

振幅の減衰から推定される上部マントルのQ値

著者	角田 寿喜
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	11
ページ	81-91
別言語のタイトル	Q-Value in the Upper Mantle Estimated from the Decay Curve of Amplitudes
URL	http://hdl.handle.net/10232/00009960

振幅の減衰から推定される上部マントルのQ値

角 田 寿 喜*

(1978年9月30日受理)

Q-Value in the Upper Mantle Estimated from the Decay Curve of Amplitudes

Toshiki KAKUTA

Abstract

A predominant P phase was found at about 12 seconds after the initial motion in the seismogram of the Hyuga-nada earthquake on April 1, 1968. This phase, which was named P_3 , was emitted at a focus different from that of the initial motion. The phase P_3 and the initial motion were also slightly different in mechanism.

The amplitude of P_3 decayed regularly with increasing epicentral distance. From this decay curve, low Q-value of 60 to 100 was estimated as the mean value in the upper mantle to the depth of 200 kilometers. This low Q-value was also supported by the analyses of spectral ratios.

1. はじめに

地震波の振幅は、波面の幾何学的な拡がりや地球内部の非弾性的性質により、一般的には、震央距離の増加とともに減衰する。したがって、地球内部の地震波伝搬速度の分布がわかれば、地震の発震機構と観測点の地盤特性を知ることによって、地球の非弾性的性質を表わすパラメーターを推定することができる。

震央距離の関数としての地震波振幅の変化を調べることは、地震のマグニチュードや地球内部の微細構造の研究とも関連しており、多くの研究者によりおこなわれている (たとえば、RICHTER (1958, p. 341), GUTENBERG (1948, 1958), DE BREMAECKER (1955), WADATI and HIRONO (1956), CARDER and CLOUD (1959), ROMNEY *et al.* (1962), ARCHAMBEAU *et al.* (1969) や VANĚK の一連の論文 [VANĚK 1972 引用文献参照]など)。しかし、これらのうち、非弾性パラメーターを推定した論文となると、数が限られてくる。WADATI and HIRONO (1956) は、減衰係数 k の垂直分布をもとめたことで特筆すべき論文であるが、データが水平動の最大振幅であることや、発震機構が無視されていることなどが問題として残されている。一方、ARCHAMBEAU *et al.* (1969) は、核爆発のデータにもとづいて、いくつかの P 相の走時と振幅の変化を調べ、上部マントルの詳細な構造モデルを提出した。

核爆発のデータに比べて、自然地震のデータは、震源要素や観測の精度も劣り、発震機構も複雑になるから、推定されるパラメーターの精度が劣るのは止むを得ない。しかし、少なくとも、振幅の変化を論ずるには、ひとつひとつの相に注目することが必要である。通常は初動が着目

* 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, Japan.

