

## 2.3 受信データ解析

### 2.3.1 土岐アクロス解析

#### 2.3.1.1 はじめに

P 波や S 波走時の時間変化を ACROSS で捕らえるという研究は初期には非常に近い距離 (<数 km) の観測点を使って行われてきた。例えば Ikuta *et al.* (2002) では淡路島に設置された ACROSS 送信信号をボアホール内に設置した地震計で観測して、2000 年に起きた鳥取県西部地震 (M6.6) の後に S 波の走時が 1msec 遅れたことを明らかにした。地震計は送信点から 1km も離れていない場所の深さ 800m と 1600m に設置されたものを解析に使用している。

最近の研究によりプレート境界面における地震波反射の強度は沈み込むプレートと上盤側のプレートの固着度 (カップリング度) によって変わることがわかってきた (例えば, Kasahara *et al.*, 2001)。一方速度状態依存摩擦構成則を用いたコンピューターシミュレーションではプレート境界面が高速破壊に移行する前にゆっくり滑りが起きることがあるということが明らかになってきた (Kato and Hirasawa, 1999)。しかしながら滑りは地中で起きており、滑り量も大きくないため、地表の観測点で捕らえることは難しい。もしゆっくり滑りに伴うプレート境界の物性変化を地震波によって直接測定できれば、地震の直前予測に役立つ可能性がある。以上のことよりプレート境界からの反射波や屈折波の能動監視は地震が起きる前の先駆的現象を捉える上で重要であることがわかる。プレート境界からの反射波や屈折波を観測してプレート境界の状態を能動的に監視する (笠原・他, 2004) ためにはアクロス送信点からの距離が 10km 以上の観測点も使う必要が出てくる。しかしアクロス送信点から 10km 以上離れた観測点において信号が捕らえられるか、あるいは伝達関数の時間変化を捕らえることができるかについての研究例はまだ少ない。そこで我々は土岐に設置してあるアクロス送信装置 (國友・熊澤, 2004) から発信された信号を 10km 以上離れた Hi-net や気象庁などの定常地震観測点の記録を用いて解析を行い、遠方観測点における信号特性を明らかにすることにした。

今回解析の対象とした東海地方はプレート境界の監視を行う実験の場としては非常に適している。なぜならこの地域ではフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでおり、近い将来起こると言われている東海地震の想定震源域の一部がちょうどこの地域の陸の真下にあり、多くの地震計のデータを用いて地震波速度の変化や地震波反射効率の変化を監視できる可能性があるからである。同地域は 2001 年には東海地方から北陸地方にかけて中部日本縦断人工地震実験が行われた。この実験で南側の J5 という発破での記録断面を作ると明瞭な反射相が見えており、三次元速度構造を用いたレイトレーシングを行うと反射相はフィリピン海プレート上面からの反射波に相当することがわかった (Iidaka *et al.*, 2003)。またこの地域の浜名湖の下にプレート境界付近で長期スロースリップが起き (Ozawa *et al.*, 2002)、少し北東側で非火山性の低周波微動が起きていることがわかっている (Obara, 2002, Katsumata and Kamaya, 2003)。微動の発生原因にはプレート境界における流体の移動が関与していると考えられており (Katsumata and Kamaya, 2003)、地震波速度変化や反射効率変化が観測される可能性があることを示唆している。

上野・他 (2003) では気象庁や Hi-net の定常地震観測点の記録を用い、土岐送信所の弾性波アクロスの信号がどこまで受信可能かについて解析を行った。彼らは第 1 回試験送信 (2002 年 10 月 28 日~11 月 8 日の約 11 日間) の FIT (Fixed Illumination Tool, 固定型送信装置の愛称) No.3 記録を用いた。この時は正回転のみ、単一周波数 (25Hz) 送信である。FIT No.3 の偏心モーメントは 3.9kgm なので、25Hz 送信だと発生力は  $9.6 \times 10^4 \text{N}$  となる。スタッキングを行う 1 セグメントの長さは 100 秒とし、スタッキングの回数は約 9000 回となった。各々のセグメントは長尾・他 (2004) の方法によりノイズレベルの分散に逆比例する重みをつけてスタッキングを行った。その結果、弾性波アクロスの信号は近似的に送信点からの距離に逆比例して減衰していることがわかった。また、送信点からの距離が 100km 離れても信号チャンネルの振幅がノイズチャンネルの振幅よりも十分大きい、つまり信号を検出できることが明らかになった。以上の

ことより 10 日間のスタッキングで送信点からの距離が 100km 以内であればアクロス信号を検出し、解析を行えるということがわかった。

2.3.1.2 伝達関数の特徴

本研究ではまず土岐送信点の第 4 回試験送信（2003 年 4 月 15 日～2004 年 1 月 28 日の約 288 日間）の FIT No.1 のデータを使って解析を行った。この送信では搬送波周波数は 17.52Hz で送信周波数帯域は 15.47～20.57Hz なので発生力は  $7.6 \times 10^4 \sim 1.3 \times 10^5 \text{N}$  となる。FM 繰り返し周期は 20 秒としたので走時 20 秒の波まで aliasing なく記録できる。回転の反転周期は 1 時間である。Hi-net と気象庁の定常地震観測点のうち、送信点からの距離が 100km 以内の観測点についてスタッキングを行い、解析を行った。送信点と解析に用いた観測点の位置を Fig. 2.3.1 に示す。スタッキングのセグメント長は 100 秒としたので周波数領域で 5 本に 1 本が信号チャンネル、後はノイズチャンネルとなる。Fig. 2.3.2 の下側に N.HOUH 観測点（Hi-net 鳳来、送信点からの距離 57km、送信点からみた観測点の方位角 139 度）について 30 日間分のデータをスタッキングして求めた伝達関数の  $Hzt$  成分を示す。明瞭な P 相、S 相の波群を確認することができる。と同時に走時が 0～5 秒あたりに波群が見える。P 相の前に波が来ることは考えられないので、これは走時が 20 秒以上である波群が aliasing により前にしみ出してきたものと考えられる。つまり送信点からの距離が 50km 以上の観測点について伝達関数を求める場合は、FM 繰り返し周期が 20 秒の場合には短すぎて aliasing の影響が大きく出てくる可能性がある。

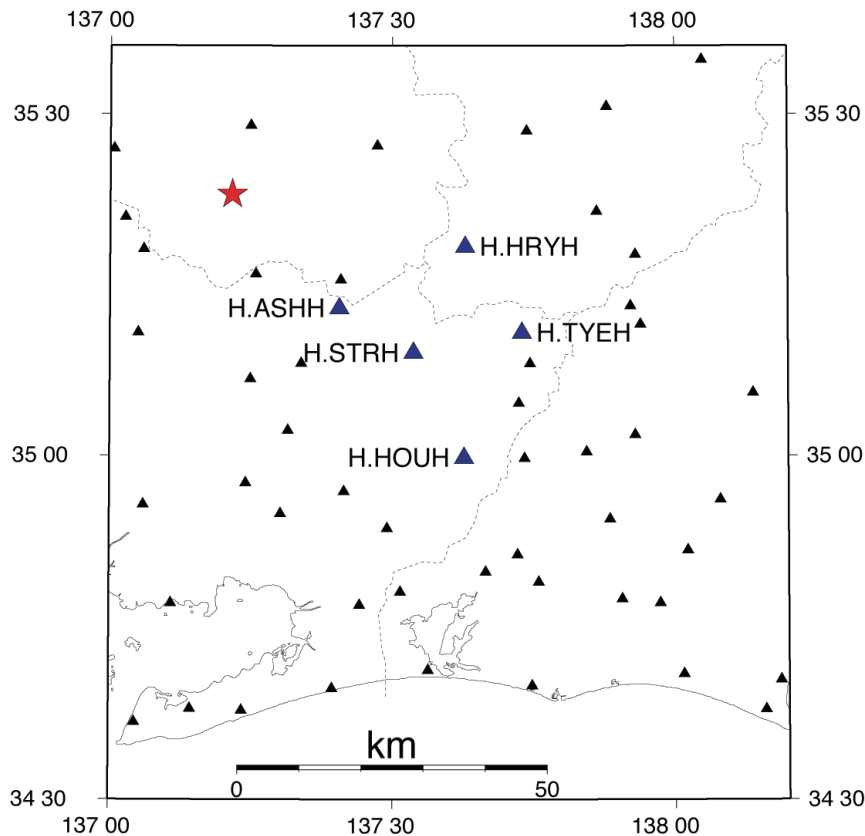


Fig. 2.3.1. Distribution of stations used in this analysis. The star denotes the Tono ACROSS transmitter. The large triangles represent the stations used for calculating the transfer function, and the small triangles represent other telemetry stations transmitting to JMA.

そこで、FM 繰り返し周期を 50 秒に変更して、2004 年 2 月 20 日から第 5 回試験送信を開始した。この送信は少し低周波側に周波数帯域を伸ばしている。搬送波周波数 13.01Hz、周波数帯域は 10.25～19.45Hz（発生力は  $3.3 \times 10^4 \sim 1.2 \times 10^5 \text{N}$ ）としている。スタッキングのセグメント長は 200 秒としたので、周波数領域で 4 本に 1 本が信号チャンネルに

なる。Fig. 2.3.2 の上側に求められた伝達関数の  $Hzt$  成分を図示する。上下の図を比較すると、第 4 回試験送信の解析時には見られた走時が 0~5 秒の部分の波群がなくなっていることにより、この部分は 20 秒より長い走時の波群が aliasing で前にしみ出してきたものであることが確認できる。図には載せていないが、実際第 5 回試験送信で求められた伝達関数の振幅は走時 20 秒以降もノイズレベルより大きな振幅を持っている。また P 波と S 波の振幅をみると、第 5 回試験送信のほうは S 波の振幅が P 波に比べて大きくなっている。これは S 波のほうが低周波に富んでいることを表している。原因としては非弾性減衰を表す  $Q^{-1}$  値が P 波に比べて S 波のほうが大きく高周波が減衰しているためと思われる。

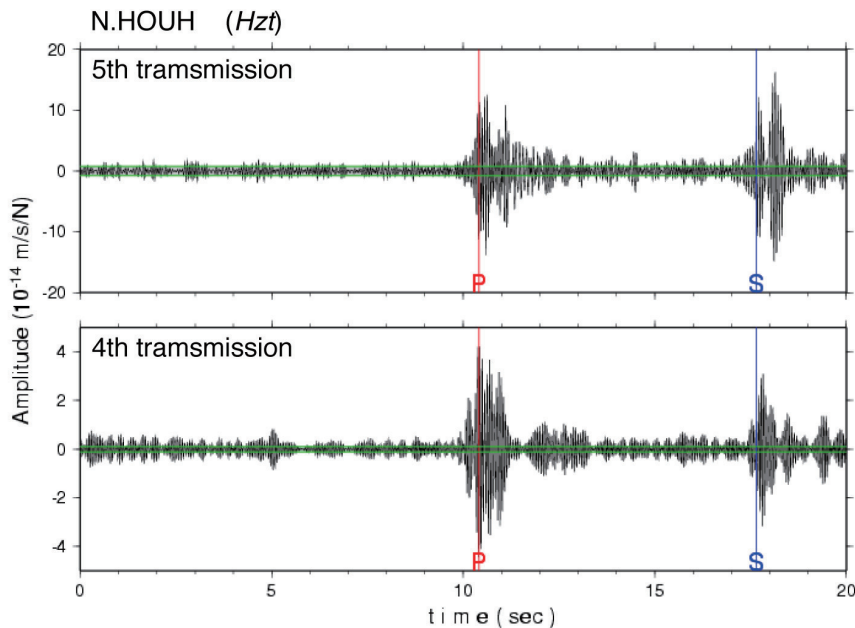


Fig. 2.3.2. Comparison of the transfer function  $Hzt$  at N.HOUH in the time domain obtained by the 5th transmission (top) and the 4th transmission (bottom). The noise level is indicated by the green line. Calculated travel times (JMA2001, Ueno *et al.*, 2002) are also indicated by the vertical lines.

伝達関数がどの周波数帯域に卓越しているかを確認した。最初に周波数領域で計算を行い伝達関数を求めるので、時間領域に変換する前の解析結果を見た。周波数領域の伝達関数を Fig. 2.3.3 に示す。第 4, 5 回試験送信から求められた伝達関数を各々赤、黒色で描いてある。図からは判別しにくいですが、搬送波周波数の比較からわかるように両者の周波数系列は異なっているため、同じ周波数が信号チャネルになることはない。しかし、15.5~19.5Hz の帯域では両者ともエラーバーを考慮すれば、ほぼ同じスペクトル分布をしており、アクロス送信装置が送信周波数を変更しても安定して信号を出していることがわかる。また、伝達関数のスペクトルが平坦ではなく、ある特定の周波数でピークをもつことは、地中に何らかのレゾネーターがあることを示唆しており、興味深い。また、時間領域の波形の比較、及びスペクトルの位相変化から、16~17Hz のピークは主に P 波、13~14Hz のピークは主に S 波に相当していることがわかる。S 波のスペクトルピークが低周波側にあるため、第 4 回試験送信から求めた伝達関数の S 波振幅は小さくなっている。

次に第 5 回試験送信について N.HOUH で求めた伝達関数 (テンソル) の 6 成分を示す (Fig. 2.3.4)。大きな振幅の波群が走時 10 と 18 秒あたりに見られる。JMA2001 の走時 (上野・他, 2002) と比べると、この 2 つの波群は各々 P 波と S 波に対応している。この後他の観測点についても波形を載せるが、N.HOUH 観測点というのは他の観測点に比べて、P 波、S 波の波群がはっきりとしており、振幅も大きい。この観測点付近では地表に南北約 2km、東西約 1km の範囲に 2Hz、3 成分の地震計を 12 台設置して小アレイの観測を行っている (渡辺・他, 2007)。地震計アレイの記録を解析して得られた伝達関数も波群がはっきりとしている。波形がきれいな理由については 1 つには観測点直下の

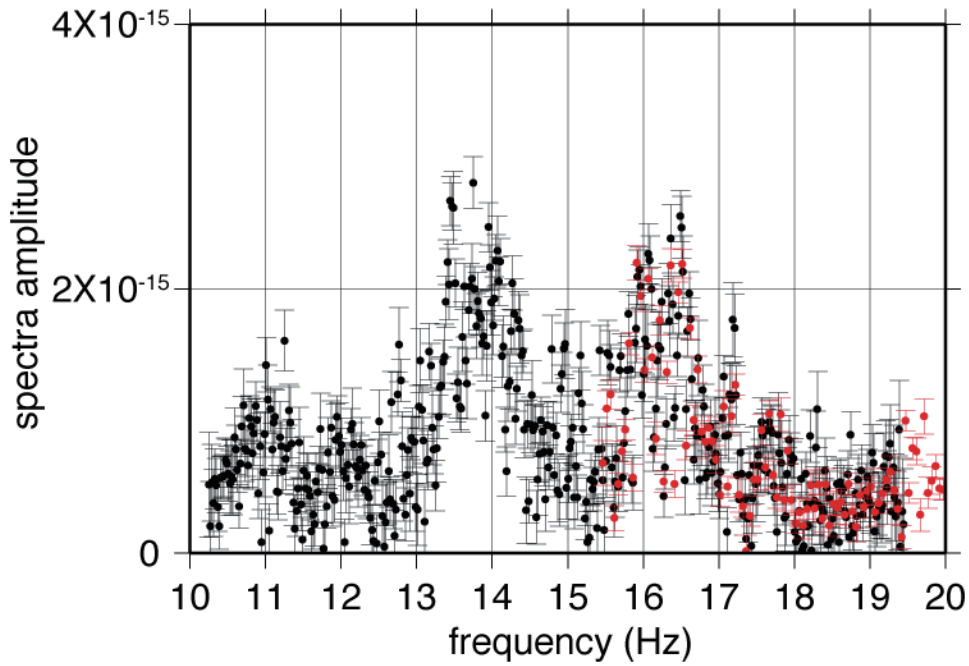


Fig. 2.3.3. Comparison of the amplitude of the transfer function  $H_{zt}$  at N.HOUH in the frequency domain obtained by the 5th transmission (black dots) and the 4th transmission (red dots). Error bars are also depicted.

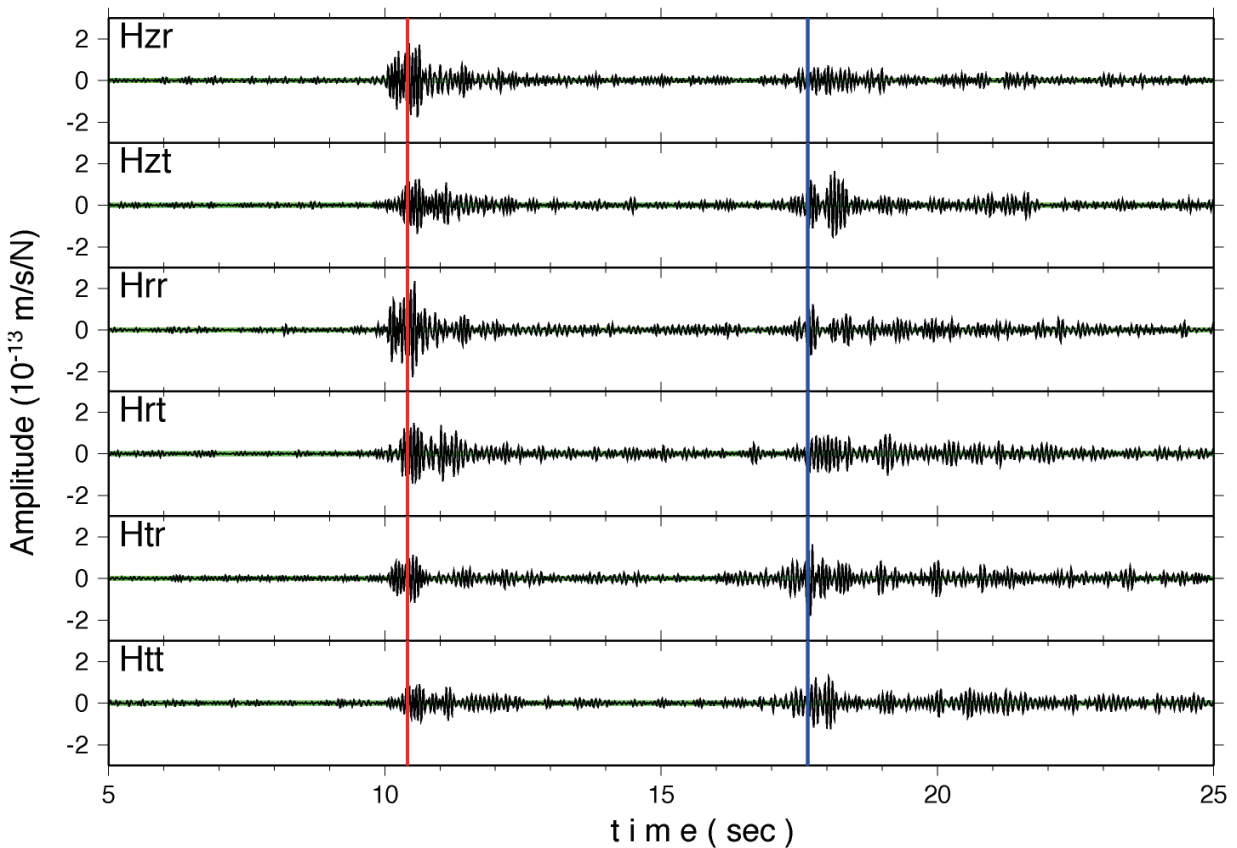


Fig. 2.3.4. Six components of the transfer function tensor at N.HOUH. P arrivals calculated by JMA2001 travel time table (Ueno *et al.*, 2002) are indicated by red lines, and S arrivals are indicated by blue lines.

