

フェイズドアレイによる  
能動的地殻活動モニタリングの研究

課題番号 17340129

平成17年度～平成19年度科学研究費補助金  
(基盤研究(B)) 研究成果報告書

平成20年3月

研究代表者 山岡耕春  
名古屋大学環境学研究科教授



## 目次

はしがき	1
1. 研究の概要	7
2. アクロスに用いるデータレコーダについて	11
3. 震源の移設と設置	36
4. 設置後の技術的問題点について	55
5. 観測について	79
6. PCによる制御回路	93
付録（本研究に関連して実施した論文・報告等）	
Correction of near source instability for long term monitoring with ACROSS	99
Continuous observation of seismic wave velocity and apparent velocity using a precise seismic array and ACROSS seismic source.	131
データロガーLS7000の温度特性評価と専用プレアンプの製作	145



## はしがき

本研究の目的は、フェイズドアレイを用いた能動的地殻活動のモニタリングについて次の点を明らかにすることであった。

- 1) 能動震源をフェイズドアレイにした場合の効果の検証：実験結果を理論と比較することにより、能動震源のフェイズドアレイ効果を検証する
- 2) ダブルアレイ効果の検証：震源だけでなく、信号を受信する地震計をアレイにする（ダブルアレイ）ことにより目的とする方向からくる波動に対する感度をあげることができる。実験結果と理論を比較することにより地震計アレイの効果を検証する。
- 3) 地殻の不均質性の影響の評価：地盤構造を調査し、その構造を解析に組み込むことにより、浅部構造の情報がどの程度アレイ効率を向上させるかを調べる。
- 4) 長期連続運転による時間変動検出：長期連続運転によりフェイズドアレイの安定性、および深部からの反射波の時間変化の解析を行い、時間変動検出分解能とフェイズドアレイの効果との関連、および有意な変動が検出された場合にはフィリピン海プレート沈み込みとの関連を明らかにする。

そのために、フィリピン海プレートの沈み込みによる震源域の直上に位置する名古屋大学の三河観測所（愛知県豊橋市）に、現有の震源装置を移設し、フェイズドアレイとしての実験を行うことのできる配置とした。また震源設置の影響を評価するために震源周辺の地盤構造の調査を行った。さらに震源装置の周囲数km程度の範囲に実際に地震計を配置して、アレイ効果を検証するための観測を行った。

移設に関して準備が手間取ったり、移設後に器機トラブルが発生し、定常運転の準備に時間がかかるなど、種々の条件によって、実際の実験開始は平成20年2月からの開始となった。しかしながら、本研究費補助金によって当初の目的のための実験が可能となったことは非常に大きい。解析は今後すすめ、論文等で発表をしていく予定である。

## 研究組織

研究代表者： 山岡 耕春 (名古屋大学環境学研究科教授) \* 1  
研究分担者： 渡辺 俊樹 (名古屋大学環境学研究科准教授)  
研究分担者： 佐伯 昌弘 (東京理科大学工学部助手)  
研究分担者： 生田 領野 (名古屋大学環境学研究科産官学連携研究員) \* 2  
研究分担者： 國友 孝洋 (静岡大学理学部客員准教授) \* 3

註：\* 1 平成18年度までは東京大学地震研究所教授

\* 2 平成17年度のみ

\* 3 平成18年度から平成19年度

## 交付決定額 (配分額)

(金額単位：円)

	直接経費	間接経費	合計
平成17年度	8,300,000	0	8,300,000
平成18年度	2,800,000	0	2,800,000
平成19年度	3,000,000	900,000	3,900,000
合計	14,100,000	900,000	15,000,000

## 研究発表

### (1) 雑誌論文

Yamaoka, K. Strategy of earthquake prediction research in Japan and the role of active monitoring.: Proceedings of the Active Geophysical Monitoring of the earth lithosphere. 12-16 September, 2005 Novosibirsk, Russia, 28-31, 2005.

Tsuruga, K., Y. Hasada, T. Kunitomo, J. Kasahara, R. Ikuta, T. Watanabe, K. Yamaoka et al.: Monitoring of the State of Inter-plate coupling using reflection phase. Proceedings of the Active Geophysical Monitoring of the earth lithosphere. 12-16 September, 2005 Novosibirsk, Russia, 23-27, 2005.

Saiga, A., Yamaoka, K., Kunitomo, T. and Watanabe, T. Continuous observation of seismic wave velocity and apparent velocity using a precise seismic array and ACROSS seismic source, Earth Planets Space, 58, 8, 993-1005, 2006.

生田領野・山岡耕春・見須裕美・藤井巖：データロガーLS7000の温度特性評価

- と専用プリアンプの製作. 東京大学地震研究所 技術報告. 12, 46-50, 2006.
- Watanabe,T., Ikuta,R., Yamaoka.K., Soma,T. and Fujii, N. Continuous Active Seismic Observation using ACROSS source and Seismometer Array, Proceedings of the 8th SEGJ International Symposium, 369-372. 2006.
- Saeki,M., Khosaka,T. and Kaneko, S.: Phase ambiguity resolution based on Linear modeling of DD carrier phase. Proceedings of ION GNSS06. 26-29, 2006.

## (2) 学会発表

- Watanabe, T., Ikuta, R., Soma, T., Saiga, A., Miyajima, R., Fujii, N., Yamaoka, K., Tsuruga, K., Kunitomo, T., Hasada, Y., Kasahara, J., Kumazawa, M., Satomura, M., Feasibility experiment for Active Monitoring of Inter-plate Coupling in Tokai region. ---A dense array measurement---, Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG33B-0174, 2005.
- Soma, T., Watanabe, T., Ikuta, R., Saiga, A., Miyajima, R., Yamaoka, K., Tsuruga, K., Kunitomo, T., Hasada, Y., Kasahara, J., Satomura, M., Kumazawa, M., Fujii, N., Detection of Reflected Waves from Plate Boundary Using ACROSS Source and Seismic Array, Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG33B-0177, 2005.
- Yamaoka, K., Watanabe, T., Fujii, N., Ikuta, R., Miyajima, R., Monitoring Experiment in Tokai, Japan : ACROSS source designed for a phased array, Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG33B-0176, 2005.
- 渡辺俊樹, 生田領野, 山岡耕春, 雑賀 敦, 宮島力雄, 相馬知征, 須藤法子, 柏木雅生, 藤井直之, 中道治久, 短スパン地震計アレイを用いた愛知県(旧)鳳来町における中期連続地震観測とアクロス解析, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S207-003, 2006.
- 相馬知征, 渡辺俊樹, 生田領野, 山岡耕春, 宮島力雄, 藤井直之, 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 2006 年大会, S207-P002, 2006.
- Ikuta, R., Watanabe, T., Soma, T., Yamaoka, K., Kunitomo, K., Feasibility experiment for active monitoring of inter-plate coupling in Tokai region using ACROSS, Eos Trans. AGU,87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG51A-1012,2006.
- 古川俊之, 渡辺俊樹, 羽佐田葉子, 山岡耕春, 生田領野, Hi-net 鳳来におけるアクロス連続データに見られる波群の時間変化, 日本地震学会 2007 年秋季大会, P1-003.
- Watanabe, T., Furukawa, T., Hasada, Y., Ikuta, R., Yamaoka, K., Time-evolution of later phases in the transfer functions obtained by a permanent seismic source and receivers

(ACROSS), Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG41A-0147, 2007.

Hasada, Y., Watanabe, T., Yamaoka, K., Itoh, H., Fujii, N., Kumazawa, M., Interpretation of frequency dependence in transfer functions acquired by seismic ACROSS, Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG41A-0148, 2007.