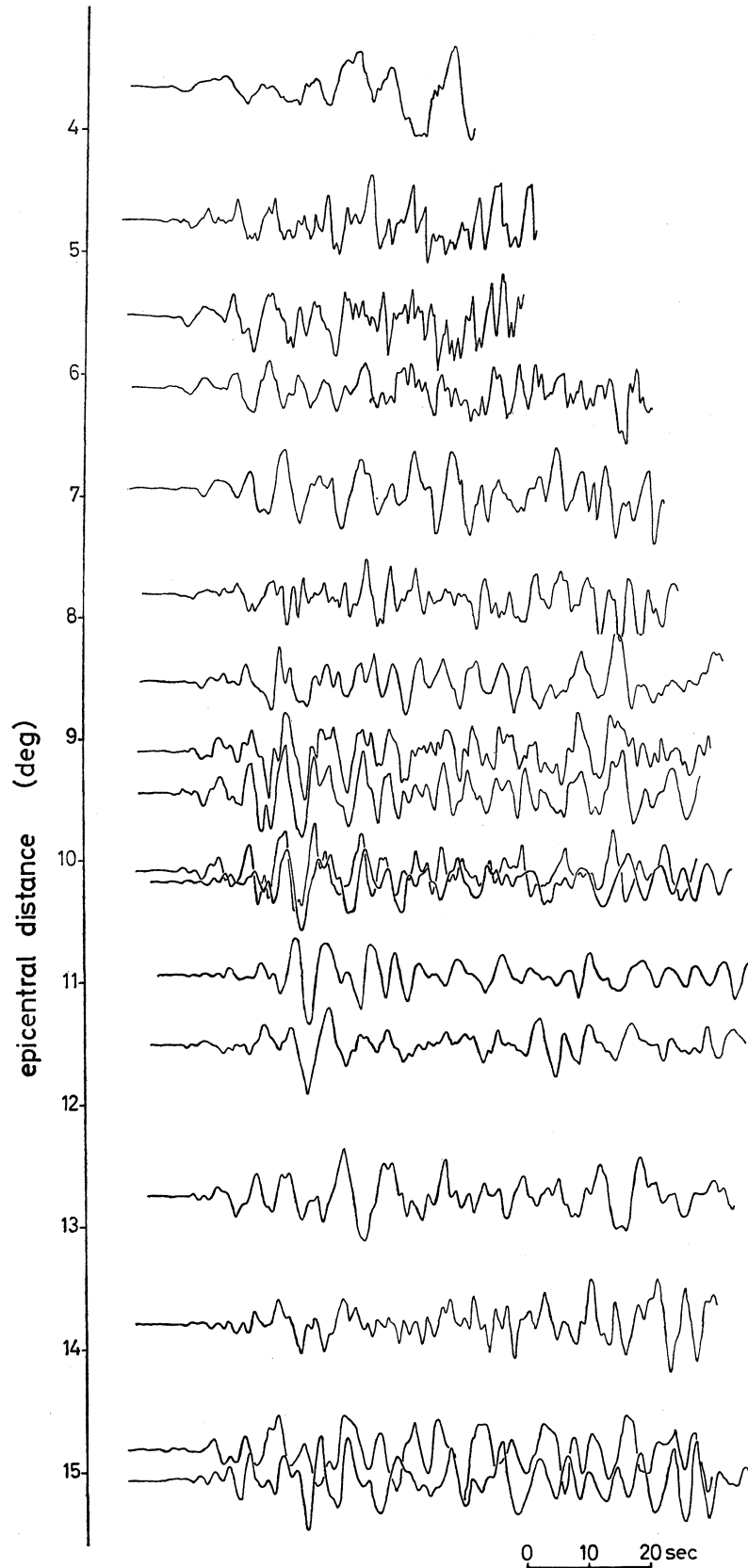


Fig. 1 Record section of the Hyuga-nada earthquake on April 1, 1968. Only vertical component. Ground motion up is represented by upward movement on the seismogram except the uppermost one recorded at OWA. Reduction slowness is 13.5 sec/deg.

されるが、これは微弱なことが多く、データのばらつきも大きくなりがちである。これを避けるには、振幅の大きな明瞭な相に着目すればよいが、これはどの地震でもみつかるというわけにはいかない。

2. later phase に現われる顕著な P 波

1968年4月1日0時42分(GMT)の日向灘地震では、微弱な初動の12~13秒後に、周期5~6秒の振幅の大きな相が認められる。Fig. 1は、いくつかのJMAの観測点におけるこの地震の記録で、いずれも上下動成分である。ただし、時間軸は、各観測点毎に、13.5 Δ 秒(Δ は角震央距離)ずつずらしてある。観測点は、近い方から順に、尾鷲(OWA)、名古屋(NAG)、飯田(IID)、甲府(KOF)、熊谷(KMG)、水戸(MIT)、福島(FKS)、仙台(SEN)、石巻(ISN)、大船渡(OFU)、盛岡(MRK)、八戸(HAC)、函館(HAK)、札幌(SAP)、旭川(ASA)、稚内(WAK)、根室(NEM)である。ここで、極性は、OWAを除けば、すべて上側がupであり、また、各観測点の振幅は、最大が一定値になるように規格化されている。なお、原記録はさすがきで、光学的に拡大して0.2秒毎に数値化されたものがデータとして使用されている。

観測点間の波形の対応を確認するには、原記録だけの比較だけでなく、フィルター処理をした記録の比較を加えると一層明確になる。Fig. 2は、フィルター処理をした記録と未処理の記録を、それぞれ、ふたつの観測点毎に、問題の相を中心として重ね合わせたもので、(a)がKOF($\Delta = 6.10^\circ$)とMRK($\Delta = 10.18^\circ$)、(b)は同じMRKとHAK($\Delta = 11.51^\circ$)、そして(c)はSAP($\Delta = 12.75^\circ$)とKOFの比較である。ここで使用したフィルターは、バンド幅1オクターブで、中心周波数が、それぞれ、0.15、0.20、0.25Hzのバンドパスフィルターである。SAPとKOFでは、初動方向は逆向きであるが、初動の直後に現われるP₂相から問題のP₃相までの間で、観測点間の対応はまことに良い。その他の観測点についても、中心周波数0.20Hzおよび0.25Hzのフィルター処理記録での対応が良くなっている。

震源にごく近い観測点から遠距離の点まで、このように明確に追跡できる相は、初動とは異なる時間に発生したshockによって生じた波か、または、震源のごく近傍の強烈な反射面で生じた反射波のいずれかである。どの解釈が適当かは、この相と初動との時間差を調べることによって確かめられる。Fig. 3は、中心周波数0.20Hzのバンドパスフィルターで処理したP波部分の、上下動記録についての、波の山一谷の走時であるが、P₃と記された問題とする相の走時曲線は、それよりも早く現われる相の走時曲線とほぼ平行である。この関係は、初動に対しても同様である。すなわち、P₃相と初動との到達時間の差は、震央距離にかかわらず、ほぼ一定である。これは、P₃相が初動とは異なる時間に発生したshockによるものであることを示すひとつの根拠となる。この結論は、さらに、S波からも支持できそうである。Fig. 4は、S波部分の記録例であるが、初動P₁に対応するS₁に続いて、顕著な相が認められる。S波の走時は、P波にくらべて、ばらつきが大きい。この顕著な相S₃の走時曲線は、S₁のそれとほとんど平行である。観測点間の波形の対応は必ずしも明瞭とは言えないが、S₁との時間差から、S₃はP₃に対応するS波であると考えられる。