地質が均質であろうことが挙げられる。地質図や Hi-net 観測点のボーリング柱状図を見ると、この観測点は表土の下はすぐに新第三紀の流紋岩から成っており、非常に均質な地層である。このため、観測点付近に散乱体などの波群を乱す構造が少ないために波形がきれいであると思われる。

しかし自然地震波形や人工地震波形と比べると波群の立ち上がりがシャープではなく、後ろに尾を引いている。これはアクロスで求まる伝達関数が狭帯域（この場合は 10~20Hz）であるため、周波数領域でフィルターをかけたような波形になり、いわゆる Gibbs 振動現象のため前後に波がしみ出しているためである。しみ出しを押さえるために周波数領域で前後 10%のコサイン型テーパをかけているが、完全に押さえることはできていない。つまりアクロス伝達関数で波の立ち上がりを議論することは適当ではなく、各々波群の最大値の部分が走時と呼んでいる時間に対応すると見る必要がある。P、S 波以外には S 波の後ろに幾つかノイズレベルより若干振幅が大きな波群があるが、SN 比が 1 に近いので実際に意味のある波群であるかどうかは一つ一つ吟味していく必要がある。もし地中の地震波速度構造が水平成層に近いものであれば、 $H_{zt}$ 、 $H_{rt}$ 、 $H_{tr}$  の振幅は他の成分に比べて小さくなるはずであるが、実際にはかなり大きな振幅を持っているので、今解析をしている周波数帯域（10~20Hz）では横方向の不均質性がかなり強いというを示している。

もう少し詳しく伝達関数の特徴をみるため、P 波及び S 波部分のパーティクルモーションをとった (Fig. 2.3.5)。P 波は走時が 10.0~11.0 秒、S 波は 17.5~18.5 秒の 1 秒間を用いた。伝達関数はテンソルであるので、発生力が radial 方向と transverse 方向の場合について別々に表示をする。P 波部分の水平面内のパーティクルモーション (radial 加振の場合は、 $H_{rr} \cdot H_{tr}$  表示。transverse 加振の場合は、 $H_{rt} \cdot H_{tt}$  表示) に注目する。波が伝わる媒質がほぼ水平成層であれば、直達 P 波は radial 方向に振動するはずであるし、transverse 加振の場合の P 波振幅は小さいはずである。求められた伝達関数はどちらの加振の場合でもほぼ同じ方向を向いているが、radial 方向からは反時計回りに約 30 度ずれている。また軌跡は短軸に比べて長軸がかなり大きい直線に近い楕円を描いているので実体波の特徴を示していることがわかる。相馬・他 (2006) による鳳来に展開した小スパンアレイ解析によると、P 波の到来方向は N45W となっており、ほぼ観測点から送信点を見た方位角と一致している。ところがパーティクルモーションの主軸の方向が方位角と 30 度ほどずれている。これは地震波が伝播してくる物質に異方性があるということを示していると考えられる。両加振でほぼ同じ方向を向いているということは、観測点に到着した時には送信点の加振情報が失われていることを示しており、伝播経路の不均質性が大きく、パーティクルモーションはほぼ観測点近傍の影響で決まっていると思われる。一方 S 波についてみると、P 波と同様に加振の方向に関わらずパーティクルモーションはほぼ同じ方向を向いており、P 波の軌跡とほぼ直交している。これはやはり観測点近傍の影響で決まっていることを示しているものと思われる。また軌跡の線形性を比べると S 波のほうが悪く、長軸・短軸比が小さくなっている。これも伝播経路の異方性を示唆していると思われる。

各観測点で求めた伝達関数の rr 成分と tt 成分の記録断面を Fig. 2.3.6 に示す。構造の不均質性が弱い場合には  $H_{rr}$  は P 波成分に富んでいて、 $H_{tt}$  は S 波成分に富んでいるはずである。実際の記録はその傾向は認められるものの必ずしもそうっていない記録も多く、10~20Hz の帯域で見ると、地球内部はかなり不均質でたくさんの散乱体から成っていることが推測される。 $H_{tt}$  は水平成層の地震波速度構造であれば P 波振幅がゼロになるはずであるが、実際はどの観測点でも P 波走時時間あたりからノイズレベルより振幅が大きな波群が到着している。どの観測点においても S 波が到着すると予想される部分の振幅は大きくなっており、S 波も認識することができる。但し N.YOTH と N.HOUH 以外の観測点については P 波の到着後、振幅の大きな波群が連続して到着しており、S 波は独立した波群としては観測されていない。このようにすべて送信点から南東方向にある観測点にも関わらず、伝達関数の形はかなり異なっている。これは解析に用いた周波数帯が 10~20Hz と短いため、観測点直下に存在する散乱帯など不均質構造の影響を強く受けているものと思われる。

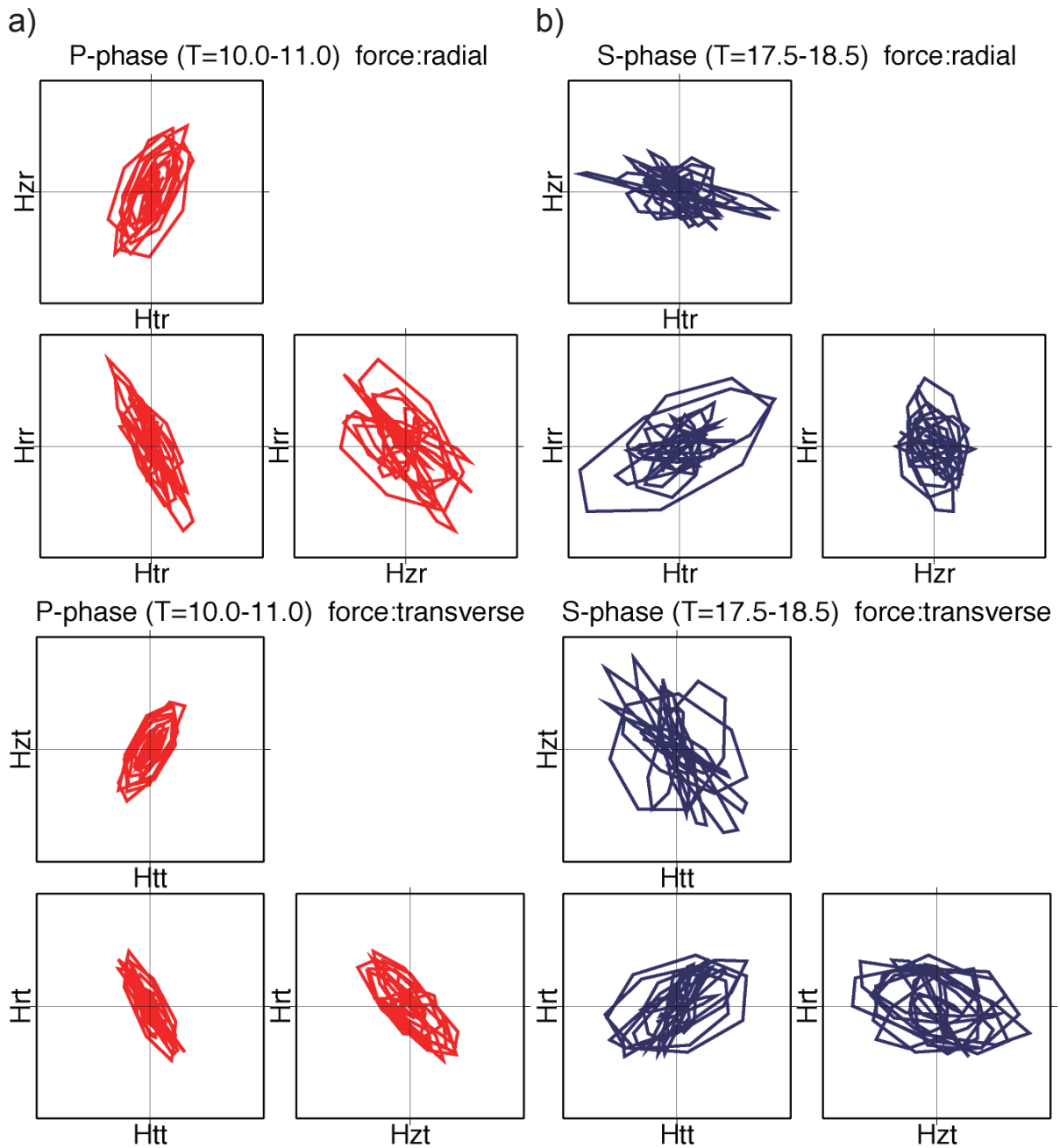


Fig. 2.3.5. Particle motion of six components of the transfer function at N.HOUH. (a) Particle motion of P wave portion (travel time 10 to 11s). The upper three figures represent the radial forces, and the lower figures represent the transverse forces. (b) Particle motion of S wave portion (travel time 17.5 to 18.5s). The upper figures represent the radial forces, and the lower figures represent the transverse forces.

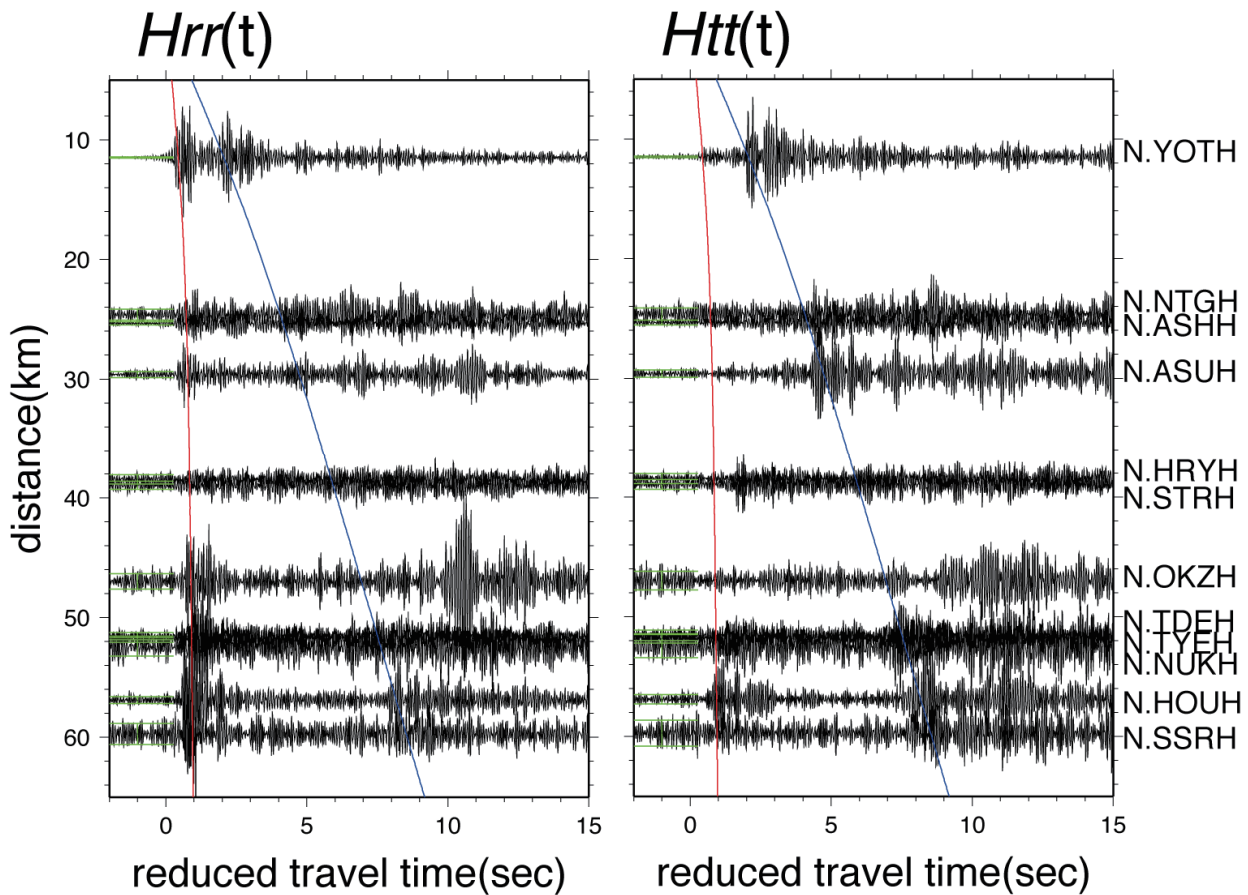


Fig. 2.3.6. Record section for transfer function of  $H_{rr}(t)$  (left) and  $H_{tt}(t)$  (right). Twelve Hi-net stations with an epicentral distance of 10 to 65km are depicted. The station code is indicated on the right side. The amplitude is normalized by the reciprocal of the epicentral distance. Horizontal axes denote travel time reduced by 6km/s. Calculated travel times (Ueno *et al.*, 2002) are indicated by red and blue lines.

### 2.3.1.3 伝達関数の時間変化

波群がはっきりしている N.HOUH 観測点の伝達関数について時間変化を解析した。解析期間は第5回試験送信を行っていた期間のうち、2004年2月20日～2005年8月13日の約1年半のデータについて解析を行った。スタッキング期間は10日間とし、10日ずつずらして計算を行ったので、全部で54期間の伝達関数が求められた。伝達関数の計算パラメタは前の解析と同じにしてある。各期間の伝達関数について、最初の期間の関数（2004年2月20日から10日間）から差をとって、カラースケール表示したものを Fig. 2.3.7 に示す。一番大きい変化量で規格化してある。P波については  $H_{rr}$  (上図)、S波については  $H_{tt}$  (下図) の成分を部分的に拡大して表示し、時間変化がノイズレベルより大きかった部分だけ色をつけてある。両者共に振幅の大きな部分で変化も大きくなっている。これは1つには単に伝達関数の差をとっているだけなので、振幅と位相変化の情報が混ざっているためである。例えば振幅が大きいと位相が少し変化しただけで（位相の変化は走時の変化に対応する）ピークの位置がずれて、大きな差として観測されることになる。このため、本図を見る時はほぼ振幅の等しい部分についてのみ変化量の違いを議論することができる。P波部分の  $H_{rr}$ 、S波部分の  $H_{tt}$  共に2つのほぼ振幅が等しい波群から成っている。この2つの波群を比べると早く到着したものに比べて、遅れて到着した波群のほうが変化量は大きくなっている。これは、前の直達波に比べて、後ろの後続波のほうが伝播経路が長いから、構造変化の影響を受けやすいからと思われる。解析期間が1年半と短いから、はっきりとは言えないが、変化量は年周変化をしているように見える。特にS波部分の  $H_{tt}$  については顕著である。つまり、一方的に変化が大きくなっていくのではなく、1年経過すると元の状態に戻るということで、気温や降水量（あるいは地下水位面）などの気象要素の変化の影響を受けていることが推測される。

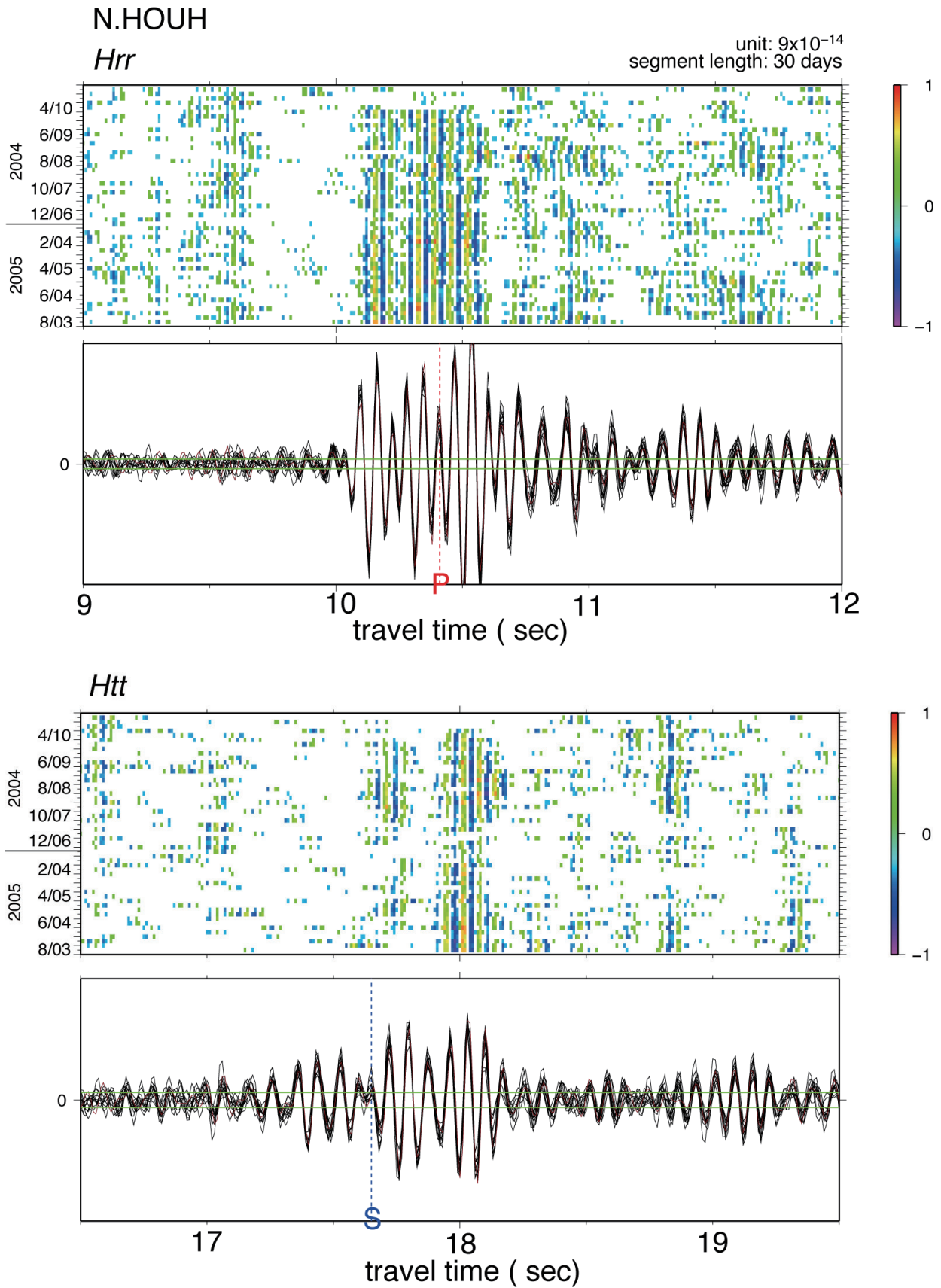


Fig. 2.3.7. Temporal change of the transfer function (a)  $Hrr(t)$  for P wave portion (top) and (b)  $Htt(t)$  for S wave portion (bottom). Fifty-four transfer functions are calculated for every 10days. The upper figures indicate the difference of transfer functions from the first trace. The lower figures indicate the overwriting transfer functions themselves and error level (green lines).