Ikuta, R., Yamaoka, K., Watanabe, T., Temporal changes in emission characteristic of elastic wave by vibrator source and its correction, Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract NG41A-0149, 2007

### (3) 図書

なし

研究成果による産業財産権の出願・取得状況

なし



## 謝辞

本研究を進めるにあたっては、名古屋大学理学研究科 第一装置開発グループ（全学技術センター 教育・研究技術支援室 装置開発系）の支援をうけた。特に、技術職員の立花健二さんおよび鈴木和司さんには多方面にわたり技術的な支援を受けた。また名古屋大学名誉教授（現静岡大学客員教授）の藤井直之さんには科学的・技術的面で重要なアドバイスをいただいた。また三河観測所における設備の立ち上げに関しては、名古屋大学環境学研究科附属地震火山・防災研究センターのスタッフのみなさま、特に教員の山内常生、伊藤武男さんには観測所の設備面におけるアドバイスやネットワークの設定について作業をしていただいた。また技術職員の山田守さんには、臨時地震観測点の設置について技術的な支援をいただいた。研究代表者が研究期間の最初の2年間所属していた東京大学地震研究所のみなさまには有形無形の支援をいただいた。ここに記して感謝します。



# 1. 研究の概要

## 1-1. はじめに

地震発生や火山噴火を予測するためには、究極的には予測のための物理モデルが必要である。現実には地震予知の研究分野においては、物理モデルに基づく予測シミュレーションの重要性から地球シミュレータなどのスーパーコンピュータを用いた大規模シミュレーション技術の開発がなされている。火山噴火予知に関しても、まだシミュレーションのできる段階にまでは達していないが、マグマ上昇に関する物理過程の研究が盛んに行われている。

一方、当然のことながら、このようなシミュレーションだけでは予測はできず、実際の地下の状態をモニターするための観測が必要となる。そのような観測として現時点で最も信頼されているのはGPSによる測地観測である。地面の変形は、地震の震源断層におけるすべりや火山におけるマグマの移動などを直接反映しており、地震の震源や火山の圧力源モデルを仮定したインバージョンによって地下でどのようなことが起きているかを推定することができる。

微小地震などの比較的小さい地震活動も、地下の応力場の変化を反映していると考えられており、モニタリングのデータとしては用いることができると期待されている。しかしながら歪みや応力の変化との関連について、明確な関係が明らかにはされておらず、まだまだ現実のモニタリングのデータとしては用いられていない。このように、現時点では予測シミュレーションに対するモニタリングのデータはGPSによる地殻変動だけに限られているのが現状である。

このような現状の中、我々が実施している精密制御震源の研究は、新たなモニタリング手法の構築に向けた研究であると位置づけることができる。

本研究課題は、精密制御震源システムの開発と実用化の一環として位置づけられる。我々が進めている精密制御震源において用いている震源は、軸のまわりに偏心したおもり回転させることによって遠心力を発生させるものである。回転はACサーボモータによって駆動し、回転位置をGPSによって得られる時刻に同期するように設計されている。その結果、データロガー等の地動信号を記録する装置がGPSの時刻に同期してサンプリングされておりさえすれば、震源と測定装置との間の同期が取れることになる。これは、この震源装置の画期的な利点であり、今後のモニタリングのための制御震源の基本仕様となるべきものである。

さて、本課題では、最終的には東海地方に沈み込むプレート正面からの反射を捉えるため、愛知県豊橋市にある名古屋大学の三河観測所にアクロス震源を移設し、複数台の震源を間隔を空けて設置することによって、震源アレイの効果を研究することにある。本震源は、もともと4台の震源装置を組み合わせた震源とし

て岐阜県の各務原市に設置されていたものであり、その震源を三河観測所に移設することから開始した。

## 1-2. 設置の目的

この場所に精密制御震源（アクロス震源）を設置するのは、以下の目的のためである。

図1には東海地方におけるアクロス震源の設置場所である。星印がこの地域に設置したアクロス震源の位置である。本研究課題で設置したのは名古屋大学環境学研究科附属地震火山・防災研究センターの三河観測所で‘Toyohashi’と示した場所である。それ以外に土岐（Toki）および森町（Morimachi）に設置されていて、それぞれ原子力開発機構東濃地科学センターおよび気象研究所が設置および監視をしているのである。

この地域の地下にはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。図のなすび型の

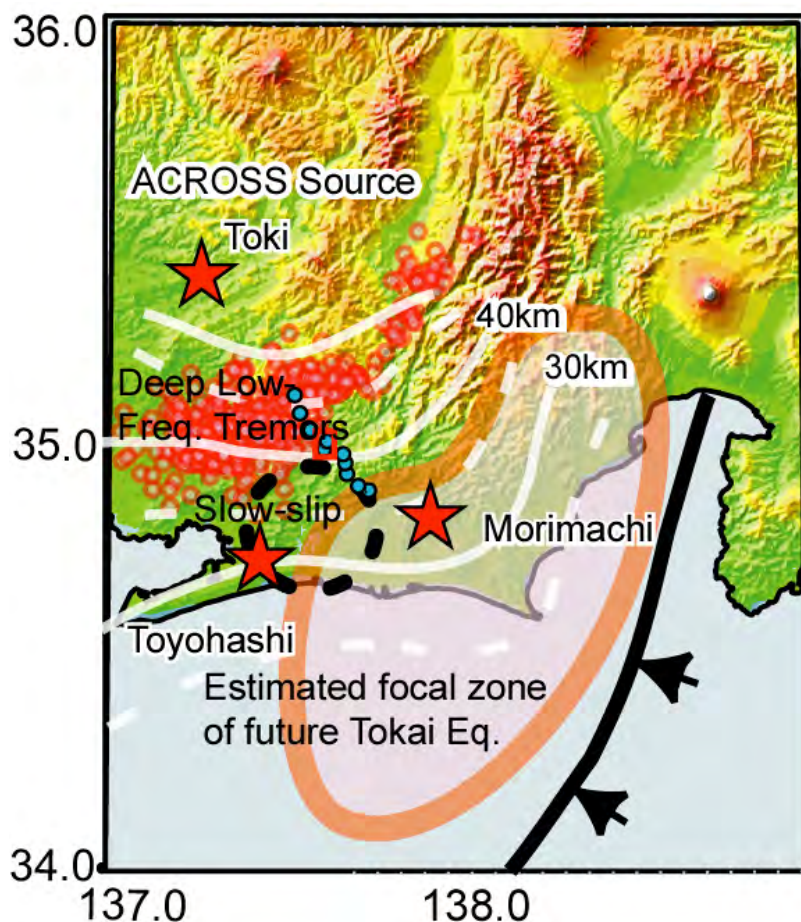


図1—1：東海地方におけるアクロス震源の設置場所

領域が中央防災会議が想定している東海地震の震源域（固着域）である。またこの地域では2000年からエピソード的なスロースリップ（波線で囲んだ領域）や低周波地震・微動（図の赤丸）が観測されていて、プレートの固着状態についてきわめて多くの情報のある地域となっている。

アクロスの震源装置では、震源装置から地下に向かって伝わっていった波のプレート境界からの反射波およびその時間変動を捉え、固着状態の変化として解釈可能かどうかを確認できる必要がある。近年、低周波地震がプレート境界の短期的なゆっくりすべりに伴っていることが確認され、ゆっくりすべりにともなう応力変動や固着の変動を反映していると考えられている。このような変動とアクロス震源からの信号の時間変動を比較することによってプレート境界の状態をモニターする可能性を探ることができる。

また複数の震源を距離を離して複数台設置し、同期して運転することによって震源からの信号放射特性に指向性を持たせる実験も行う。今回は予算の都合により2台の震源しか設置できなかったが、その効果を計るために実験を行った。結局実験は2008年3月からの実施となったため、今後の論文等で報告する。

