

4. 濃尾平野の地震動特性

正木和明・佐口浩一郎

1. 研究目的

濃尾平野の地盤は単純ながらも特徴的な構造を持っている。すなわち、平野東端では花崗岩からなる基盤が路頭しているがこの基盤は3度で西方に傾斜しており、西端平野では深さ約2kmにも達している。このような傾斜構造が地震動に影響を及ぼすこと、すなわち、地震動が平野の西部から入射した場合と東方から入射した場合とではみかけの伝播速度や増幅度が大きく異なる事、が考えられる。本研究では濃尾平野地下構造がやや長周期地震動に与える影響について考察した。

2. 観測記録

図1に観測点分布を示す。愛知工業大学の観測点とK-net、Kik-net観測点の記録を用いた。図2に用いた地震の震央を示す。三重県中部地震(M=4.3, H=56km)及び長野県南部地震(M=4.5, H=7km)の地震を対象とした。

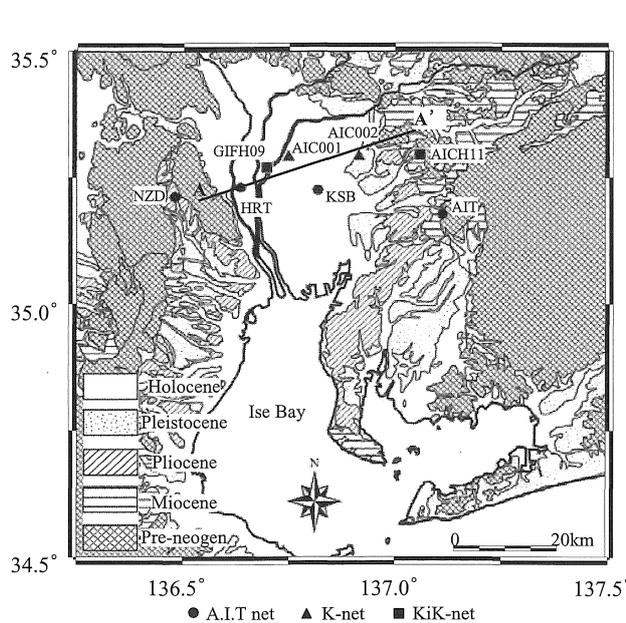


図1 濃尾平野地震観測点

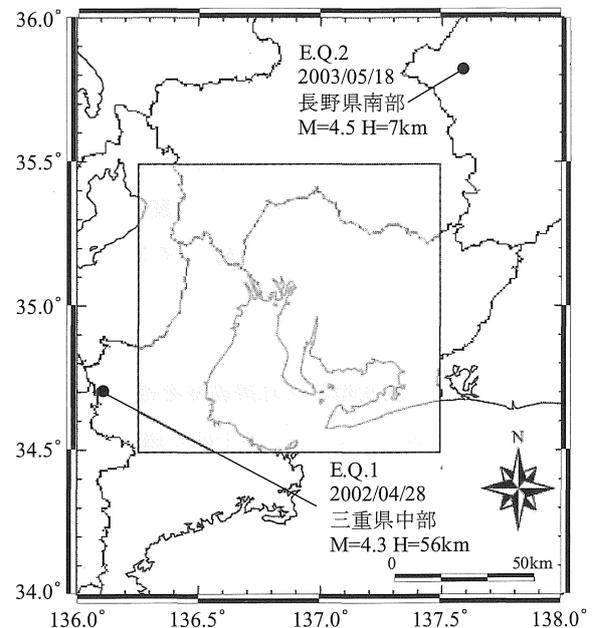


図2 解析に用いた地震

両地震の記録波形(バンドパス処理後)を図3に示す。見かけ伝播速度を比較すると三重県中地震の4.5km/sに対し長野県南部地震では3.6km/sでありその違いは基盤西方傾斜に起因する。長野県南部地震では震央距離が遠くなるにもかかわらず平野西部で振幅の増大がみられ、堆積層が西方に向かうにつれて厚くなることと対応している。

