断層破壊伝播速度と被害地震の震度分布 ——浅発地震の断層不均質性と短周期波動のドップラー効果——

東北大学理学部地球物理学教室*¹ 小山 順 二
中国国家地震局分析予報中心*² 鄭 斯 華
(昭和63年4月8日受付; 63年6月10日受理)

Seismic Intensity Distribution of Shallow Earthquakes due to Rupture Velocities and Faulting Modes

Junji Koyama

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tohoku University, Aramaki Aza Aoba, Sendai-shi, 980 Japan

Sihua Zheng

Center for Analysis and Prediction, State Seismological Bureau of China, Wen-shou Road, Beijing, China

(Received April 8, 1988; Accepted June 10, 1988)

Isoseismals of seismic intensity distribution are shown not only by the size of earthquakes but also by the faulting mode and the rupture velocity of fault propagations. Unilateral faulting forms an egg-shaped isoseismal, meanwhile bilateral faulting forms an elliptical one. It is also shown that the ratio of major and minor axes of the isoseismals is sensitive to the variation of rupture velocities. Rupture velocities, faulting modes, fault trends of the 1964 Niigata and the 1983 Japan Sea earthquakes in Japan and the 1975 Haicheng and the 1976 Tangshan earthquakes in China have been determined from the seismic intensity maps by matching the theoretical isoseismals to those observed. Rupture velocities thus estimated are mostly 70 to 90% of shear wave velocity. They are a little larger than those obtained from long-period seismic waves. This difference would be considered as follows: Short-waves which determine the seismic intensity are strongly dependent on the rupture of small-scale fault heterogeneities and on the jerky-onsets and abrupt terminations of local rupture propagations. On the other hand, the rupture velocities from the long-waves represent the average rupture propagation along the whole length of the fault. Faulting-modes and fault trends estimated from the seismic intensity maps match with the independent results of the earthquake faultings. This suggests that the present method would be applicable to infer the faulting mode, rupture velocity, and rupture direction of some historical earthquakes.

§ 1. はじめに

大地震時の震度分布が円に近い楕円形や非常に扁平な長楕円形の等震度線になることが知られている [例えば, 国家地震局 (1979), 宇佐美 (1987)]. 震央距離が新層の長さの数倍以上大きな地点でも震度分布は震源に近い地点での等震度線と相似形であることが多い。これらは, 地盤構造による地震波の増幅効果であるとか, 波動の減衰特性によると考えられてきた。しかし近年の詳し

い研究によれば, 不規則な地盤構造などで波動エネルギーが集中し, 震度が特に大きい震度異常域はごく狭い範囲である。むしろ, 速度構造のゆらぎにより地震波がデフォーカスして, 広い範囲で振幅が小さくなることもある [CAMPILLO and BOUCHON (1985), ČERVENÝ *et al.* (1982)]. また, 増幅効果の大きい堆積層の表層構造は, 短周期地震波エネルギーの減衰が大きい軟弱地盤であることが多い。実際, 数多くの強震動観測から, 軟弱地盤上と固い岩盤上で得られた最大加速度の各々の平均値は高々2倍程度の差異しかないことが示されている [CROUSE *et al.* (1988), TRIFUNAC and BRADY (1975)].

昭和63年4月6日発表

*¹ 〒980 仙台市荒巻字青葉

*² 中国北京市万寿路

したがって大地震時の数多くのデータによる詳しい震度分布は、地盤構造などによる影響ばかりではなく、地震の震源での特性を強く反映していると考えられる。

近年我々は不均質断層破壊理論 [KOYAMA (1985)] に基づき、地震動災害に直接関係する短周期地震波の特性を調べている [小山 (1987), KOYAMA and ZHENG (1985)]. 小山 (1988) は、新潟地震 (1964 年) と日本海中部地震 (1983 年) による震度分布の偏りが主に断層の破壊伝播に伴う短周期波動に特有なドップラー効果によるものであることを明らかにしている。ここでは、先の議論をさらに発展させて断層の破壊伝播速度がどのように震度分布の特性を支配するのかを考えよう。そして日本での大きな被害地震、中国での大地震について、震度分布から断層の破壊伝播速度を調べる。この量は、長周期地震学からわかる断層の破壊伝播速度と比較されるべきものであるばかりではなく、それ自体浅発地震の強震動予測などを考えるときに必要で欠かせない、短周期地震波の励起を規定する震源のパラメータである。さらに、詳細な震度分布の情報がどのように大地震の不均質な断層破壊と関連しているのかを調べよう。