### 1-3. 東海地震地域におけるアクロス実験の意義

前節でも述べたが、近年室内実験において弾性波を用いて断層の固着状態をモニタリングできる可能性が示されている（Yoshioka and Iwasa, 2006）。その実験では、地震発生前に固着がゆるむに従い、透過する地震は強度が小さくなることを示している。また海域における反射法探査においても、地震を発生するアスペリティ領域において反射強度が小さいことが示唆されている（Fujie et al. 2000）。すなわち、断層面の固着の大きい場所では地震波が透過しやすく反射強度が小さいことを示唆している。また固着の小さな場所では地震波が透過しにくく、その結果反射強度が大きいことも示唆している。

これらの実験・観測事実は、地震波を用いて断層面の固着をモニターできる可能性を示している。Nakatani (2001)などによると、断層面の摩擦強度は断層面における真の接触面積に比例すると考えられ、速度と状態に依存する摩擦構成則は、その観点から解釈することが可能となっている。真の接触面積とは、固体と固体が接触する断層面のうち、実際に接触している部分の面積である。また断層面を透過したり反射する弾性波の強度は、真の接触面積に関係すると考えられるため、弾性波を用いることにより断層面の固着強度に関する本質的な情報を得ることができると考えられる。

このような観点から、東海地震の想定震源域においてアクロスの震源による実験を行うこととなった。東海地震の震源域の半分以上は陸域の下に分布し、陸上におけるモニタリングが容易であるという利点を利用し、また歪み計やGPS等

により固着の変化をもたらすゆっくりすべりを捉えることができるようになったという点も活かし、さらに Hi-net 等の高感度地震計が高密度で設置されていることも利用して、アクロスによる弾性波の反射の経時変化を捉えることができる可能性のある、世界でも数少ない地域である。

豊橋に設置するアクロス震源はそのような研究的な意義がある。また本研究ではそれに加えて、複数の震源によるフェイズドアレイ効果を検証する目的で三河観測所敷地に複数の震源を設置した。

本章に関する reference

Fujie G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T. and Shinohara, M. : Inhomogeneous crustal structure and seismic activity at the plate subduction zone, off Sanriku region. Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 109, 497-505, 2000.

Nakatani, M. Conceptual and physical clarification of rate and state friction; frictional sliding as a thermally activated rheology. J. Geophys. Res., 106, 13347-13380, 2001.

Yoshioka, N. and Iwasa, K. : A laboratory experiment to monitor the contact state of a fault by transmission waves. Tectonophysics, 221-238, 2006

## 2. アクロスに用いるデータレコーダについて

アクロスによる地下構造のモニタリングにおいては、震源をGPS時刻に同期して震動させる。その結果として受信側のデータレコーダのサンプリングがGPS時刻に同期されていさえすれば、送受信間の距離が遠く離れていた場合においても送受信の同期が可能である。この利点は、例えばHi-netのような既設の高感度地震観測網の記録が使用可能となることであり、震源さえ用意できれば地下構造のモニタリングが比較的容易にできるようになることである。

しかしながら、すべてのデータロガーが必ずしも常時正確にGPS時刻に同期しているわけではなく、ロガーによっては1分ごと、あるいは1時間毎にGPS時刻に同期するだけのものもある。そのため、データサンプリングのタイミングにばらつきが生じる結果となる。また地震計の設置場所によってはノイズレベルが高い場所もあり、そのような影響についても考察する必要がある。

研究の本論に入る前に、ロガーの性能が信号の品質にどのように影響を与えるかについて考察する。

### 2-1. はじめに

地下の地震波伝播特性の変動をとらえる技術を開発することは今後の地震火山研究の発展のためには特に重要なことである。例えば火山の地下にあると考えられているマグマだまりの内部は、分別晶出などによる組成変化が密度変化を引き起こし、弾性波伝播特性が変化することが予想される。火道をマグマが上昇する際にも火道とその周辺の地震波伝播特性の変動が期待される。もしもこのような変化がとらえられれば火山の理解だけでなく火山活動予測にも大きく貢献する。また地震断層面ではカップリングの強度変化により地震波の透過や反射係数が変化すると考えられている。応力変化によって断層面内外の流体分布が変化することによって弾性波伝播特性が変化するのであろう。深部の地震断層の変化を弾性波によって知ることができれば、地震断層の状態をモニターし、地震発生予測につなげることも可能になるかもしれない。このように一見不変と思われる地下の地震波伝播速度も、岩盤中の割れ目や流体の存在によって顕著に変化する。このことは流体を含む岩石の地震波速度が流体の存在形態や存在密度により大きく変わるという研究（例えば、Wu, 1966; O'Connell and Budiansky, 1974; Schmeling, 1985）によって知られていることである。

一方、弾性波速度を測れば地震の予知ができるという期待は、ダイラタンシー仮説（e.g., Nur, 1972; Sholtz et al., 1973）によりもたらされ、以来地震波速度変動を測定する研究がなされてきた。その努力にもかかわらず多くの試みは

失敗に終わり、地震波速度変動検出の熱意は下がっていった。しかしながらその中でも、例えば Riesenber g and Aki (1974) はエアガンの信号をもちいて 200m 離れた距離で走時の時間変動を検出するための実験を行い、潮汐と同期した約 1 ミリ秒の地震波速度の変動（地震波速度の約 0.5%に相当する）を検出している。より高周波の領域では Yukutake et al. (1988) が生野鉦山において潮汐と同期した 0.1%の地震波速度の変動を検出している。佐野・柳谷 (1998) も超音波による弾性波速度の繰り返し測定を岩手県釜石鉦山内で行い、1994 年の三陸はるか沖地震に同期して 0.01%の弾性波速度のステップ的な増加を検出した。このように弾性波伝播特性の変化を検出する努力は細々とであるが、続けられてきた。

近年熊澤・武井(1994)により、正確に制御された正弦波を発生させる震源システムが考案された。彼らはこの正弦波震源システムが、従来にない高い S N 比と時間安定性で地下構造とその状態をモニターできる可能性を持っていることを示した。このコンセプトに基づくシステムは ACROSS (Accurately Controlled R0tational Seismic Source, 後に Accurately Controlled Routine Operated Signal System) と名付けられ、彼らを中心とするグループによって開発研究が始められた。

ACROSS は地球内部、とくに最初に述べたような地震発生場や火山における地震波伝播特性の時間変動をモニターする手法として考案された。ACROSS ではそのような変化を地表から連続的にモニターすることを想定している。そのための重要な技術開発には 2 つの重要な課題がある。一つは地下深部から戻ってくる微少な信号までとらえるために S N 比を高めることである。もう一つは自然界の微少な時間変動をとらえるために、機器や浅部地盤に起因する変動を押さえて、安定した信号を長時間連続して送受信することである。ACROSS ではそれらの課題を解決するために正弦波信号を用いている。

放射された正弦波は媒質が線形である限りどんなに屈折や反射を繰り返してもその周波数は変化しない。また正弦波は時間領域の信号でノイズに埋もれてしまっても、フーリエ変換によって周波数領域でパルスとなり大きな S N 比を得ることができる。特に放射された正弦波の周期の整数倍の時間に対して離散フーリエ変換 (DFT) をほどこすことにより、周波数領域では単一の周波数成分として信号を取り出すことができる。また連続的な正弦波の記録時間を長くすればするほど、DFT によって得られる周波数領域の成分数が増えて行く。その結果、ノイズはより多くの成分に分散されるのに対し、正弦波信号は、その周期の整数倍の時間に対して DFT がなされている限り、単一の成分に変換される。したがって時間をかければかけるほど S N 比が改善される。

