

地震波形の周波数分析*

柴田 武男**

竹山 一郎**

関 彰***

550.340

Frequency Analysis of Seismic Waves

Takeo Shibata

Ichiro Takeyama

(The Seismological Observatory, J.M.A.)

Akira Seki

(The Seimological Division, J.M.A.)

Analysis of the seismic waves recorded on magnetic tape of long period seismograph ($T_0=30^s$) at Matsushiro indicates the regional difference on the period of P and S waves in east Japan.

The periods of the maximum velocity amplitude of P and S waves increase especially at the distance $\Delta=600-800$ km and $\Delta=1000-1200$ km, corresponding to the districts off Sanriku and off east coast of Hokkaido, respectively.

However, the period ratio T_s/T_p of the earthquakes, which occurred in the area off Sanriku, shows a large anomaly as compared with normal values on the earthquakes near east Hokkaido.

In Sanriku area, the difference of period of the maximum amplitude is found to be attributed to the regional difference, on the other hand, in the area off east Hokkaido depends on the magnitude.

On the earthquakes occurred in Sanriku area, the peak of spectrum of P wave shifts to low frequency as approaching toward the Trench and the attenuation of high frequency waves becomes large gradually. However, S waves with period of about 10 seconds are not affected by the regional difference. These phenomena are found also for the earthquakes in the area off far east coast of Kanto district.

The main cause of the difference in periods of the maximum amplitude and spectra may be attributed to the difference in path near the focus.

§1. はじめに

日本付近の地震波の減衰についてはすでに多くの人によって研究されているが、松代で従来使われている短周期地震計による近地地震の記録をみても非常に短周期波

の卓越しているもの、 S 波が検測できないもの、あるいはマグニチュードの値が JMA のそれとかけはなれたものなどかなり複雑である。それには地震によって発震機構も違うであろうが、地震の起る場所によって記象型が異ってくる傾向が強くみられるので、周波数帯域の広い長周期磁気テープ式地震計を使って地域を細かく分けてその周期特性をしらべてみた。

松代にこの地震計を設置してからまだ日も浅く、西日

* Received August 29, 1972

** 気象庁地震観測所

*** 気象庁地震課

本の地震については資料に乏しいので、ここでは主として東日本のしかも浅い地震を対称に上記地震計から得られた速度記録を最高 8 Hz から 1/2 オクターブ毎の帯域でフィルターをかけ、最大振巾の周期、スペクトラムを求めて地域毎の比較をおこなった。

地震計の固有周期は3成分とも30秒、総合特性としてヘッドの応答範囲数10サイクルから20数秒まで平坦な感度曲線が考えられるので、地震のマグニチュード M 、震源距離 Δ の違いなどによっておこる影響は少ないものと思われる。

§2. 最大振巾の周期

P および S 波の最大振巾の周期と Δ との関係を Fig. 1. 1, 1. 2 にそれぞれ図示してある。この場合最大振巾は P 波については上下動の、 S 波については水平2成分の平均値の最大動をとってある。

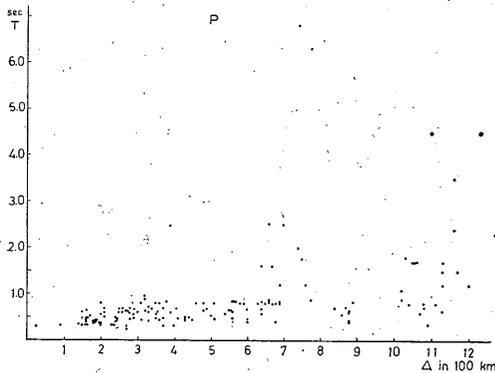


Fig. 1. 1

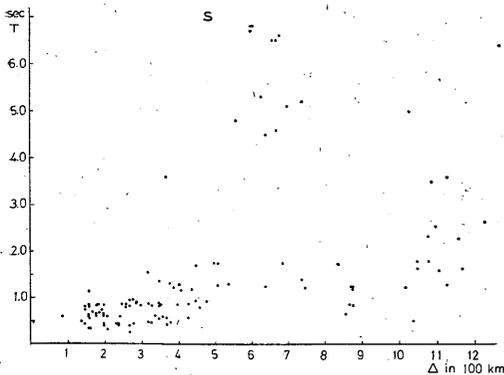


Fig. 1. 2

Fig. 1. Periods corresponding to the maximum amplitude of P (Fig. 1. 1) and S (Fig. 1. 2) as the function of distance.