§ 2. 短周期地震波振幅の方位依存性

波の位相がランダムに変化するような短周期地震波は、近年詳しく研究され、平均的な断層運動にともなう短周期地震波に特有な振幅方位依存性を示すことが明らかにされている [小山 (1987), 小山・泉谷 (1988)]. この振幅方位依存性は、震源から放射される地震波振幅に強い方位特性がなく、波の位相がランダムに近い場合波動エネルギーが加算となることから導かれている [小山 (1987)]. 一方向にのみ長さ L だけ破壊伝播する断層では、地震波の最大振幅が、

$$u_{\max}(\theta) = G(\Delta)(cmL\bar{r}^2)^{1/2}F(K)(c/v - \cos\theta)^{-1/2} \quad (1)$$

で近似的に表せる。また、断層の中央から同じ長さ $L/2$ だけ両方向に破壊する断層では、

$$b_{\max}(\theta) = G(\Delta)(2c^2/vmL\bar{r}^2)^{1/2}F(K)[(c/v)^2 - \cos^2\theta]^{-1/2} \quad (2)$$

となる [小山 (1987)]. ただし、 c は波の伝播速度、 v は平均破壊伝播速度であり、 θ は破壊伝播の方向から計った観測点の方位角である。強震加速度や震度を支配する地震動は、その周期が短く、波動の伝播による減衰が大きい。ここでは、波動伝播に伴う非弾性の減衰、幾何減衰、散乱などによる減衰の影響を震央距離 Δ の未知関数 $G(\Delta)$ で表現した。短周期波動の励起は断層面の小規模な不均質領域 (断層パッチ) のランダムな破壊に依存し [KOYAMA (1985)], その振幅は断層パッチの単位面積当たりの数密度 m や断層の長さ L 、及び一個の断層パ

チが放出する波動エネルギーの平均値 $\bar{r}^2$ (後に、加速度の平均パワーと考える) で記述される。極値統計の理論から、最大振幅の推定には、波群を構成する波の山と谷の総数 K をパラメータとする関数 $F(K)$ が必要である [例えば、BOORE (1983); KOYAMA and SHIMADA (1985)]. ここで K は、波群を構成する短周期波動が狭帯域の波であるとき、破壊の継続時間と波動の特徴的な周期の積を 2 倍した量で近似される。 $F(K)$ は、 K が大きい時 ($K > 10$), K にはあまりよらず一定である。

(1) や (2) 式に現れる断層破壊伝播の影響は、破壊伝播時間の平方根の逆数で表現される。長周期地震波に現れるその影響は破壊伝播時間の逆数である。この性質の違いを言葉で表すために、前者を短周期波動のドップラー効果 (Short-period Seismic Directivity) と呼び [小山 (1987, 1988)], 長周期波動に現れるドップラー効果 (Seismic Doppler Effect) と区別している。

(1) と (2) 式の比較から、断層面の不均質性が同じであっても、短周期地震波の振幅は両方向破壊の断層が大きいことがわかる。これは、両方向破壊の地震がより短い継続時間で破壊の進行が終るから、単位時間内に重ね合わされる波動が一方向破壊の場合に比べてより多いためと考えられる。 v が限りなく c に近づく時、両方向破壊の地震では一方向破壊の地震に比べて $\sqrt{2}$ 倍の振幅係数になることが見て取れる。

大振幅となる強震動を構成する地震波は、一般に狭い周波数帯域であることが多い [KOYAMA and SHIMADA (1985)]. 従って、(1) や (2) 式を速度ではなく、狭帯域の加速度の最大振幅と考えれば、改良メルカリ震度 I_M と最大加速度の経験式から一方向破壊の断層では、

$$I_M = 3 \log u_{\max}(\theta) + 1.5 \quad (3)$$

また、両方向破壊の断層では、

$$I_M = 3 \log b_{\max}(\theta) + 1.5 \quad (4)$$

で表される [GUTENBERG and RICHTER (1942)]. 断層破壊が一方向型か両方向型かは、(3) や (4) 式の震度分布の方位特性から判定することができる [小山 (1988)]. また、震度分布が断層破壊速度や観測点の方位によって変化することがわかる。

断層の破壊伝播速度 v を S 波速度 c の 0.5, 0.7, 0.8, 0.9 倍とした時、震度の方位分布を考えよう。一方向破壊の場合、震度は破壊が伝播する方位 0° で最大なり、破壊が遠ざかる方位 180° で最小となる。同じ震央距離で最大震度と最小震度の違いは改良メルカリ震度階でそれぞれ約 0.7, 1.1, 1.4, 1.9 である。両方向破壊の断層では、断層の走行方向 (0° と 180°) で震度が最大となり、断層に垂直な方向で最小となる。その違いは改良メルカリ震度階でそれぞれ 0.2, 0.4, 0.7, 1.1 である。震央距離が同

Fig. 1. Seismic intensity for the 1964 Niigata earthquake in Japan. Modified Mercalli intensity is evaluated at every municipality from questionnaire data of about 5500 [KAWASUMI and SATO (1968)]. Different symbols indicate corresponding seismic intensity. Cross within a circle marks the epicenter. Theoretical isoseismals of the bilateral faulting are shown by solid curves. They are calculated assuming that the rupture velocity is about 80% of shear wave velocity and that the fault strike is N30° E. Note that the isoseismals fit the observations in their symmetrical shapes and spreads.