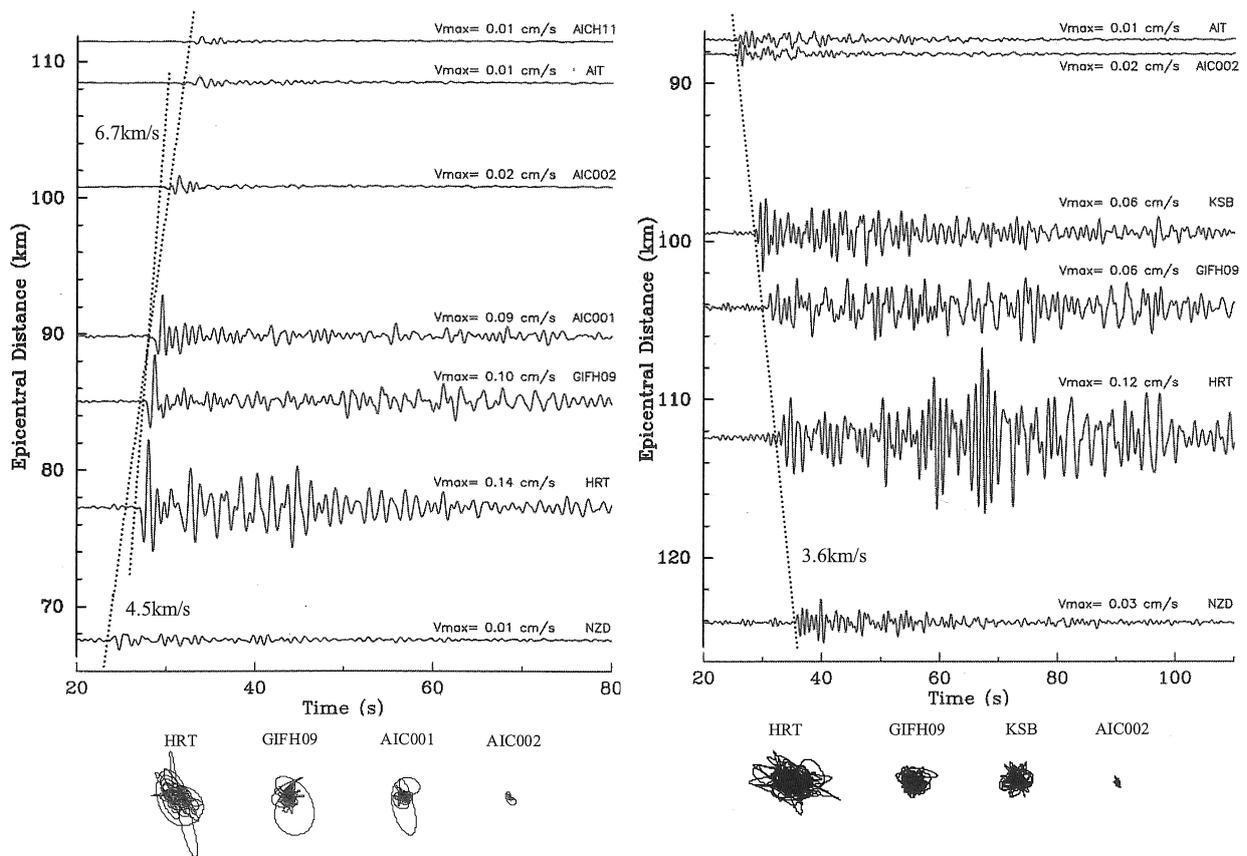


図3 2002年4月28日三重県中部地震(左)と2003年5月18日長野県南部地震(右)の速度波形及び粒子軌跡(バンドパスフィルターは左1~5s、右1~6s)

3. 差分法によるシミュレーション

図4に差分法により求めた濃尾平野2次元東西断面におけるスナップショットを示す。三重県中部地震の場合、スナップショットが示すように、波動はまず伝播速度が速い岩盤が露頭している地域に到達する($t=23.51$)。地震基盤から堆積層に入射したS波初動(A)は地表に到達した後に反射して下降波となり、その一部は平野端部の側方境界を介して堆積層側に伝播し始める($t=25.67s$)。一方、 $t=27.84s$ のスナップショットが示すように地震基盤下方より堆積層を伝播してきた波動は、堆積平野端部近傍の地表の平野端部近傍で側方境界を介して伝播してきたS波初動(A)と重なり合うことがわかる。これが堆積平野端部近傍で急激に最大振幅の値が大きくなる原因であり、Pitarka et al. (1996) や川瀬(1996)が指摘した兵庫県南部地震の際に神戸地域において六甲山系に沿って被害が集中した現象と同様な現象である。S波初動の後に現れる後続位相の生成過程についてであるが、この位相の伝播過程をスナップショットにより確認してみると、地震基盤から堆積層に入射したS波(A)は地表に到達した後に反射して下降波となる($t=30.00s$)。地震基盤に到達した下降波は反射して($t=32.17s$)位相を反転させ上昇波となり地表に向けて伝播し、平野内部に到達することがわかる。 $t=32.17s \sim 34.33s$ のスナップショットから、二次元重複反射を繰り返して地表に現れることがわかるが、 $t=36.49s$ 以降のスナップショットからは重複反射波は見受けられない。これに対して、平野端部の側方境界を介して堆積層側に伝播し始めた地震波は基盤と地表とで全反射するようになり、見かけ上、水平方向に伝播するB波となる。同様にC波は第1層内において同様に全反射するようになり、見かけ上水平方向に伝播する($t=34.33s \sim 58.14s$)、したがって、B波およびC波は堆積層内でトラップされた地震波であり平野内部に向かって伝播するLove波であると言える。