P 波については、ここでとり扱った $\Delta = 1200$ km くら

いまでのところでは0.3~1.0秒くらいの間ではほぼ直線の変化があるようにみえるが、 $\Delta = 600 \sim 800$ km および $\Delta = 1000$ km 以上のところで不連続的に周期がのびている。前者は三陸沖、十勝沖、襟裳岬沖などに発生した地震で地域の変化であり、後者は北海道東方沖の地震でおもに M の影響をうけていることは Fig. 2. 1~5 でわかる。

Fig. 2 は Fig. 1. 1 から P 波について周期変動があまりないと思われる適当な Δ の範囲を区切り、それぞれの範囲で M と最大振巾の周期との関係を示したものである。大部分が北海道東方沖の地震にあたる Fig. 2. 5

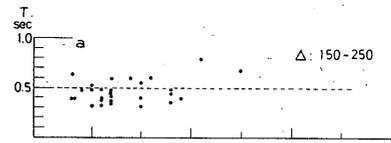


Fig. 2. 1

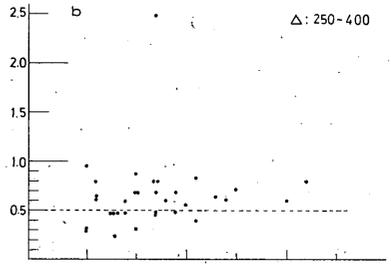


Fig. 2. 2

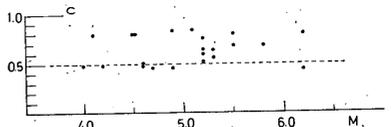


Fig. 2. 3

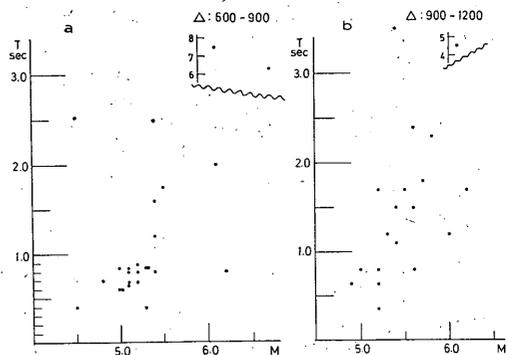


Fig. 2. 4

Fig. 2. 5

Fig. 2. Relation of periods corresponding to the maximum amplitude and magnitude.

の地域では M に比例して周期も大きくなっているのに対し、Fig. 2.1~2.4 の区域すなわち $\Delta=900$ km くらいまでの間では、 $M=4\sim 6$ くらいの範囲内で M による周期変化はあまりみられない。特に Fig. 2.2~2.4 でみられるように、特定の地域の地震で M に関係なく急激に大きくなっている。Fig. 2.4 から例えば $M=4.5$ あるいは 5.4 の三陸はるか沖の地震では周期が 2 秒前後になっているのに対し、 $M=6.2$ の浦河沖の地震では 0.8 秒で記録されている。