## 謝辞

一部の図の作成には Wessel and Smith (1995)の Generic Mapping Tool を使用した。データを解析するにあたり、独立行政法人防災科学技術研究所の Hi-net のデータ及び気象庁の津波地震早期検知網の地震波形を使用した。また、地震カタログとして気象庁一元化震源を使っている。記して感謝いたします。

(吉田康宏)

## 参考文献

- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki, 2003: Configuration of subduction Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016517.
- Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunitomo, and M. Kumazawa, 2002: Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL013974.
- Kato, N., and T. Hirasawa, 1999: A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1401-1417.
- Kasahara, J., A. Kamimura, G. Fujie, and R. Hino, 2001: Influence of water on earthquake generation along subduction zones, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **76**, 291-303.
- 笠原順三・鶴我佳代子・羽佐田葉子・山岡耕春・藤井直之・吉田康宏・國友孝洋・熊澤峰夫, 2004: アクティブ・モニタリングによるプレート沈み込みのプレート境界イメージングの提案, *月刊地球*, 号外 **47**, 141-147.
- Katsumata, A., and N. Kamaya, 2003: Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL015981.
- 國友孝洋・熊澤峰夫, 2004: 弾性波アクロスによる地殻構造のアクティブ・モニタリングー弾性波アクロスの開発と東濃鉦山からの連続送信ー, *月刊地球*, 号外 **47**, 26-33.
- 長尾大道・中島崇裕・熊澤峰夫・國友孝洋, 2004: 最適重みつきスタッキング法による最大 SN 比を持つアクロス伝達関数の取得, *月刊地球*, 号外 **47**, 53-60.
- Obara, K., 2002: Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- 相馬知征・渡辺俊樹・生田領野・山岡耕春・藤井直之・宮島力雄・熊澤峰夫・國友孝洋, 2006: 地震計アレイを用いた中期連続観測におけるアクロス震源からの弾性波のアレイ解析, *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, S207-P002.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 2002: 気象庁の震源決定方法の改善ー浅部速度構造と重み関数の改良ー, *験震時報*, **65**, 123-134.
- 上野寛・吉田康宏・松岡英俊・石川有三・國友孝洋・熊澤峰夫, 2003: 広域地震観測網によるアクロス信号観測とその解析 (その 1) ー東濃送信所からの地震波信号の気象庁・Hi-net 観測網による検出ー, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, S050-P003.
- 渡辺俊樹・生田領野・相馬知征・山岡耕春・藤井直之, 2007: 東海監視に向けた地震波アクロスと小規模アレイによる試験観測, *月刊地球*, **29**, 475-480.
- Wessel, P. and W. H.F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.

## 2.3.2 森町アクロス解析

### 2.3.2.1 はじめに

静岡県森町に設置した弾性波アクロス送信装置は 2.2 節で述べたとおり東海地震想定震源域の上に位置し、近くでは長期的・短期的スロースリップや深部低周波微動などが起きている。また 2001 年に行われた中部日本縦断人工地震実験では、送信装置の設置してある場所から 10km ほど北西にずれた J5 という発破の記録をみると北西方向の観測点でフィリピン海プレート上面からと思われる反射波が捕らえられている (Iidaka *et al.*, 2003)。以上のように森町アクロス送信点近傍ではプレート境界付近で多様な現象が起きており地震の前兆現象を捉える上では好条件がそろっている場所である。

現在、東海地域では 3 台の弾性波アクロス送信装置が稼働している。気象研究所の森町送信点、日本原子力機構東濃地科学センターの土岐送信点、名古屋大学の豊橋送信点である。Fig. 2.3.8 に送信点の位置を星印で示してある。気象研究所ではこの 3 つの送信点のいずれかから距離が 100km 以内にある Hi-net や気象庁の定常地震観測点の速度計の連続記録を気象庁地震火山部で収集したものをを用いて、解析を行っている。すべての記録は連続的に気象庁にテレメータされており、将来的に監視目的として使用することが可能な観測点である。そのうち今回は森町送信点からの距離が 100km 以内の観測点について解析を行った。但し、東南海 OBS は 2008 年後半になってから運用を始めたので、データがある期間が短く本報告から外してある。1 番送信点に近いのは Hi-net の N.MRIH で距離が 2.9km である。低周波運転中、N.MRIH のスタックを行わない生記録に 3.5~7.5Hz のフィルターをかけると、明らかにアクロス信号が

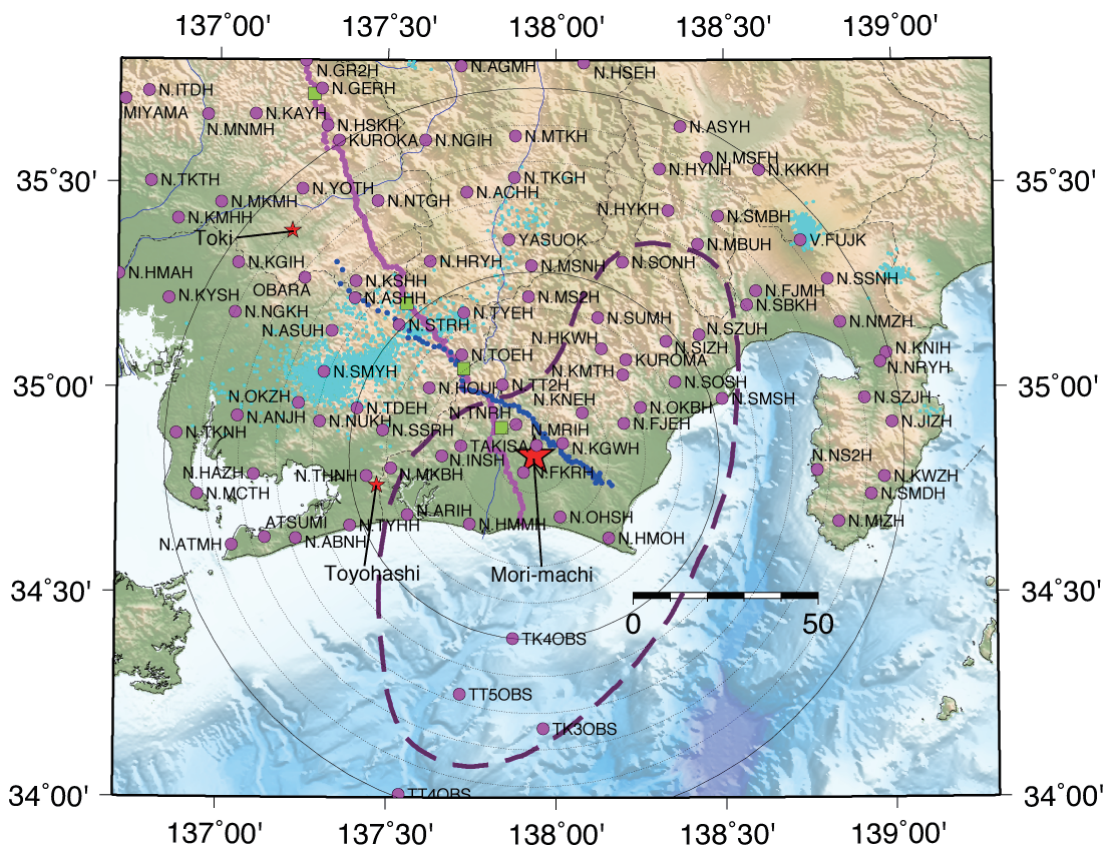


Fig. 2.3.8. Map of the ACROSS transmitter and seismic stations used in this analysis. The large star indicates the seismic ACROSS transmitter installed at Mori-machi. The small stars indicate other seismic ACROSS transmitters in Tokai area. The magenta circles indicate seismic stations (Hi-net and JMA network) used in this analysis. The profile line in 2001 seismic experiment is drawn by the magenta small circles, and the stations of temporary network conducted in 2008 (Kato *et al.*, 2009) are drawn by the blue small circles. The low frequency events are plotted in the cyan dots. The broken line indicates the assumed rupture area of the Tokai earthquake.

認識できることより、加振エネルギーが周りの岩石に伝わっていることがわかる。ここでは各観測点でスタッキングを行った記録から伝達関数を求め、アクロス信号がどのくらいの SN 比で伝播しているか、P 相や S 相などを認識できるかについての調査結果を報告する。解析手法の詳細については 2.1 節で述べているのでここでは省く。また時間変化についても解析を行ったので、その結果についても議論する。

### 2.3.2.2 ノイズレベルと信号レベル

伝達関数を求める前に、2007 年 3 月 29 日から 8 月 12 日まで 137 日間行われた低周波連続運転のデータを用いてノイズレベルの時間的変化を見た。解析過程で重み付きスタッキングを行う際の重みに使うため、3.5–7.5Hz にわたるノイズチャンネルの分散を求めている。この分散は 3.5–7.5Hz の周波数帯域の平均的なノイズレベルを表していることになる。各観測点について 2 時間毎の分散を時間の関数として表した (Fig. 2.3.9)。観測点毎に平均的なノイズレベルの値にかなりのばらつきはあるものの、昼の時間帯にノイズレベルが高く、夜は低くなっている様子が見える。また、週末の土日にはノイズレベルが下がるという週の変化も見られる。幾つかの観測点では 5 月の始めにノイズレベルが下がっているが、これはゴールデンウィークの時期と一致する。Fig. 2.3.9 では表示期間に入っていないが、同等の現象が年末年始にも現れている。以上よりこれらノイズレベルの低下は人間活動に起因するものと思われる。

大多数の観測点で、ノイズレベル変化の振幅は人間活動に起因するものが、他の気象条件等によると思われるものよりも大きい。これは通常地震記録のノイズレベルは風などの気象状況の影響を大きく受けると考えられているのとは異なっている。原因として、アクロスによる送信帯域が低周波運転といえども 3.5Hz と普段地震解析で用いている帯域より高周波になっており、この帯域では気象状況よりも人間活動の影響を受けやすいということがあろう。別の原因として、Hi-net はほとんどの観測点が地中 100m より深いところに埋設してあるため、気象条件による影響を受けにくいということもあげられるが、気象庁の観測点 TAKISA のように地上置きでも人間活動によるノイズの変化が大きいので、地上置きであるか地中に埋設しているかはあまり主たる要因ではなさそうである。もっともノイズレベルの低い観測点では分散は  $5 \times 10^{22}(\text{m/s})^2$  程度となり、ノイズレベルが周波数によらずほぼ同じ振幅となる。地動ノイズの場合は高周波になるほどノイズレベルが低下する傾向があるので、これは地動ノイズというよりもロガーの自己ノイズレベルによって決まっていると思われる。

Fig. 2.3.10 に 78 日間スタッキングを行った各観測点の南北成分データについて信号レベルとノイズレベルを距離の関数として描いた。ノイズレベルは距離に依存しないが、SN 比がどれくらいかを知るための参考として書き入れている。これは 3.5–7.5Hz 間のすべての周波数について、信号・ノイズレベルの平均を計算したものであり、時間領域ではすべての時間について平均をしており、P 相や S 相のように特定の相に注目したものではない。また、方位角の考慮もしていないのでデータのばらつきも大きい。参考までに幾何減衰にあたる  $r^{-1}$  を破線で示した。ほぼ  $r^{-1}$  で振幅が減衰していることがわかり、波の幾何減衰効果を現しているものと推測される。送信点からの距離が遠くなると振幅は  $r^{-1}$  から小さいほうにずれるが、これは Q で表される非弾性や内部摩擦による減衰を表している可能性がある。送信点からの距離が約 100km の観測点をみると、ノイズレベルの高い観測点を除いて 2 以上の SN 比を持っており、P 波・S 波など波群が来ているあたりだともっと SN 比は上がり、十分に波群を認識できると思われる。実際に時間領域での波形を見ると、振幅の小さな P 波については同定困難な場合もあるが、S 波など大きな振幅の波群は同定可能であった。以上のことより、森町送信装置の信号は 2 ヶ月強のスタッキングで 100km 離れた観測点でも波群同定ができることがわかった。ノイズレベルはスタッキングを行った時間長の平方根に比例して下がるので、信号レベルが 1/2 になる 200km 離れた観測点でも 10 ヶ月のデータをスタッキングすれば波群同定ができることになる。

Un-component

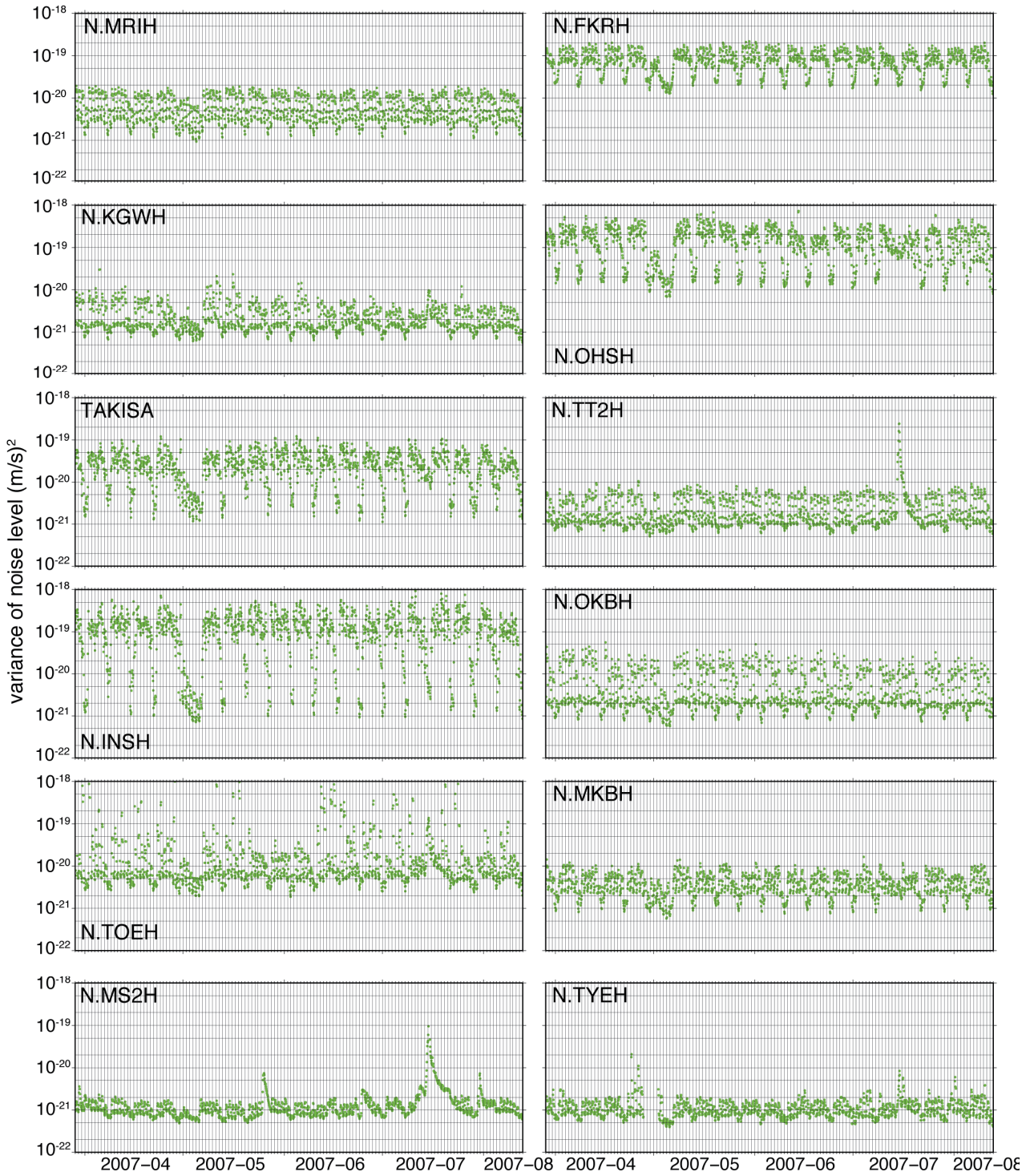


Fig. 2.3.9. Noise levels at 12 stations in NS components for every 2 hours.

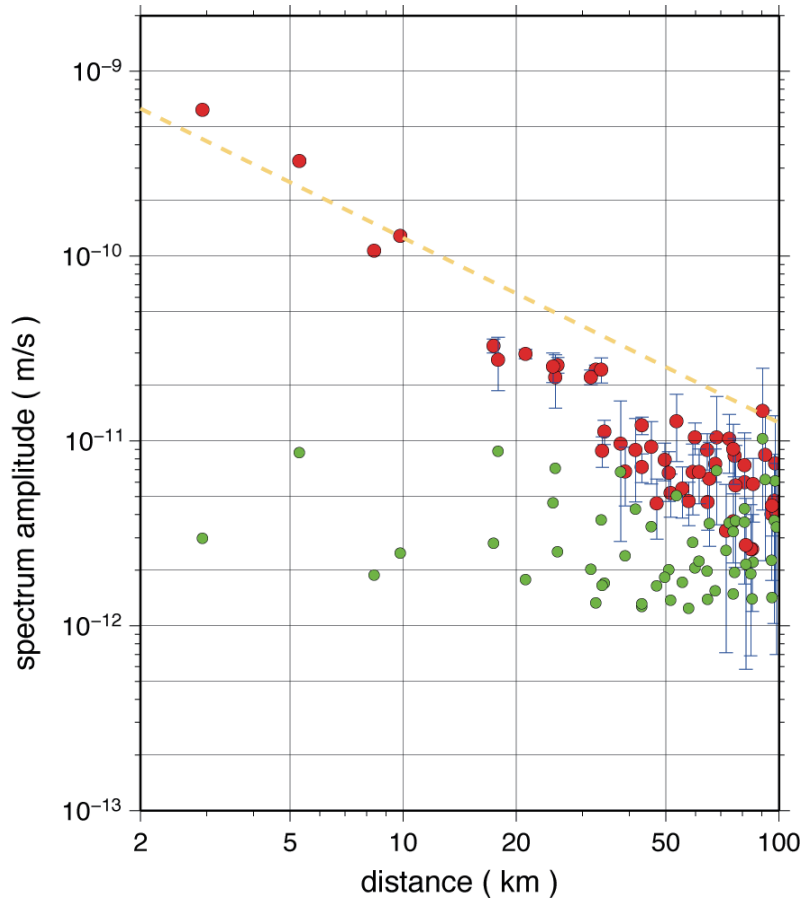


Fig. 2.3.10. Average signal and noise level (spectrum amplitude) between 3.5 and 7.5Hz for seismic stations with 100 km from Mori-machi transmitter. The red and green circles denote signal and noise amplitude respectively. The length of stacking is 78 days. The broken yellow line denotes the decay line proportional to the reciprocal of the distance.

