

1975 (昭和 50) 年 6 月 10 日の北海道東方沖 の地震の大きさと津波の規模*

長 宗 留 男・中 礼 正 明**

550.341

1975年6月10日22時47分ごろ、北海道東方沖に発生した地震では、北海道から九州にかけての太平洋沿岸、北海道のオホーツク海沿岸、八丈島、父島、沖縄まで広範囲に津波が観測された。わが国の沿岸で観測された津波の最大(推算潮位からの高さ)は、花咲における約 93 cm (最大波高約 185 cm) であった。

この地震の震源等は次のとおりである。

42°46'N, 148°13'E, 深さ=0 km (JMA)

43.°3N, 147.°0E, 深さ=normal, } (USGS)
Mag: 7.1(Ms(USGS)), 6.9(PAS)

この地震では、根室、網走、釧路および浦河で有感(いづれも震度 I)であったのみで、震度分布から推定される地震の規模は余り大きいものではない。しかし津波の規模は、今村一飯田のスケールでほぼ 1 になり、かなり大きかった。

地震後多数の余震が発生したが、最大の余震は14日03時08分ごろの地震 (JMA による震源等: 42°52'N, 147°26'E, 深さ=0 km, M=6.5; USGS による震源等: 43.°6N, 147.°4E, 深さ=normal, Ms=6.6) で、

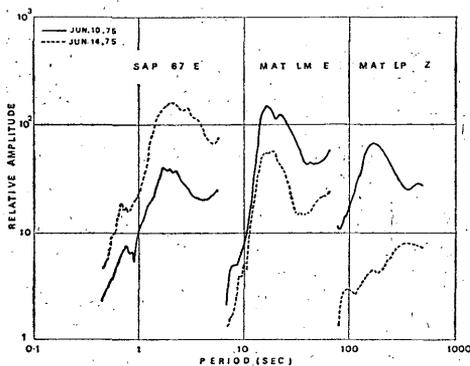


Fig. 1. 1975年6月10日の北海道東方沖の地震と6月14日の地震(最大余震)の振幅スペクトルの比較

* T. Nagamune and M. Chiurei; Earthquake and Tsunami Magnitudes, for the Earthquake Off E Coast of Hokkaido, June 10, 1975 (Received Oct. 28, 1975).

** 気象研究所

本震の場合よりも震度は大きかったが津波は全く記録されなかった。

ここで本震と14日の余震について、札幌および松代における変位振幅を比較してみる。Fig. 1は、約0.5秒から約500秒までの間の両者の振幅である。ただし左の図は札幌における67型磁気テープ式地震計について、Pから約1分間の記録の解析結果である(サンプリング間隔は0.08秒)。中間の図は松代における磁気テープ式長周期地震計(LM)についてPから約10分間の記録(実体波はごく小さく主要部分は表面波である)を解析したものである(サンプリング間隔1.0秒)。

右の図は、松代におけるWWSS長周期地震計の R_2 , R_3 の部分である(2秒間隔で、約1時間 $\cdots R_2$ として4.0 km/secから2.9 km/secまで \cdots サンプリングし、フィルターにより約50秒以下の波はcutした)。ただしこの図では地震計の周波数特性の補正はしていない。

P波の部分(左図)では、余震の振幅の方が2~4倍大きくなっている。ところが周期が10秒程度以上になると(中間の図)反対に本震の振幅の方が大きくなっており、例えば20秒の表面波では本震の振幅は余震の約2.5倍である(マグニチュードで約0.4の差になる)。右の図では本震の振幅の方が、はるかに大きくなっている。(余震では R_2 , R_3 はほとんど現われていない)。

次に今回の地震と1973年6月の根室半島沖地震(17日)およびその最大余震(同月24日)の R_4 について振幅スペクトルを比較してみる(4秒間隔で、速度4.0 km/secから3.4 km/secの範囲 \cdots 約1時間 \cdots について読取り Fig. 1の右図と同様な操作で計算してある)。Fig. 2はその結果である。

1973年の根室半島沖地震の本震と24日の余震はほぼ同じようなメカニズムで発生している(市川・望月, 1974)。両者の最大振幅を比べてみると、本震の振幅は余震のその約3.8倍、対数で約0.6の差、になっており、Mの差と一致している。

今回の地震と根室半島沖地震も同じようなメカニズムであったかどうか今のところわからないが、Fig. 2でみる

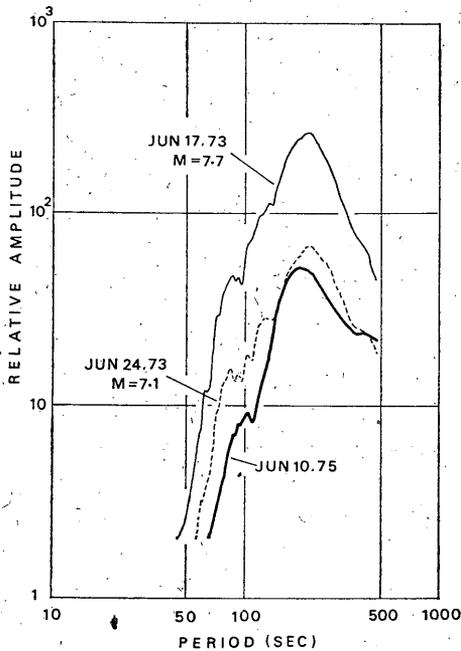


Fig. 2. 1975年6月10日の地震と1973年6月17日および24日の根室半島沖地震およびその最大余震の振幅スペクトルの比較(松代のWWSS長周期地震計記録による)。