一方、初動との時間差が12秒もあって、しかも、それが震央距離にかかわらずほぼ一定であるという条件を、反射波で満足するには、震源よりも数十km深いところに位置する反射面が特殊な形状をしていなければならない。反射面としては、いわゆるプレートが考えられる

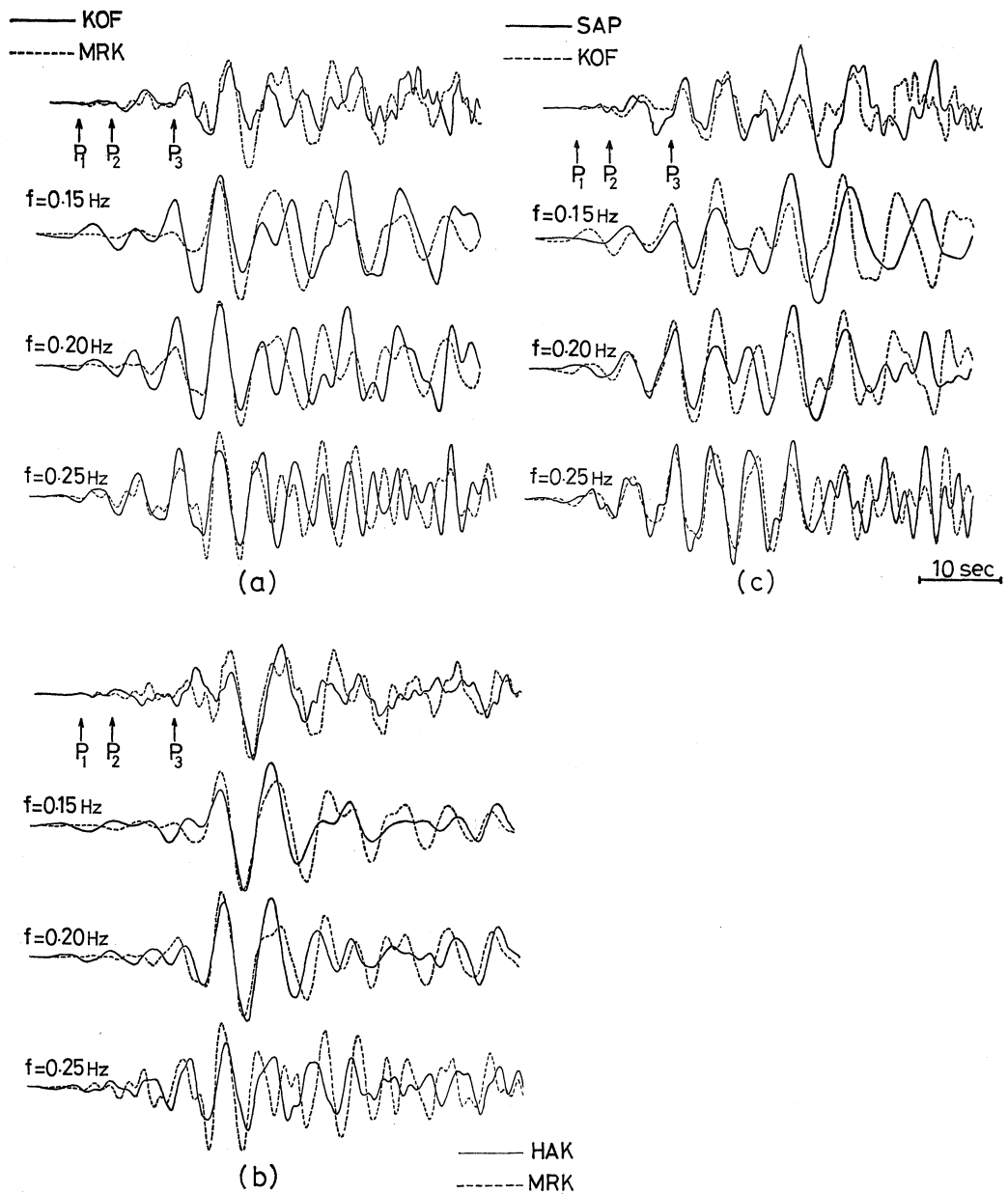


Fig. 2 Comparisons of waveform with unfiltered seismogram (the uppermost) and filtered ones (the other three) between

(a) KOF ($\Delta=6.10^\circ$) and MRK ($\Delta=10.18^\circ$), (b) HAK ($\Delta=11.51^\circ$) and MRK,

(c) SAP ($\Delta=12.75^\circ$) and KOF.

Filters are band-pass with a bandwidth of 1-octave and center frequency of $f=0.15$, 0.20 or 0.25 Hz.

