

最大加速度・rms 加速度の方位依存性

——ランダム位相の短周期地震波——

東北大学理学部地球物理学教室* 小山 順 二
信州大学工学部土木工学科** 泉 谷 恭 男
(昭和63年1月18日受付; 昭和63年2月29日受理)

Seismic Directivity on Maximum Accelerations and RMS Accelerations

Junji KOYAMA

Geophysical Institute, Faculty of Science
Tohoku University, Sendai 980

YASUO IZUTANI

Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering
Shinshu University, Nagano 380

(Received January 18, 1988; Accepted February 29, 1988)

Azimuth dependence of strong motion amplitudes has been studied. The component waves of short period strong motion are characterized to be random phases, since they are generated by random fractures of small-scale fault heterogeneities (fault patches) and propagating real media through multiple reflection, refraction and scattering. Such the waves donot show coherent azimuth dependence like as one due to a point source radiation pattern. However, they show short period seismic directivity effect. The effect comes from azimuthal variation of energy radiation due to the finite-moving source. Azimuth dependence of maximum acceleration and rms acceleration has been derived for a unilateral faulting as

$$\alpha \cdot (mL\bar{r}^2)^{1/2} (c/\bar{v} - \cos \theta)^{-1/2}$$

where α denotes the whole path attenuation, m is a number density of fault patches per unit fault area, L is fault length, and \bar{r}^2 is the average seismic energy radiated from one fault patch. c and \bar{v} stand for the velocity of shear waves and average rupture propagation, and θ is station azimuth measured from the direction of the rupture propagation. Strong motion accelerations due to the 1968 Tokachi-oki earthquake and the 1983 Japan Sea earthquake do show such the azimuth dependence for maximum and rms accelerations.

1. はじめに

大きな地震が励起する短周期の地震波は地震災害の直接の原因である。短周期の波動が震源で励起され、どの様に伝播するのかを調べることは、地震災害の軽減ばかりでなく、地震発生の素過程を理解する上からも大切である。近年、不均質断層破壊理論 [例えば、KOYAMA (1985)] から短周期波動の励起がどのようなメカニズムに

よるのか明らかにされている。短周期波動は断層面の小規模な不均質領域(断層パッチ)の破壊により励起される。その様な波動は震源域や観測点近傍の複雑な微細構造の影響を強く受け、反射・屈折・散乱をくりかえす。この様に強く変形される波動は、長周期、長波長の波動とは大きく違う性質を持つことが、最近示された [小山 (1987)]。従来の長周期近似だけでは知ることのできない微細な断層破壊過程が重要視されるようになってきた [KOYAMA and SHIMADA (1985)]。

ここでは、1968年十勝沖地震、1983年日本海中部地

昭和61年10月9日発表

*〒980 仙台市荒巻字青葉

**〒380 長野市若里500

震の強震加速度波形を解析し、新しい理論が予測する断層破壊の振舞いを実際の観測データに基づき調べよう。そして強震動の予測モデルを考えると、震源に強く依存するパラメータはどのようなものであるのか議論しよう。

§ 2. 最大加速度・rms 加速度の方位依存性

大地震が励起する数 Hz から数十 Hz の短周期地震波を考えよう。短周期地震波は、もともと断層面上の小規模な不均質領域（断層パッチ）のインコヒーレントな破壊により励起され、ランダムな位相を持つような波群を構成する [KOYAMA and ZHENG (1985)].

さらに、波長が短いため震源近傍での不均質な構造の影響を強く受ける。微細な構造で反射、屈折、散乱をくりかえし、波の振幅は強い指向性を持たないものになる。観測点近傍や伝播経路での影響も、さらに、この傾向を強くする。NAKAMURA (1976) は減衰が少ない散乱性の強い媒質を伝わる波動を拡散過程にしたがう波動エネルギーの流れとして取り扱っている。AKI and CHOUET (1975) や KOYAMA and ZHENG (1985) は、平均的な断層破壊のメカニズムにあまり依存しない波動として、短周期地震波の励起を評価している。

大地震による強震加速度の観測例の多くが紡錘型の包絡線を描く時間変化を示しているのも上に述べた考え方を支持している。このような短周期の波動はどんな振幅方位特性を持つのだろうか。小山 (1987) によれば、一方向にのみ破壊伝播する断層の場合、最大加速度・自乗平均 (rms) 加速度の振幅方位依存性は、

$$a_{\max}(\theta) \sim \alpha (mL\bar{r}^2)^{1/2} (c/\bar{v} - \cos \theta)^{-1/2} \quad (1)$$

$$a_{\text{rms}}(\theta) \sim \beta (mL\bar{r}^2)^{1/2} (c/\bar{v} - \cos \theta)^{-1/2} \quad (2)$$