次に、 S 波であるが、一般に近地震の場合表面波との分離がむずかしいので、ここでは低周波帯域で表面波の発震時を確かめそれまでの間の最大動を S 波の最大振幅とした。 S 波では P 波の場合と比べさらに複雑で、同じ M の地震だけに注目しても Δ に対し簡単な比例関係はみられない。 S 波においても $\Delta=600\sim 800$ km および 1000 km 以上で P 波と同じ傾向がみられるが、ただ三陸沖一帯の地震では P 波の周期が 1~2 秒であるのに S 波では 5~7 秒と T_s/T_p が極端に大きくなっている。これとは逆に北海道東方沖の地震では P 、 S の周期の間にそれほどの差がなく個々の地震についてはほぼ正常な周期比を示していることは注目される。宇津の論文 (1968) で東日本内陸から大陸へかけての吸収帯について詳しく述べられているが、これだけでは上記の現象は説明できないように思われる。

Fig. 1.1, 1.2 をさらに細かく調べると、関東地方内陸では P 波で 0.3~0.6 秒、 S 波で 0.3~0.9 秒くらいの周期でばらついており、これと M 、震源の深さ、地域性などとの関係ははっきりしないが、海洋域の地震では震源の場所によりかなり地域差がみられる。松代からみて震源が海洋にあたる $\Delta=250$ km 付近から周期は急に大きくなり、特に S 波においてこの現象が著しい。一般に茨城県沖の地震では Δ がより大きい福島県沖、宮城県沖の地震より周期が大きくなる傾向がある。また三陸沖一帯の地震では Δ がそれほど違わない青森県沖、岩手県沖の地震に比べてはるかに大きい周期の波が記録されている。北海道東方沖の地震では震源の場所による変化ははっきりしない。

§3. 地域別波形解析

Fig. 3 のスペクトラムはテープ記録を $\frac{1}{2}$ オクターブ毎のフィルターにかけ、 P 、 S 波共立ち上り部分の同一時刻の波を読みとってある。この場合、各帯域ともその中心周波数から大きくはずれるものは除いた。横軸に周期を秒単位で、縦軸に Relative Velocity Amplitude を

とってある。図の説明の中で数値はそれぞれの地震の Δ 、 h 、 M の値である。

茨城県沖の地震では P 波のピークが平均 0.6 秒、 S 波が 0.7 秒くらいになり、福島県沖の P 波の 0.4 秒、 S 波の 0.6 秒および宮城県沖の P 波の 0.4 秒よりやや大きくなっている。ただ、宮城県沖の地震では S 波の周期がのびると同時に、 $M=5.5$ 以上の地震になるとスペクトラムが 1 秒と 5 秒付近で 2 つのピークをもち、その間ではほぼ平均になっている。宮城県沖のスペクトラムの中で Δ は茨城県沖の地震 ($\Delta=400$ km) であるが、 P 波のピークが 0.8 秒で同じ M の他の地震よりかなり大きく、振幅は逆に短周期部分でかなり減衰している。一般に関東はるか沖の地震ではこの傾向があり、松代では S 波が観測できないものが多い。福島県沖の地震では M に比例してピークの周期も長くなり振幅も大きくなっている。福島県沖・宮城県沖の地震は M に対してピーク付近で normal な振幅分布になっているが、茨城県沖の地震では短周期帯域で複雑な分布を示し、1 秒以上のやや長いところで normal な値を示している。

岩手県沖、三陸沖の地震の場合、Fig. 3.5, 3.6 の P 波スペクトラムで見られるように扱った地震は $M=5.0\sim 5.3$ とほぼ同じ規模のものであるのに、スペクトラムは周波数によってかなり複雑である。そして両地域共震源が沿岸から Trench 方向へ離れるに従ってそれぞれのピークが周期の長い方へ移行している。振幅についてみると岩手県沖の P 波スペクトラムでは M に対して 0.4 秒前後の周期の短いところで相対的に normal な値をとっており、それ以下の周期の長いところでは沿岸から離れる地震ほど減衰がおそいようである。これに反して三陸沖の地震の場合、1.2 秒前後の比較的長いところで normal な値を示し周期の短いところでは震源が Trench へ近づくほど減衰が大きくなっているのは興味深い。