じでも、断層の破壊伝播に伴い、震度が方位により大きく変化することがわかる。震度が1大きいと、地震動による被害ははなはだ大きく変化する。

日本で普通用いられている気象庁震度階では先の値をおおよそ2/3倍すればよい。震度の違いが大きいものは震度分布が長楕円に偏平した等震度線を与える。逆に違いが小さなものは円形に近い等震度線になる。したがって、震度分布は、断層破壊が一方方向型か両方向型かばか

りではなく、断層の破壊伝播速度にも強く関係していることがわかる。

§ 3. 両方向破壊伝播の地震

前節で展開した理論が真に観測される物理量を表現するものであるのか実際のデータに基づき検証しよう。震源過程が詳しく研究され両方向断層破壊したことが知られている1964年新潟地震と1976年唐山地震を選んだ。これらの地震は200°をこえる広い方位角と大きな震央距離の範囲で震度分布が詳しく調べられている数少ない大地震である。

3-1. 1964年新潟地震の震度分布

1964年新潟地震では震源近くでの最大改良メルカリ震度がⅦを越える値であった。震源過程 [HIRASAWA (1965)] や余震分布 [茅野 (1973)] の研究から、この地震は北北東-南南西に50 km ずつ両方向破壊伝播した断層によることが知られている。

新潟地震の震度分布 [KAWASUMI and SATO (1968), 小山 (1988)] を Fig. 1 に再掲する。改良メルカリ震度がⅤ, Ⅵ, Ⅶを越える境界は、震度が空間的に密に得られているため、地域ごとに方位別にはっきりと読み取れる。この図から、震央距離の同じ地点では断層の走行に沿う北北東-南南西の方向で震度が大きく、断層の走行に垂直方向の東南東で小さな震度であることがわかる。実際の断層破壊が両方向破壊であったばかりではなく、震度分布も両方向破壊の地震に特有な楕円型の分布を示している。震度Ⅶとなる震度の範囲では長軸が約280 km、短軸がおおよそ200 km である。その比は約1.4となる。震度Ⅵの範囲を考えれば、それぞれ450 km と380 km 程度であり、比は約1.2である。

破壊の伝播速度 v をS波速度 c の0.5, 0.7, 0.8, 0.9倍とし、新潟地震のモデル等震度線を(4)式から計算し Fig. 2 に描く。ただし、最大振幅値の距離減衰係数は気象庁マグニチュード決定に用いる係数1.73とした。この係数は最大加速度の距離減衰の振舞いを調べた結果とも調和している [河角 (1973)]。破壊伝播速度が小さいと等震度線は円形に近く、大きいと長楕円になる。破壊伝播速度が変化すると等震度線が作る楕円の形や長軸と短軸の比が敏感に変化することがわかる。Fig. 2 の理論等震度線からの長軸と短軸の比を調べると、各々の破壊伝播速度で約1.1, 1.2, 1.3, 1.6倍である。したがって、これらの比の値と Fig. 1 の観測値を比較して、新潟地震の震度分布を説明する破壊伝播速度はS波速度の0.8倍程度が良いことがわかる。

S波速度の0.8倍で断層破壊が両方向に広がったとして計算した等震度線を Fig. 1 に重ねて描いた。断層の走

Fig. 2. Isoseismal curves of the bilateral faultings for different rupture velocities with 50, 70, 80, and 90% of shear wave velocity. They are modeled to fit the intensity map for the 1964 Niigata earthquake. The ratio of major and minor axes of elliptical isoseismals changes as the increase of rupture velocities.

向に垂直な方向で、震央距離が 100 km の地点での震度を VII と仮定した。震度が VI や VII を越える範囲の拡がり方や等震度線の断層に垂直な方向・走向に沿う方向での形状が観測データに良く一致していることが見て取れる。しかし、南南西方向に伸びる震度 V の範囲は北北東方向に比べて少し小さい。このような微細な震度分布にはいろいろな原因が考えられる。例えば、(1) 新潟地震が 1:1 の両方向破壊ではなく、北北東への破壊がより大きかった、(2) 南南西方向への短周期波動の伝播減衰が北北東方向より大きい、(3) 南南西の観測点は中部山岳地帯を含み、観測点直下の表層構造の増幅効果が系統的に小さいなどの可能性があげられる。また、計算された震度分布では震源近傍での震度が VIII を越える領域が大きく存在する。しかし、これは地震波振幅の距離減衰係数を距離の値に関係なく 1.73 と仮定したことによる見かけ上の大きな震度と考える。この様に、観測結果を総て完全に説明するものではないが、震度分布が両方向破壊の地震によることや、断層の破壊伝播速度や破壊伝播方向が決定できることなど、新潟地震の破壊過程が震度分布からも推定されることを示した。