であることが示されている。ただし、 θ は断層の伝播方向から計った観測点の方位角であり、 c は波動の位相速度、 \bar{v} は破壊の平均的な伝播速度である。また、 L は断層の長さで、 m は断層パッチの面密度、 \bar{r}^2 は個々の断層パッチが放出する主要な波動エネルギーの平均値と考えればよい。これらは断層面不均質性による量（断層面不均質強度）であり、断層面上での応力降下量の揺らぎ [KOYAMA and IZUTANI (1988)] に関係づけられる。 α と β は波動伝播にともなう減衰を代表して表す。この項は、伝播にともなう幾何減衰、散乱や非弾性による減衰などからなり、地域性が大きく、周波数依存性も強い。観測点毎に定量的に評価することは非常に難しい。いずれにしても、 α は β よりも 2~4 倍程度大きな値となることが極値統計の考え方から示されている [KOYAMA and SHIMADA (1985)].

長周期波動に見られるドップラー効果による強い振幅

方位特性 [HIRASAWA and STAUDER (1965)] は同じ震源距離で、

$$A_{\max}(\theta) \propto R_{\text{ep}}(M_0/L)(c/v - \cos \theta)^{-1} \quad (3)$$

で表される。 M_0 は地震モーメントで、 R_{ep} は点震源メカニズムによる振幅補正項である。これは (1) や (2) 式の短周期波動の方位依存性とはっきり違うものである。違いはメカニズムによる振幅補正項と方位依存のべき係数にある。(1) や (2) 式の振幅方位特性に見られる断層運動の効果は短周期波動のドップラー効果と呼び、(3) 式の長周期波動に見られるドップラー効果と区別して考えることにしよう。

小さな地震の強震加速度から短周期波動の振幅方位特性を調べた研究では、(3) 式の性質を示す場合もある [例えば、BOATWRIGHT and BOORE (1982)]. これらの研究では、地震が小さいために、震源の大きさに比べ、取り扱う強震加速度の波長が充分短くはない。ここでは、大地震が励起する短周期の波動を考える。それは、複雑な断層破壊により励起され伝播系で強く変形された地震波である。観測点にはいろいろな微小破壊の波動が沢山到着し重なりあい、そのために、点震源のメカニズム解などによるコヒーレントで強い振幅の方位変化を持たない波動を考えている。このような波動の性質は、巨大地震が励起した周期が 1 Hz 程度の短周期波動を遠方で見たとき、既に見いだされている [HOUSTON and KANAMORI (1986), KOYAMA and ZHENG (1985)]. 近地での強震動ではどうなのであろうか。実際の強震加速度記録から調べてみよう。

§ 3. 1983 年日本海中部地震の強震加速度

1983 年 5 月 26 日に発生した日本海中部地震は日本海側の地震としては最大級の大きさである。震央は 40.41° N, 139.08° E であり [海野・他 (1985)], マグニチュードは 7.7 である。この地震による強震加速度記録の例を Fig. 1a に示す [倉田・他 (1983)]. P 波初動到着から数秒後に始まるこの記録はさらに十数秒後に S 波の到着で 50 gal をこえる。四十数秒後にも大きな振幅の波動が現われている。この様な 2 つの山を持つ包絡線振幅のパターンは他の地点での強震動記録にも同じ様に見いだされる。SATO (1985) はこれから日本海中部地震が 2 つの主要な破線からなるマルチプルショックであると示した。断層破壊がほぼ真北に進み、短周期地震波を励起した主要な第 2 破壊の震源位置を決めている。小山・他 (1983) は長周期の実体波モーメントテンソルインバージョンにより、地震モーメントがほぼ等しい 2 つの主要断層破壊が発生していることを示している。

