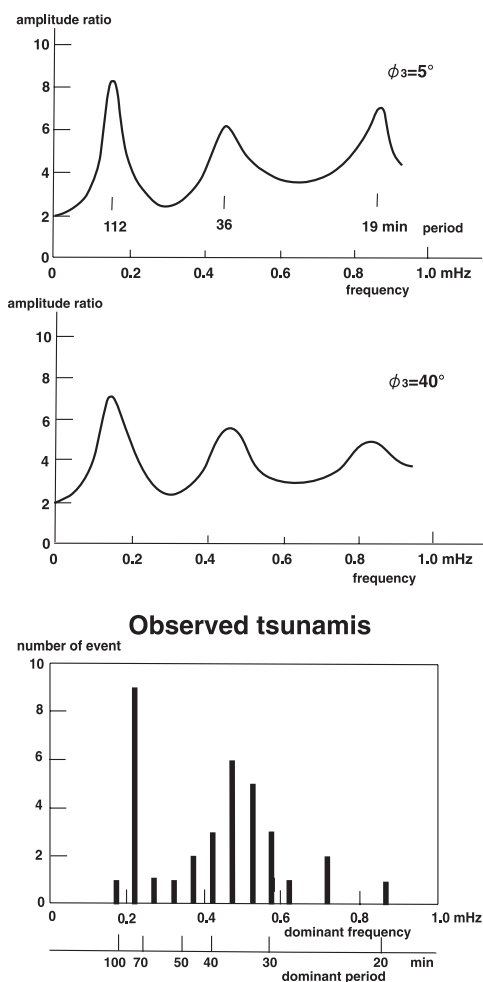


図9 モデルに基づいて求めた海岸での振幅と入射波の振幅の比の振動数特性。入射角 5° 及び 40° の場合を1段目と2段目に示す。下段はその特性と比較するために、観測された津波の卓越周期を卓越振動数に直して、 0.5mHz 刻みで頻度分布にしたもの。図4を振動数で取り直した事にあたる。

化は大きくないのでさしあたり角度の平均的な値と考えられる 40° の曲線で代表させて比較してみる。そのとき特性が周期でなく振動数でとられているので、卓越周期の代わりに卓越振動数に直して 0.05mHz 間隔で頻度分布をとってみる。それをグラフにして横軸のスケールを同じにして比較したのが図9の下

段の図である。これをみるとそのパターンが類似していることがすぐわかる。図3で得られた80分台の頻度のピークがここでは $0.2\text{--}0.25\text{mHz}$ の頻度のピークに対応し、30分台のピークは $0.45\text{--}0.5\text{mHz}$ のピークに対応する。これを陸棚モデルの振動数特性と比較するとき、振動数特性の極大値の振動数に対応して観測される卓越振動数の頻度が増加する。特に $0.45\text{--}0.5\text{mHz}$ と1次高調波のピークの一致は注目し値する。それにたいして $0.2\text{--}0.25\text{mHz}$ のピークと基本振動の卓越振動数の一致はそれほど良くないが入射角が 80° まで大きくなると一致は良くなる。これは津波の卓越周期が陸棚の特性に対応して現れたことの証拠と見なせる。

ここで図3で示した津波の卓越周期と陸棚振動との関係について触れておく。1958年エトロフ沖津波の33分は1次高調波、1960年チリ沖津波の85分は基本振動、1994年三陸はるか沖津波の19分は2次の高調波、1960年三陸沖津波の35分は1次高調波としてそれぞれ説明される。

6 考察

観測から得られた図7の静振のスペクトルを陸棚モデルから解釈する。1回目の卓越周期119分は、陸棚モデルで入射角 5° の場合の基本振動の周期112分とほぼ一致し、2回目の卓越周期76分は、陸棚モデルで入射角 80° の場合の基本振動の周期73分と近い値になっている。また2回目の2、3番目に振幅の大きいピークの周期は、入射角 80° のモデルの1次高調波、2次高調波のそれに対応するとみられるが2次高調波の一致はいいが、1次高調波の一致はそれほどでない。総合的に見て静振のスペクトルは陸棚モデルの振動数特性で近似出来るといえる。2回の測定で基本周期が119分から76分に変化したことは基本振動の周期が入射角の変化で変化する範囲にあるので白色ノイズの入射方向が変化したとすれば理解出来る。とくに119分の卓越周期は津波では現れない範囲にありこれの

出現が陸棚振動の存在を確かなものになっている。

7 結論

1938 年から 2003 年までの 66 年間に八戸（湊）検潮所で観測した 36 個の津波の卓越周期を、6 時間の記録のスペクトルから求めた。その結果、30 分台は 13 件（36%）と突出して多く、以下 40 分, 80 分台の 5 件（14%）となった。この特徴のある分布は陸棚振動の周期特性と一致しており、津波が陸棚振動を励起した結果であると解釈された。80 分台は基本振動、30 分台は 1 次高調波の周期である。このことから八戸の津波卓越周期は大部分が陸棚振動の励起の結果として説明出来る。

謝辞

津波の検潮記録を提供していただきました旧八戸測候所の関係者の方々に感謝いたします。

参考文献

- Abe, Ku. and H. Ishii, 1980, Propagation of tsunami on a linear slope between two flat regions. Part 2 reflection and transmission, J. Phys. Earth, 28, 543-552.
- Abe, Ku., 2005, Tsunami resonance curve on dominant periods observed at bays, in “Tsunamis: Case studies and recent developments”, ed. by K. Satake, Springer Publishing, 97-113.
- 中央气象台, 1953, 昭和 27 年 3 月十勝沖地震調査報告, 験震時報, 17, 1-130.
- 理科年表, 2006, 国立天文台編, 1022p.
- 高橋龍太郎・相田勇, 1963, 日本沿岸で観測された数箇の津波のスペクトルについて, 地震研究所彙報, 41, 299-314.
- Yamashita, T. and R. Sato., 1974, Generation of tsunami by fault model, J. Phys. Earth, 22, 415-440.
- 渡辺偉夫, 1998, 日本被害津波総覧, 第 2 版, 東京大学出版会, 236p.