が、それに特殊な形状を要求することは、これまでの知識から考えて不自然である。

以上の考察により、 P_3 相は初動とは異なる shock によって生じた primary wave であると結論づけられる。

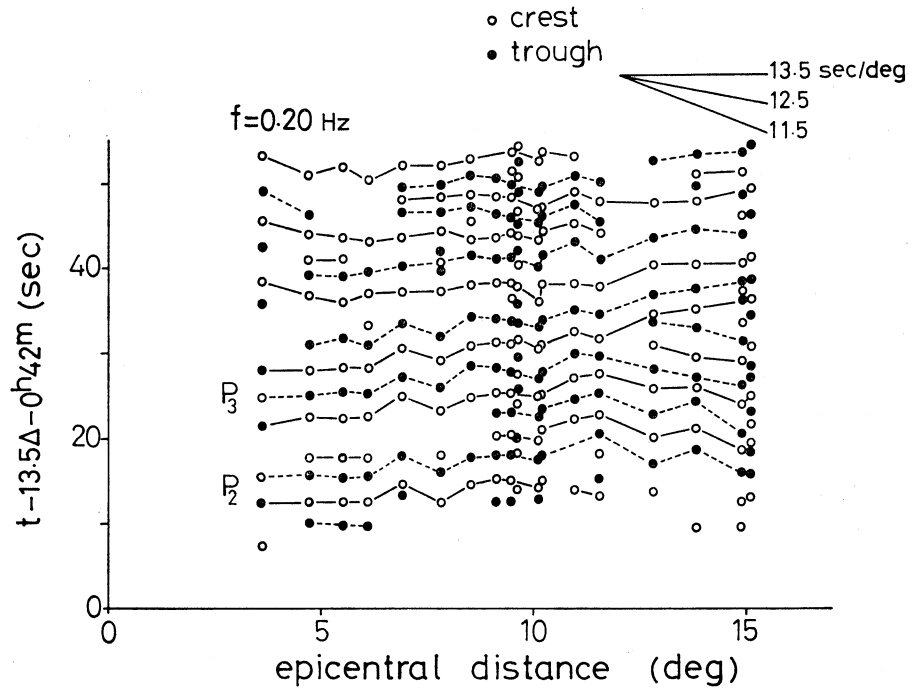


Fig. 3 Reduced travel times of crests and troughs for the filtered seismograms of center frequency 0.20 Hz.

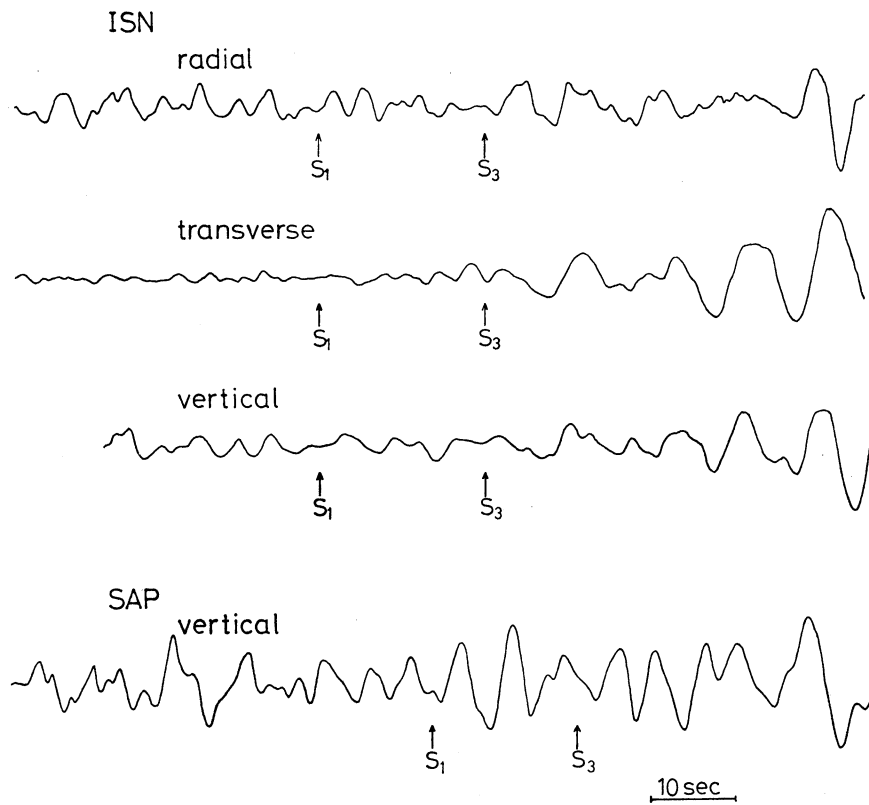


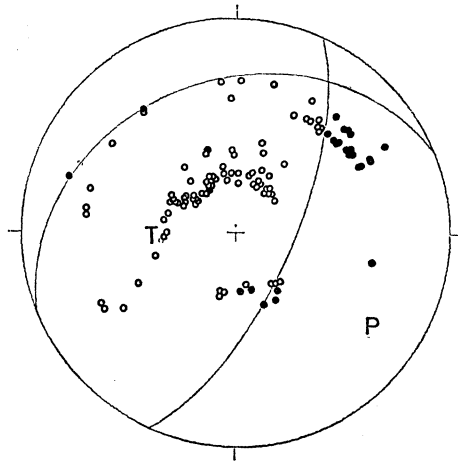
Fig. 4 Examples of seismograms for S waves at (a) ISN and (b) SAP.