S 波については、Fig. 3.5~9 のスペクトラムでみられるように岩手県沖、三陸沖から十勝沖にかけてピークにあたる周期が 10 秒前後の値になっている。 P 波の 1 秒前後の値に比べて極端に大きくしかも S 波では震源の場所による影響はみられない。これは Fig. 3.3 の宮城県沖の地震でみられる長短 2 つのピークのうち、短周期の方が極端に減衰してしまったものと思われる。従って松代で三陸沖一帯の地震を観測する場合、固有周期 1 秒前後の短周期地震計にはほとんどあらわれないで 15 秒の長周期地震計で検出される。この場合、時間精度がややおちるのはやむをえない。短周期地震計で S 波として読み取った値は JMA の震源に対して 10 数秒おくられているの

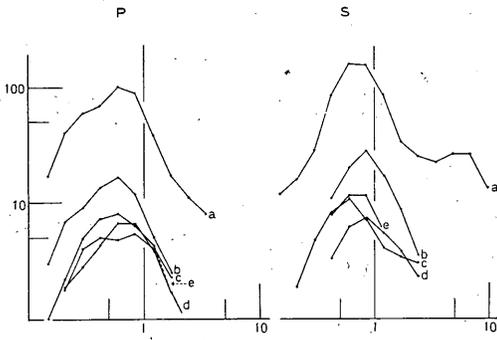


Fig. 3.1. Off Ibaragi Pref.
 a : 260, 40, 5.5 d : 270, 40, 4.5
 b : 270, 40, 4.8 e : 260, 40, 4.5
 c : 320, 10, 4.7

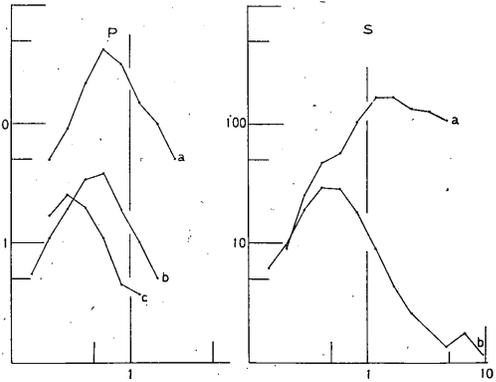


Fig. 3.4. Akita and Iwate Pref.
 a : 360, 0, 6.2 c : 370, 10, 4.0
 b : 370, 10, 4.9

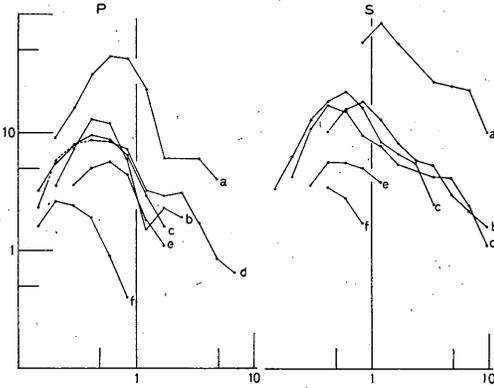


Fig. 3.2. Off Fukushima Pref.
 a : 355, 10, 5.4 d : 290, 50, 4.7
 b : 310, 50, 5.1 e : 290, 40, 4.5
 c : 310, 40, 4.9 f : 320, 30, 4.2

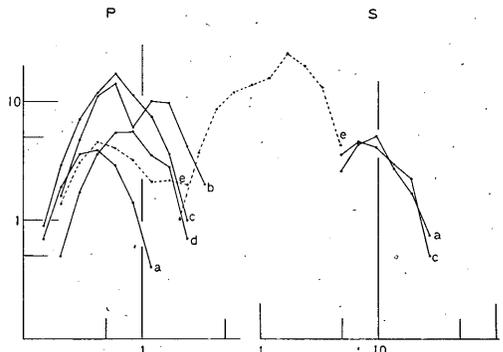


Fig. 3.5. Off Iwate Pref.
 a : 520, 50, 5.2 d : 560, 30, 5.1
 b : 540, 40, 5.3 e : 510, 10, 4.9
 c : 550, 30, 5.3