安定した信号を長時間送受信するためにも、正弦波を用いることの優位性がある。長時間信号を送信するためには当然のことながら周辺の岩盤を破壊してしま



うダイナマイトなどのパルス性の震源を用いることはできない。正弦波は周辺の岩盤を破壊強度よりも低いレベルで長時間送信することができる。このような正弦波を安定して長時間連続送信することは、装置の安定性を高めるだけでなく、装置の設置された周辺の岩盤の安定性を高めることも重要である。降雨や気温変動などにより多かれ少なかれ装置周辺の岩盤の弾性波伝搬特性が変動する。地下深部の変動をとらえることを目的としている我々にとって、そのような装置周辺の変動はノイズ源となる。装置周辺の岩盤変動の影響を減らす工夫をし、その変動を補正することが、装置の安定性そのものに勝るとも劣らない技術的課題になる。

ここでは、このような ACROSS を構成する技術のうち、受振側に必要とされる性能についての評価を試みる。

## 2-2. ACROSS の記録装置

### 2-2-1. ACROSS の原理

ACROSS は正弦波を地下に送信し、戻ってきた信号を解析することによって地下構造とその状態の時間変化の情報を得ようというものである。従来の探査システムと同様に ACROSS システムは震源装置（送信装置）と受信装置からなる（図 2-1）。震源装置は地盤にしっかり固定され正弦波の弾性波を地下に放射する。震源装置としては、我々は偏心したおもりの回転による遠心力によって正弦波を発生させる装置を用いている。これは他の方法に比べて精密な制御が比較的容易であることと、発生する力に対して投入する電力の効率がよいからである。

このようにして発生した正弦波を離れた場所で受信するわけであるが、その時の最も重要な点は、記録装置を震源に同期させることである。ケーブルによって震源側から同期信号を送ることも原理的には可能であるが、信号線の敷設など、実現する上での制約が多くなる。そこで我々は震源と記録装置の両方を GPS による精密な時計に同期させることにした。かつては精密な時刻を得ることは大変な手間がかかったが、GPS が実用化された現在では、比較的簡単に 0.1 マイクロ秒もの精度の時刻を手に入れることができる。震源装置を駆動するモーターは外部から与えるパルス列の速度によって制御することができるように設計されている。そのため与えるパルス列を GPS 時計に同期させるだけで震源から発生する信号を GPS に同期させることができる。受信側も、AD 変換のタイミングを GPS に同期させればよい。このように送受信の同期が GPS により可能になったおかげで、遠く離れた場所での同期が非常に容易になった。

さて、単一の正弦波を用いただけでは地震学で言うところの走時の情報は得ら

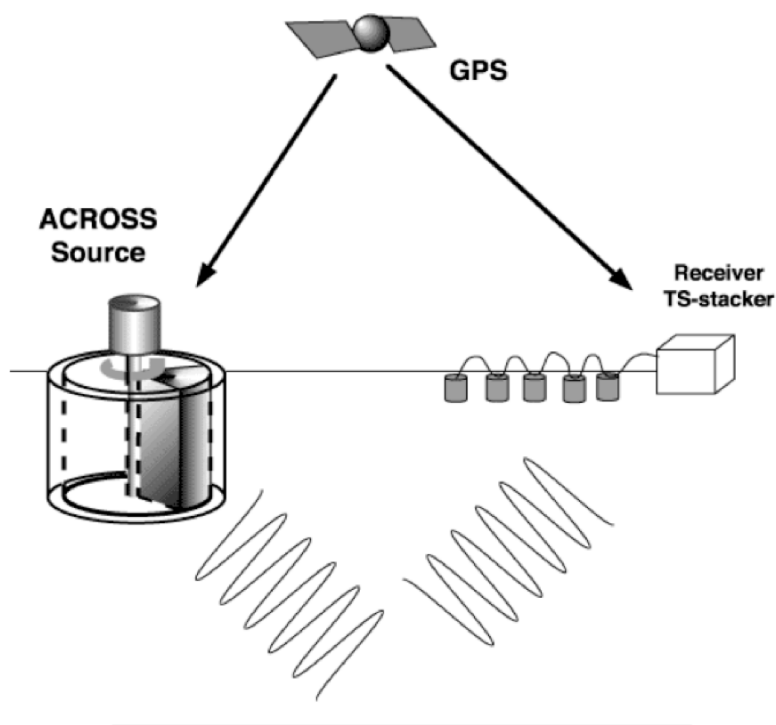


図 2-1 アクロスシステムの送受信装置の概念図。送受信ともに GPS 時刻に同期して信号を取得する。

れないのは言うまでもない。ある帯域に分布した複数の周波数成分の正弦波が必要になる。我々が主に用いている回転型の震源で複数の周波数成分を同時に発生させるには回転周波数を周波数変調すればよい。たとえば周波数変調の変調周期を 10 秒とすることによって、変調周期の逆数である 0.1Hz の整数倍の周波数成分の複数の正弦波を同時に放射することができる。このような成分は中心周波数の周りに分布し、その帯域はおおむね周波数変調幅になる。このようにして複数の周波数成分で信号を取得することにより、いわゆる走時の情報を得ることができる。

### 2-2-2. 受信装置

送信されている信号は位相と振幅を精密に制御された複数の正弦波なので、そのような信号を最も効率的に取得できるような記録装置を考案した。最も単純な記録は、とにかく連続で記録しておき、全部をフーリエ変換して、目的の信号成分を取り出す方法である。この場合に AD 変換のタイミングが GPS 時刻に同期して