同じ周波数帯域で強震動振幅を評価するため、各記録

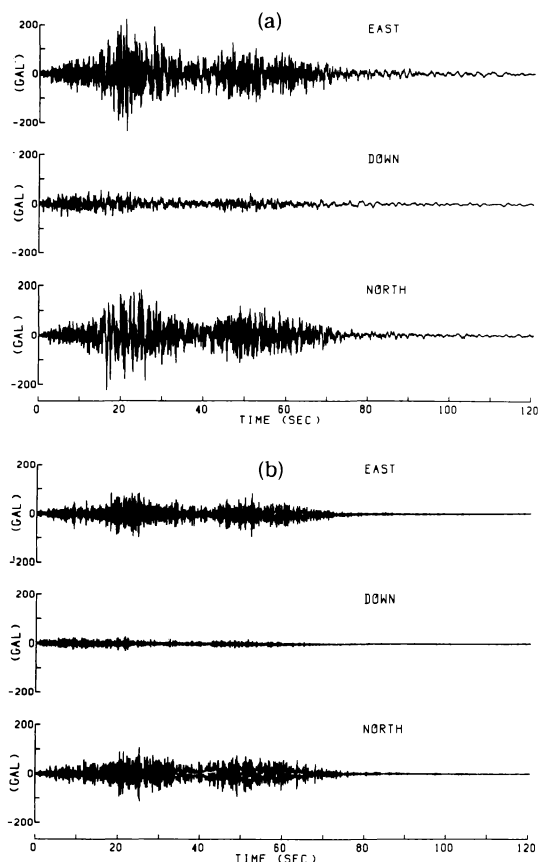


Fig. 1. Strong motion acceleration at Akita, Japan for the 1983 Japan Sea earthquake of May 26. Three components of original digital records are shown (a). (b): Filtered (5 to 10 Hz) records of the above. Note that the double-peaked envelope is found on the original and filtered records, which corresponds to strong S-wave arrivals from two major subevents.

に5~10 Hzのバンドパスフィルターをかける。Fig. 1bの記録がこの狭帯域の強震動波形である。フィルターした記録でもやはり2つ山の包絡線振幅を示す。水平動2成分の記録から第1主要破壊(イベント1)と第2主要破壊(イベント2)による最大加速度振幅を積み取り、合成した最大振幅値を計算する。

短周期の地震波は波動の拡がりによる幾何減衰と非弾性による減衰を強く受ける。さらにこれらの減衰過程には大きな地域性があることも知られている[河角(1973)]。ここでは日本海側の大地震による強震加速度の距離減衰を調べた武村・他(1984)による経験式にしたがい、震央距離の3.59乗でこれら減衰の距離補正とした。

Fig. 2に震央距離 1° に引き戻した最大加速度を示す。ただし、イベント2の震央はSATO(1985)の結果を用いた。北から時計まわりに室蘭、函館、青森、八戸、秋田、酒田での値である。イベント1とイベント2のどちらの場合でも最大振幅値と観測点の震央距離には顕著な相関は見られない。イベント1とイベント2とではほぼ同じ程度の最大加速度であることも解る。最大加速度は断層破壊が進行した北側で大きく、逆の南側では相対的に小さくなっている。八戸の最大振幅(方位角で約 85°)は他に比べて特に小さい。これは伝播経路が他の観測点とは大きく異なり、減衰の地域性を反映しているため他の観測結果と同一には扱えないと考えている。

日本海中部地震のメカニズムはいろいろ調べられている[例えば、石川・他(1984), Koyama(1988)]。断層破壊の全体の平均的なメカニズムは走行がほぼ真北に向き、伏角が 20° から 50° の逆断層である。これを参考にして、Fig. 3に点震源メカニズムによるP波と合成S波の振幅方位特性を計算し示す。この計算には走行が真北、伏角が 45° の場合と 60° の場合の逆断層を2通り考えている。点震源メカニズムによる振幅方位分布は南北方向でP波S波共に振幅が小さく、東西方向で大きい。いずれの振幅方位分布も、Fig. 2の観測された最大加速度の分布とは逆センスのようだ。従って、期待されているように、狭帯域の最大加速度は点震源メカニズムのような強い方向依存性とは違う原因によることが解る。

(1)式で与えられる最大加速度振幅の方位依存性は平均的な破壊伝播速度と観測点の方位角で決まる。Fig. 1を見てもわかるように強震加速度はS波が支配的である。理論的にも短周期地震波のエネルギーはほとんどがS波であるから[小山(1984)]、破壊伝播速度 v をS波速度の0.5, 0.8, 0.9倍と仮定して、短周期地震波のドップラー効果による振幅方位分布を計算してみた。0.8倍のS波速度で伝播する一方向断層破壊は破壊が進行する北側で大きな振幅となり、南側で小さい。相対的な最大加速度の変化量もおおよそ観測された最大加速度の方位依存性と調和している。

(3)式で表現されている長周期波動での最大振幅の方位特性は、点震源メカニズムの効果をのぞけば $\theta=180^\circ$ での最小値と $\theta=0^\circ$ での最大値の比が9倍にもなる。観測されている最大加速度の方位変化は高々3倍程度であるから、(3)式でFig. 2に見られる方位依存を説明することは難しい。また、強震動がS波であるならば、その点震源メカニズムによる振幅は方位によりあまり変化しない。Fig. 3を見ても解るようにその変化量は高々50%程度である。従って、(3)式の全ての項を考慮して