上での議論は地殻内構造の横方向不均質性をまったく考慮しないで、すべての方向のデータを区別しないで議論をしている。しかし、実際には地球内部の構造は非常に不均質であり、送信点からの方向で振幅はかなり異なってくると思われる。振幅の不均質性を見ることで、地下構造に対して何らかの情報が得られることが期待される。Fig. 2.3.11 は信号スペクトルの空間分布を表したものである。SN 比が 1.2 以上の観測点のみをプロットした。送信点からの距離が短いと当然振幅は大きくなっているが、同じ距離の観測点でも振幅が違っていることがわかる。北西に位置する観測点は信号レベルがまわりに比べて高くなっていることがわかる。それに対して山梨県あたりの北東側の観測点は信号レベルが低い。後で伝達関数を見るとわかるが、北西側の観測点は S 波の後ろまで振幅の大きい後続波が続いており、これが信号エネルギーを大きくしているようである。また、静岡県東部に点が少ないのはノイズレベルが高いため SN 比が 1.2 以下になってしまい、プロットされないためである。

Fig. 2.3.12 にはノイズレベルの分布を示す。こちらも地域性が見えてきていることがわかる。全体的に海岸に近い観測点はノイズレベルが高くなっていることがわかる。これは数 Hz 以上の高周波においても海のノイズが入ってきていることと、海岸部の平野では人間活動が活発で、人工的なノイズが大きいのが原因と考えられる。特に静岡県東部にノイズレベルが高い観測点が多く、N.SSNH では  $10^{-10}$  m/s を超える値になっている。この観測点は地震計がボアホール内ではなく地表に設置してあり、富士山の火山地質であることが効いている可能性がある。一方、内陸の山間部ではノイズレベルがかなり低くなっていることがわかる。地質や地形との対応関係を詳細には調べていないが、ノイズレベルの高さは強震動の分野で地表面の増幅効果として使われている地形・地盤分類メッシュマップによる部地形区分 (若松・松岡, 2008) と相関があるように見える。Hi-net の観測点はほとんどがボアホール内に設置されている

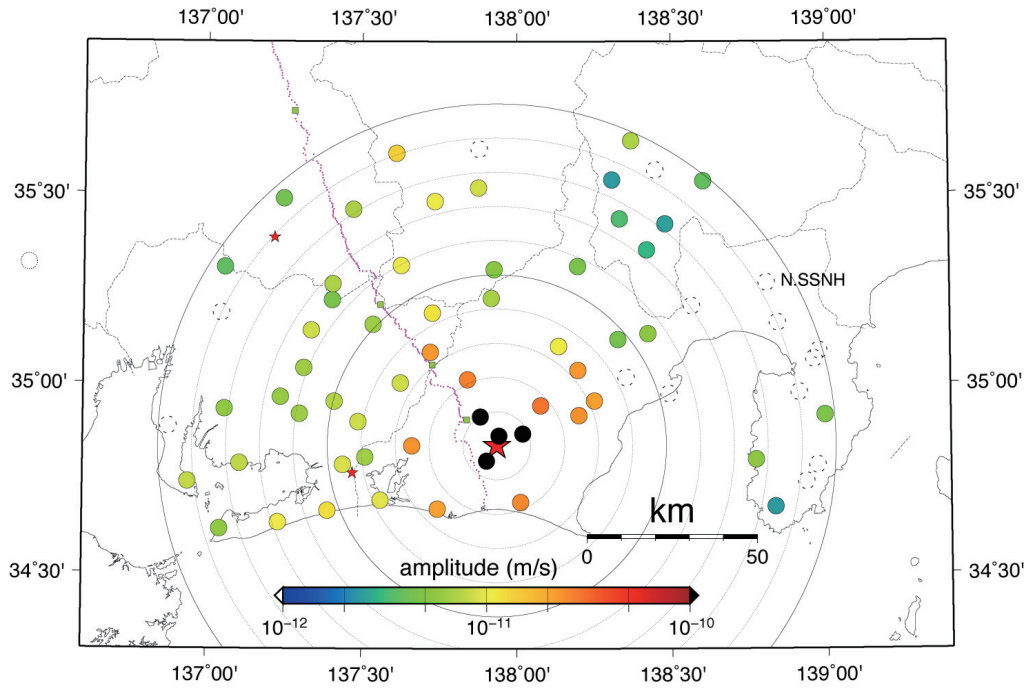


Fig. 2.3.11. Spatial variation of signal level. The dotted circles denote stations whose SN ratios are less than 2.

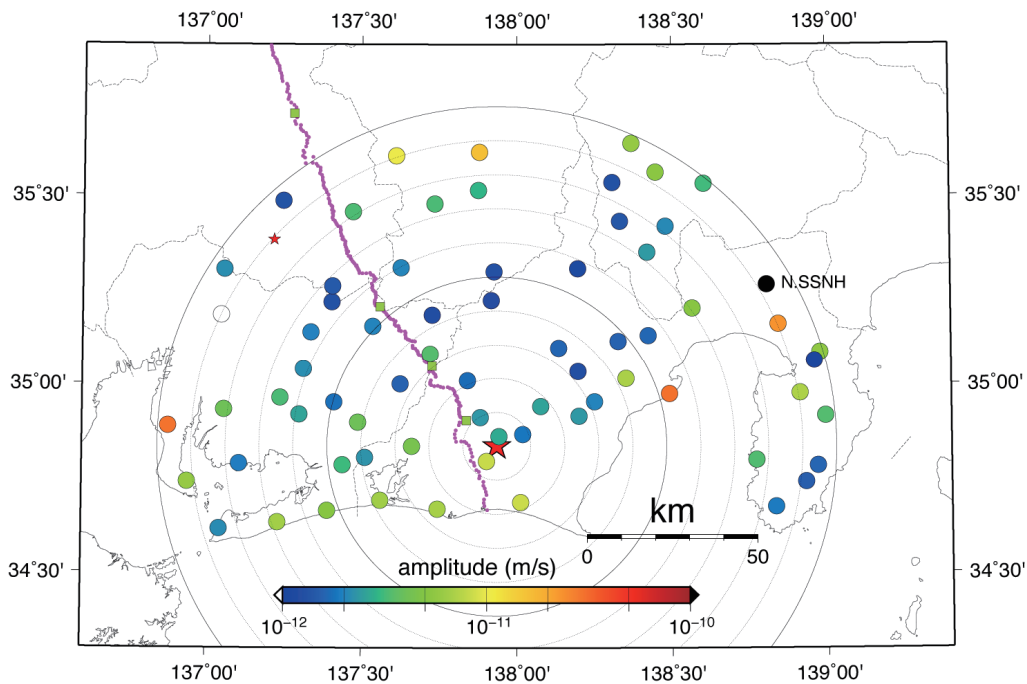


Fig. 2.3.12. Spatial variation of noise level.

ので掘削深度とノイズレベルの相関を調べてみたが、あまりはっきりとした傾向は見られなかった。これは掘削深度よりもまわりの岩盤の性質がノイズの大きさに関係してくることを示していると思われる。

次にスタッキングの長さによってノイズレベルがどのように変化するかを見る。ノイズレベルが一定であれば理論的にはスタッキング長の平方根に比例してノイズレベルが下がっていくはずである。Fig. 2.3.13 に Fig. 2.3.9 で示した観測点について、同じ期間(2007年3月29日から8月12日まで137日間)の信号とノイズレベルの変化を図示した。解析の都合上、最短のスタッキング長は1日間としてある。ほとんどの観測点でほぼスタッキング期間の平方根に比例してノイズレベルが下がっていることがわかる。しかし、TAKISA や N.INSH のようにノイズレベル減少曲線が不

規則に変化している観測点もある。これは Fig. 2.3.9 を見ればわかるが、ノイズレベルが週末やゴールデンウィーク期に大きく減少しており、このためノイズレベル減少曲線が log-log の図で直線からずれてきている。例えば N.INSH で 3-4 日間のスタックで急激にノイズレベルが減少しているのは週末に対応しており、30-40 日あたりで減少しているのはゴールデンウィークに対応する。

Un-component

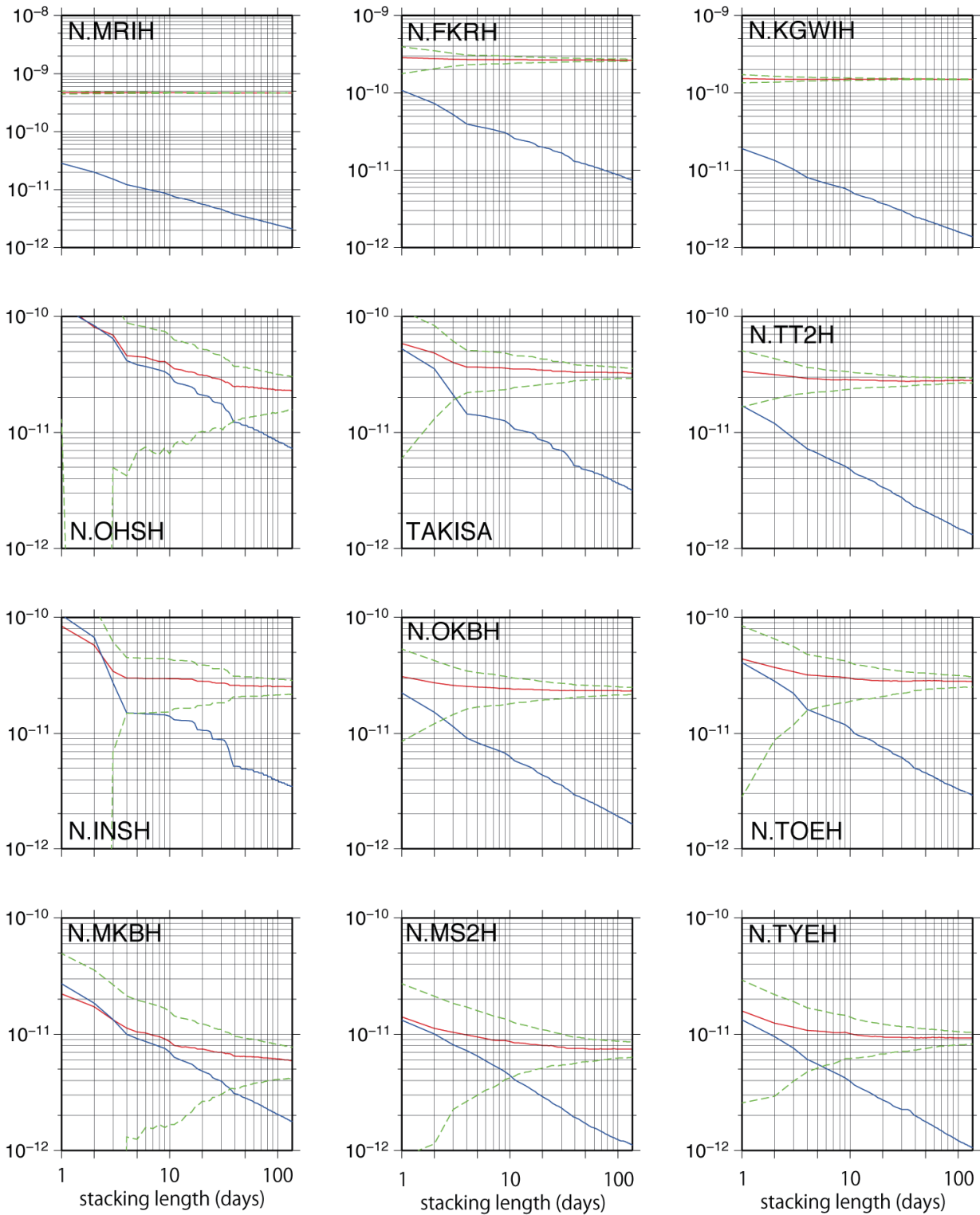


Fig. 2.3.13. Relation between signal and noise levels and the stacking length (days). The red and blue lines denote signal and noise level respectively. The error (standard deviation) levels from signals are represented by the broken lines.

また、信号レベルについても SN 比が小さいときはスタッキングが長くなると振幅が小さくなってきている。信号レベル自体はスタック長によらず一定であるが、実際は信号の上にノイズが乗っており、両者を足し合わせたスペクトルレベルを見ているため、見かけ上信号レベルが下がってきているように見える。正確には赤線は「信号+ノイズレベル」と言うべきであろうが、ここでは簡単のため「信号レベル」と呼ぶ。いずれにしても最終的には信号レベルは緑の破線で示される $\pm\sigma$ の範囲内に収束していることがわかる。SN 比が 3 以上になるとほぼ信号レベルが一定になってくる。

送信点が一番近い N.MRIH だと 1 日のスタッキングですでに 10 以上の SN 比が得られている。この観測点では前述のように生記録でもアクロス信号を認識できるので、1 日以下のスタッキングで十分に質の良いデータが得られる。地動ノイズの大小で SN 比はかなり変わってくる。例えば N.FKRH（距離 5.3km）は N.KGWH（距離 8.4km）よりも近く、信号レベルが高いにも関わらず、ノイズレベルがかなり高いので同じスタッキング期間では N.KGWH の SN 比が大きくなっている。時間変化を議論する際にはこのノイズレベルによって時間解像度が大きく変化する。同じスタッキング長で SN 比が半分になると、同じ SN 比を得るためにはスタッキング長を 4 倍にしなくてはならないことより、観測点選定においてノイズレベルの低い場所を選ぶことが非常に重要であることがわかる。Table 2.3.1 に各観測点で SN 比が 3 と 5 を超えるスタッキング日数、及び 136 日のスタッキングをした段階での SN 比を示す。ここで示す SN 比は 6 成分の平均である。後ほど伝達関数の時間変化を議論するが、その際に時間変化を見る単位として SN 比が 3 を超える日数を設定すると、ミリ秒オーダーの変化を検出可能であるということもあり、ここで SN 比が 3 を超える日数を表示してある。

### 2.3.2.3 伝達関数

前節で説明した手法を用いて低周波運転時の伝達関数を求めた。Fig. 2.3.14 に N.MRIH と N.TOEH の観測点の伝達関数を示す。参考として JMA2001（上野・他、2002）の走時表で計算した P 波と S 波の到着時間を示している。狭帯域の伝達関数であるため、立ち上がりは不明瞭であり、我々が見慣れている地震波形と比べるとのっぺりとした印象を持つが P 波、S 波を確認することができる。また、N.TOEH では S 波の後ろに大きな波群が観測されていることがあり、直達波以外の波についても捕らえられていることがわかる。土岐送信点の弾性波アクロス信号から求めた伝達関数と比べてみると、全体的に S 波やそれより後の相の振幅が P 波のそれよりも大きくなっている。これは S 波のほう为非弾性減衰の影響を受けやすく、土岐送信所の弾性波アクロス信号では P 波に比べて相対的に高周波成分が落ちているためである。また、土岐の弾性波アクロス信号を用いた解析でも同様であったが、同じ観測点であっても成分毎に伝達関数の形は異なっており、横方向不均質構造の影響を強く受けていることが示唆される。

伝達関数の方位依存性を調べるため、Fig. 2.3.15 で示すように森町送信点からの方位角によって分割して記録断面を作成した（Fig. 2.3.16）。伝達関数テンソルのうち、*Htt* 成分を表示してある。すべての記録の振幅は、振幅の比較が可能となるように同じ値で規格化をしてあり、距離に関しては-1 乗で減衰するものとして補正をしてある。方向により伝達関数の特徴が異なっていることが見て取れる。北東側（方位角  $0^{\circ}$  ~  $60^{\circ}$  , A）の観測点では、距離が 40km くらいまでは最初に到達する S 波の振幅が 1 番大きくなっているが、南西側（方位角  $180^{\circ}$  ~  $270^{\circ}$  , C）の観測点では S 波の到着が不明瞭で波形が紡錘形になっている観測点が多い。つまり後続波の振幅が大きくなっていることがわかる。また、北西側（方位角  $270^{\circ}$  ~  $300^{\circ}$  , D）の観測点では距離が 40km を越えたあたりで振幅が急激に減衰している。これはちょうど糸魚川・静岡構造線を跨いだ場所に対応しており、地下に減衰の大きな物質があるものと推定される。現在のところ送信点は森町 1 点を用いているため、減衰の大きな場所がどこであるかきちんとした場所を特定することは困難である。



Table. 2.3.1.

List of the time length to get SN ratio greater than 3 or 5, and the SN ratio with 136 days stacking. Distance and azimuth of each station from Mori-machi transmitter are also shown in this table.

CODE	distance (km)	azimuth (deg)	SN>3	SN>5	SN(136d)
N.MRIH	2.91	11.92	1	1	566.00
N.FKRH	5.30	214.04	2	3	38.71
N.KGWH	8.38	65.34	1	1	99.22
N.TNRH	9.81	329.99	1	2	46.96
N.KNEH	17.40	47.73	6	17	13.68
N.OHSH	17.90	156.92	103		3.33
TAKISA	20.06	277.94	11	33	10.10
N.TT2H	21.18	335.86	3	8	20.94
N.INSH	25.08	270.05	35	74	6.19
N.HMMH	25.45	223.67	73		3.89
N.FJEH	25.80	69.85	10	27	11.33
N.OKBH	31.65	65.30	8	23	12.62
N.KMTH	33.66	49.02	4	11	16.25
N.TOEH	33.71	324.43	11	31	10.44
N.HOUH	33.89	302.95	39	135	5.03
N.HKWH	34.31	31.98	15	43	8.40
KUROMA	35.95	43.49	14	38	9.38
N.ARIH	37.86	245.30			1.89
N.MKBH	39.01	265.33	73		3.99
N.MSKH	40.37	0.00	4	11	17.22
N.SSRH	41.58	279.83			2.08
N.MS2H	43.17	357.86	18	48	7.78
N.TYEH	43.22	333.87	11	38	9.71
N.THNH	45.76	263.31			2.80
N.SIZH	47.34	48.83	60		4.27
N.TDEH	49.66	285.27	35	100	5.76
N.STRH	50.97	314.23	52		4.54
N.MSNH	51.50	359.09	51		4.56
N.TYHH	53.40	249.47			2.59
N.SZUH	55.39	53.50	89		3.61
N.SONH	57.60	24.39	36	118	5.34
N.HRYH	59.80	331.90	24	67	6.94
N.SMYH	61.34	291.98	69		3.96
N.ASUH	64.37	301.86	32	88	6.07
N.ASHH	64.66	311.49	36	119	5.26
N.OKZH	65.40	282.85			2.33
N.KSHH	67.64	314.52	32	90	5.89
N.ABNH	68.33	251.09			1.72
N.HYKH	75.58	28.47			2.80
N.TKGH	75.62	355.93	116		3.21
N.HAZH	76.13	266.39	63		4.15
ATSUMI	76.19	253.33	74		3.88
N.NS2H	76.64	92.72			1.87
OBARA	78.72	307.94	23	45	8.03
N.NTGH	81.05	328.59			2.12
N.ANJH	81.08	277.92			1.52
N.MIZH	84.12	101.89			1.95
N.HYNH	84.83	23.50			2.33
N.ATMH	85.39	253.76	92		3.57
N.MCTH	91.88	263.75			1.60
N.KGIH	95.71	303.38			2.53
N.YOTH	95.81	319.23	57		4.41