3-2. 1976 年唐山地震の震度分布

1976 年河北省唐山で発生した地震は、工業・産業都市に発生した直下型の大地震で、中国第二の石炭の産地に壊滅的な被害をもたらした [梅 (1982)]。BUTLER *et al.* (1979) は長周期表面波の解析から、唐山地震が N 220° E の走行を持つ両方向破壊のほぼ垂直な断層で、右ずれの水平すべりであったことを示した。中国では改良メルカリ震度階に則した震度階が用いられている [謝 (1957)]。唐山地震の震源域や周辺の地域で、この震度階を基準に、(1) 家屋、建築物の倒壊・破壊の様子、(2) 煙突・貯水槽などの建造物の被害、(3) 地面の変形、鉄道線路や橋梁の破壊状況、(4) 人的感覚と器物の反応、等多くの観測項目が、組織だった専門の調査で数多く調べられ、総合的な判断で各地の震度が決められている [梅 (1982)]。

震源域では震度 XI を記録し、あらゆる種類の建築構造物が全滅し、大規模な地面の変形断層があった。Fig. 3 に 1976 年唐山地震の震度分布 [梅 (1982)] を示す。天津市など特に震度が大きかった震度異常域をのぞけば、おおそ震央を囲む楕円の等震度線が相似形で得られて

Fig. 3. Isoseismal curves for the 1976 Tangshan earthquake in China [MEI (1982)]. Modified Mercalli intensity adjusted to the Chinese conditions [HSIEH (1957)] is estimated from the seismic hazard data. Theoretical isoseismals of the bilateral faulting are calculated assuming that the rupture velocity is 80% of shear wave velocity and that the fault strike is N220°E. The calculated isoseismals with similar shapes each other agree with the observation except for some regions of abnormal seismic intensity.

いる。この相似性は震源域の震度がXIとなった大災害地域の等震度線でも同様である。唐山地震は広大な華北平原（新生代の盆地）で発生した。人工地震などで調べられているこの地域の地殻構造は安定した大陸性地殻である。したがって、地質構造による影響をすべて否定しないが、唐山地震の震度分布が地質構造の差異にのみよって生じたと考えることは難しい。

ここでは先ず、中国での震度の距離減衰特性を調べよう。唐山地震の等震度線の長軸と短軸の長さが梅(1982)に示されている。Fig. 4 にその距離変化を調べた。図中には地域の異なる 1976 年四川省松潘地震の同様なデータも載せてある。その結果、震央距離 Δ での震度距離変化は遠方でおおよそ、

$$I_M \propto -3.6 \log \Delta \quad (5)$$

で近似されることが見いだされた。この減衰式は、震度が局地的な Lg 波の最大振幅によると考えて、振幅減衰を調べた CHEN and NUTTLI (1984) の結果にほぼ一致する。

前と同様に、破壊の伝播速度 v をパラメータにして、等震度線の長軸と短軸の比を調べてみよう。 v が 0.5, 0.7, 0.8, 0.9 倍の S 波速度のとき、その比はそれぞれ約 1.1, 1.3, 1.5, 2.0 となる。震度の距離減衰が日本付近での

Fig. 4. The length of major and minor axes of each isoseismal for the 1976 Tangshan earthquake and the 1976 Szechwan earthquake in China. Solid lines indicate the variation of seismic intensity in terms of epicentral distances: $I_M \propto -3.6 \log \Delta$

それより小さいため、長軸と短軸の比が先の日本付近での値より大きくなっている。唐山地震では、Figs. 3 や 4 の観測された震度XIからVIのどの等震度線でも、その長軸と短軸の比は 1.46 である。この比から判断して、破壊伝播速度は S 波の速度 0.8 倍程度が最も良く唐山地震の震度分布を説明することになる。Fig. 3 には、実際に観測から得られた等震度線と (4) 式から計算される等震度線を重ねて描いてある。ただし、断層に垂直な方向で震央距離が 75 km の位置で、震度がVIIであることを基準に計算した。この基準値は新潟地震の時に用いた値より小さい。観測データに合うようにこの基準値を定めたのであるが、その物理的な意味づけは後に議論しよう。

震度が X, IX, VIII の理論等震度線は、観測された震度と分布の大きさ、拡がりの方向ともに良く一致している。したがって、唐山地震の震度分布は両方向破壊の震度分布で良く説明されることがわかる。しかし、Fig. 3 の震度VIやVIIの等震度線の長軸は東北東-西南西の方向を指している。この地震は断層の南西端で小規模な逆断層の破壊を伴っていたことが知られている [BUTLER *et al.* (1979)]。地震発生の複雑さが観測された震度分布に現れているのかも知れない。また、西南西方向の震度分布は華北平原の拡がりによっているの可能性もある。さらにこの地域は、華北平原を取りまく山岳地帯と異なり、人口の密集した居住地が多いことも影響しているのかも知れない。新潟地震の場合で考えた 3 項目の影響も同じように考えられる。ただ、これらは震度分布の局地的な地域性であり、大まかな全体像を歪めるものではない。

Fig. 5. Isoseismal curves of the unilateral faulting for different rupture velocities with 50, 70, 80, and 90% of shear wave velocity. They are modeled as to fit the seismic intensity map for the 1983 Japan Sea earthquake by the Japan Meteorological Agency scale. The ratio of major and minor axes of asymmetrical isoseismals changes as the increase of the rupture velocities. Isoseismals with egg shapes are inherent to the seismic intensity maps of the unilateral faultings.