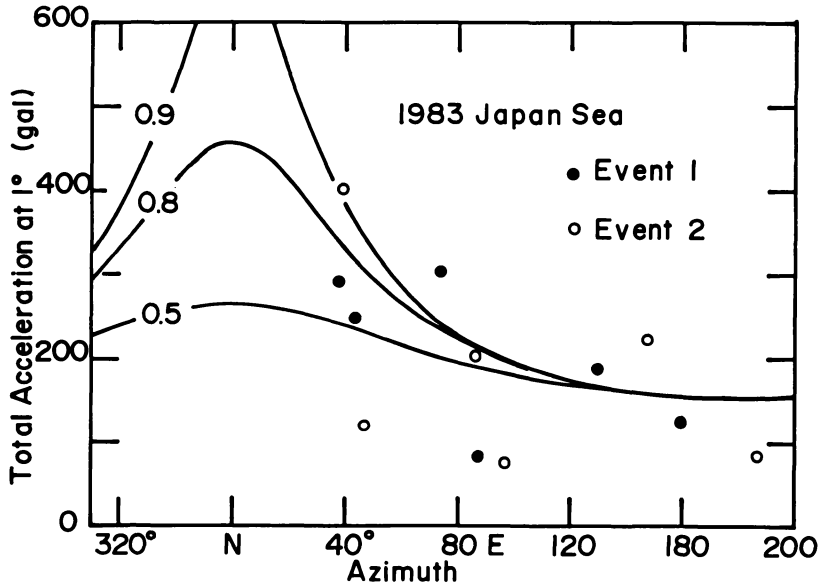


Fig. 2. Maximum accelerations of first and second major subevents for the 1983 Japan Sea earthquake. They are calculated from two horizontal components of narrow band filtered accelerations after correcting for the attenuation along the seismic ray path. The maximum accelerations do not show any correlation with epicentral distances. They are plotted on each station azimuth. Curves in the figure indicate the short period seismic directivity effect on the random seismic waves. The effect originates from the azimuthal variation of energy flux from the finite moving source. Average rupture velocity on the unilateral faulting is assumed to be 0.5, 0.8, and 0.9 of S-wave velocity.

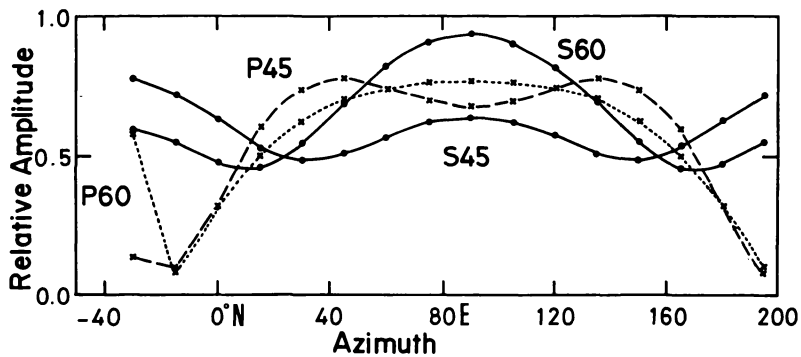


Fig. 3. Point source radiation patterns for P and composed S waves for reverse faulting with dip angles of 45 and 60 degrees trending towards the north. The amplitude patterns, although they are relative, would not match the observed variation in Fig. 2. Note that the reverse faulting gives little amplitude variation for composed S waves (cf. the curve of S45).

も、長周期波動として Fig. 2 にある振幅方位分布の結果を説明することはできない。

§ 4. 1968 年十勝沖地震の強震加速度

大きな地震が数多く発生する太平洋側ではさらに詳しく最大加速度の方位特性を調べることができる。MORI and CROUSE (1981) には余震を含む十勝沖地震のディジ

タル強震記録が気象庁の震源に関するデータと共に整理されている。記録は 100 サンプル/秒で数値化されている。ペンの円弧補正やゼロ線の補正をした後、25 Hz のローパスフィルターと 4 分の 1 記録長以下のハイパスフィルターを通し、SMAC 型の計器特性を取り除いたデジタル記録である。