限り、今回の地震の振幅は、根室半島沖地震の最大余震よりやや小さくなっている。Msとして6.9~7.1が求められているが、Fig. 1および2からわかるように、周期十数秒から数百秒の周期帯の振幅を他の地震と比較した結果では、この値は妥当なものと考えられる。

しかし、この地震では実体波のうち短周期の波が、相対的に小さく、(Fig. 1の左図)。震度も小さかった。また、過去の経験からみて、地震の規模のわりに津波は大きかったと言える。

このような地震の例としては、1896年の三陸沖地震、1963年10月20日の千島南部の地震(10月13日のエトロフ島沖の地震の余震で、JMAによるマグニチュードは6.7であったが、ウルップ島では10~15m、エトロフ島で8m以上の津波があり大きな被害があった)等がある。1896年の三陸沖地震について金森(1972)は、粘弾性破壊による地震として説明している。しかし、一方、渡辺(1973)は、粘弾性地震では海底変動の継続時間が長くなり津波はあまり大きくなり得ないだろうと述べている。いずれにしても今回の地震では、破壊は比較的ゆるやかに進行したのと考えられる。

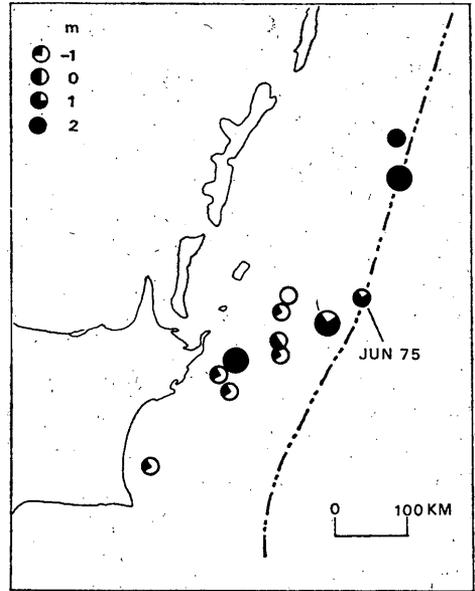


Fig. 3. 1961年1月から1975年6月の間に北海道東部から千島南部にかけての太平洋側に発生したM ≥ 6.6の地震の震央分布図

津波が発生し、大きくなるための基本的要素は地震の大きさであるが、地震の規模に比べて津波の規模が大きくなる1つの大きな要素は震源の深さである。

Fig. 3は1961年1月から今回の地震までの間に、この地域(42°N以北、143°E以東の太平洋側)に起ったM ≥ 6.6の地震(大きな丸はM ≥ 7.5)の震央分布図である。震源は気象庁地震月報による。今村一飯田による津波の規模m別に示してあり、白丸は津波のなかったものである。

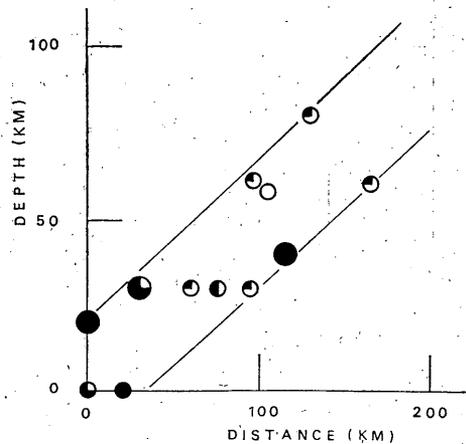


Fig. 4. 海溝の軸からの距離と震源の深さとの関係

北海道東方沖から千島列島にかけての地震では、JMAの震央はUSGS, ISCなどで決めたものに比べて系統的に南に偏ることが知られているが、ここではJMAの値をそのまま使用してある。また鎖線は海溝の軸を示したものである。

$M \geq 7.5$ の地震ではいづれもかなりの津波が発生しているが、 $M \leq 7.4$ では多くの場合津波が発生しても弱いもので、場合によっては津波の発生しないものもある。

Fig. 4は海溝の軸からの水平距離と震源の深さとの関係を示したものである。深さには約40 kmのばらつきがあるが海溝付近ではごく浅く、これから離れるに従って次第に深くなっている(ただしこの図には、かなり広範囲の地震がまとめてプロットされており、この地域全般について、海溝からの距離とともに「図に示したような傾斜」で震源が深くなっていると見るのは適当でない。単に定性的な結果を示しているに過ぎない)。地震のMが小さくても津波が比較的大きいのは、海溝に近い、すなわち震源の深さが比較的浅い地震であると見ることが

できる。

わが国の観測資料からは海溝の近くに震央が決められるような地震では、震源の深さが浅いため津波を伴い易い、または大きくなり易いが、千島列島—北海道に比較的近いところに決められるような地震では震源の深さが比較的深いため、同程度の規模の地震でも津波は発生し難い、ということも一つの見方と思われる。

地震記象紙のコピーを送っていただいた、松代地震観測所の山岸 登、札幌管区気象台の清野政明、笹川 巖の各氏にお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 市川政治・望月英志(1974): 1973年根室半島沖地震のメカニズムとそれに関連した2, 3の問題, 験震時報, 39, 41~47.
金森博雄(1972): 地震の多様性と防災, 自然, 11月号, 74~80.
渡辺偉夫(1973): 津波の規模と津波発生に関するパラメータについて, 験震時報, 38, 1~13.