3. 発震機構

JMA の地震月報および ISC の報告からの初動の押し引き分布をみると、四国と本州を縦断する一本の節線が明瞭である。この地震の震源の深さは、JMA が 30 km, ISC で 37 km となっており、この地域の地殻の厚さ〔たとえば、上田・杉村 (1970) p. 32〕を考慮すれば、これはマントル最上部に発生した地震ということができる。しかし、震源がマントル中にある場合には、射出角が 90° に近い観測点が多い範囲にわたって震源を取囲むために、もう一本の節線を引くのが難しく、震源近傍の NOB や OIT など多くの観測を無視することにもなる。震源が地殻下部にあるとして、震源を再決定した場合には、走時残差の平方和は僅かに増すが、初動の発震機構は、Fig. 5 にみるように、四象限型の十分満足すべき解が得られる。こうして得られた断層面解は、傾斜角 69° で傾斜方位 114° のものと、傾斜角 29° で傾斜方位 338° のふたつである。ちなみに、この解は、KATSUMATA and SYKES (1969) が 1963 年 10 月 3 日の日向灘地震について得た解とも、大勢において一致する。震源の再決定に使用した速度分布モデルは、K-4-A [KAKUTA (1973)] と HERRIN *et al.* (1968) を深さ 700 km 付近でつなぎ合わせたものである。これが、北海道周辺および千島で起きた地震の解析から得られたモデルであることを考慮すると、走時残差の平方和が必ずしも最小にならなくとも、満足すべき断層面解が得られるならば、初動の震源が地殻下部にあったとしても不都合はない。なお、震源の再決定に際しては、震央距離に応じて観測値に重みをかけ、震源の深さを地殻下部に指定して計算をおこなった。再決定された初動の震源要素は、発震時 0 時 42 分 04.5 \pm 0.2 秒、震央 32.39°

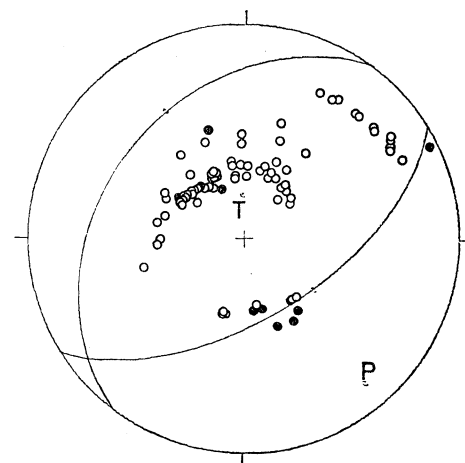
1968 APR. 1 0H42M 4.55 32.39N 132.37E

1968 APR. 1 0H42M04.25 32.48N 132.28E



DIP 68.5 AZM 113.5
28.9 337.9

Fig. 5



DIP 59.0 AZM 148.0
32.9 306.4

Fig. 6

Fig. 5 The fault plane solution of the first motion of P in the equal area projection on the lower hemisphere. The focus is relocated at 32.39°N , 132.37°E and the depth of 27 km.

Fig. 6 The fault plane solution of P_2 phase. The first arrivals, reported in the bulletin of ISC, at the stations more distant than 20° are also plotted.

$\pm 0.03^\circ\text{N}$, $132.37^\circ \pm 0.02^\circ\text{E}$, 深さ 27km である。この震央位置は, ISC [32.48°N , 132.28°E] と JMA [32.28°N , 132.53°E] との間になる。

初動の押し引き分布では, 節線が MRK と HAC の間を通っている。しかし, P_3 相については, OWA と他の観測点との間で, 位相の逆転がみられる (Fig. 1)。このことは, P_3 相の発震機構が, 初動のそれとは異なるものであることを示している。現在手元に収集してある記録では, 観測点の分布が一方に偏っているため, P_3 相の発震機構はもちろん, 震源要素も決められないが, いくつかの仮定を導入することにより, これらについての推測を試みてみよう。 P_3 相は, Fig. 2 にみるように, 初動の約 4 秒後に現われる P_2 相と波の動く方向が同じである。もちろん, このことは記録を収集した範囲でのみ言えることがらではあるが, ふたつの相がともに OWA において他の観測点とは逆の動きを示すということを根拠に, 拡張して, ふたつの相の発震機構の類似性を仮定する。この仮定の妥当性は, のちに示される, P_3 相と P_2 相の振幅減衰曲線が相似であることから, 裏付けできよう (Fig. 7)。Fig. 1 および 2 から明らかのように, この地震の初動はきわめて微弱である。したがって, 遠方の観測点では, 初動に続いて現われる P_2 相を初動として採ることは多分に可能性がある。これを第二の仮定として, P_2 相の押し引きと, ISC の報告から得た震央距離 20° 以上の観測点の押し引きとを等面積投影したものが, Fig. 6 である。この解では, 傾斜角 59° で傾斜方位 148° の断層面は一義性をもっているが, 他の面はかなりの自由度をもつ。しかし, 基本的には, P_2 相も P_3 相も, その発震機構は, 初動のそれとはいくぶん異なるものの, とともに逆断層型で説明できそうである。

震源についても, S_3 - S_1 時間が P_3 - P_1 時間に比べて大きめであることから, 観測点から遠ざかる方向, すなわち, 初動震源よりも内陸側の位置が推測される。さらに, 断層面に沿って破壊が進行する過程で P_2 相や P_3 相が発生したとすれば, 断層としては傾斜方位 338° の面が予想されるから, これらの相の震源はマンツル中にあると考えられる。