先と同様に、3 Hz から 10 Hz の狭帯域パワース

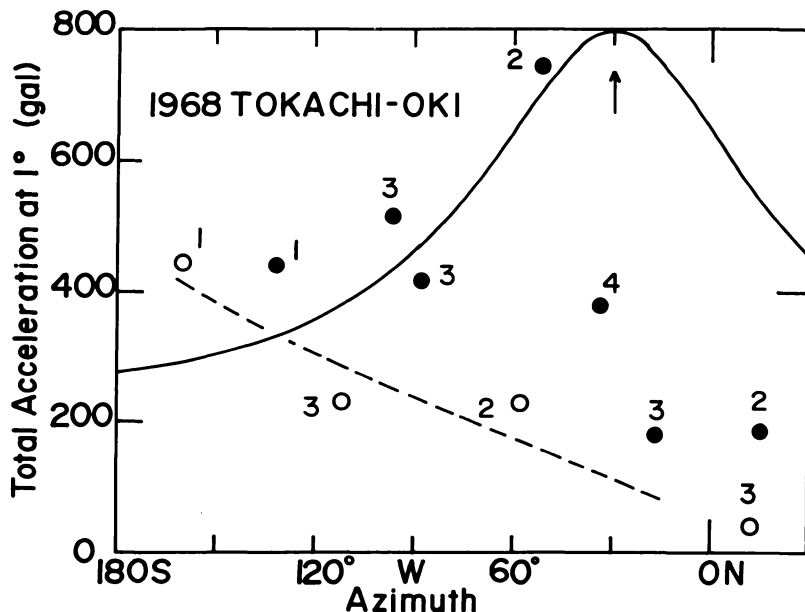


Fig. 4. Maximum accelerations of the 1968 Tokachi-oki earthquake, Japan, of May 16 (solid circles) and its largest aftershock of May 16 (open circles). They are similarly obtained as those in Fig. 2. Soil classification (1 to 4) of each station site is attached to the data. The number indicates that 1 is tertiary or older bedrock, or diluvium thickness less than 10 m, 2 is diluvium thicker than 10 m or alluvium thickness less than 10 m, 3 is alluvium less than 25 m including soft surface layer with thickness less than 5 m, and 4 is other than the above, usually soft alluvium or reclaimed land. Arrow shows the direction of rupture propagation of the 1968 Tokachi-oki earthquake, assumed to N30° W. Solid curve shows the short period seismic directivity effect on the maximum accelerations assuming the average rupture velocity of 80% of shear wave velocity. Dashed curve is for the largest aftershock.

フィルターをかけ、水平動2成分記録から最大振幅を読み取った。太平洋側での短周期地震波の距離減衰は詳しく調べられており、ここでは震央距離の1.73乗で振幅補正した。解析した観測記録は震央距離の限られた範囲のものであるから、相対的に振幅方位特性を議論するのに、上の仮定はかならずしも本質的ではない。金井式[河角(1973)]を用いて距離振幅補正も試みたが振幅方位分布の結果に変わりはないようだ。

Fig. 4にこのようにして計算された最大加速度を方位順に示す。図中の数字は観測点直下の地盤指数である。1は第三紀かそれより古い基盤で洪積層が10m以下の地盤、2は洪積層が10mをこえるのが沖積層が10mに満たないもの、3は沖積層が25m以下で軟弱な表層が乗っているもの、4は1~3以外の軟弱な沖積層地盤である。観測記録は主に湾岸の地盤におかれたセンサーと橋脚の下に置かれたものの2種類がある。橋脚下の記録は相対的に小さな最大振幅を示している。さらに気づくのは、地盤が軟弱である観測点が必ずしも大きな加速度となっているわけではないことである。これは多分、解析している強震動が狭い周波数帯域の波動からのみ

成っており、観測点直下の地盤による増幅効果の違いはこの周波数帯域で小さいことによると思われる。

最大加速度は南側で小さく北西方向に大きくなっているように見える。北側のデータが橋脚下のデータで特に振幅が小さいためはっきりとはしないが、最大加速度振幅には方向依存性があるように見える。KANAMORI(1971)による1968年十勝沖地震のメカニズム解を参考にして、断層がN30°W方向に一方方向破壊伝播したと仮定した。これにより、短周期地震波の振幅方位依存性を(1)式から計算しよう。Fig. 4に破壊伝播速度がS波速度の0.8倍とした時の結果を示す。観測された最大加速度の方位分布と短周期地震波のドップラー効果による振幅方位分布は互いに矛盾するものではないことが解る。

Fig. 4には5月16日に引き続き発生した余震の最大加速度も図示してある。KANAMORI(1971)によれば、この最大余震は断層面上でのすべりの向きが反転している。Fig. 4の最大加速度の分布を見れば、南側の観測点で大きな振幅となり、北側では小さい。この振幅方位分布は本震の様子とは逆センスである。最大余震はすべりの向きが逆転していたばかりでなく、破壊の拡大の向きも本