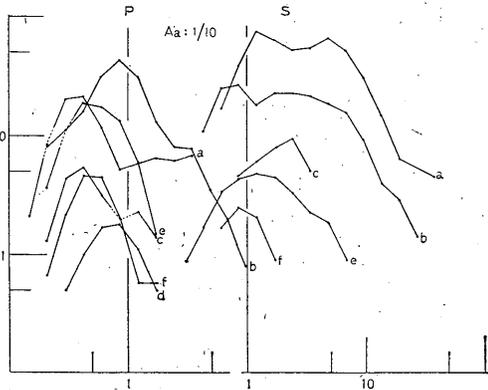


Fig. 3.3. Off Miyagi Pref.
 a : 430, 40, 6.2 d : 400, 30, 4.7
 b : 405, 40, 5.5 e : 430, 40, 4.6
 c : 380, 50, 5.1 f : 440, 60, 4.6

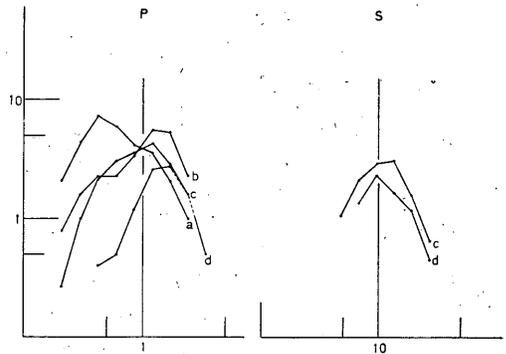


Fig. 3.6. Far off Sanriku.
 a : 600, 20, 5.1 c : 660, 50, 5.2
 b : 660, 60, 5.3 d : 670, 50, 5.0

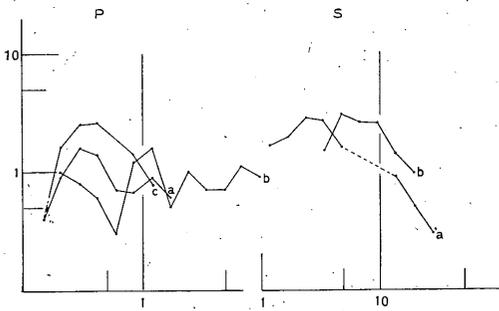


Fig. 3.7. Off Aomori Pref.
 a : 650, 50, 5.2 c : 660, 40, 5.2
 b : 680, 40, 5.1

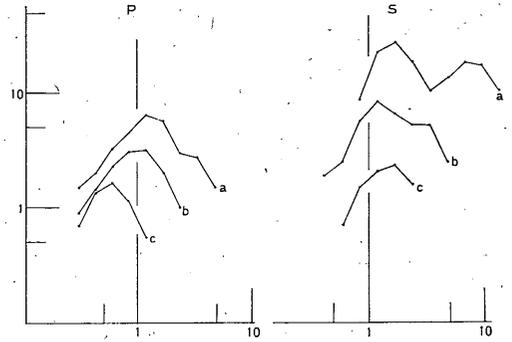


Fig. 3.10. Off east coast of Hokkaido.
 a : 1160, 50, 5.9 c : 1110, 50, 5.0
 b : 1030, 60, 5.4

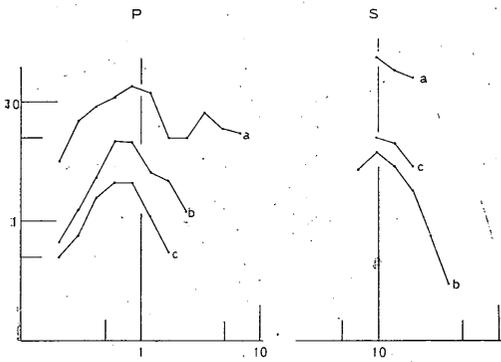


Fig. 3.8. Off Tokachi, Hokkaido.
 a : 740, 50, 6.1 c : 700, 40, 5.4
 b : 750, 50, 5.5