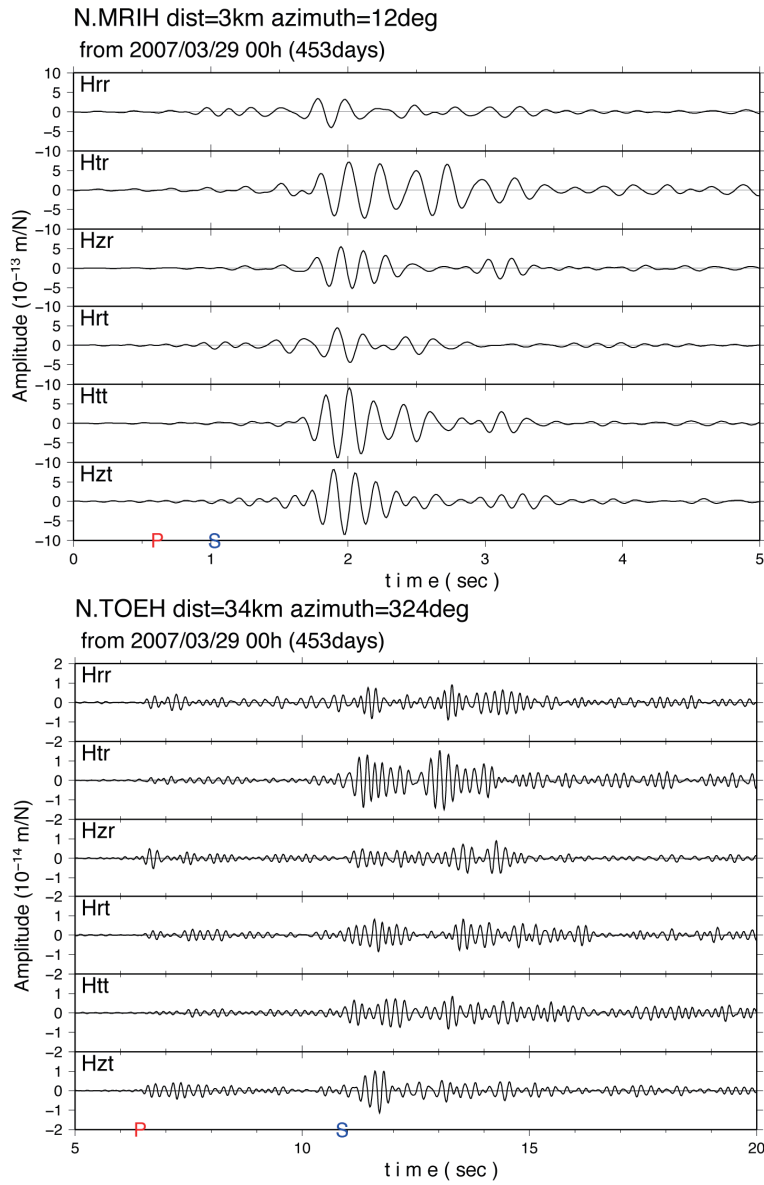


Fig. 2.3.14. Six components transfer function tensor obtained from low-frequency transmission for (a) N.MRIH and (b) N.TOEH station. The stacking length is 453days.

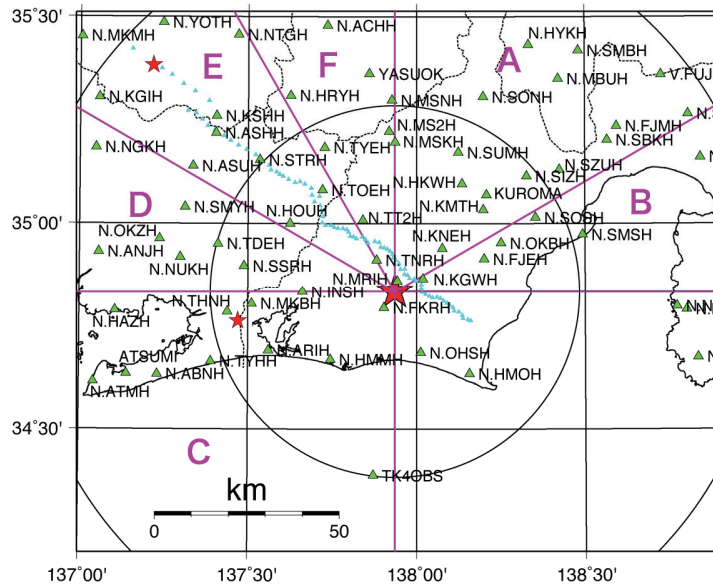


Fig. 2.3.15. Map of station distribution used in this analysis, and the azimuthal division (A-F) in record section shown in Fig. 2.3.16.

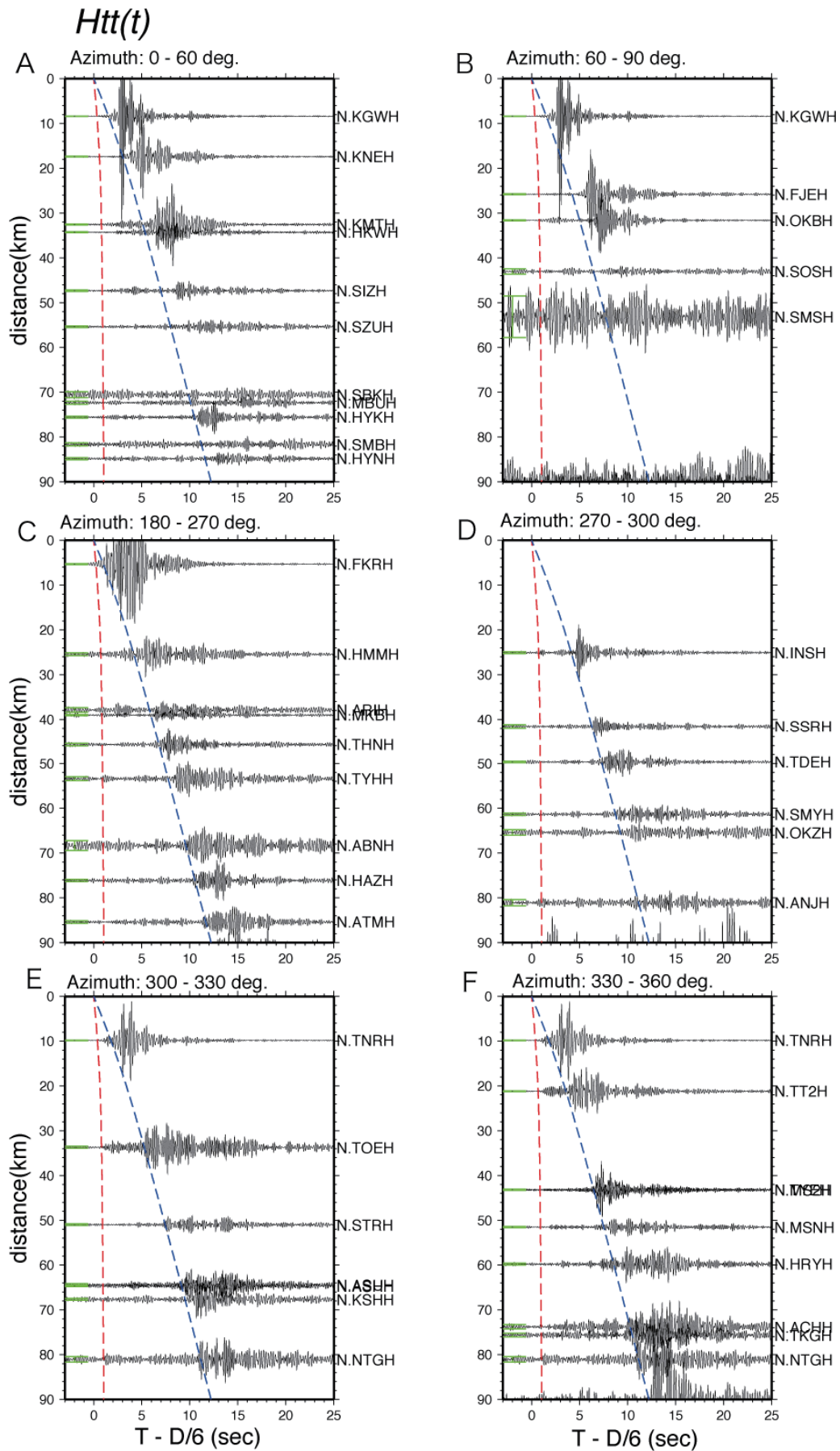


Fig. 2.3.16. Record sections of the transfer functions ( $H_{tt}$ ). The azimuthal range (A-F: same as in Fig. 2.3.15) is different for each section.

北西方向（方位角  $300^{\circ}$  ~  $330^{\circ}$  , E）の領域は2001年に中部日本縦断人工地震実験が行われており、送信装置の設置してある場所から10kmほど北西に位置するJ5発破の記録断面をみるとフィリピン海プレート上面からと思われる反射波が捕らえられている（Iidaka *et al.*, 2003）。森町の送信信号の解析から同様の反射波が捕らえられる可能性があるため、3次元速度構造を仮定してレイトレーシングを行い、相の同定を行った（勝間田・他, 2008）。Fig. 2.3.17に *Htt* 成分の記録断面に走時曲線を重ねた図を示す。どの観測点においても直達S波を確認することができる。森送信点からの距離が50kmを越えたあたりから直達S波の振幅が減少し、後続相の振幅が大きくなると共に継続時間が長くなっている。フィリピン海プレート上面からの反射波が到着すると推定される時間にも波群を確認することができるが、観測点の間隔が長い間隔を追うことができず、実際にプレート境界で反射してきた波が観測点直下での反射・散乱によって生成された波かを区別できない。区別するためには、各観測点付近に間隔が狭い地震計のアレイを設置し、波の到来方向や性質を明らかにする必要がある。そこで我々はアレイ観測の実験として静岡県空港開港予定の場所に小スパンのアレイを設置し、森町送信装置の信号解析を行った。解析結果については本報告書の2.4節を参照されたい。

#### 2.3.2.4 伝達関数の時間変化

アクロスの本来的な目的は地下構造の能動的監視である。そこで、求められた伝達関数の時間変化を調査した。等間隔の日数毎に計算した時間領域の伝達関数について、ある時間のデータを基準として（この解析では最初のデータ）、それからの差という形で表現した。伝達関数を求めた観測点はN.MRIHのように送信点から非常に近い（距離2.9km）点から約100km離れている点まであり、SN比もかなり異なっている。このため一律の日数でスタッキングをしてしまうとSN比がばらついてしまい、時間変化を求めるには効率が悪い。そこで、解析周波数全領域で信号とノイズチャンネルの平均値を求め、その比が3以上になる日数をスタッキング長として時間変化を見ることにした。本来ならば、能動監視をしたい地震波に着目して、その部分のSN比で決めるべきであるが、まず全体を概観するにはこの方法が適切であると思われる。各観測点でSN比が3以上になる日数はTable 2.3.1に記載した。監視という目的からすると、長期間にわたりスタッキングをしないと十分なSN比が得られない観測点は不適当であるため、今回はSN比が3を越える日数が1ヶ月（30日）以下の観測点についてのみ解析を行った。

まず、時間変化を見るための「差」の値としてどのようなものが適切であるかについて検討した。地下構造の時間変化に起因するものとして、走時のように主に位相に変化が現れる場合と反射率や散乱係数などのように主に振幅に変化が現れる場合がある。できれば両者を区別して検出したほうが、時間変化の原因を考察する上で望ましい。

1つの「差」として伝達関数そのものの差があげられる。しかしながら、単なる差を取ると、振幅と位相の情報が混じっており、どちらが変化したかがわからない。例えば大振幅の波群が来ている場合、位相が変化してもピーク的位置が変化し、大きな振幅変化として検出され、振幅と位相変化を区別することは困難である。そこで、物理探査でよく使われている、instantaneous amplitude と instantaneous phase という概念を導入する。時間領域の伝達関数を  $h(t)$  とし、そのHilbert変換を  $g(t)$  とする。Hilbert変換の定義より  $g(t)$  は  $h(t)$  に対して位相が  $\pi/2$  だけ進んでいる。instantaneous amplitude  $E(t)$  は

$$E(t) = \sqrt{h^2(t) + g^2(t)}$$

と定義され、波形のenvelopeとも呼ばれる。instantaneous phase  $\Theta(t)$  は、

$$\Theta(t) = \tan^{-1}(-g(t)/h(t))$$

で定義される。この2つの値 ( $E(t)$  と  $\Theta(t)$ ) の時間変化を見れば、振幅と位相を分離することができる。Fig. 2.3.18に例としてN.MRIHとN.TOEH観測点について  $E(t)$  と  $\Theta(t)$  の時間変化を表した図を示す。カラースケールで表したため、

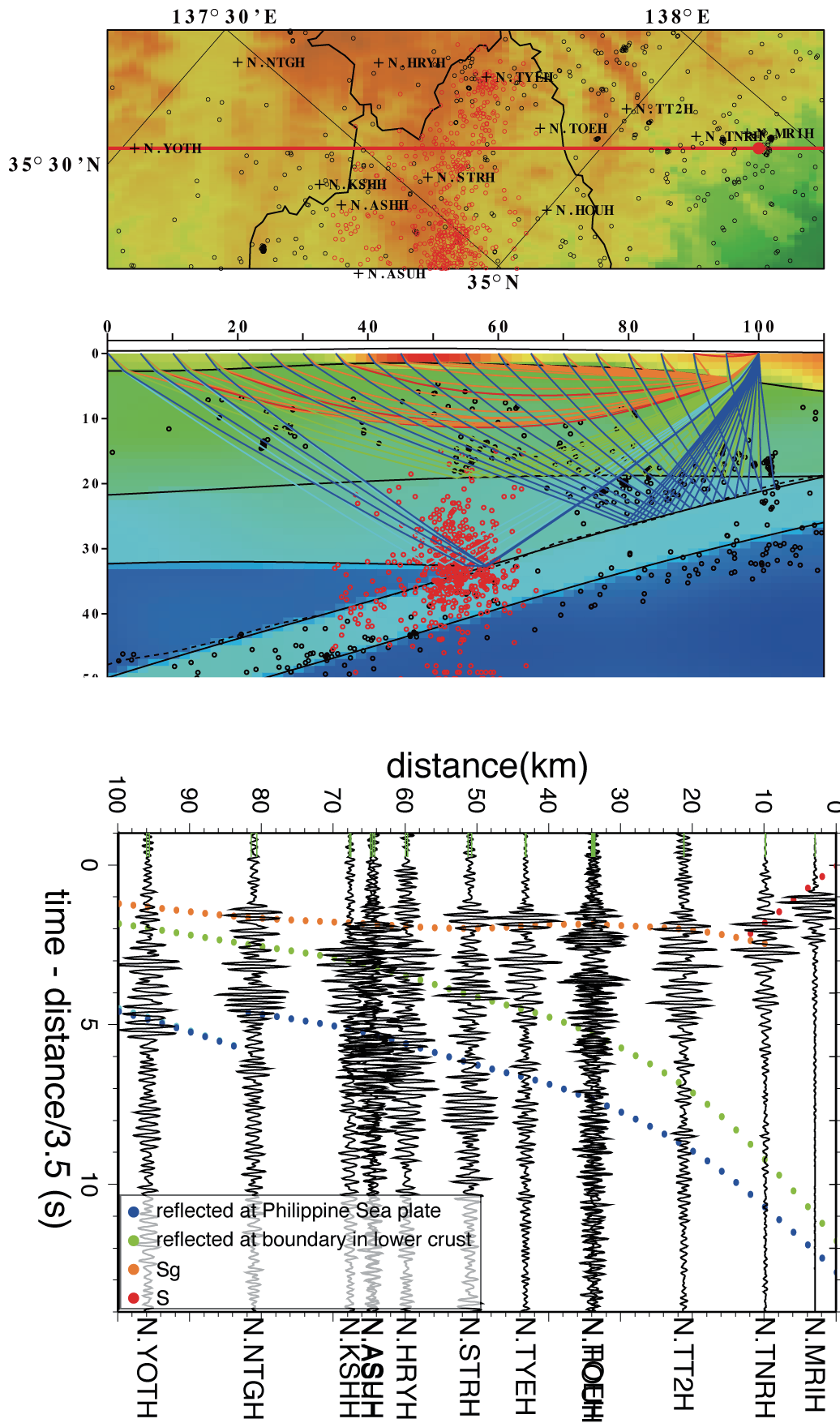


Fig. 2.3.17. Assumed 3D velocity structure in NW direction from Mori-machi for S-wave calculating travel time in map view (top) and cross section (middle). Record section of  $Htt$  in the same direction is shown in the bottom figure. The calculated travel time assumed above structure is overlaid on the figure.