ISC 震源は, 定性的には上記の条件を満足している。したがって, 以下の議論では, P_2 相および P_3 相の震源の近似として, ISC 震源を採用することとする。

4. 振幅の減衰曲線

P_3 相および P_2 相はともに孤立的波形を示し, その振幅は, Fig. 7(a) および (b) にみるように, 震央距離が増すにつれて, きわめて系統的に減衰する。この減衰は, 波面の拡がり地球内部の吸収効果によると考えられるから, 適当な速度分布を仮定して波面の拡がる効果を補正すると, 吸収効果を推定することができる。

KAKUTA (1973) によれば, 西南日本で起る地震の走時に対しては, 相対的にみて, JEFFREYS モデルが適合する。Fig. 7 には, このモデルを採用し, 震源の深さを 40km とした場合について, 周波数 0.18Hz の P 波の上下動成分が減衰する際の理論曲線が示されている。ここで, $Q = \infty$ は単なる波面の拡がり効果を表わす曲線であるが, 観測値には, Q が 60~100 の理論曲線がもっとも良く適合している。発震機構として Fig. 6 の解を仮定すれば, 近距離側の観測点が節線に近いことから, Q 値はより小さめの値になることが予想される。

Fig. 8 は, フーリエ積分による P_3 相のパワースペクトルである。ただし, この計算では, P_3 相を中心とした 28 秒の長さの上下動記録に hanning window がかけられている。波形からも予測されるように, スペクトルでは 0.16~0.20Hz のピークが圧倒的に大きくて明瞭である。このピークが示す卓越周波数は, 図からもわかるように, 震央距離によって変化するというような系統性はみられない。しかし, ピーク値の大きさは, Fig. 7 の振幅と同様に, 震央距

離に依存する減衰傾向を示す (Fig. 9)。この図の曲線は、周波数 0.18Hz の P の上下動成分が示すパワーの減衰曲線であるが、やはり、観測値には、 Q が $60\sim 100$ の曲線がよくあてはまる。

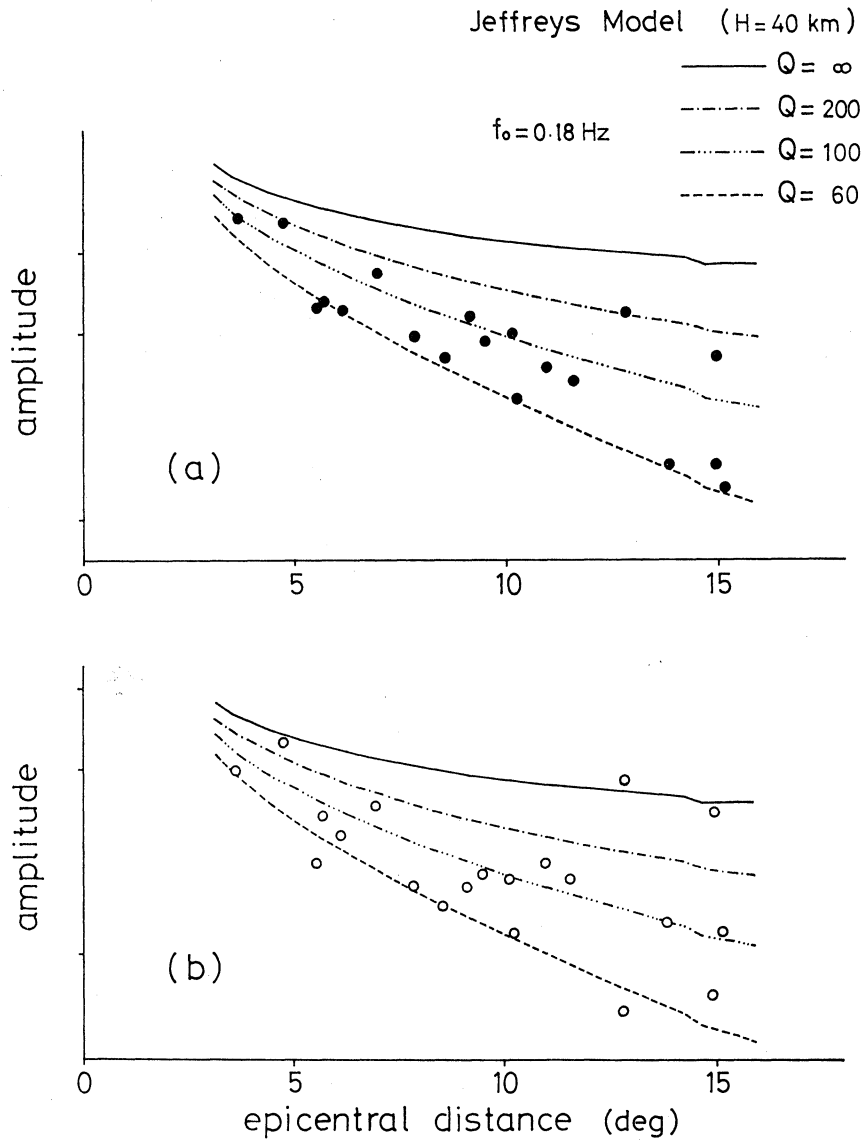


Fig. 7 Attenuation of amplitude with distance for (a) P_3 phase and (b) P_2 phase. Theoretical curves for various Q are for vertical component of P wave of $f_0=0.18\text{ Hz}$. Velocity distribution of JEFFREYS model is assumed. Ordinate log-scale.