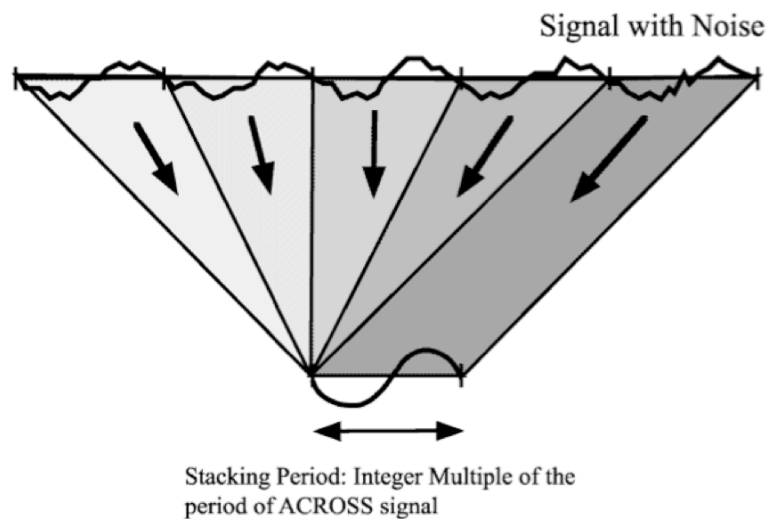


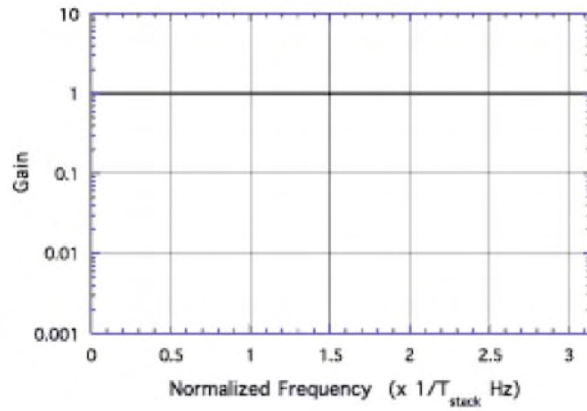
図 2-2 信号の重合 (stack) の概念図

いる必要があるのは言うまでもない。精密な時刻に同期して振動する正弦波を受信するためにはこのような装置で十分である。

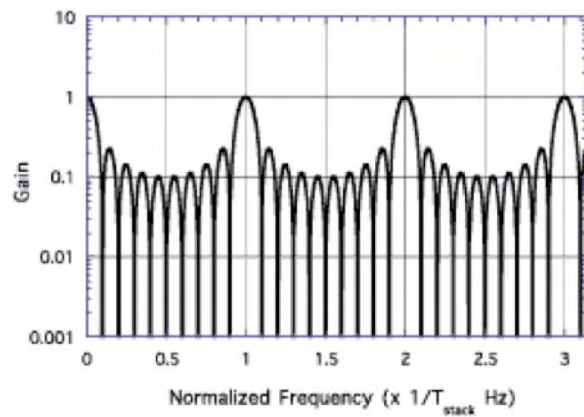
ところが、すぐに分かる様に、連続に記録するためには膨大な記憶容量が必要である。仮に 16 ビットで 3 チャンネルのデータを 100Hz でサンプリングして 1 日分の記録を取ると、50M バイト必要となる。今となつてはこの程度のデータ量では驚かないが、記録日数やチャンネル数が増えることを考えるとできるだけ記憶容量を減らしておいたほうが後の処理が便利になるし、記録装置設計の自由度も増す。そこで考え出されたのが時間区間重合型記録装置 (Time Segment Stacking Recorder, 略して TS-Stacker) である。

TS-Stacker ではある一定の時間ごとに信号を足しあわせている。概念図を Fig. 2 に示す。その時間間隔は震源から送信されている正弦波の周期の整数倍であればよい。われわれは通常重合の時間間隔を 100 秒に設定している。この場合送信する正弦波は 0.01Hz の整数倍であれば記録される。それ以外の周波数を持った正弦波やノイズ成分は重合回数が増えるにしたがって信号強度が相対的に減っていく。信号とランダムノイズの比は良く知られているように、 $N/2$  ( $N$  は重合回数) で増加していく。また時間間隔の整数分の 1 の周波数成分 (信号として用いるもの) とそれ以外の周波数成分との比が重合回数でどのように変化するかは図 2-3 に示してある。図は TS-Stacker の周波数に対する Gain が重合回数によってどのように変化するかを示したものである。Gain は周波数  $f$  の関数として次

N= 1



N= 10



N=100

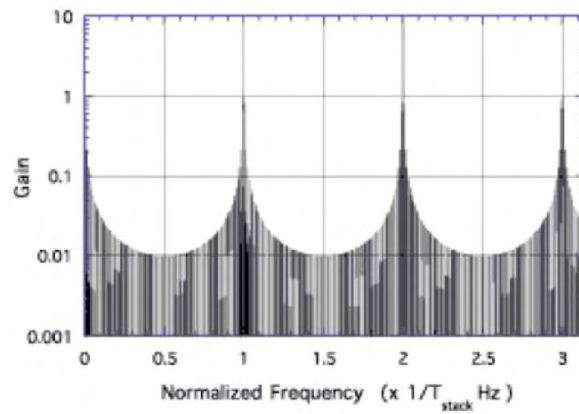


図 2-3 スタッキング回数による周波数特性の変化。スタック周期の逆数の整数倍の周波数以外の感度が徐々に下がっていく。

のように表すことができる。

$$\frac{1}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} e^{i2\pi f(t+nT)} \right| = \frac{1}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} (e^{i2\pi fT})^n \right| = \begin{cases} \frac{1}{N} \left| \frac{1 - e^{i2\pi fTN}}{1 - e^{i2\pi fT}} \right| \\ 1 \quad (\text{for Integer } fT) \end{cases} \quad (\text{式 1})$$

ここで  $T$  は重合の繰り返し間隔（重合時間間隔）、 $i$  は虚数単位である。

図からわかるように重合回数が 1 回の場合にはすべての周波数の信号は同等なゲインで記録される。重合回数が増加するに従い、重合時間間隔の整数分の 1 以外の信号のゲインが減少していく。それと同時に生き残る周波数成分の周波数幅も狭くなっていくことがわかる。その幅は式 1 の分子からもわかるように  $1/NT$  となり、結局全収録時間の逆数となることがわかる。

### 2-2-3. 受信装置としての必要条件

震源装置が発生する正弦波は正確な時刻（現実的には GPS 刻時）に同期して安定な信号を送信しているとした場合、記録装置の側に要求される項目は（1）A/D 変換のタイミングが正確な時刻（GPS 刻時）に同期していること。（2）アナログ回路部も含めて特性が時間的に安定していることである。それぞれについて理想と現実的な問題点について以下に解説する。

（1）世界の標準時は原子時計を基準に決められているが、現在われわれは原子時計による標準時を GPS によって  $0.1\mu$  秒の精度で容易に手に入れることができるようになった。この時刻の正確さを記録に生かすためには AD 変換のタイミングを GPS に同期させることである。良く知られているように AD 変換器は逐次比較型とデルタシグマ ( $\Delta \Sigma$ ) 型と呼ばれるものがよく使用される。逐次比較型は文字どおり変換する瞬間の電圧値をデジタルで得るものである。マルチプレクサによって比較的簡単に多チャンネル化ができることもあって広く用いられている。しかしながら AD 変換への入力の前にアナログのアンチエイリアスフィルターが必要であり、その特性が計測器全体の特性を左右する重要な要素になってしまうのが難点である。通常、アンチエイリアスに用いられる Low Pass フィルターのカットオフは無いキスと周波数よりも低く設定されるが、フィルターが不安定な場合カットオフ付近の周波数特性が最も影響される。それに対して  $\Delta \Sigma$  型は最終的なサンプリング間隔よりもはるかに短い間隔で信号をオーバーサンプリングした後、デジタルフィルターを施して高い分解能を得るものである。オーバーサンプリングをするため、アンチエイリアスフィルターのカットオフ周波数を記録する信号の周波数よりも十分に高く設定することができ、特性の安定性に神経を使う必要がないという利点がある。

ACROSS の記録装置として AD 変換器をみた場合にはそれぞれに長短がある。GPS 時刻への同期には逐次比較型のほうが容易である。それは AD 変換器のマスタークロックの周波数がサンプリング周波数と同じでよく、比較的低くてすむからである。それに対しデルタシグマ型ではオーバーサンプリングをするために 100kHz 程度の高い周波数を GPS に同期させる必要がある。他チャンネルかという観点では、 $\Delta \Sigma$ 型ではマルチプレクサを使わず、1 チャンネルに 1 つの AD 変換器を割り当てるためコスト面で降りになる。しかしながら特性面では  $\Delta \Sigma$ 型が勝っている。先に述べたようにオーバーサンプリングとデジタルフィルターによって目的のサンプリング周波数を得るため、平坦な位相特性を得ることができる。また分解能においてもデルタシグマは 24 ビット程度の分解能が一般的であるのに対し、逐次比較型ではせいぜい 16 ビット程度である。

(2) ACROSS の記録装置として要求される電気的特性として最も重要なのは時間安定性である。ACROSS では地下を伝わる地震波の時間変動を捉えることを目的としているため、記録装置に時間安定性が要求される。一般に記録装置の特性の時間変動には多くの要因があるが、その最大のものは温度変動によるものである。記録装置の温度を一定に保つ工夫も必要であるが、温度に対して鈍感な記録装置を作ることも重要である。

特に温度に敏感なパーツはコンデンサーであり、一般に抵抗の温度依存性よりも一桁は悪い。通常フィルターにはコンデンサーが用いられているので、ACROSS ではアナログフィルターの特性に特に神経を使う。例えばエイリアス防止に用いられるローパスフィルターは温度が変化すると、カットオフ付近の位相特性に大きな影響が出る。逐次比較型の AD 変換器を用いた場合などは、カットオフの低いローパスフィルターを用いるため、ACROSS で用いる信号への影響は大きい。