長野県南部地震の場合、S波初動はまず岩盤が露頭している地域に到達し、平野端部から平野内部に向かい次々に堆積層を通り地表に向かって伝播し始める ($T=21.78s \sim 25.02s$)。S波初動の後に現れる顕著な後続位相の伝播性状をスナップショットにより確認してみると、地震基盤から堆積層に入射されたS波初動 (A) は地表に到達した後に反射して下降波となる。下降波が各層の境界に達すると一部は反射して上昇波となり地表方向に伝播する ($t=28.27s$)。地震基盤に到達した下降波は反射して位相を反転させ上昇波となり地表に向けて伝播し、平野内部に到達することがわかる ($t=31.52s$)。平野端部から遠ざかるにつれS波初動が地震基盤にて反射した二次元重複反射波 (A') が顕著に現れてくることが見てとれる ($t=31.52s \sim 34.76s$)。更に、 $t=34.76s$ 以降のスナップショットから、S波初動 (A) が平野西端部に達すると、反射波が発生し平野を西から東に伝播している波が見てとれ、しかも、表層を伝播する成分が非常に大きい。更に、この反射波が堆積層内を東から伝播してきたS波初動の二次元重複反射波 (A') と重なり合うことが $t=41.26s$ スナップショットから見てとれる。これがHRT地点の振幅を大きくした要因である。また、 $t=28.27s \sim 31.52s$ のスナップショットから、S波初動 (A) が二次元重複反射を何度も繰り返して地表に現れることがわかる。そして、傾斜基盤と地表とで全反射するようになり、見かけ上水平方向に伝播するB波となる ($t=28.27s$)。同様に、C波は第1層内において同様に全反射するようになり、見かけ上水平方向に伝播する ($t=44.50s \sim 52.24s$)。したがって、B波およびC波は堆積層内でトラップされた地震波であり平野内部に向かって伝播するLove波であることが明らかである。

4. まとめ

本研究では、濃尾平野のやや長周期地震動を理解するために、実証的に表面波の生成過程や平野西端部に存在する基盤の不整形性による増幅特性を明らかにすることを目的として、地震観測を行った。さらに、平野端部から発生するLove波の生成過程を明らかにするために、地下構造に基づいて2次元差分法による数値計算から、地震波動伝播性状を理解し、平野端部の地下構造がやや長周期地震動に与える影響を考察した。これまでの既往の研究 (田中、他、1998) では、平野端部において表面波が励起されることが明らかにされてきたが、平野端部での挙動を実際に観測記録として捉える試みは行われてこなかった。本論文では、濃尾平野の西端部に存在する基盤の不整形性に注目してその挙動を観測することに成功し、数値計算によって現象を解釈することで平野端部より発生するLove波の生成過程および伝播機構について実証的に明らかにした。

謝 辞

本研究において数値シミュレーションを行うにあたり、東京工業大学山中浩明助教授、福岡教育大学山田伸之助教授には差分法プログラムを使用させて頂いた。また、本研究で用いた地震データの一部は、K-NET、KIK-NET および SK-NET のデータを使用させて頂いた。ここに記して関係各位に感謝する次第である。

- 1) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata : Modeling of Ground Motions in the Higashinada (Kobe) Area for an Aftershock of the 1995 January 17 Hyogo-ken Nanbu, Japan, Earthquake, Geophys.J.Int., 131, 231-239, 1997
- 2) 川瀬博 : Q : 何が震度7の震災帯をもたらせたのか? A : 門地生成回折波 / 表面波との増幅の干渉, 地球惑星科学関連学会 1996年合同大会予稿集, 52, 1996
- 3) 田中清和・栗本修・福和伸夫・西阪理永・江尻譲嗣 : 濃尾平野の深部不整形構造が地震動増幅特性に及ぼす影響, 日本地震工学シンポジウム論文集, 10-1, 863-868, 1998