また、Fig. 8 のスペクトルには、いくつかの観測点を除けば、 0.35Hz 付近に小さなピークが認められる。このピークの大きさは、しかしながら、 0.18Hz 付近に現われるピークとは異なって、ばらつきが大きくなり、震央距離の増加にともなう減衰に系統性がみられない。これは、 0.18Hz 付近の波が主として伝搬経路のマントルの性質を反映しているのに対し、 0.35Hz 付近のより短周期の波は、観測点の局所的影響を大きく受けるためと考えられる。

JEFFREYS モデルにおいて、深さ 40 km の震源で放射された P 波が震央距離 15° に達する

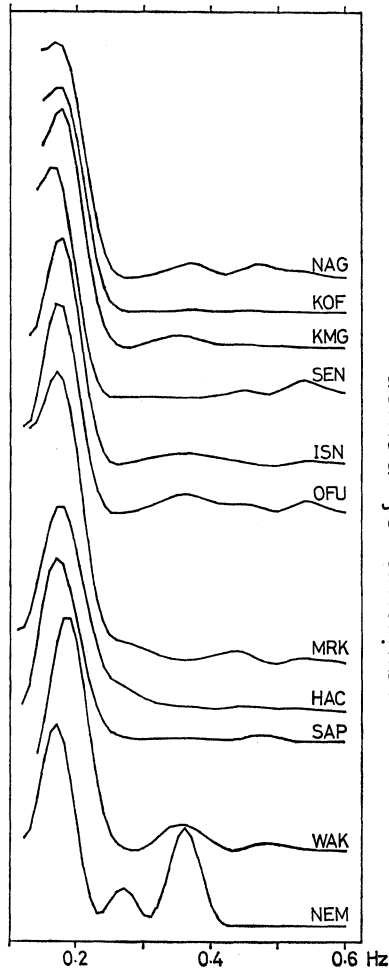


Fig. 8

Fig. 8 Power spectra of ground motion for P_3 phase. Vertical component.

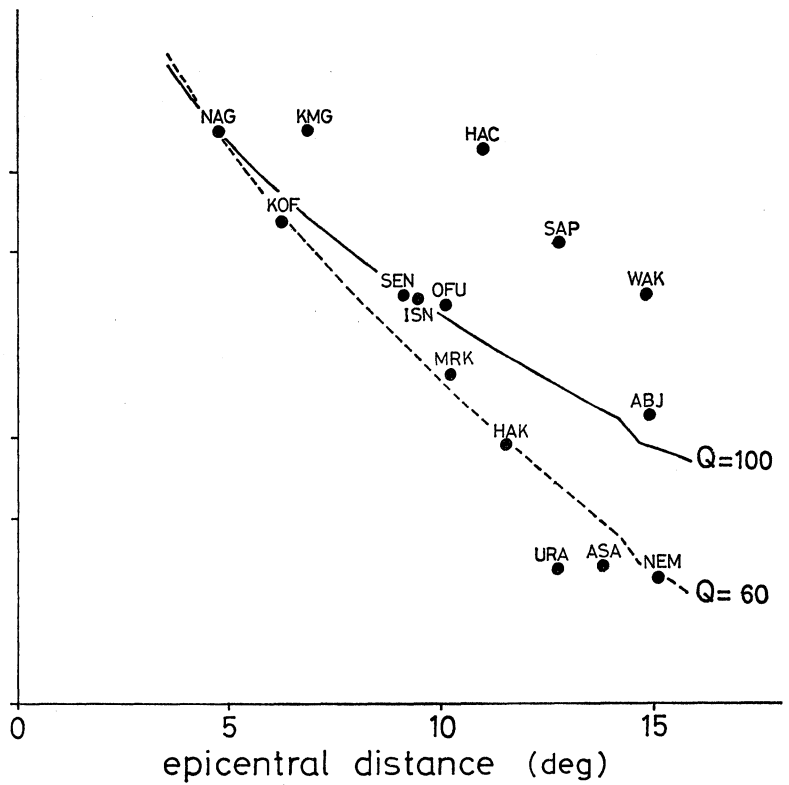


Fig. 9

Fig. 9 Decay of maximum power around 0.18 Hz in the spectrum for vertical component of P_3 . Theoretical curves are also for P wave of $f_0=0.18$ Hz. Ordinate log-scale.