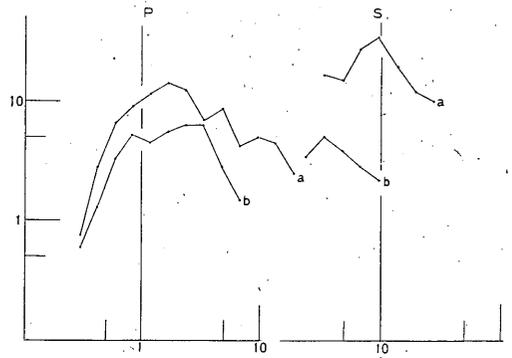


Fig. 3.11. Off west coast of Sakhalin and Hokkaido.
 a : 1130, 0, 6.6 b : 860, 0, 5.2

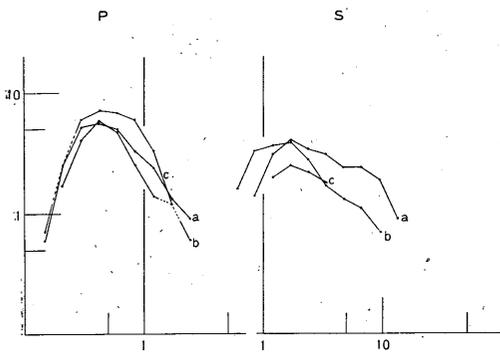


Fig. 3.9. Off Kushiro, Hokkaido.
 a : 880, 40, 5.3 c : 890, 80, —
 b : 890, 50, 5.3

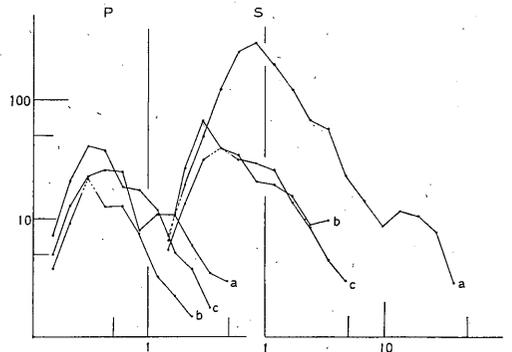


Fig. 3.12. South of Izu Penin.
 a : 330, 50, 5.5 b : 330, 40, 4.7
 c : 245, 10, 4.8

Fig. 3. Spectra of P and S waves on every seismic zone. Longitude : relative velocity amplitude, latitude : period in sec.. Numerals : distance, depth, magnitude.

が普通である。これは優勢な表面波のうちの短周期部分かも知れない。Fig. 3.5の点線eは西日本の瀬戸内海の地震のP₂, S₂のスペクトラムで比較のためにのせておいた。青森県沖および浦河沖の地震の中でピークがはっきりしない比較的平坦なスペクトラムがいくつかみられるが、これについてはもう少しデータを重ねて検討してみたい。

この地方でみられるP波の地域的周期変化、長周期のS波の原因として一般に発震機構、地震波経路の問題が考えられるが、岩手県沿岸から三陸はるか沖へかけて波の周期が規則的に変っていくような発震機構の地震の配列は考えにくく、むしろ経路の問題として途中で短周期の波、殊にS波のそれを減衰させ、しかもTrench方向へいくにつれて吸収率が大きくなるようなAbsorptive Zoneを考えるほうが妥当であろう。そしてそのAbsorptive Zoneが垂直方向に有限なものであろうことは、Fig. 3.9, 10の釧路沖、北海道東方沖の地震のスペクトラムから想像できる。釧路沖の地震ではP波のピークが0.4秒、S波1.7秒が、北海道東方沖の地震ではP波が0.5~1秒、S波が1~2秒くらいとなりΔを考慮すると三陸沖一帯に比べ周期がかなり短かく、短周期地震計でもS波が比較的はっきり観測される。ただ、北海道東方沖の地震ではMが6近くなると10秒ないしそれ以上の第2のピークもあらわれる。北海道東方沖の地震の場合、波線の最深点は90~100kmくらいであり、ほぼ中間点付近に考えられるAbsorptive Zoneはこれより浅いところにあるものと推定される。