誤差を表示するのが困難になり、この図では省略してある。伝達関数の振幅が小さな部分では位相の誤差は大きくなっているの、instantaneous phaseについてはFig. 2.3.14を参照して振幅の大きな部分だけを注目して欲しい。Fig. 2.3.14よりN.MRIHの伝達関数は走時1.5～3.5秒で大きな振幅を持っている。その部分の振幅と位相の変化を見ると、前半の1.5～2.5秒に比べて後半の2.5～3.5秒のほうがカラースケールの色が濃くなっており、後続相の $E(t)$ と $\Theta(t)$ の変化が大きいことがわかる。一方N.TOEHにおいてはS波部分に注目すると、11秒あたりに来ている直達波と13秒あたりに来ている後続相では $E(t)$ と $\Theta(t)$ の変化量はそれほど変わらない。またなだらかに変化をしているところばかりではなく、例えばHtr成分については振幅が330日(2007年12月)と440日(2008年3月)に変化していることがわかる。変化の原因に関する考察については後ほど走時変化の議論の中で取り上げる。このようにカラースケールで時間変化を表すことによって、視覚的に大きな変化があった時間を抽出することができる。

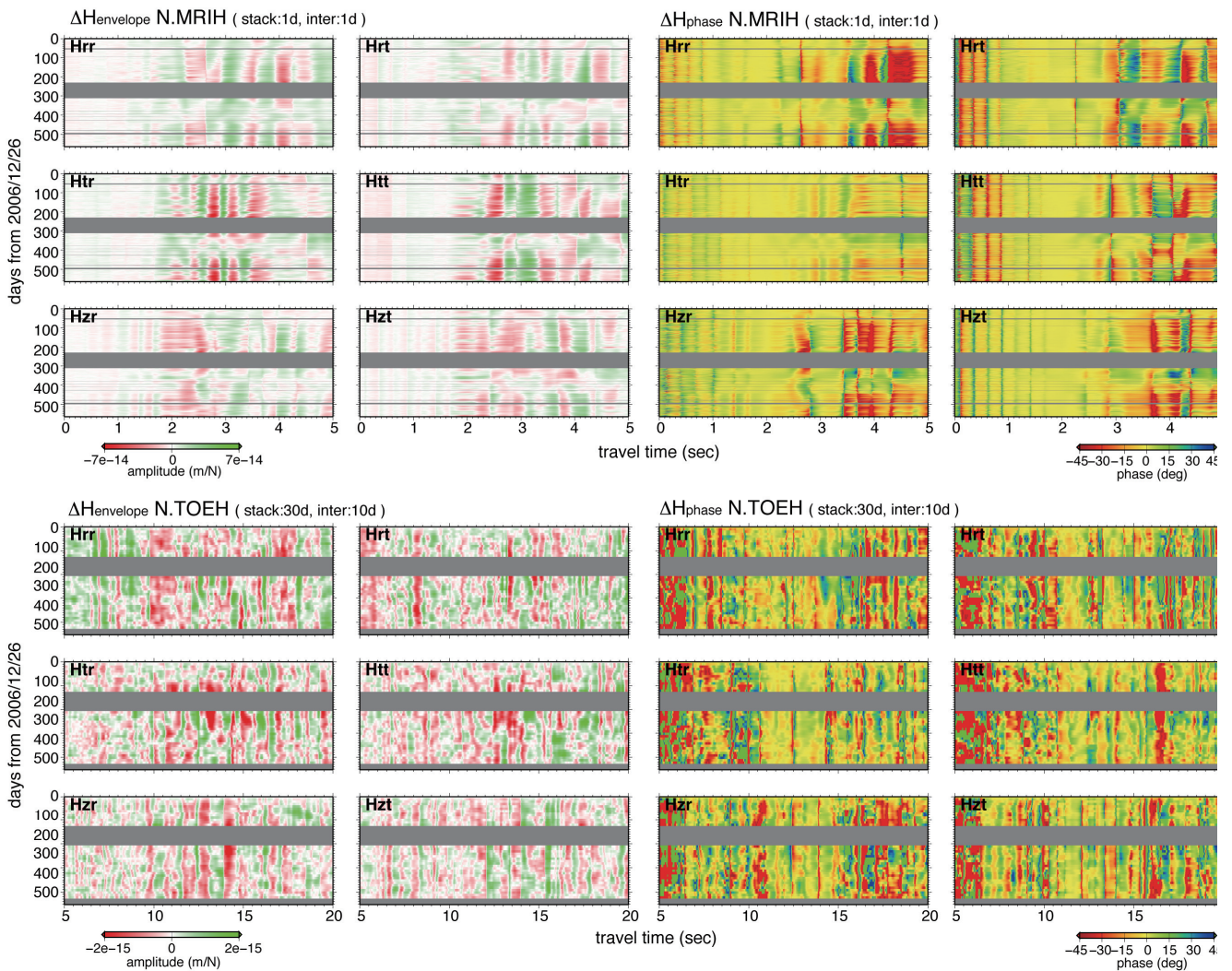


Fig. 2.3.18. The temporal variation of instantaneous amplitude (envelope) (left) and the instantaneous phase (right) for N.MRIH in upper figures and N.TOEH in lower figures. The difference from the reference term is displayed by color scale. All the 6 components of transfer functions are plotted. Vertical axis shows days from 2007/3/29 and horizontal axis is travel time.

### 2.3.2.5 走時変化

次に位相の変化から走時変化を計算した。走時変化を求める際には、一般的に時間領域で相関値を計算し 1 番相関が大きくなった時間を取る手法を用いるが、この方法ではデータのサンプリング間隔（この場合は 0.01 秒）より小さい差を検出することができない。そこで今回は周波数領域でクロススペクトルの位相差から走時差を計算する手法を用いた。ここで時間変化を検出したい時間窓内で  $i$  番目のデータの伝達関数を  $h_i(t_i)$  とする。時間窓の長さは 1 秒と設定した。 $h_i(t_i)$  について周波数領域に変換した伝達関数を  $H_i(f_k)$  とする。時間窓が 1 秒なので、伝達関数の周波数間隔  $\Delta f$  は 1Hz となる。基準を最初のデータにしたので、最初のデータと  $i$  番目のデータのクロススペクトル  $S_{i1}(f_k)$  は

$$S_{i1}(f_k) = H_1^*(f_k) H_i(f_k)$$

と表される。ここで\*は複素共役を取ることを意味する。 $H_i(f_k)$  は振幅  $A_i(f_k)$  と位相  $\theta_i(f_k)$  を使うと

$$H_i(f_k) = A_i(f_k) \exp i \theta_i(f_k)$$

となるので、クロススペクトルは

$$S_{i1}(f_k) = A_1^*(f_k) A_i(f_k) \exp i [\theta_i(f_k) - \theta_1(f_k)]$$

である。振幅は時間変化しないと仮定し位相差に着目すると、クロススペクトルの位相は基準と  $i$  番目のデータの位相差になっている。もし、走時差が周波数に依存しない場合は、位相差  $\delta\theta(f)$  は走時差  $\delta t$  との間に  $\delta\theta(f) = 2\pi f \delta t$  という線形関係がある。先ほど述べたように時間窓は 1 秒なので、1Hz 毎に位相差が求まる。実際の観測データでは位相差と周波数の対応はきれいな線形関係になっておらず、ある程度ばらついている。走時の変化が十分に小さいとすると周波数毎の走時差  $\delta t_{i1}(f_k)$  は

$$\delta t_{i1}(f_k) = [\theta_i(f_k) - \theta_1(f_k)] / 2\pi f_k$$

と表される。また、伝達関数  $H_i(f_k)$  の誤差の大きさを  $\Delta H_i(f_k)$  とし、振幅の誤差は小さいとすると、位相の誤差  $\Delta\theta_i(f_k)$  は

$$\Delta\theta_i(f_k) = |\Delta H_i(f_k)| / A_i(f_k)$$

よって走時差の誤差  $\Delta\delta t_{i1}(f_k)$  は

$$\Delta\delta t_{i1}(f_k) = \frac{\sqrt{(|\Delta H_i(f_k)|^2 / A_i^2(f_k) + |\Delta H_1(f_k)|^2 / A_1^2(f_k)) / 2}}{2\pi f_k}$$

と書ける。先ほど述べたように時間窓は 1 秒なので、1Hz 毎に走時差が求まる。低周波運転では 4~7Hz の 4 つの周波数について走時差を求めた。高周波運転では 8~15Hz の 8 つの周波数について走時差を求めた。

以下の議論では走時差は周波数によらないものと仮定する。走時差の誤差は伝達関数の振幅に逆比例するので、以下のように重みをかけて計算を行った。

$$\delta t_{i1} = \frac{\sum_{k=1}^4 [\sqrt{|A_1^*(f_k) A_i(f_k)|} \delta t_{i1}(f_k)]}{\sum_{k=1}^4 \sqrt{|A_1^*(f_k) A_i(f_k)|}}$$

誤差については  $\delta t_{i1}(f_k)$  が独立であると仮定すると誤差の伝搬法則により求めることができる。Fig. 2.3.19 に低周波送信時における N.MRIH の走時 1.5~2.5 秒、2.5~3.5 秒について解析を行った結果を示す。スタック長は 1 日で、1 日ずつずらしながら計算をしているので、1 日に 1 つのデータ点があることになる。ここでは  $H_{rr}$  と  $H_{tt}$  の 2 成分についてのみ表示する。他の成分についても細部が違っているが、全体の傾向はほぼ同じ変化を示している。エラーバーの大きさは伝達関数の振幅に逆比例しているため、振幅が大きいほどエラーバーは小さくなる。走時 1.5~2.5 秒の解析についてみると、エラーバーの大きさは 0.2ms ほどであり、ミリ秒よりも 1 桁小さなオーダーの変化を検出できることがわかる。2007 年 8 月~10 月のあたりにデータが欠落している理由は、この時期は高周波送信 (7.5~15.5Hz) を

していたため、一緒にして走時変化の解析ができなかったためである。欠落部の前後で走時が大きく変化している成分もある。この原因として実際に弾性波が伝播している媒質が時間変化している事の他に、低周波（3.5～7.5Hz）と高周波送信の変更をする際に錘の連結・切り離し作業をしているため、送信装置の特性が変化してしまった可能性もある。しかしもし送信装置に起因する変化なら、すべての成分、観測点で同じように見えるはずであるが、欠落部前後の走時変化量は成分毎に異なっており、また後ほど図（Fig. 2.3.23）で示すが観測点によっても異なっているので、伝播媒質の変化を表していると考えている。

走時変化はどの成分、時間でも似たようなパターンを示しており、冬場に速くなり夏場には遅くなるという年周変化をしている。その上に周期 5～10 日の短周期の変動が乗っている。短周期の変動は春から秋にかけて大きいですが、冬場はあまり変化していないことが見て取れる。

年周変化の振幅は走時 1.5～2.5 秒に比べて後続相の部分にあたる 2.5～3.5 秒の変化が大きくなっている。理由としては *instantaneous amplitude* と *phase* の解析時にも触れたが、後続相は伝播時間が長く構造変化の影響が大きくなるのではないかと考えられる。もし伝播経路中ですべて同じ割合で地震波速度変化が起きたとすると、走時時間の比（この場合 2:3）が年周変化振幅の比になるはずである。しかしながら振幅比は 2:3 より大きくなっており、だいたい 1:4 くらいなので、後続相のほうが構造変化の大きな部分を通ってきていると考えられる。1 つの可能性として非常に浅い部分が気温や降水量などの気象の変化によって速度構造の変化を起こしていることが挙げられる。実際、國友・熊澤(2004)は東濃送信点の信号を東濃鉦山内に設置してある地震計で捕らえた記録約 1 ヶ月間を解析して、後続波部分の時間変化が大きいこと、降水量と時間変化の相関があることを見いだした。Saiga *et al.* (2006)も同様のデータを用いて解析を行い、走時変化と気温、降水量などの気象要素と相関があることを示した。

そこで本報告でも気象要素との相関を見た。森町送信点が一番近い気象官署は浜松になるので、浜松の気圧、気温、降水量の変化を Fig. 2.3.20 に示す。一番下の図は累積降水量から直線トレンドを引いた偏差（負の値をなくすために 1 番小さい値を 0 とした）を示す。まず 1 年周期の長い変動について注目する。Fig. 2.3.19 と比較すると大まかな傾向として、気温と相関があるように見える。すなわち、気温が高いと走時は遅くなり、気温が低いと走時が速くなっている。但し *Htt* 成分については気温の変化と数ヶ月の位相差が存在するように見える。気圧については短周期の変動が大きいため相関を見るのが難しい。そこで、横軸に気象要素、縦軸に走時の変化をプロットした相関図を Fig. 2.3.21 に示す。成分と走時によって相関は異なっているが、気圧と走時の遅れは負の相関（気圧が低くなると走時が遅れる）、気温と走時の遅れは正の相関（気温が高くなると走時が遅れる）があることがわかる。ただし走時 1.5～2.5 秒、*Htt* 成分の気温と走時遅れの相関図を見ると、弧を描いており両者に位相のずれが存在することがわかる。気温との相関に関しては Saiga *et al.* (2006)では気温が低くなると走時が遅れるという本研究と逆の結果になっている。これは送信点と観測点のペアによって気温と走時の相関関係が違うということを意味している。しかしながら気温の変化がどのように走時変化に結びつくのか、そのプロセスについては現在のところ仮説をたてるどころまで至っていないため、逆の相関が出てくる理由については今のところわかっていない。

次にもう少し短周期の変動に注目する。*Hrr* の走時 1.5～2.5 秒以外のデータについては、2007 年の 7 月中旬に急に走時が遅くなっている。気象要素を見るとこの時期は気圧が急激に下がっており、まとまった雨が降っていることがわかる。他にも 2007 年 3 月下旬に走時が遅くなっているが、その時も雨が降っている。Ikuta *et al.* (2002)は淡路島に設置した弾性波アクロス送信装置の信号を近傍のボアホール内に設置してある地震計で観測し、走時変化を求めており、本報告と同様に雨の後、急激に走時が遅くなる現象を確認している。彼らはその原因として雨によって近傍の地下水レベルが変化したことにより、弾性波速度が変化したのではないかと推測している。O'Connell and Budiansky (1974)はクラックの中が水で満たされているとドライなものに比べて弾性波速度が低下する（特に S 波）ことを理論的に示した。しかしながら雨が降ったら必ず走時が遅れる訳ではなく、例えば 2008 年 5 月～6 月にかけては大量の雨



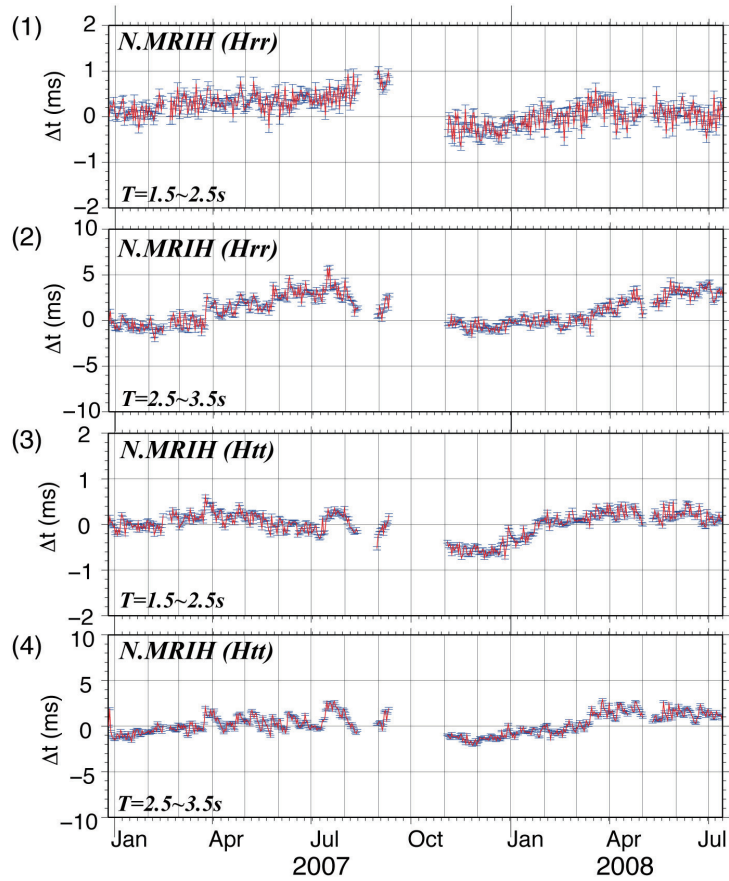


Fig. 2.3.19. Temporal travel time change for N.MRIH. 4 panels represent (1) *Hrr*, travel time: 1.5 - 2.5 s, (2) *Hrr*, travel time: 2.5 - 3.5 s, (3) *Htt*, travel time: 1.5 - 2.5 s, and (4) *Htt*, travel time: 2.5 - 3.5 from top to bottom. Horizontal axis is start date of each stacking and vertical axis is travel time difference from the reference (first) term of stacking in millisecond. The travel time difference is calculated everyday.

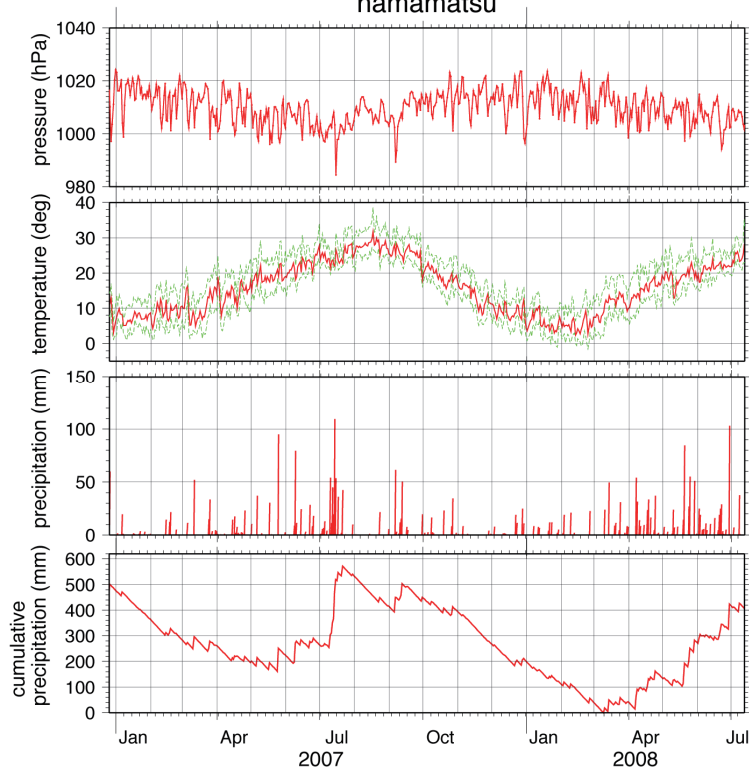


Fig. 2.3.20. Temporal variation of meteorological observation at Hamamatsu observatory of JMA. The daily value for air pressure, air temperature (dotted lines: lowest and highest temperature in a day), precipitation, and cumulative precipitation with detrending and adding constant to avoid minus value are shown from top to bottom.

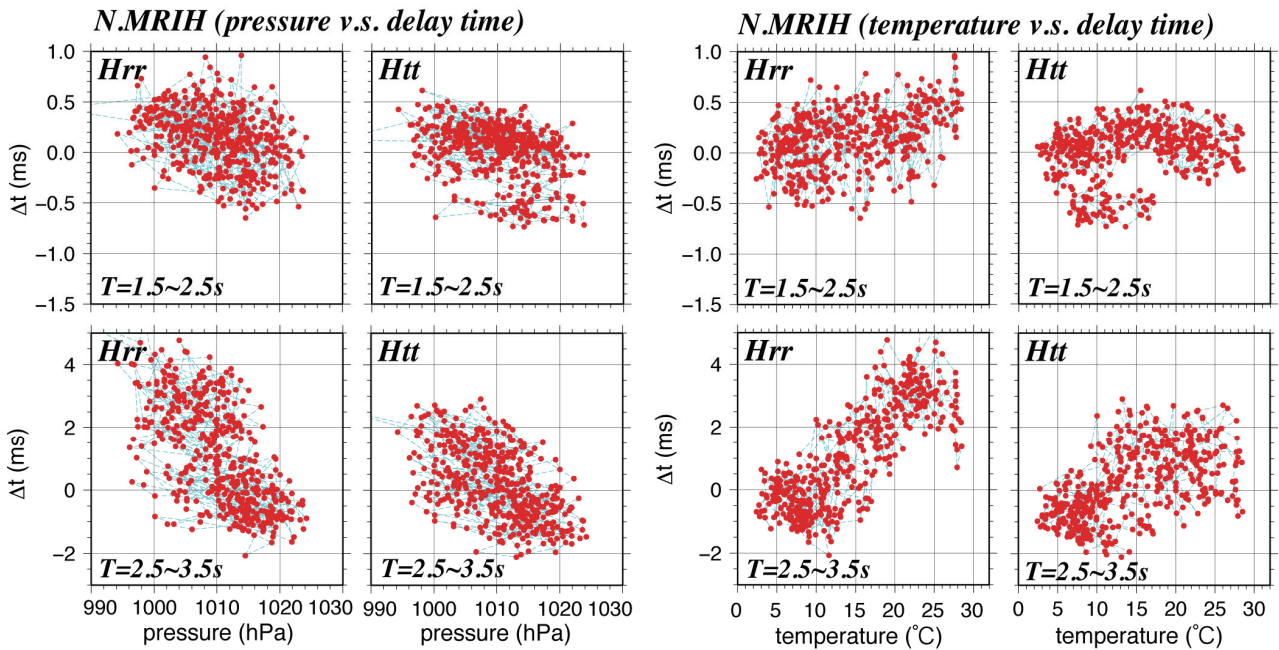


Fig. 2.3.21. Correlation diagram between the travel time difference and air pressure (left figures) the air temperature (right figures). Vertical axis represents the meteorological parameters (pressure or temperature) and horizontal axis is the travel time difference in millisecond. The broken lines connect adjacent data.