アナログアンプ (プリアンプ) の特性も温度によって変化する。通常オフセットが温度変動することを気にする場合も多いが ACROSS では DC 成分を用いないためオフセットの影響はない。増幅率の温度特性は用いている抵抗に依存するが、特性のそろった抵抗を用いると温度の影響はキャンセルする傾向にあり、また温度係数の低い抵抗を用いることにより、容易に 10ppm/度程度に押さえることが可能である。AD 変換器にも温度特性がある。重要なものは AD 変換の基準電圧であるが、性能のよい AD 変換装置を用いればこれも 10ppm/度程度は達成できる。

(3) その他に考慮すべきこともある。アンプや AD 変換器の線形性は重要である。ACROSS で用いる正弦波は通常はノイズに埋もれている。線形性が悪いとノイズ振幅の大きい場所と小さい場所で重畳している正弦波の振幅が変化してしまう。また非線型歪によって高調波が発生したり、FM 変調によって発生させた多くの正弦波の間に干渉が起きて和や差の周波数成分が発生する。しかしながら、記録装置の非線形性は地盤やセンサーなどの非線形性に比べて通常は問題にならない程度

である。

AD 変換のダイナミックレンジも重要な問題である。ACROSS では信号の線形性を仮定しているため、入力信号がクリップしては都合が悪い。特に地震や予期せぬノイズなどの影響でクリップする可能性が大きい。また ACROSS の正弦波信号の振幅は通常のノイズレベル以下であるため、グラウンドノイズまで十分に記録することのできるダイナミックレンジが必要がある。

精密に制御された正弦波信号を高い忠実度で記録するためには以上の点を考慮する必要がある。しかしながら実際には種々の制約によってすべてを実現することは困難であることが多い。次の章では実際上の制約と解決法を示す。

## 2-3. 現実的な問題と解決の方策

### 2-3-1. 使用している TS-Stacker

前章までで述べたような原理で時間区間重合記録装置を何種類か試作した。その中には既存の記録装置を利用してソフトの改良のみによって対応したものもある。それらについてひとつとおり整理しておく

#### (1) PC と AD 変換ボードを利用したもの。

PC に AD 変換ボードを組み合わせた記録装置は比較的容易に製作できる。PC やボードには多様な種類があり、必要とされる性能にあわせた機種を選択できるという利点がある。われわれも ACROSS の記録装置として、PC と AD 変換ボードを組み合わせたシステムを試作した。PC は性能が高いほど多くのチャンネル数をより高いサンプリング周波数で処理することが可能になる。AD 変換ボードは GPS 時計からのタイミング信号をサンプリングの外部同期に用いることができるものを用いた。変換方法は逐次比較型であり、マルチプレクサによって多チャンネル化がなされている。PC としては NEC の PC9821Xa13、AD ボードはカノーブス社の ADXM98FX (現在は生産中止) を用いた。AD ボードそのものにはアンチエイリアスフィルターが装着されていないために外部のアナログフィルターを使用している。サンプリングのタイミング信号は外部の GPS 時計 (TrueTime GPS-XL-DC) から発生する 1 kPPS の信号を用いた。この GPS 時計は PLL 制御によって常時世界標準時から 0.1 マイクロ秒以内の精度を保つことができるように設計されている。AD 変換ボードでは、ある分マークをトリガーにして変換を開始した後は、GPS 時計から供給される 1 kPPS に同期して変換し、PC の循環バッファに連続転送される。そのバッファから一定時間ごとのデータを CPU が取りだしてスタッキング操作を行う。このようにしてとぎれなく、GPS に同期したスタッキングを行っている。

## (2) $\Delta\Sigma$ 型AD変換器を用いたもの

記録される信号の位相安定性の点では $\Delta\Sigma$ 型のAD変換器を用いるのがよい。 $\Delta\Sigma$ 型AD変換器はオーバーサンプリングをするため、目的とする信号の周波数帯域よりもアンチエイリアスフィルターのカットオフ周波数を十分高く設定できる。そのためアナログフィルターの特性変動の影響からほとんどのがれることができる。また一般的に $\Delta\Sigma$ 型のAD変換器はダイナミックレンジが広く20ビット以上の精度を持つもの入手できる。我々はこのような特徴を持つ時間区間重合型記録装置をマークランド(株)に試作を依頼した。この記録装置はACROSSの実験初期から活躍し、多くの貴重なデータを取得している。この装置の欠点は、外部クロックとの同期である。 $\Delta\Sigma$ 型AD変換器の場合、最終的なサンプリング周波数の4096倍、8192倍などのクロックをマスタークロックとしてAD変換器に与えてやる必要があり、そのクロックそのものをGPS刻時に同期させる必要がある。例えば100Hzのサンプリング周期を得たい場合には、409.6kとか819.2kPPSのマスタークロックが必要となる。そのような周波数をGPSに同期させることは技術的に容易でないことがある。我々が試作した記録装置では、マスタークロックを常時GPS刻時に同期させることはあきらめて、各スタッキング区間(通常100秒)の開始のタイミングをGPSに同期し、その後は内臓の水晶発振子に同期してデジタイズすることにした。その場合内臓の水晶発振子の精度は $10^{-5}$ 程度が普通で、GPS時計に比べるとはるかに悪い。また、付随した問題としてGPS同期の準備のために各スタッキング期間の最後に1〜2秒の欠測時間が生じる。この影響の補正は、記録取得後に行う必要がある。スペクトルへの影響と補正法は後に述べる。

## (3) 市販のデータロガー

市販されているデータロガーの中にも、ソフトの変更だけで時間区間蓄積型記録装置として用いることができるものがある。白山工業(株)のLS8000SHもその一つで、元々は火山における構造探査のために開発された小型軽量で高性能なデータロガーである(森田・浜口, 1996)。我々は、白山工業(株)に依頼しLS8000SHのファームウェア(ソフト)を変更してもらい、ACROSS受信用の時間区間蓄積型記録装置として使用できるようにした。このデータロガーの長所はGPS時計を装備し、小型・軽量である点にある。またすでに1000台を越える台数が全国の大学等の研究機関に販売されており、容易にACROSSの大規模実験を行えることも、利点の一つである。このデータロガーは逐次比較型のAD変換器を用いているが、ハードの制約により常時GPSに同期することは不可能である。したがって、各スタッキング区間の開始のタイミングのみをGPS時計に同期させるようになっている。



同じく白山工業(株)からLS7000が発売されている。このロガーは $\Delta\Sigma$ 型のAD変換器を用いている。またGPS時刻への同期も非常に巧妙な方法で実施している。つまり、定期的にGPS時刻との時間差を計測して時間差が徐々に無くなるようにクロックの周波数を変化させている。これは、連続にサンプリングする必要があるデータロガーにおいてGPSに同期させる方法としては、秀逸な方法である。ただ、LS7000はノイズレベルが高いのが欠点であり、24ビットの $\Delta\Sigma$ 型のADを使用しているが、実際のダイナミックレンジは20ビット以下である。アクロスの受信機として使用する場合には、地動ノイズを記録するだけの感度が必要であるが、場合によってはその感度に足りないため、専用のアンプを作成した。このアンプについては、別章において報告する。

### 2-3-2. TS-Stackerの誤差要因と対策

さて、それらの時間区間重合型記録装置には、さまざまな記録上の誤差要因がある。それらを以下に整理をして、対策を考える。特にACROSSのような高精度を目指した観測では従来の地震観測では考えたこともないような問題が発生する。