§4. Qの値の比較

Fig. 4は岩手県沿岸から三陸はるか沖へかけて順次震源をもつような地震をFig. 3.5, 3.6から選び出したも

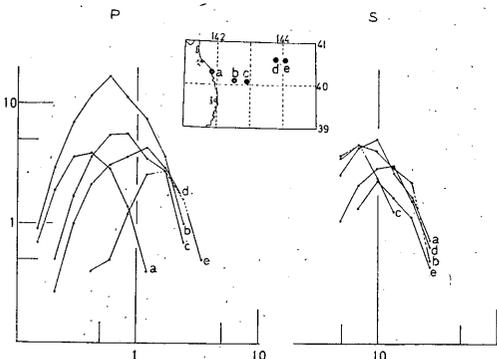


Fig. 4. Comparison of spectrum of the earthquakes occurred in the area from Iwate coast toward the Trench.

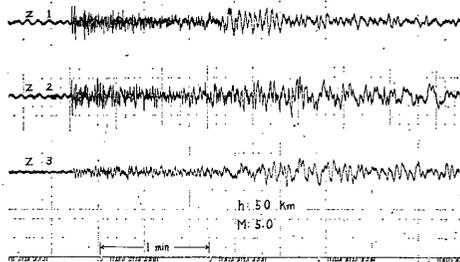


Fig. 5. A few examples of record corresponding to Fig. 4. 1→3: Off Iwate Pref.→Off Sanriku.

のであり、Fig. 5はいくつかの記録の実例である。

ここではFig. 4から適当な地震を選び宇津(1968)のノモグラフからP波のQの値を比較してみた。ノモグラフは次式

$$\log \frac{a_1(f)}{a_2(f)} = \gamma + \text{const.}$$

$$\text{ここに } \gamma = 0.4343\pi \left(\frac{\tau_2}{Q_2^*} - \frac{\tau_1}{Q_1^*} \right)$$

τ_1, τ_2 : 震源から2観測点までの走時

Q_1^*, Q_2^* : 2観測点までのQの平均値

から $\tau_1 = \tau_2 = \tau$ において、 γ/τ をパラメーターとして Q_1^*/Q_2^* を求めるものである。ただし、この場合、観測点は松代1点であるので考え方を逆用して同一距離、同一規模の地震を選びQの値を比較した。実際にはややあるいは仮定のもとでFig. 4からb, c, d, eの地震について概略の比較をしてみた。計算は周期0.6秒から1.2秒の間でおこない、Trenchに最も近い地震eに対してb, c, dとそれぞれの間でQの値の比を求めた結果、仮に岩手県沿岸に最も近い地震bのQの値を500とするとTrench方向へ順次震源をもつc, d, eの値はそれぞれ300, 130, 70~80くらいになる。各地震において、震源の位置、深さなどにやや差はあるが、波線の最深点はいずれも70km余りとなり松代までのPathはほぼ同じとみてよい。従ってこれは震源付近における減衰の違いによるものと思われる。

Fig. 6はFig. 2のΔ区分に従ってそれぞれの区分の中で平均周期を計算し、これから求めたT-Δ直線と個々の地震とのResidualを示したものである。この場合波の周期がMによる変化とみられるものは除いてある。図の黒丸はこのΔを考慮した平均周期より長い地震であり、白丸は短いものである。両者の地域差は比較的はっきりしており、相対的に長い周期の黒丸の地域の中でも、三陸はるか沖および関東はるか沖では特に大き