い、

このようにして、両方向破壊の地震による震度分布は断層の破壊伝播速度に敏感であることが示された。そして、震源を含む広い方位と大きな範囲の震度分布からはば唯一的に断層の走行、断層の破壊伝播速度を決定できることがわかった。

§ 4. 一方向破壊伝播の地震

一方向に破壊伝播する地震の震度分布は断層破壊が進む方向で特に大きな震度となる。Fig. 5 に破壊伝播速度がS波速度の0.5, 0.7, 0.8, 0.9倍であるとき、どのような等震度線となるのかを示す。この例では、日本海中部地震のモデル震度分布を考えているため、ここに限って気象庁震度階を用いている。破壊伝播速度が早くなると先のとがった卵型の等震度線になる。また、等震度線の間隔も破壊伝播の進行方向で特に大きくなる。この等震度線の空間的な広がりや非対称の等震度線が両方向破壊か一方向破壊の震度分布かを見極める制約となる。

4-1. 1983年日本海中部地震

1983年日本海中部地震は、2つの主要破壊からなる

マルチプルショック地震である。余震分布の研究 [SATO *et al.* (1986)] などから、ほぼ真北に80 km 前後一方向破壊伝播した断層によることが知られている。Fig. 6 に太田・他 (1984) が行ったアンケート調査による気象庁震度の詳細な分布を示した。震度は震央の北側で大きく、南側で小さいことがわかる。東北日本弧の3次元的な速度構造・減衰Q構造 [HASHIDA and SHIMAZAKI (1987)] を考えても、この震度分布は断層破壊伝播にともなう震度の方位依存性による影響が強いことが示されている [小山 (1988)]。Fig. 6 には震央距離が200 km で気象庁震度 $I_J=4.0$ を基準にして、破壊がS波の速度の0.7倍で真北に伝播した時の等震度線を描いた。震度が5.0, 4.5, 4.0の理論等震度線は実際に観測された震度にはば一致していることがわかる。破壊伝播速度がさらに早いと等震度線が北方向に大きく伸びて観測と合わない。遅いと逆に、理論値と観測値の一致は難しい。

注意しなければならないのは、最大振幅値の距離減衰係数をここで用いた1.73より大きくすると、破壊伝播速度の0.8倍程度以上であっても、ここで得た結果と同様の震度分布を得ることが可能である。したがって、地

Fig. 6. Isoseismal curves for the 1983 Japan Sea earthquake. Seismic intensity of the Japan Meteorological Agency (JMA) scale is evaluated at every municipality from questionnaire-data of about 8500 [Ohta *et al.* (1984)]. Cross within a circle marks the epicenter. Solid circles with a name indicate the JMA stations. Theoretical isoseismals of the unilateral faulting are calculated assuming that the rupture velocity is 70% of shear wave velocity and that the faulting rupture propagates due north. Theoretical and observational isoseismals of JMA intensities of 5, 4.5, 4 agree each other.

域毎に振幅の距離減衰を前もって知っていることが破壊伝播速度の精度良い推定につながる。

4-2. 1975年海城地震の震度分布

1975年海城地震は地震予知された数少ない大地震の一つである。N288°Eの走向を持つ断層で左ずれの水平すべりであった[CIPAR (1979)]。地震後、震害調査団が組織され、震害の調査が詳しくなされた[蔣(1978)]。Fig. 7に蔣(1978)と国家地震局(1979)による震度分布図をまとめて描いたものを示す。海城は渤海湾とそれを取り囲む遼東半島の山岳地帯の間に発達した沈降谷の縁に位置する。北東-南西方向の大断層が数多く存在する

[蔣(1978)]。震度VIIの領域はこの堆積物で満たされた谷へ広がっている(Fig. 7)。しかし谷それ自体は西遼河(Fig. 7にある河)沿いに北緯44°までも広がり、地質構造だけからこの震度分布を考えるのは難しい。さらに、海城地震の断層はこの地域で主要な北東方向の断層群に直交するような共役な断層である。この点も地質構造だけが震度分布を決めていると考え難い要素である。