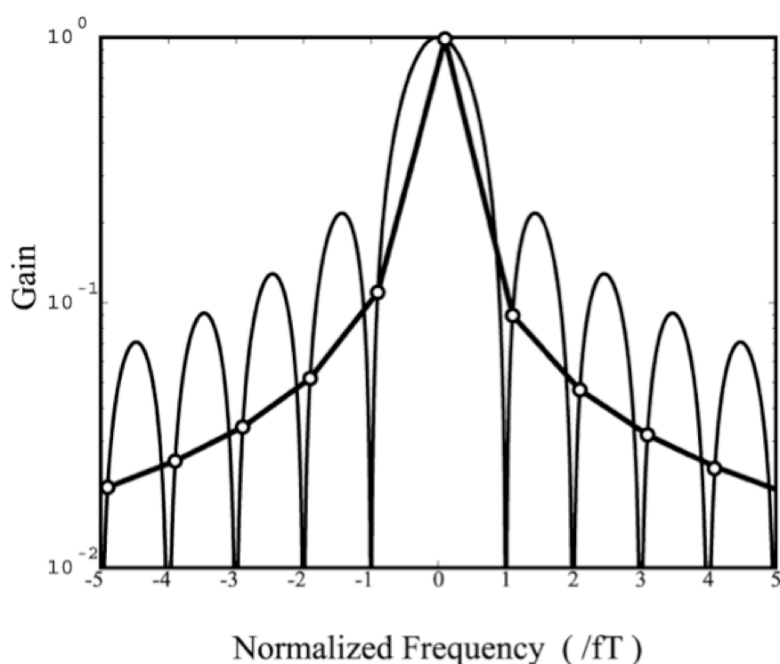


図2-4 震源の周波数またはサンプリング周波数が10%ずれた場合の周波数系列の変化を示す。曲線はサンプリング間隔がTの場合の周波数特性を連続関数で示したもの。離散データの場合には、図の○の場所でサンプリングされると見なすことができる。

### (1) AD 変換器のサンプリング周波数のわずかなずれによる影響と対策

AD 変換のタイミングを支配するマスタークロックのずれが周波数領域でどのように現れるかを評価しよう。この場合、現実には即して各スタッキング区間の開始だけ正確な GPS 時計に同期し、その後は内臓のクロックに同期して AD 変換を行うものとする。また内臓のクロックには刻みの揺らぎはないものと仮定する。このように内臓の時計が正確でない場合には記録された正弦波は各スタッキング期間の始めと終わりで位相が一致せず、ごくわずかにずれる。したがってその正弦波は単一の周波数成分では表現できず、周囲の成分に信号が漏れだしてしまう。この効果を次のように考える。

内部のクロックがずれると見かけ上周波数がずれたように見える。したがってここではクロックのずれを周波数のずれとみなす。今、スタッキング区間の長さ（スタッキング間隔）を  $T$  秒とすると、それは時間領域では連続した信号から  $T$  秒幅の BOX 窓関数により信号を取り出したことに相当する。その場合周波数領域では元の信号の Fourier 変換と Box 窓関数の Fourier 変換との畳み込み積分になる。今、信号は振動数  $f_0$  の正弦波とすると、信号は周波数領域ではパルスとなり、畳み込み積分の結果は Box 窓関数の Fourier 変換そのものである

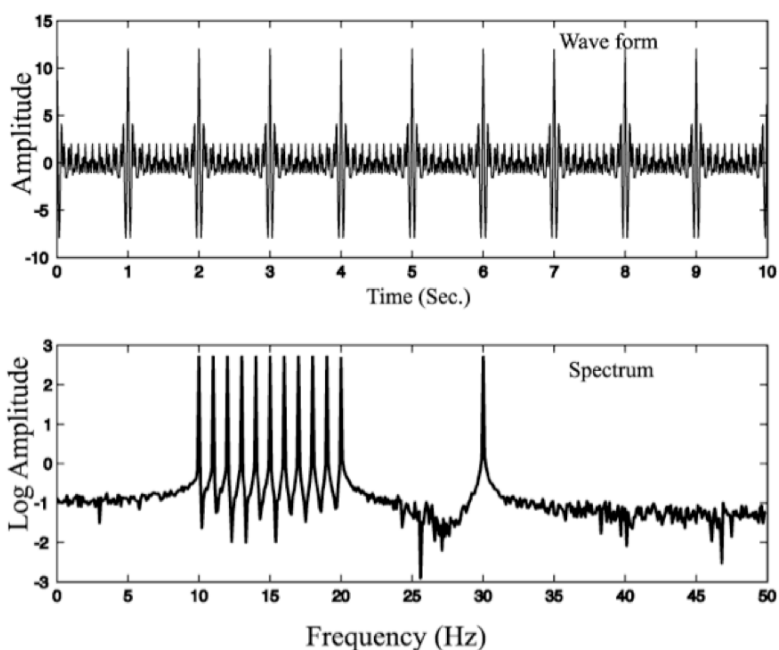


図 2-5 データサンプリングに  $10^{-5}$  の誤差がある場合の時系列信号とスペクトル信号。本来、線であるべきスペクトルに「すそ野」が現れているのが特徴。

$$W(f) = \frac{\sin(\pi(f - f_0)T)}{\pi(f - f_0)T} \quad (\text{式 2})$$

となる。この関数は  $f = f_0$  で 1 となり、 $1/T$  毎に 0 となる。 $T$  秒間の信号をフーリエ変換すると周波数領域では  $1/T$  Hz ごとに離散化されるため、 $1/T$  Hz の整数倍の正弦波では、サンプリング点は元の周波数を除いては式 2 の 0 の点と一致するため、単一の信号成分として表現される。しかしながらわずかでもその周波数からずれてしまうと、窓関数の Fourier 変換の 0 でない点をサンプリングしてしまい、単一の信号成分としては表現できなくなる。図 2-4 には周波数が 10% ずれた場合に、周波数軸上でサンプルされる場所を示してある。この場合、元々は単一の周波数であった正弦波が、離散化された場合に単一の周波数では表されず、「裾野」をひいてしまう。「裾野」の大きさは、 $f - f_0 = 1/T$  付近が最大になる。その場所での  $W(f)$  の微分係数は

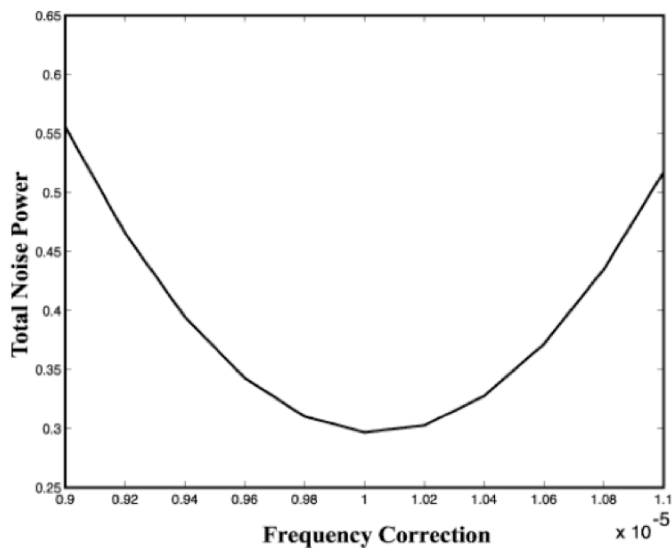


図 2-6 図 2-5 においてリサンプルによってサンプリング間隔を変化させた場合のノイズパワーの変化。

$$\frac{dW}{df} = \frac{\cos(\pi(f-f_0)T)}{f-f_0} - \frac{\sin(\pi(f-f_0)T)}{\pi(f-f_0)^2 T} \quad (\text{式 3})$$

$$\left. \frac{dW}{df} \right|_{f=f_0+1/T} = -T$$

したがって、周波数が  $\Delta f$  だけずれた場合の本来の周波数での振幅との比は

$$T\Delta f \quad (\text{式 4})$$

となる。スタッキングの繰り返し間隔が 100 秒、対象とする周波数が 10 Hz、としたとき、クロックのずれが  $10^{-6}$  とすると、本来の周波数成分以外に現れる成分の最大値は本来の振幅の  $10^{-3}$  となる。