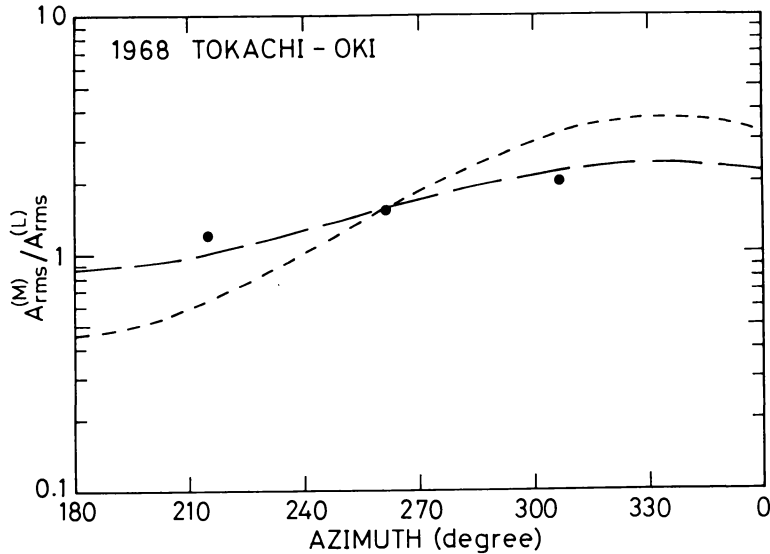


Fig. 5. Ratio of root mean square accelerations between the 1968 Tokachi-oki earthquake and its largest aftershock. The ratio is taken at the same station to remove the unknown correction for the site magnification. Broken curve indicates the short period seismic directivity effect. And dashed curve indicates the long period seismic directivity effect on the ordinary coherent waves. Here we have assumed the direction of rupture propagation of the largest aftershock is due south, judging from the aftershock distribution. Since the focal mechanism of the largest aftershock is almost completely reversed compared to that of the main shock, the point source focal mechanisms give little effect on the amplitude variation of the envelope and rms accelerations.

震のそれと逆であったのだろう。

§ 5. rms 加速度と最大加速度

地盤による地震波の増幅効果を考慮した rms 加速度と最大加速度の方位依存性を調べてみよう。先と同じに MORI and CROUSE (1981) による強震動データから地動加速度を考える。この地動のパワーの時間積算値が全パワーの 5% から 85% まで増加するのに要する時間と全パワーの 80% から rms 加速度 a_{rms} を定義する [ZUTANI (1984)]。

地盤構造による短周期地震波の増幅効果は観測点毎に異なると考えられる。これは地震波の周波数に依ってもはげしく変化する。狭帯域の波動を取り扱うことで後者の影響は特定の周波数帯域の平均的な増幅効果で近似できるだろう。しかし、1つの地震の a_{rms} だけではいろいろな観測点での増幅効果の違いがまだ残っていて、その方位依存性を主張するのは強い説得力がないかも知れない。そこで 1968 年十勝沖地震とその最大余震について、同一の観測点での狭帯域の地動加速度から計算する a_{rms} の比を取ることで、この地盤効果の影響を取り除くことにしよう。Fig. 5 にこのようにして計算した rms 加速度比を方位順に示す。ただし、ここでは距離減衰の補

正はしていない。それは断層破壊は有限の大きさであり、各観測点の震央距離は本震と余震とで大きく変わらないからである。今までは最大加速度という瞬間の離散量で短周期地震波の方位依存性を考えてきた。ここでは、全ての地動加速度を用いて rms 加速度比で考えている。Fig. 5 を見て解るように a_{rms} の比は本震の破壊が進行した北西方向で大きく南南西方向で小さい傾向を示している。

図には (3) 式から期待される長周期のドップラー効果による理論的な a_{rms} の比と (2) 式による短周期のそれを示す。長周期の理論曲線は本震と余震の地震モーメントの違いが曲線のレベルを決める。短周期のそれは断層面上の不均質性の違いが決めている。この点は後に再び考えることにする。最大余震については直後の余震分布や Fig. 4 の結果を見て、真南に断層破壊したと仮定した。(3) 式による振幅比の方位分布は変化量が大きすぎて、観測された a_{rms} の比を説明しないようだ。観測点数があまり多くないので決定的に結論はできないが、このようにして地盤効果を考慮した rms 加速度にも短周期地震波のドップラー効果による振幅方位依存性が現われている。