破壊伝播速度を前と同じにS波速度の0.5, 0.7, 0.8, 0.9倍とすると、中国大陆での一方向破壊の断層では、等震度線の長軸と短軸の比がおおよそ1.1, 1.2, 1.3, 1.5倍となる。各等震度線の広がりや長軸と短軸の比から破壊伝播速度はS波速度の0.8倍程度が海城地震の観測された等震度線を良く説明する。Fig. 7に示したように、観測と計算された等震度線はその空間的広がりや分布の方向などが良く一致している。ただし、震度の基準値を断層に垂直な方向の震央距離が45kmの地点で震度がVIIであると仮定した。

このように海城地震の震度分布は一方向破壊伝播した断層運動で第一義的に説明される。しかし、詳しい余震分布などを見ると海城地震の震央は余震域の中央付近にあり[蔣(1978)]、実際の断層破壊は両方向破壊の成分もあった可能性もある。これが観測された長軸と短軸の比が計算値よりも大きくなる理由かも知れない。

§ 5. 議論と結論

浅い被害地震の震度分布から、断層の破壊様式が一方向なのか両方向破壊なのか、また、破壊の伝播速度はどれ程なのかを調べた。破壊様式や破壊伝播速度の違いが等震度線の形状を大きく変化させ、震度分布から断層破壊の大きなパラメータを決定できることを示した。震度分布は歴史地震などでも知られており、このような研究の積み重ねから、歴史地震の破壊過程を精度良く推定することができるだろう。

もちろん震度分布は地質や地盤構造の影響を受けて、震源での破壊過程の影響だけで決まらない部分もある。しかし、局地的な地盤構造の影響は、より広い震度分布(より小さな震度の等震度線)を考えることや、震度の推定に用いるより高密度な情報で取り除けるだろう。例えば、1973年炉霍地震はほぼ一方向破壊の地震であることが知られている[Zhou *et al.* (1983b)]。この地震は鮮水河沿いに発生したため、河岸沿いの震度が非常に大きい[国家地震局(1979)]。震度XやIXの等震度線の長軸と短軸の比は10倍にもなる。理論計算ではこの比は2以下である。したがって、このような等震度線は局地的な構造の影響が強いと判断される。しかし、震度VIの等震度線は、河岸から充分遠く鮮水断層を大きく取り囲ん

Fig. 7. Isoseismal curves for the 1975 Haicheng earthquake in China [JIANG (1978), State Seismological Bureau (1979)]. The epicenter is shown by a solid circle. Small open circles indicate local municipalities. Theoretical isoseismals of the unilateral faulting are evaluated assuming that the rupture velocity is 80% of shear wave velocity and that the faulting extended to the N288°E direction. Larger major axes than those of theoretical isoseismals may suggest some amount of bilateral component for the Haicheng earthquake.

Table 1. Large earthquakes studied for eigen intensity and short-period excitation.

Event	M_s	Moment dyne cm	Faulting mode*	Slip motion	Eigen intensity*	Reference
1 1983 Japan Sea	7.8	5.4 E27	U	Reverse	7.2	KOYAMA (1987)
2 1964 Niigata	7.5	3 E27	B	Reverse	7.0	AKI (1966)
3 1976 Tangshan	7.7	1.8 E27	B	Strike	6.55	BUTLER <i>et al.</i> (1979)
4 1973 Luhuo	7.5	1.9 E27	U	Strike	5.75	ZHOU <i>et al.</i> (1983b)
5 1970 Tonghai	7.5	5.4 E26	B	Strike	5.64	ZHENG (1983)
6 1975 Haicheng	7.4	3 E26	U	Strike	5.75	CIPAR (1979)
7 1976 Szechwan	6.9	9.1 E25	U	Reverse	4.12	ZHENG (1983)
8 1967 Luhuo	6.1	4.5 E25	U	Normal	4.12	ZHOU <i>et al.</i> (1983a)
9 1976 Szechwan	6.4	3 E25	U/B	Reverse	3.4	ZHENG (1983)

* U and B stand for unilateral and bilateral faultings, respectively.

* Eigen intensity is defined as seismic intensity (Modified Mercalli scale) at 100 km away from the fault in the normal direction of the fault strike.

でいる。その長軸と短軸は約 180 km と 125 km 程で、比は約 1.4 である。この比の値で考えると、破壊伝播速度は S 波の速度の 0.8 倍程度であったことが予想される。

また、1970 年通海地震は、両方向破壊の地震であった [ZHOU *et al.* (1983b)]。震度 X や IX の等震度線は、曲江断層方向に延び南盤江の支流に沿っている。その長軸と短軸の比は 10 倍以上にもなり、局地的な影響が強いと考えられる。しかし、この場合でも、震源域を大きく取り囲む震度 VII の等震度線は、震央に対して対称な楕円形をしている。長軸が約 130 km、短軸が 80 km 程で、その比は 1.6 となる。唐山地震の時に示したように、こ