が降っているにも関わらず大きな走時の遅れは観測されていない。また降水量そのものよりその積分が重要なパラメータになっている可能性もあるので、累積降水量から直線トレンドを引いた偏差を示した (Fig. 2.3.20 の最下図)。この図を見ると、累積降水量と走時に関わりが深いことがわかるが、一部説明のつかない部分もある。今後はタンクモデルを使って量的に説明がつくかどうかを検証していく必要がある。

森送信点近傍では 2007 年 12 月から 2008 年 1 月にかけて地震活動が活発化している (静岡県西部の地震)。森町森の震度観測点で有感になったのは 2008 年 1 月 20 日 11 時 19 分 (深さ 29 km, M4.0, 森町の震度 1), 1 月 27 日 10 時 33 分 (深さ 17 km, M4.1, 森町の震度 2), 同日 10 時 53 分 (深さ 17km, M4.2, 森町の震度 1) の 3 つである。Ikuta *et al.* (2002) は淡路島に設置した弾性波アクロス送信装置の解析から、鳥取県西部地震 (2000 年 10 月 6 日, M7.3, 淡路島送信点からの距離は約 180km, 送信点近傍の淡路市富島は震度 4) 時に送信点近傍の走時が遅くなったことを見いだしている。彼らはこの現象は地震の震動によってクラック内に流体が流れ込んでマクロな弾性波速度が遅くなった (O'Connell and Budiansky, 1974) たためだと考えている。そこで静岡県西部の地震時にも同様な走時の遅れがないか調べた。Fig. 2.3.22 に地震活動の地震活動経過図 (マグニチュード・時間図) を示す。Fig. 2.3.19 を見ると大きな地震が起きた 12 月と 1 月付近に走時量変化が多少見られるが、他の期間と比べて有意に大きいことはない。よって今回の地震活動では少なくとも 1ms オーダーの変化は起きていないことがわかった。これは静岡県西部の地震では観測点付近の震度は 1 か 2 と小さいため、流体の移動がほとんど起きなかったためと推察できる。

以上送信点から一番近い N.MRIH の走時変化について論じてきたが、次に他の観測点について解析した結果を示す。すべての成分について示すと図が多くなるので、ここでは *Htt* 成分についてのみ図示する。N.MRIH はスタック長 1 日のデータを 1 日ずつずらして計算を行ったが、他の観測点は距離が遠いのもう少し長い期間のスタックが必要になる。ここでは Table 2.3.1 に示した SN 比が 3 を越える日数をスタック長とし、計算をずらす日数間隔はスタック長が 10 日以下の場合にはそれと同じにし、11 日以上の場合には 10 日に固定した。このため、スタック長が 11 日を越える観測点については、データに重なりがあり、平滑化した走時変化を見ていることに注意して欲しい。Fig. 2.3.23(a) に走

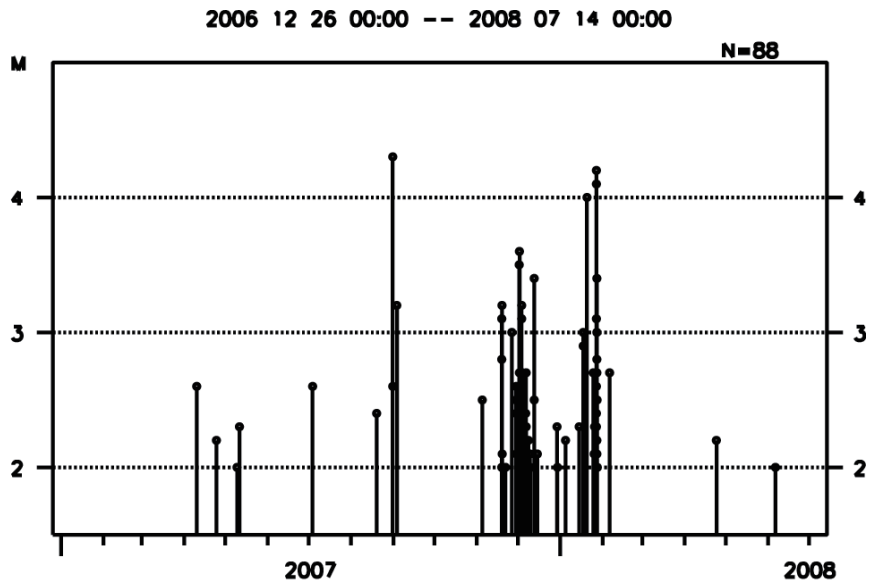


Fig. 2.3.22. Magnitude-time diagram of earthquakes, which occurred around Kakegawa. The swarm occurred between 2007/11 and 2008/01. The unified event catalog determined by JMA is used.

時変化を解析した時間窓 (1 秒間) を, Fig. 2.3.23(b)に走時変化を示す。図中, 括弧の中に書いてある 2 つの数字 (例えば N.TOEH だと 30 と 10) はスタック長とずらし時間を日単位で表したものである。すべての観測点で走時変化量のスケールは同じにしてある。スタック長が違うため簡単に比較はできないが, 1 ヶ月単位の短い変動が大きい点と小さい点に大別することができる。N.FKRH, N.TNRH, N.TT2H, N.TOEH などは変動が大きい点, N.KGWH, N.KNEH, N.FJEH などが変動の小さな点である。N.OKBH は中間に位置している。Fig. 2.3.15 で観測点の方位を調べると, 変動の小さい観測点は東から北東方向に位置している点が多く, Fig. 2.3.23(a)の波形を見比べると, それらの観測点は S 波部分の波群の継続時間が短いことがわかる。継続時間が短いということは観測点直下において散乱波など異なる経路を通ってくる波が少ないということで, 表層構造の影響を受けにくいために変動が小さくなっている可能性が考えられる。

N.TT2H (震央距離 21.2 km) と N.TOEH (震央距離 33.7 km) の *H<sub>tt</sub>* 成分について各波群の走時変化を計算した。N.TT2H については Fig. 2.3.24 に, N.TOEH については Fig. 2.3.25 に各々 S 波初動あたりから波群の来ている部分に 5 つの時間窓を設定して走時の変化を計算した結果を示す。窓の長さは 1 秒としている。スタック長とずらし時間は N.TT2H は両者とも 8 日間, N.TOEH は各々 30 日間, 10 日間となっている。Fig. 2.3.17 の 3 次元不均質構造のレイトレーシングから N.TT2H では走時 14 秒あたりにフィリピン海プレート上面から反射波が来ると推測される。N.TOEH は Fig. 2.3.25(a)からわかるように波群の継続時間が長い。また Fig. 2.3.17 の 3 次元不均質構造のレイトレーシングから走時 15 秒あたりにコンラッド面付近からの反射波が, 走時 17 秒あたりにフィリピン海プレート上面から反射波が来ると推測される。

Fig. 2.3.24(b)と Fig. 2.3.25(b)に示すとおり各々の窓で変化のパターンはかなり異なっていることから, 地表付近の走時変化だけでは説明がつかないことがわかる。また N.TT2H の各相の走時変化をみると, 後続相の変化が大きい傾向にあることがわかる。N.TT2H の 5 番目の窓 (走時 14.0~15.0 秒) と N.TOEH の 5 番目の窓 (走時 17.0~18.0 秒) はフィリピン海プレート上面からの反射波が来ると推測される時間帯にあたるので, プレート近傍媒質別低周波微動の回数を比べてみた。解析期間で一番低周波微動が活発であった 2007 年 9~10 月にかけて高周波送信を行っていたためデータが抜けており明確なことは言えないが, 他の期間について比較を行うと走時変化と低周波微動に相関があるように見えない。今後もっとデータを蓄積して比較をする必要がある。

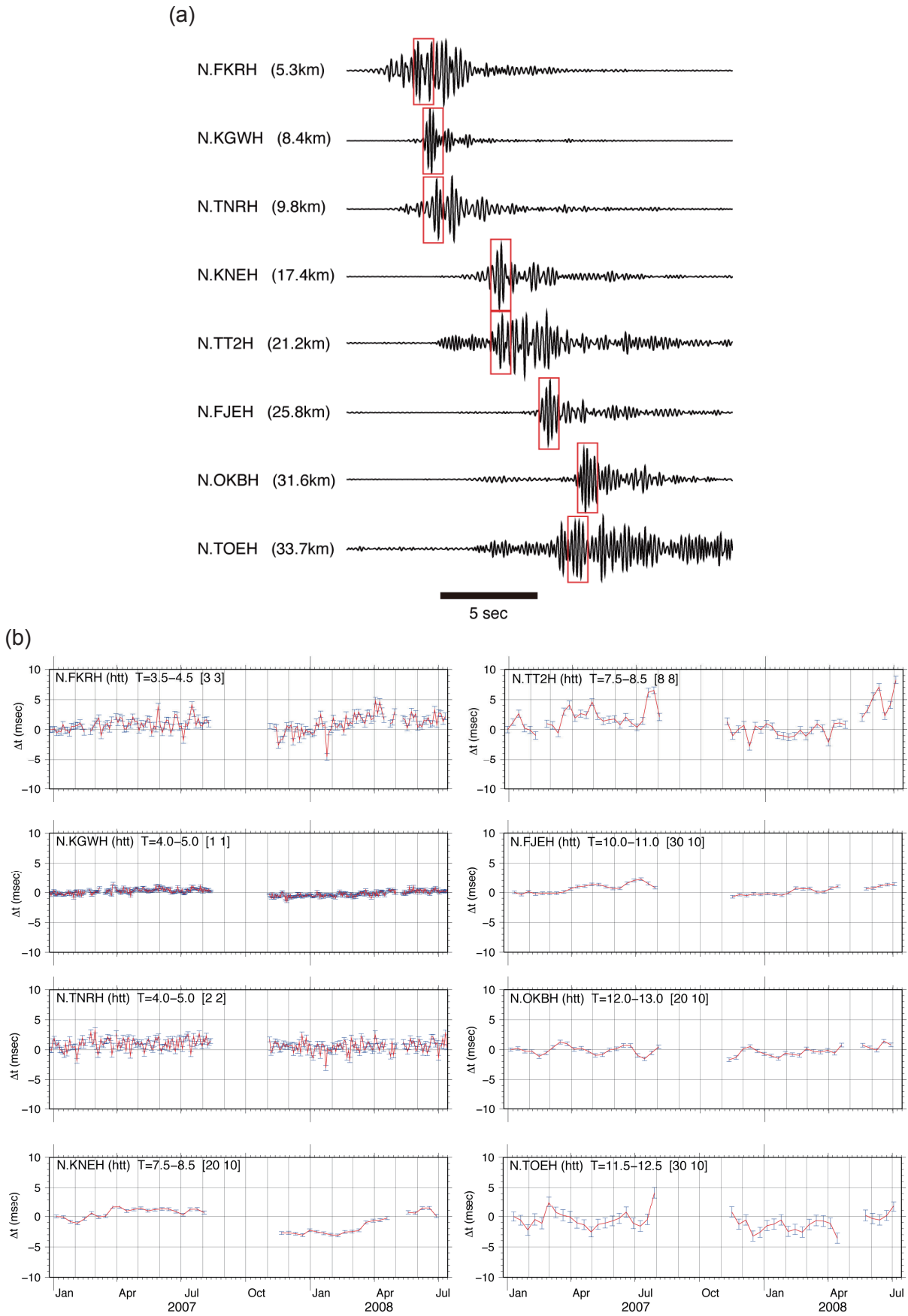


Fig. 2.3.23. (a) The time windows of calculating travel time change for selected stations. (b) Temporal travel time change from first term for transfer functions *htt*. The time interval for calculating transfer function varies by stations considering signal-to-noise ratio.

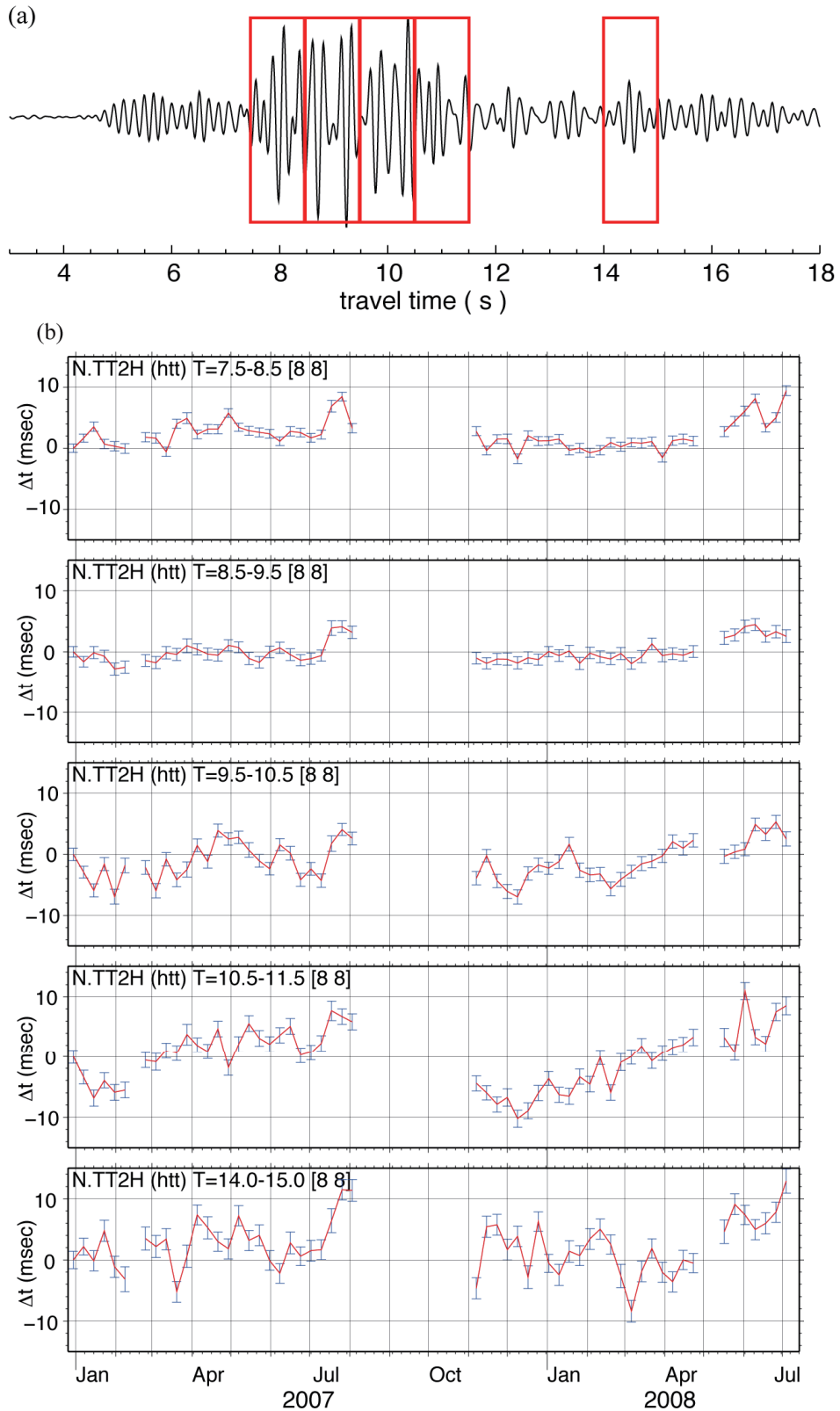


Fig. 2.3.24. (a) The time windows of calculating travel time change for N.TT2H. (b) The temporal variation of travel time at N.TT2H in  $tt$ -component ( $H_{tt}$ ).

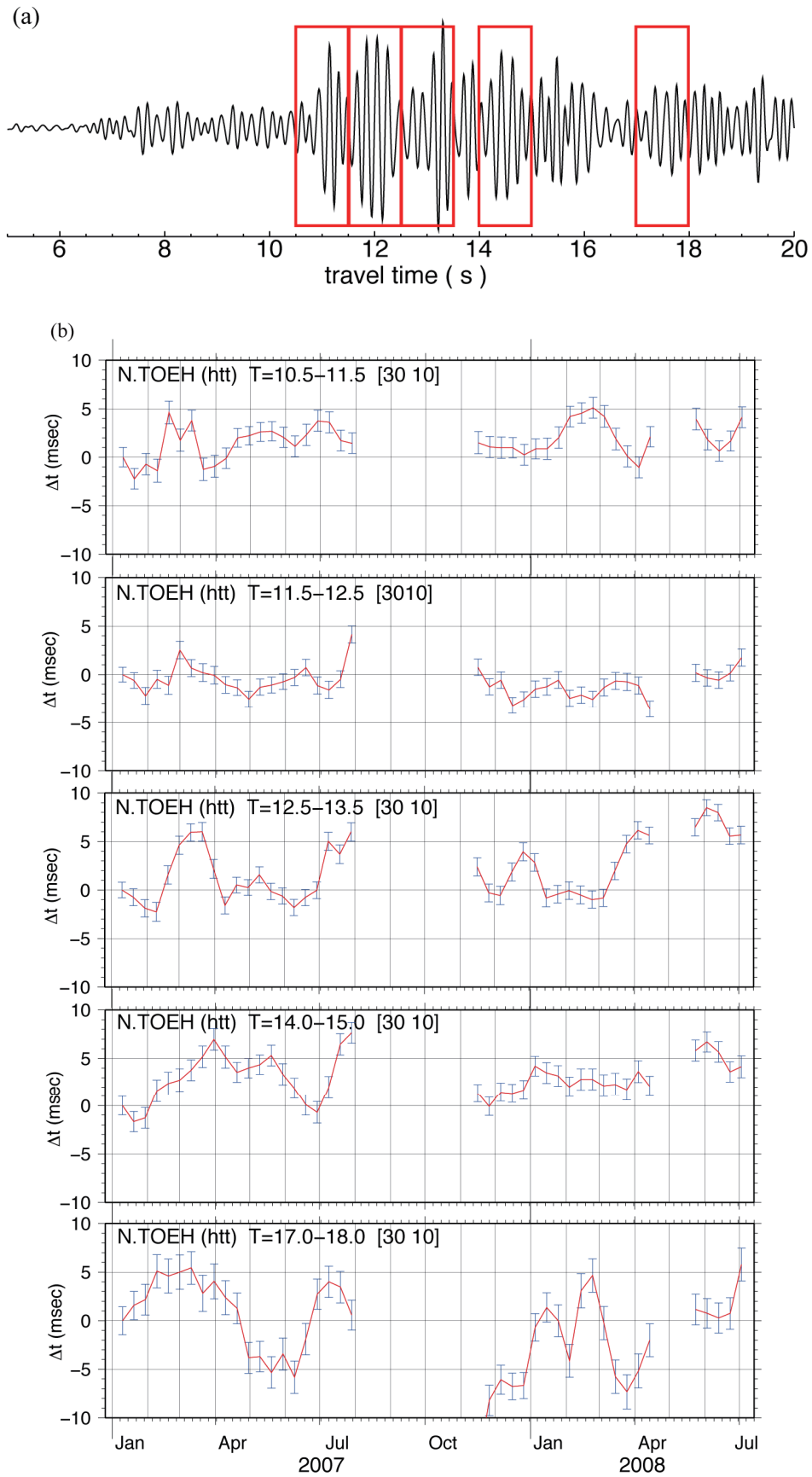


Fig. 2.3.25. (a) The time windows of calculating travel time change for N.TOEH. (b) The temporal variation of travel time at N.TOEH in tt-component ( $H_{tt}$ ).