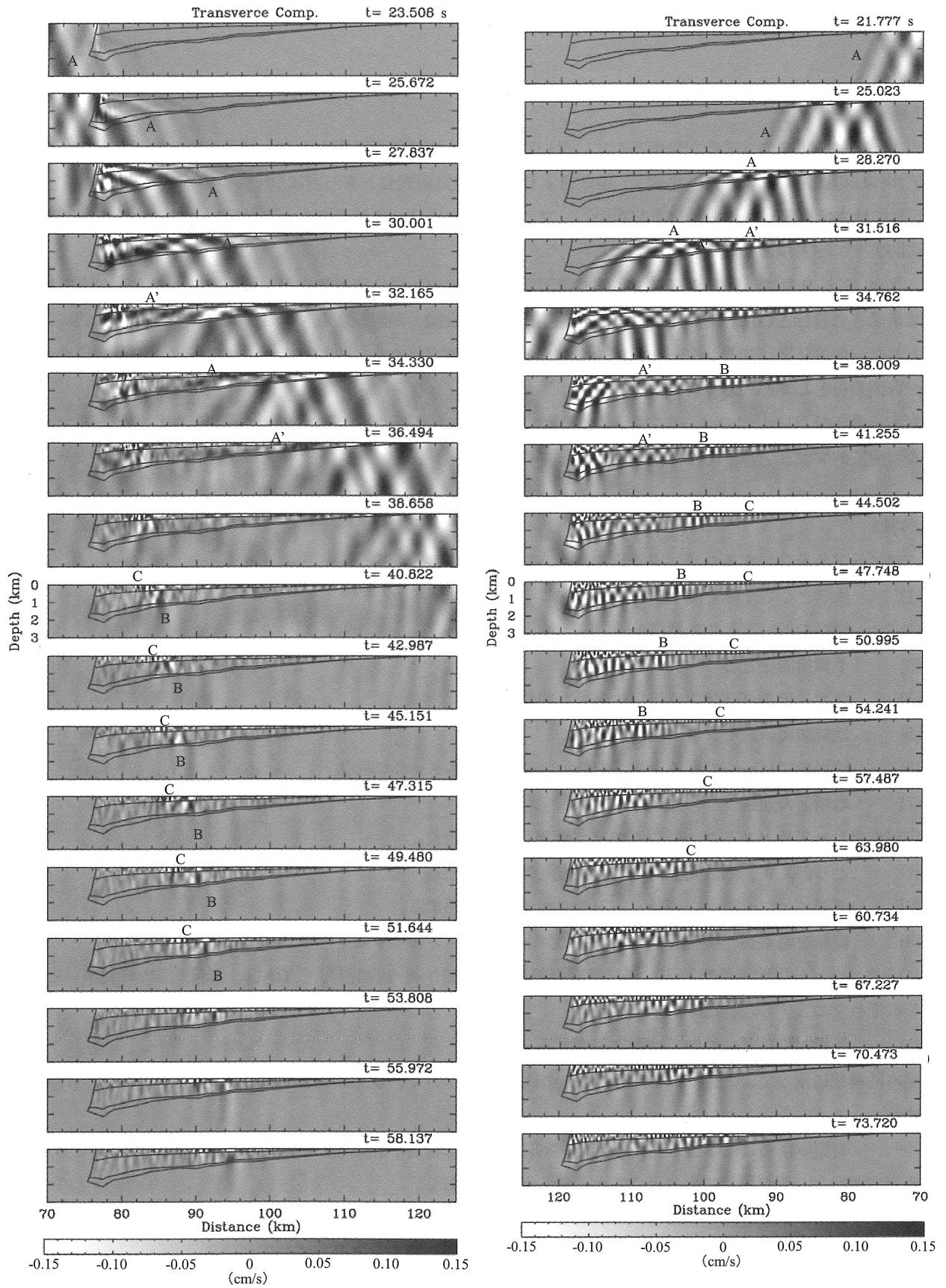


図4 濃尾平野における東西2次元断面のスナップショット。三重県中部地震（左）、長野県南部地震（右）