同様にして、最大加速度の比を 1968 年十勝沖地震と

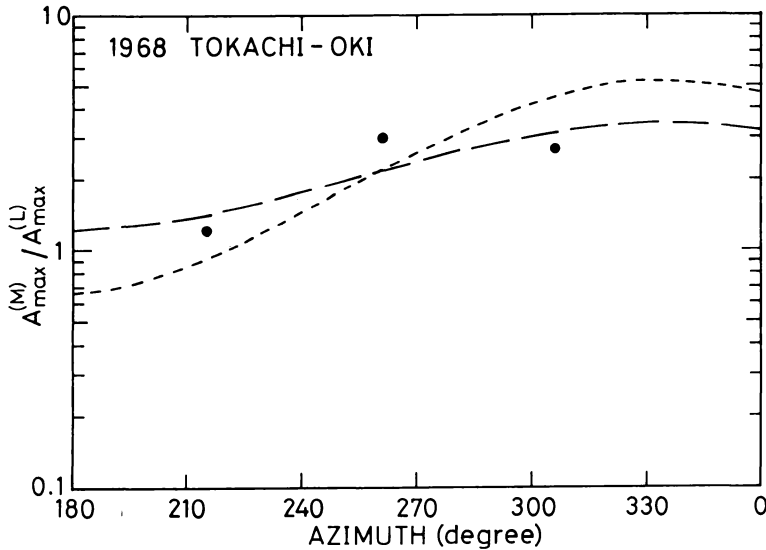


Fig. 6. Ratio of maximum accelerations between the 1968 Tokachi-oki earthquake and its largest aftershock. All the others are the same as those in Fig. 2 and Fig. 5.

その最大余震から調べてみた。Fig. 6 に結果を示す。観測点数が少なく、rms 加速度比よりデータのバラ付きは大きい。しかし、最大加速度比もやはり北西方向で大きく、南側で小さくなっている。その変化量は長周期のドップラー効果による振幅方位依存では大きすぎるが見てとれる。

最大余震の点震源メカニズムはほぼ完全に本震のそれと反転している [KANAMORI (1971)]。したがって、ここで考えているような実体波の rms 振幅や包絡線振幅の本震と余震データの比では、点震源メカニズムが本震と余震とで違う影響は非常に小さく、点震源メカニズムだけで上の結論を変えることはない。

§ 6. 議論と結論

ドップラー効果は発音体や観測者の移動による周波数変調としてのみとらえることが多い。しかし、運動する原子核が放出する γ 線のエネルギーは方位特性を示し、これはドップラーブロードニングと呼ばれている。この様に周波数、振幅、エネルギーなどの物理量の世界で広くドップラー効果を考えることができる。(1)や(2)式で考えた短周期波動のドップラー効果は、ランダムな位相を持つ波動を放出する発音体が有限時間だけ運動する影響から導かれている点が従来の考え方と異なる。この新しい考え方はランダムであるような位相を持つ波動の取扱に有効である。小山(1988)は、短周期波動のドップラー効果を一方向破壊と両方向破壊の断層運動の場合で考えた。そして、大きな地震による震度の空間分布から

断層破壊様式が一方向破壊型か両方向破壊型であるのかを推定している。

最大加速度や rms 加速度ばかりでなく、定量的には評価しにくい震度も詳しく調べれば、ランダム位相の地震波の性質が見いだせることになる。これは断層面上での不均質領域(断層パッチ)のランダムな破壊によって励起されている波動である。断層パッチの破壊メカニズムはその規模が小さくなるほど大きくゆらいでいるだろう。また、震源近傍での強い散乱などの影響で波動エネルギーは拡散過程にしたがうような伝播を示し、指向性の少ない波動として震源域を離れる。(1)や(2)式で現れた Lm^2 は断層パッチが放出する短周期波動エネルギーを断層破壊の継続時間で割ったものと理解される [小山(1987)]。もちろん、このような取扱いは断層面上での応力降下量のゆらぎや断層の局所的なスティッフネスを統計量と考え、その平均値や分散で表現しているから可能となる。短周期地震波を励起する断層パッチが有限個で決定論的に記述されるなら、また違った震源過程の理解が可能であろう [AKI (1983)]。

断層パッチの面密度はサブダクションゾーン毎に違いはあっても [LAY *et al.* (1982)]、同じ地震域ではあまり変わらないだろう。従って Fig. 5 に見た a_{rms} の比は本震と余震とで、 $(L^2)^{1/2}$ がどれ程違うかを示している。Fig. 5 からはその比がおおよそ 1.5~2 倍程度と見積られる。Fig. 4 の最大加速度値からもこの比が同じ様に見積られる。本震と最大余震の断層の長さを 150 km [LAY *et al.* (1982)] と 80 km [IZUTANI and HIRASAWA

(1987)] とすると、断層パッチが放出する振動エネルギー \bar{A} の比が最大で2倍程度となる。この値は断層の長さの比程度であり、断層面の不均質性が断層の長さでスケールされると考える KOYAMA and SHIMADA (1985) の結果と矛盾しない。

結論をまとめると、最大加速度や rms 加速度に振幅方位依存性が存在する。それは長周期の波動に特徴的なドップラー効果から生ずるものでなく、短周期地震波にあらわれる断層運動の影響である。短周期地震波は震源や伝播系での影響で点震源メカニズムのような強い振幅の方位指向性を示さない。このような短周期波動の性質は大地震が励起する強震加速度やそれによる震度分布など地震災害にも関係する地震動の方位特性を表現する。最大加速度や rms 加速度は断層破壊の不均質性 (断層面不均質性強度: Fault Patch Intensity) [KOYAMA (1985)] に密接に関係している。それを表現するパラメータ \bar{A} やそれが従うスケール則がこのような近地での強震動の解析や短周期地震波の励起の研究から明らかにされつつある。