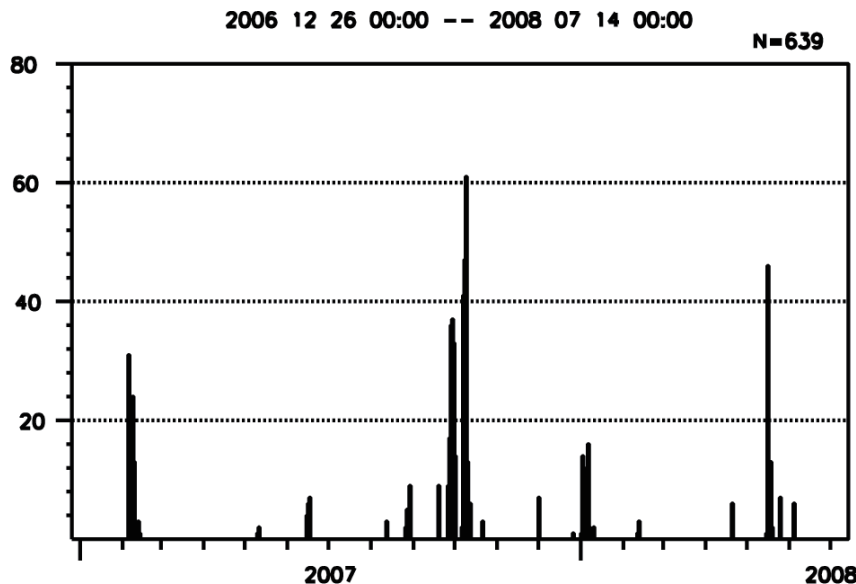


Fig. 2.3.26. Histogram of low-frequency events (or tremors) from the unified event catalog determined by JMA.

### 2.3.2.6 広い周波数領域の伝達関数

森町弾性波アクロス送信装置の大きな特徴は、偏心錘の結合・切り離しを行うことにより、従来よりも広い周波数範囲で伝達関数を求められることである。しかしながら低周波と高周波運転は平行して行うことはできず、切り替えを行うためには一度装置の運転を停止しなくてはならない。そこで両運転の伝達関数の接続が可能であるかどうか検証してみた。Fig. 2.2.10 で示すように低周波と高周波運転の解析区間は周波数帯域が若干重複している。そこで、この重複する周波数範囲で両者の伝達関数が一致するかどうかを調査した (Fig. 2.3.27)。スペクトルの振幅については若干ずれがあるものの、その差はエラーバーの大きさ程度であり良く合っていると見える。しかしながら、位相については約 90 度ずれている。この原因についてはまだわかっていないが、1つの可能性として計算に使っている加振スペクトルと実際のそれがずれていることが挙げられる。つまり岩盤カップリングを通してまわりの岩石に与える発生力に何らかの特性があるために位相ずれを起こしているというものである。これについては岩盤カプラーの上に設置してある地震計の記録を解析することによりある程度明らかにできるのではないかと考えている。ただ、位相を 90 度ずらして、両送信の位相を合わせて帯域の足し合わせを行った伝達関数と位相の補正を行わないで足し合わせを行ったものでは、波形の特徴にほとんど差は見られない。走時の時間変化を求めるなど精密な解析を行う際には位相ずれは大きな問題となってくるが、波形の特徴を見るだけなら問題とならない程度の差であるので、今回は補正を行わないで足し合わせを行い、広帯域の波形の特徴を調べることにした。

Fig. 2.3.28 に N.FKRH 観測点の  $H_{zr}$  成分について低周波、高周波、両者を足し合わせた伝達関数を示す。低周波や高周波単独で求めたのに比べて、足し合わせたものは波群が孤立してきていることがわかる。例えば走時 3 秒あたりでは低周波送信から求めた伝達関数では 5 秒あたりまでほぼ同じ周期の波が継続しているように見えるが、足し合わせたものを見ると、3 秒のあたりは短周期に富んでおり S 波でないかと推測されるが、その後 3.5 秒～5 秒の波群については周波数が低く連続的に波群が到着しており表面波の可能性が高いと考えられる。このように足し合わせを行うことにより波群の性質が明らかになる観測点がある。しかしながら全般的に見て低周波の伝達関数に比べて高周波のそれはエネルギーが小さく、両者を足し合わせても低周波の伝達関数とあまり変わらない観測点が多い。その例として Fig. 2.3.29 の左図に N.MRIH の波形例を示す。Fig. 2.3.14 の低周波送信のみの伝達関数と比較すればほぼ同じであることがわかる。

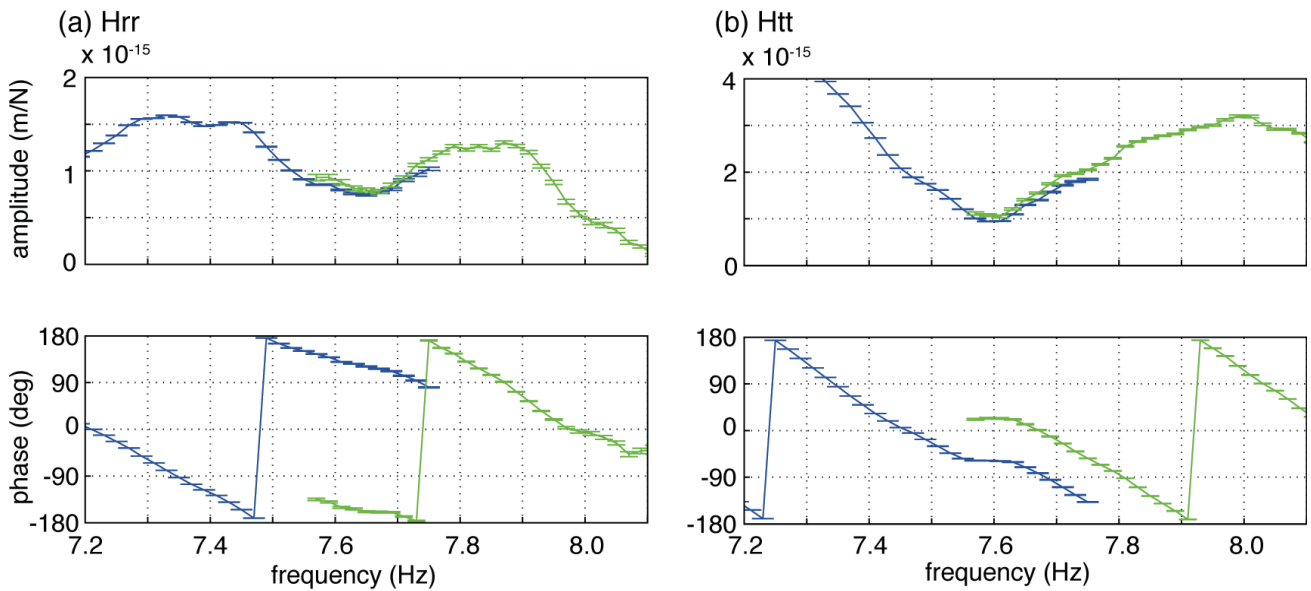


Fig. 2.3.27. Amplitude and phase of the transfer functions obtained by the low-frequency (blue curves) and the high-frequency (green curves) transmission. The error bars are also plotted.

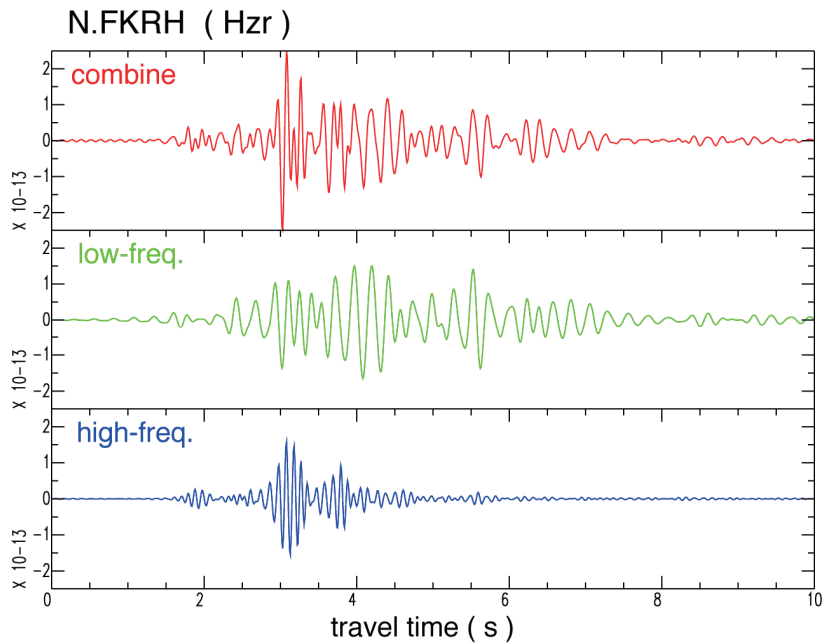


Fig. 2.3.28. Comparison of the combined, low-frequency, and high-frequency transfer functions of zr-component for N.FKRH station.

Fig. 2.3.30 に足し合わせた伝達関数のスペクトログラムを図示する。スペクトルを取る時のウィンドウは2秒とし、0.5秒ずつずらしながらスペクトルを計算している。Fig. 2.3.29 に示した観測点と同じ点について表示している。これを見ると、各時間におけるスペクトルは平坦ではなく、ある特定の周波数にエネルギーが集中していることがわかる。その中でも N.FKRH のようにどちらかというと平坦な周波数特性を持っている観測点から、N.MRIH のように低周波にエネルギーが集中している観測点まで様々である。無限均質媒質内の波動伝搬ではスペクトルが平坦になるはずなので、これだけスペクトルがある周波数に局在化するのは、地下にレゾネーターのような物体が存在することを想起させる。最初に述べたが、レゾネーターのような物体は構造変化に対して非常に敏感に反応する（構造敏感体）ので、監視を行う上で適していると考えられる。今後、このような波群に注目して時間変化を定常的に監視をしていくことが、地震に先立つ現象を捉える上で重要であると思われる。



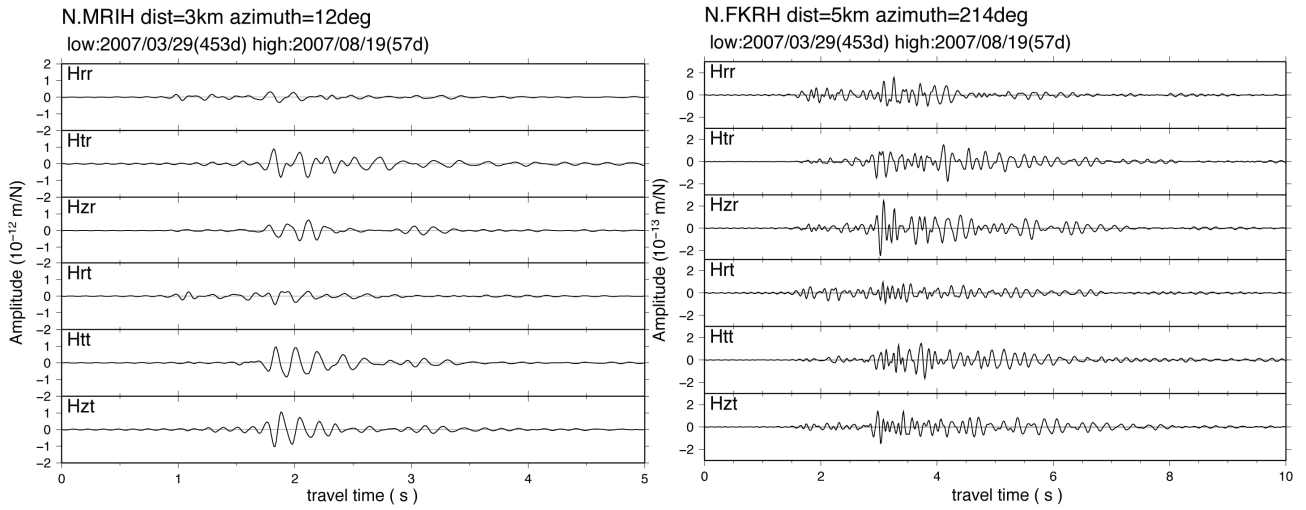


Fig. 2.3.29. The combined six-components tensor transfer functions for N.MRIH (left) and N.FKRH (right) stations.

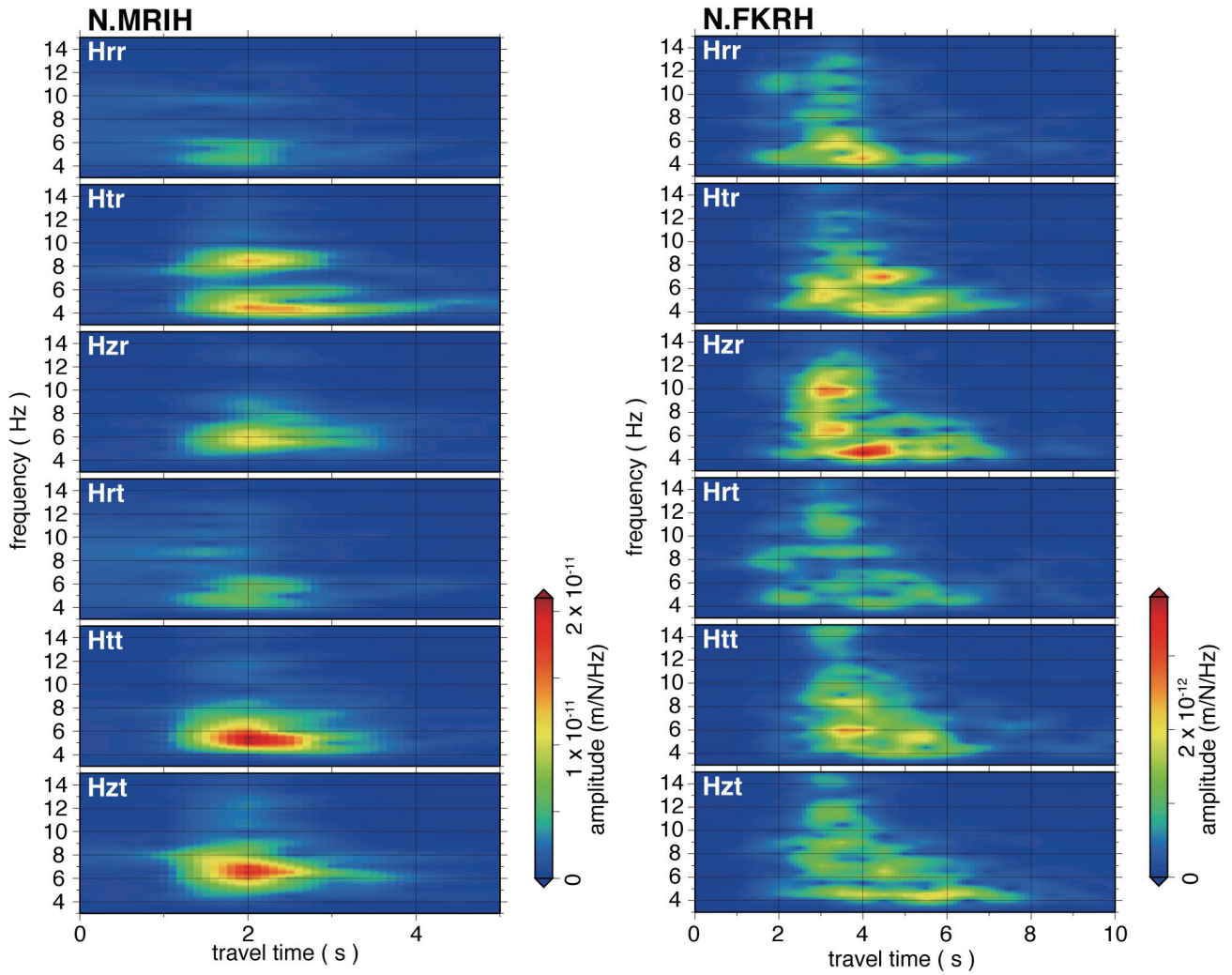


Fig. 2.3.30. Spectrogram of transfer functions at N.MRIH (left) and N.FKRH (right) stations.

## 謝辞

一部の図の作成には Wessel and Smith (1995)の Generic Mapping Tool を使用した。データを解析するにあたり、独立行政法人防災科学技術研究所の Hi-net のデータ及び気象庁の津波地震早期検知網の地震波形を使用した。また、地震カタログとして気象庁一元化震源を使用した。Fig. 2.3.8, Fig. 2.3.17 の標高データは国土地理院の数値地図 250m メッシュ (標高)、水深データは日本海洋データセンターの資料を使用した。Fig. 2.3.20, Fig. 2.3.21 の気象要素 (気圧, 気温, 降水量) は気象庁の浜松観測点のデータを用いた。記して感謝いたします。

(吉田康宏)

## 参考文献

- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki, 2003: Configuration of subduction Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30(5)**, 1219, doi:10.1029/2002GL016517.
- Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunitomo, and M. Kumazawa, 2002: Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS, *Geophys. Res. Lett.*, **29(13)**, 1627, doi:10.1029/2001GL013974.
- 加藤愛太郎・飯高隆・生田領野・吉田康宏・勝俣啓・岩崎貴哉・酒井慎一・山岡耕春・渡辺俊樹・國友孝洋・山崎文人・津村紀子・野崎謙治・高橋福助・大久保慎人・鈴木貞臣・平田直, 2009: 東海地震の震源域深部から slow slip 発生域にいたる応力場, *日本地球惑星連合 2009 年大会予稿集*, S153-006.
- 勝間田明男・吉田康宏・岩切一宏, 2008: 弾性波アクロス送信波のフィリピン海プレート境界反射点, *日本地球惑星連合 2008 年大会予稿集*, O135-003.
- 國友孝洋・熊澤峰夫, 2004: 弾性波アクロスによる地殻構造のアクティブ・モニタリングー東濃鉦山アクロステストサイトでの観測結果一, *月刊地球*, 号外 **47**, 86-94.
- O'Connell, R. J., and B. Budiansky, 1974: Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426.
- Saiga, A., K. Yamaoka, T. Kunitomo, and T. Watanabe, 2006: Continuous observation of seismic wave velocity and apparent velocity using a precise seismic array and ACROSS seismic source, *Earth Planets Space*, **58**, 993-1005.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 2002: 気象庁の震源決定方法の改善ー浅部速度構造と重み関数の改良一, *験震時報*, **65**, 123-134.
- 若松加寿江・松岡昌志, 2008: 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版の構築, *日本地震工学大会 2008 梗概集*, 222-223.
- Wessel, P. and W. H.F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.