の値は破壊伝播速度がおおよそ S 波の速度の 0.8~0.9 倍のときに期待される値である。

このように推定された破壊の伝播速度は、震源域での S 波速度の 0.7~0.9 倍程度である。いずれの場合でも Table 1 にある長周期実体波や表面波から推定された破壊伝播速度と同程度か少し早い値を示している。どちらの破壊伝播速度の推定値にも各々に不確定性があり、厳密には比較できないのは事実である。しかし定性的に考えれば、長周期波動は断層破壊全体の平均的な振舞いを表し、波動の時間関数は破壊伝播の時間効果とくい違いの立ち上がり時間のたたみ込みに依存する。震度を決める短周期波動は、波動エネルギーを沢山放出する破壊の

Fig. 8. An index representing the short-period seismic energy radiated from the unit length of a fault is plotted against seismic moment. The index $(mLr^2)^{1/2}$ is normalized by its value of the 1964 Niigata earthquake, Japan. Open circles indicate unilateral faultings and solid circles bilateral faultings. Numerals attached to circles correspond to those in Table 1. Three lines are drawn representing the relation to seismic moment of $M_0^{1/3}$, $M_0^{1/2}$, and $M_0^{2/3}$. Small bars indicate the possible variations of the plots, when they could be estimated. It is unable to identify the faulting mode of event 9, because it occurred successively after event 7 in Table 1.

急激な伝播や停止に強く支配される。従って、断層破壊過程のどこを見ているかの違いが、求められた破壊伝播速度の違いに反映されている可能性が高い。

定量的に震度分布の大きさを評価するために、断層面に垂直な方向で震央距離が 100 km の地点での改良メルカリ震度を各地震の固有震度と定義しよう。日本海中部地震だけは気象庁震度階なので、Fig. 6 より $\Delta=100$ km で $I_f=5$ として、改良メルカリ震度 7.2 に変換した。Table 1 にここで取り扱った地震と震源過程や震度分布が詳しく調べられている中国での被害地震をまとめた。固有震度の違いから今までとは逆に (1) や (2) の式へ戻してみる。

同じ震央距離で計った震度であるから、 $F(K)$ を地震に依らず一定と考えれば、固有震度の違いは、 $(mLr^2)^{1/2}$ の対数値の違いとなる。Fig. 8 に、各地震の短周期地震波の最大振幅を表現する $(mLr^2)^{1/2}$ を固有震度から計算し、新潟地震のそれで規格化した値で示す。データ数は少ないが、断層面の不均質性によるこのパラメータが地震モーメント M_0 の $1/2$ 乗程度で増加していることがわかる。地震ごとに (1) や (2) 式で考えた $F(K)$ の値が違っても、相対的にはその変化量は小さく [KOYAMA and SHIMADA (1985)], Fig. 8 の比の値を大きく変化させることはない。

地震モーメントは断層の長さ L の 3 乗に比例する量であるから [KANAMORI and ANDERSON (1975)], 上の関係は

$$mr^2 \propto L^2 \quad (6)$$

を示唆している。これは、断層パッチの破壊が大きな地震ほどより短周期エネルギーを放出していることを示している。したがって、震度分布からみた地震の短周期震源スペクトルは、 ω 三乗モデルのような短周期エネルギーが飽和しているモデルを支持しない。巨大地震の表面波マグニチュードと地震モーメントから地震波の励起をスケーリングした KOYAMA and SHIMADA (1985) の結果や周期 1 秒程度の短周期地震波の励起を巨大地震のデータから調べた KOYAMA and ZHENG (1985) の結果は、

$$mr^2 \propto L \quad (7)$$

であった。この関係は Fig. 8 で $M_0^{1/3}$ の線にあたる。表面波マグニチュードの決定に用いる地震波の波長は、震度を決める強震動の波長より 2 桁も長い。したがって、(6) と (7) 式は断層面の不均質性は波長によってその性質が異なり、不均質領域の大きさごとにいろいろなスケーリング則を考えることが大切であることを示唆していることが先ず考えられる。しかし、ここで取り扱った地震は、先の研究に用いた地震の大きさに比べて系統的に小さく、巨大地震の震源スペクトルと大地震の震源スペクトル構造の違いを反映しているのかも知れない。

例えば、(6) 式の関係は地震の震源スペクトルが ω モデル [BRUNE and KING (1967)] ならば満足する。KOYAMA *et al.* (1982) は、日本付近で発生した地震の表面波マグニチュード、気象庁マグニチュード、実体波マグニチュードなどを詳しく調べ、表面波マグニチュードが 7.5 より小さな地震では ω モデルが地震の震源スペ

クトルをより良く表現することを示している。

さらに、(7) 式の関係は島弧・海溝系で発生した地震から得られた結果である。本論で解析した地震は内陸で発生した地震や縁海で起こった地震であるから、そのような違いがこれらの関係式に現れているのかも知れない。いずれにしても、データ数を増やしこの点を明らかにすることは大地震がどのように短周期地震波を励起しているのかを知る上で大切である。