謝 辞

本研究で解析した多くの強震記録は運輸省港湾技術研究所の公表資料に依った。資料を提供して下さいた倉田栄一氏を始め関係諸氏の皆様に感謝いたします。この研究は文部省科学研究費 60020006 に依った。また、論文を発表するにあたり財団法人實吉奨学会の助成を受けた。

文 献

- AKI, K., 1983, Strong Motion Seismology, Earthquakes: Observation, theory and Interpretation, 223-250, LXXXV Corso, Soc. Italiana di Fisica, Bologna.
- AKI, K. and B. CHOUET, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, J. Geophys. Res., **30**, 3322-3342.
- BOATWRIGHT, J. and D. M. BOORE, 1982, Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1843-1865.
- HIRASAWA, T. and W. STAUDER, 1965, On the seismic body waves from a finite moving source, Bull. Seism. Soc. Am., **55**, 237-262.
- HOUSTON, H. and H. KANAMORI, 1986, Source spectra of great earthquakes: Teleseismic constraints on rupture process and strong motion, Bull. Seism. Soc. Am., **76**, 19-42.
- 石川有三・武尾 実・浜田信生・勝又 護・佐竹健治・阿部勝征・菊地正幸・須藤 研・高橋道夫・柏原静雄・三上直也, 1984, 1983 年日本海中部地震の震源過程, 月刊地球, **6**, 11-17.
- IZUTANI, Y., 1984, Source parameters relevant to heterogeneity of a fault plane, J. Phys. Earth, **32**, 511-529.
- IZUTANI, Y. and T. HIRASAWA, 1987, Use of strong motion duration for rapid evaluation of fault parameters, J. Phys. Earth, **35**, 171-190.
- KANAMORI, H., 1971, Focal mechanism of the Tokachi earthquake of May 16, 1968: contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics, **12**, 1-13.
- 河角 広編, 1973, 地震災害, 1-276, 共立出版, 東京.
- 小山順二, 1984, 伝播性破壊確率モデルと短周期実体波の励起, 地震 2, **37**, 295-305.
- KOYAMA, J., 1985, Earthquake source time-function from coherent and incoherent rupture, Tectonophysics, **118**, 227-242.
- 小山順二, 1987, 短周期地震波の方位依存性, 地震 2, **40**, 397-404.
- 小山順二, 1988, 震度分布と断層運動 —1964 年新潟地震と 1983 年日本海中部地震一, 地震 2, **41**, 1-8.
- KOYAMA, J., 1988, Focal mechanism of tsunami and tsunamigenic earthquakes, Proc. Intern. Tsunami Symp. 1987, IUGG, in press.
- KOYAMA, J. and Y. IZUTANI, 1988, Short period body wave excitation and seismic directivity from a dynamic stochastic source model, Submitted to Tectonophysics.
- KOYAMA, J. and N. SHIMADA, 1985, Physical basis of earthquake magnitudes: An extreme value of seismic amplitudes from incoherent fracture of random fault patches, Phys. Earth Planet. Interiors, **40**, 301-308.
- KOYAMA, J. and S.-H. ZHENG, 1985, Excitation of short-period body-waves by great earthquakes, Phys. Earth Planet. Interiors, **37**, 108-123.
- 小山順二・鄭斯華・鈴木次郎, 1983, 1983 年日本海中部地震の地震規模, 地震 2, 地震学会講演予稿集 1983 No. 2, 14.
- 倉田栄一・福原哲夫・野田節夫, 1983, 昭和 58 年 (1983 年) 日本海中部地震の港湾地域における強震観測, 港湾技研資料, **458**, 1-372.
- LAY, T., H. KANAMORI and L. RUFF, 1982, The asperity model and the nature of large earthquakes, Earthq. Pred. Res., **1**, 3-71.
- MORI, A. W. and C. B. CROUSE, 1981, Strong motion data from Japanese earthquakes, World Data Center A, **SE-29**, 1-44.
- NAKAMURA, Y., 1976, Seismic energy transmission in the lunar surface zone determined from signals generated by movement of lunar rovers, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 593-606.
- SATO, T., 1985, Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, J. Phys.

Earth, **27**, 239-253.

武村雅之・太田外気晴・池浦友則, 1984, 大地震により
励起された短周期地震波の減衰過程, 鹿島建設技術研
究所年報, **32**, 135-140.

海野徳仁・長谷川昭・小原一成・松沢 暢・清水 洋・
高木章雄・田中和夫・小菅正裕, 1985, 1983 年日本
海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震 **2**, **38**,
399-410.