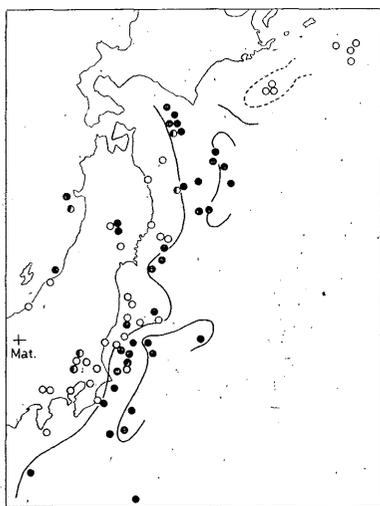


Fig. 6. Distribution of residuals of period corresponding to the maximum amplitude from P waves. Black circles denote earthquakes of longer period than mean value and open circle that of shorter period.

い値を示している。これに対し同じ海洋域でも福島県沖、宮城県沖などでは比較的小さく、また釧路沖では著しく短周期の波がみられる。Heiskanen (1945) の重力均衡異常分布と比較してみると、少なくとも本州東方海域においてはマイナス異常が大きい地域ほど短周期波の減衰が大きいようであり、福島県沖などプラスの地域では減衰が小さくなっている。

§5. むすび

1) 東日本の地震では、 P 、 S 波の最大振巾の周期と Δ との関係は複雑で震源が海洋にあたる $\Delta=250\sim 300\text{km}$ 付近から急に大きくなり、特に S 波でこの現象が著しい。また関東はるか沖の地震では周期が不連続的に大きくなっている。

2) $\Delta=600\sim 800\text{km}$ 区域では、三陸沖から十勝沖一帯の地震に周期の急激な伸びがみられると共に T_s/T_p

が異常に大きくなっているが、これは地域的な変化と思われる。

3) $\Delta=1000\text{km}$ 以上の北海道東方沖の地震では M に比例して周期も大きくなっているが、 T_s/T_p は Normal な値になっている。

4) 岩手県沖から三陸はるか沖へかけての地震では、震源が沿岸から Trench の方へ離れるにしたがって P 波スペクトラムのピークが周期の長い方へ移行し、短周期波の Q の値も順次小さくなる。一方周期 $6\sim 10$ 秒以上のこの地方で卓越する S 波では、 P 波のような地域差はみられない。

5) これとほぼ同一線上にある北海道東方沖の地震のスペクトラムでは Normal な値を示しているが、釧路沖の地震では P 波のピークが異常に短い。

6) 最大振巾の周期と Δ との関係、各地震域のスペクトラムなどから、三陸沖および関東はるか沖にそれほど深くない短周期波の吸収帯を考えたい。また、本州東方海域では重力均衡異常分布のマイナス異常が大きい地域ほど短周期波の減衰が大きくなっているようである。

参考文献

- B. Gutenberg (1958): Attenuation of Seismic Waves in the Earth's Mantle, BSSA, **48**, 269-282.
 T. Utsu (1966): Regional Difference in Absorption of Seismic Waves in the Upper Mantle as Inferred from Abnormal Distributions of Seismic Intensities, J. Fac. Sci., Hokkaido Uni., Ser. VII, **2**, 359-374.
 T. Utsu and H. Okada (1968): Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (II), J. Fac. Sci., Hokkaido Uni., Ser. VII, **3**, 65-84.
 勝又護 (1970): 日本列島およびその周辺におけるサイスミンティとそれに関する諸問題, 験震時報, **35**, 75-142,
 渡辺晃 (1971): 近地震のマグニチュード, 地震, **II**, **24**, 189-200.
 久本壮一 (1965): 東日本にあらわれる S 波の著しい異常走時について (I), 地震, **I**, **18**, 195-203.
 杉村新・上田誠也 (1968): 弧状列島 (I), 科学, Vol. 38, 138-145.