

逆伝播による1993年北海道南西沖地震津波の波源域の検討

東北大学大学院	学生員	○高橋武之
東北大学工学部	正員	高橋智幸
東北大学工学部	正員	首藤伸夫

1. はじめに

昨年7月に起こった北海道南西沖地震の発生機構については、地震波を用いた解析をはじめとして、これまでも数多くのモデルが提案されている。ここでは、検潮記録をもとに逆伝播を行い、津波の波源域を推定するとともに、Waveform Inversion を用いることによって波源域の海底地盤変動について検討した。

2. 検潮記録

今回は岩内と江差の2ヶ所の検潮記録を用いた。それによると、江差では地震発生直後には引き波が観測され、14分後に第一波、そして22分後には第二波が到達していることが確認できる。また、岩内では地震発生から約27分で第一波が到達している。

3. 逆伝播による波源域検討

岩内と江差における検潮記録から算定された第一波到達時間をもとに、ホイヘンスの原理による方法と波向き線法による2つの方法を用いて逆伝播を行った。図1はホイヘンスの原理を用いた場合の結果であり、図2は波向き線法を用いた場合の結果である。図中の数字は逆伝播した時間を示している。全体的には、両方法とも似かよった結果を示している。しかし、波向き線法を用いた場合には、岩内における結果はホイヘンスの原理を用いた結果に比べて北よりの分布を示しており、その形状を見ても複雑になっている部分が見受けられる。これは、波向き線法はホイヘンスの原理による方法と比べて、海底地形の局地的な影響を受けやすいためと考えられる。

4. Waveform Inversion による波源域検討

逆伝播の結果及び余震分布を参考に、想定波源域を図3に示す21個の領域に分割し、Waveform Inversion を行った。各領域は幅12.5km、長さ100kmとした。使用した検潮記録は、岩内においては地震発生から2400秒間、江差においては1300秒間とした。両地点への到達時間を考慮し、岩内記録では北側の地盤変動、江差記録では南側のそれを主な対象とし、しかも岸からの反射の影響をなるべく少なくするためである。

計算結果を図4に示す。図中の数字は各領域の番号である。縦軸は地盤変動量で、+は隆起、-は沈降を示している。これによると、領域北東部及び南西部で地盤の沈降が見られ、中央部での隆起が大きくなっている。しかし、実測で確かめられている奥尻島の沈降が島の南部では見られない。

そこで、奥尻島周辺の地盤変動を見るために、図3の斜線で示した領域を新たに設けて再びWaveform Inversion を行った。その結果を示したのが図5である。今度は奥尻島を含む領域は沈降し、他の領域については図4とほぼ同様の結果を示している。このことから、奥尻島南部を含む領域6ではその北側で沈降し、南側で隆起していることとなる。余震分布を見ると、領域6の南側部分は余震活動の南端と一致している。図4を求めた際には領域6の長さが長すぎ、その南側部分における隆起の影響が大きく現れたために、その領域の北側にある奥尻島の沈降を表わせなかったと考え

られる。さらに、余震分布を重ねてみると、地盤隆起の大きな領域は余震分布の激しい地域と一致していることが確認できる。

5. おわりに

今回は、江差と岩内の検潮記録をもとに、ホイヘンスの原理と波向き線法を用いて波源域を推定し、Waveform Inversion で地盤変動の推定を行った。奥尻島周辺の地盤変動をよく表わすためには、小さな領域を導入する必要があった。このように、推定精度は領域設定の仕方に左右される。そのほか、使用する検潮記録の時間長さ、グリーン関数を作成するときの単位領域寸法と格子間隔の関係等についても検討する必要がある。

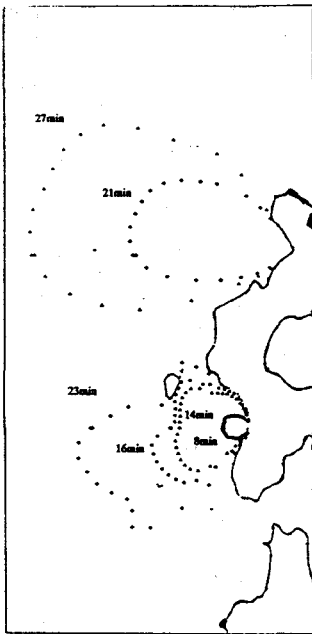


図1 ホイヘンスの原理による逆伝播

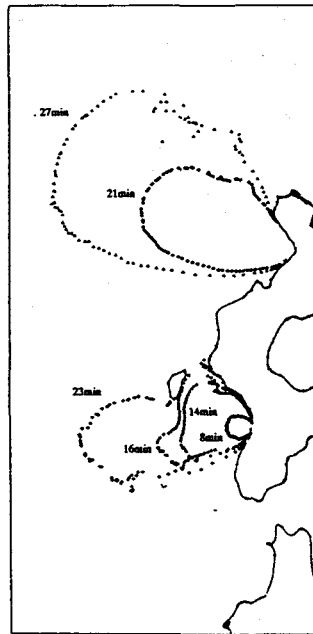


図2 波向き線法による逆伝播

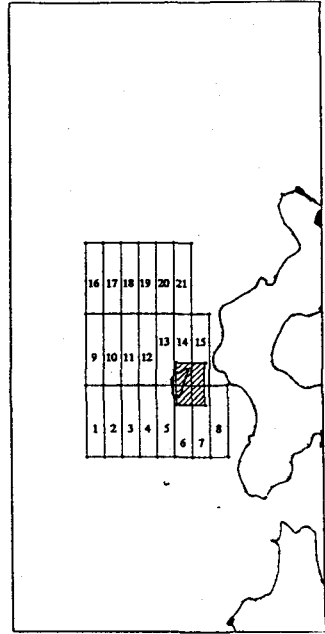


図3 領域分割図

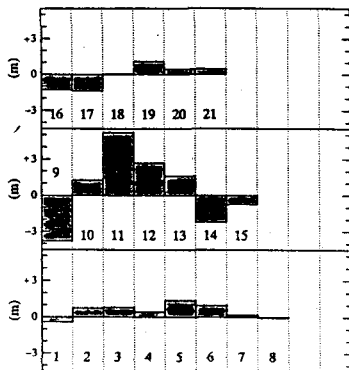


図4 Waveform Inversion による結果 (その1)

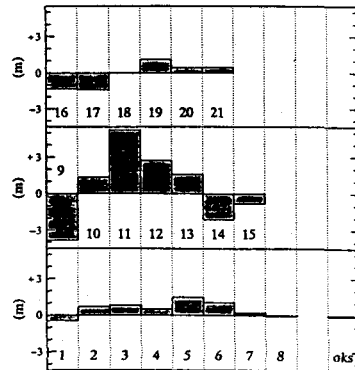


図5 Waveform Inversion による結果 (その2)