謝 辞

東北大学理学部海洋物理学講座に在籍の章若潮さん、謝尚平さんから、中国語を度々教えてもらった。同地震学講座大竹政和教授には投稿原稿を閲読して頂いた。記して感謝いたします。

文 献

- AKI, K., 1966, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **44**, 23-88.
- BOORE, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- BRUNE, J. N. and D. Y. KING, 1967, Excitation of mantle Rayleigh waves of period 100 seconds as a function of magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1355-1365.
- BUTLER, R., G. S. STEWART, and H. KANAMORI, 1979, The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake—A complex sequence of intraplate events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 207-220.
- CAMPILLO, M. and M. BOUCHON, 1983, A theoretical study of the radiation from small strike-slip earthquakes at close distances, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **73**, 83-96.
- ČERVENÝ, V., M. M. POPOV, and I. PŠENČÍK, 1982, Computation of wave fields in inhomogeneous media—Gaussian beam approach, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **70**, 109-128.
- CHEN, P. and O. W. NÜTTLI, 1984, Estimates of magnitudes and short-period wave attenuation of Chinese earthquakes from modified Mercalli intensity data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 957-968.
- CIPAR, J., 1979, Source processes of the Haicheng, China earthquake from observations of P and S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1903-1916.
- 国家地震局, 1979, 中国地震等烈度線図集, 地震出版, 北京, 1-107.
- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER, 1942, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **32**, 163-191.
- HASHIDA, T. and K. SHIMAZAKI, 1987, Predicting JMA seismic intensities based on 3-D attenuation structure and surface amplifying factor: The Tohoku district, Japan, *J. Phys. Earth*, **35**, 367-379.
- HIRASAWA, T., 1965, Source mechanism of the Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from body waves, *J. Phys. Earth*, **13**, 35-66.
- 謝 毓寿, 1957, 新的中国地震烈度表, *地球物理学報*, **6**, 35-47.
- 蔣 凡, 1978, 海城地震, 地震出版社, 北京, 1-90.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 河角 広, 1973, 地震災害, 共立出版, 東京, 1-276.
- KAWASUMI, H. and Y. SATO, 1968, Intensity of Niigata earthquake as determined from questionnaires, *General Rep. Niigata Earthq. 1964*, Tokyo Elec. Eng. Coll., 175-179.
- 茅野一郎, 1973, 近地地震の震源決定に関する二、三の問題—新潟地震の余震を例として—, *地震研究所研究速報*, 東京大学, **12**, 83-98.
- KOYAMA, J., 1985, Earthquake source time-function from coherent and incoherent rupture, *Tectonophysics*, **118**, 227-242.
- KOYAMA, J., 1987, Focal mechanism of tsunami and tsunamigenic earthquakes, *Proc. Intern. Tsunami Symp.* 1987, in press, IUGG.
- 小山順二, 1987, 短周期地震波の方位依存性, *地震*, **2**, 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—, *地震*, **2**, 41, 1-8.
- 小山順二・泉谷恭男, 1988, 最大加速度・rms 加速度の方位依存性, *地震*, **2**, 41, 79-87.
- 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. Inter.*, **40**, 301-308.
- KOYAMA, J. and S. H. ZHENG, 1985, Excitation of short-period body-waves by great earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **37**, 108-123.
- KOYAMA, J., M. TAKEMURA, and Z. SUZUKI, 1982, A scaling model for quantification of earthquakes in and near Japan, *Tectonophysics*, **84**, 3-16.
- 梅 世蓉, 1982, 1976 年唐山地震, 地震出版, 北京, 1-459.
- 太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・岡田成幸・堀田 淳・大橋ひとみ, 1984, 4. 2. 2. 1983 年日本海中部地震に伴う東北北海道地域市町村震度調査, 1983 年日本海中部地震に伴う災害の総合的調査研究, 176-179.
- SATO, T., M. KOSUGA, K. TANAKA, and H. SATO, 1986, Aftershock distribution of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters, *J. Phys. Earth*, **34**, 203-223.
- TRIFUNAC, M. D. and A. G. BRADY, 1975, On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 139-162.

- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 東京, 1-434.
- ZHENG, S., 1983, Seismic moment tensor inversion of earthquakes in and near the Tibetan plateau, 博士学位論文, 東北大学理学部, 1-187.
- ZHOU, H., H. L. LIU, and H. KANAMORI, 1983a, Source process of large earthquakes along the Xianshuihe fault in Southwestern China, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 537-551.
- ZHOU, H., C. R. ALLEN, and H. KANAMORI, 1983b, Rupture complexity of the 1970 Tonghai and 1973 Luhuo earthquakes, China, from P-wave inversion, and relationship to surface faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1585-1597.