場合に、その波線の最深点は約 200 km となる。したがって、ここで得られた 60~100 という Q 値は、深さ 200 km までの平均値といふことができる。速度分布として K-4-A モデルを採用したり、Fig. 6 のような発震機構の効果を加えたりすると、この値はさらに小さくなることが予想される。

5. スペクトル比と Q 値

振幅あるいはパワーの減衰から Q を推定する方法は、本質的に、仮定された速度分布モデルと密接な関連をもっている。したがって、得られた結果を他の方法で検討することも必要である。

いま取扱っている地震では、Fig. 8 にみるように、そのスペクトルは比較的単純な形をしている。これは、震源スペクトルが保存されていて、観測点の地盤特性効果があまり大きくない

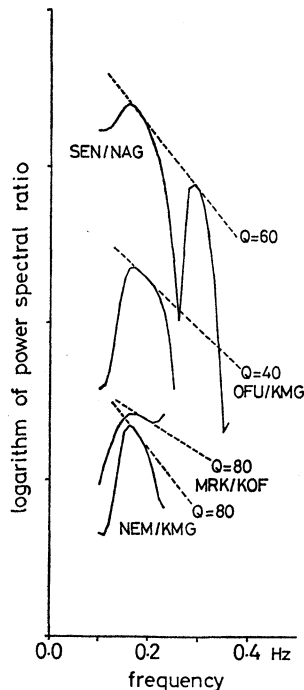


Fig. 10 Power spectral ratio between two stations. Broken line is theoretical for estimated Q -value.

ことを示していると考えられる。この場合、同じ特性の地震計で観測している二点間のパワースペクトル比は、

$$\log \{Y_A(f)/Y_B(f)\} = \gamma f + \text{const.}$$

ただし、 $\gamma = 2\pi(\tau_B - \tau_A) \log e/Q$ である〔宇津 (1977) p. 91 参照〕。

Fig. 10 は、いくつかの対の観測点のパワースペクトル比である。理論的には、破線で示された直線になることが期待されるが、様々な単純化のためもある、いくぶん複雑な形になっている。しかし、低い Q 値という結果は、スペクトル比からも支持される。

6. む す び

1968年4月1日の日向灘地震の地震記象に認められる顕著なP相の振幅減衰曲線から、 Q 値を推定した。その結果、深さ200kmまでの平均的 Q 値として、60~100という低い値が得られた。西南日本に起きた地震については、近畿以東の観測点の地震記象に短周期成分がみられないという事実は良く知られているが、今回得られた低い値の Q は、この事実と調和的である。この結果の妥当性は、さらに、二点間のパワースペクトル比からも示された。

菅沼ほか (1978)、中島 (1978) は、S/P法により、上部マンツルの Q 値を推定している。今回の結果は、彼らのプレートではない部分についての結果と対応するものと考えられる。

Q 値の推定にはいくつかの方法が知られているが、個々の地震に適用可能な方法となると、地震記象の性質によって、かなり限定されてくる。さしずめ、1968年の日向灘地震はいま適用した方法に最適の地震であったというべきであろう。

謝辞 佐藤泰夫教授には、研究途上での討論と励ましをいただいた。西郷博志氏には、地震記象の読取りなど資料の作成・整理の上で御協力いただいた。

計算は、鹿大電子計算機室および九大大型計算機センターのお世話になった。

関係者各位に、厚く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- ARCHAMBEAU, C.B., E.A. FLINN and D.G. LAMBERT, 1969, Fine Structure of the Upper Mantle, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 5825-5865.
 CARDER, D.S. and W.K. CLOUD, 1959, Surface Motion from Large Underground Explosions, *J. Geophys. Res.*, **64**, 1471-1487.
 DE BREMAECKER, J. Cl., 1955, Use of Amplitude, Part I: P_n from 3° to 23° , *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **45**, 219-244.
 GUTENBERG, B., 1948, On the Layer of Relatively Low Velocity at a Depth of About 80 Kilometers, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **38**, 121-148.

- GUTENBERG, B., 1958, Attenuation of Seismic Waves in the Earth's Mantle, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **48**, 269-282.
- HERRIN, E. (Chairman), 1968, 1968 Seismological Tables for P Phases, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **58**, 1193-1219.
- KAKUTA, T., 1973, Structure of the Upper Mantle in the Island Arc—Systematic Errors in Focal Parameters and Inspections on the Suitability of Models, *Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ.*, **5-6**, 19-60.
- KATSUMATA, M. and L.R. SYKES, 1969, Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5923-5948.
- 中島 徹, 1978, 北海道の上部マンツルのQ分布, 地震学会講演予稿集, **1978-1**, 179.
- RICHTER, C.F., 1958, Elementary Seismology, *W.H. Freeman and Company, Inc.*
- ROMNEY, C., B.G. BROOKS, R.H. MANSFIELD, D.S. CARDER, J.N. JORDAN and D.W. GORDON, 1962, Travel Times and Amplitudes of Principal Body Phases Recorded from GNOME, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **52**, 1057-1074.
- 菅沼 康・青木治三・深尾良夫, 1978, 中部地方上部マンツルのQについて, 地震学会講演予稿集, **1978-1**, 178.
- 上田誠也・杉村 新, 1970, 孤状列島, 現代科学選書, 岩波書店.
- 宇津徳治, 1977, 地震学, 共立全書, 共立出版.
- VANÉK, J., 1972, Seismological Evidence on Discontinuities in the Mantle, *Z. Geophys.*, **38**, 355-367.
- WADATI, K. and T. HIRONO, 1956, Magnitude of Earthquakes — Especially of Near, Deep-Focus Earthquakes, *Geophys. Mag.*, **27**, 1-10.