上記のずれは計測器に起因する問題でありかつ機器の個体差もあるため、それぞれの計測装置に対策を施して完全にずれを取り除くことは困難な場合が多い。現実的に周波数ずれが問題になる場合にはまれであろうが、問題になった場合は計測されたデータに対して以下のような処理を施すことによりクロックのずれの影響を取り除くことができる。

ACROSS 震源から送信される信号は GPS 時計に同期しているため、信号の各周波

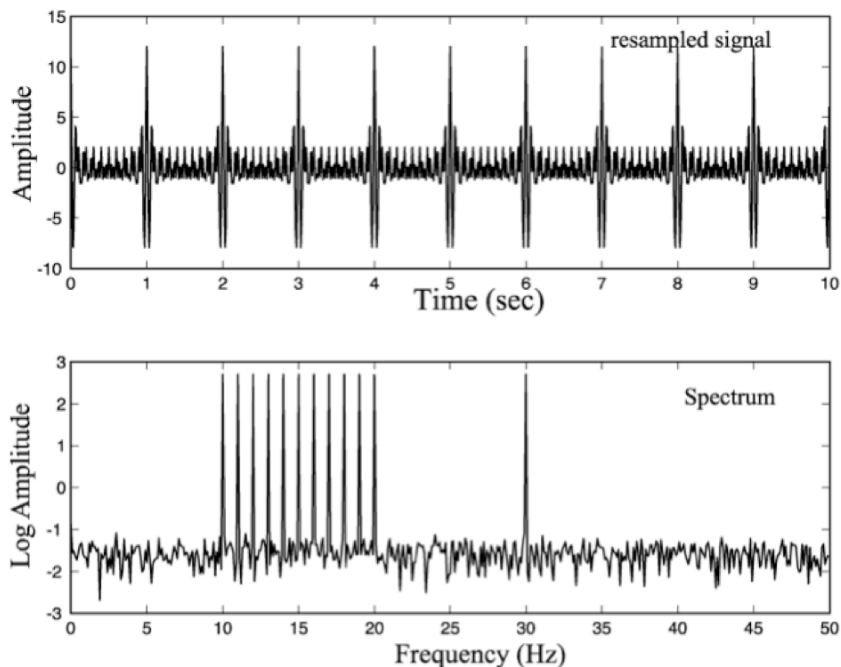


図 2-7 図 2-6 でノイズパワーが最小になるサンプリングで理サンプルした場合の、時間波形および周波数パワースペクトル。

数成分は正確な周波数であるとみなすことができる。もしも受信側が送信側と同じ正確な時計に同期していた場合には信号は細い線スペクトルとして表現されるが、時計の早さに違いがあると裾野を持ったスペクトルになる。従って、時計を補正するためには信号が最も細い線スペクトルとして表されるように、信号をリサンプルしてやればよいことになる。

図 2-5 にはスタッキング間隔 10 秒、サンプリング 100Hz で時計の早さに  $10^{-5}$  の誤差のある受信装置で記録した場合の時間領域の信号とスペクトルを示してある。信号は 10Hz-20Hz にかけて 1Hz おきと、30Hz の正弦波としてある。ノイズとして信号の  $10^{-5}$  の分散を持ったノイズを加えてある。時計の誤差は 10 秒かかっても 1 サンプルの  $1/10$  にしかならないが、スペクトルで見ると裾野が現れていることがわかる。裾野の高さは式 4 で推定した結果と一致する。ここで時間領域の信号をいろいろとリサンプリングして信号のスペクトルが最も細くなるものを探す。リサンプリングは色々な方法があるが、例えば次のように行う。時系列信号はフーリエ逆変換によって

$$x(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X_k W_N^{kn}$$

$$W_N = \exp(2\pi j / N) = \exp(2\pi j \Delta t / T)$$

と表される。ここで  $\Delta t$  はサンプリング間隔、 $T$  は時間長（ここではスタッキング周期）である。時間領域でリサンプルするためには  $X_k$  を固定して  $\Delta t$  をいろいろと変化させて逆フーリエ変換をしてやればよい。図 2-6 には  $\Delta t$  を変化させた場合に信号以外の周波数成分の総パワーがどのように変化するかを示したもので

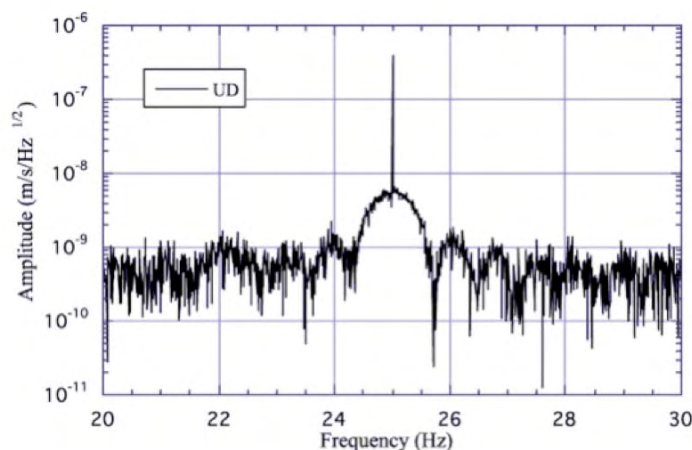


図 2-8 スタッキング機関の一部が欠測した場合のスペクトル。信号のピークの周辺に釣り鐘型のスペクトルが現れる。

ある。ノイズパワーはリサンプリングによって変化しており、受信機の時計の早さのずれである 10<sup>-5</sup> だけ補正してリサンプリングしたときにノイズパワーが最小になっていることがわかる。図 2-7 はそのようにして時間領域でリサンプリングしたものと、それを再びフーリエ変換してスペクトルを示したものである。見事に裾野がなくなり細いラインスペクトルが復活したことがわかる。

## (2) 欠測の影響

記録装置によっては、GPS 時計との同期に備えるために、同期直前にサンプリングを一時的に停止せざるを得ない場合がある。サンプリング停止は 1～2 秒程度となる。その場合のスペクトルへの影響への評価は簡単である。スタッキング周期を  $T$ 、そのうちの欠測時間を  $T_d$  とすると、周波数領域での信号は ACROSS の信号と、幅  $(T-T_d)$  の Boxcar 窓関数の Fourier 変換との畳み込み積分で表現される。図 2-8 には実際に欠測のある記録装置によって収録された記録を示す。一見してわかるように信号である線スペクトルの周りに窓関数の Fourier 変換に対応するスペクトルが見えている。

信号が単一の周波数成分の場合には、記録された信号成分の振幅を  $T/(T-T_d)$  倍すればよいので簡単である。しかしながら FM 変調の場合のように信号成分が複数ある場合には、窓関数によるある周波数ピークの広がりが他の信号成分に重なってノイズ源になってしまう。したがって単に振幅を補正するだけでは不十分である。その場合には次のような方法で補正をする。

スタッキング周期が  $T$  秒である場合には、信号は  $1/T$  Hz の整数倍の周波数成分の線形結合で表現される。たとえばスタッキング周期が 100 秒の場合には 0.01 Hz

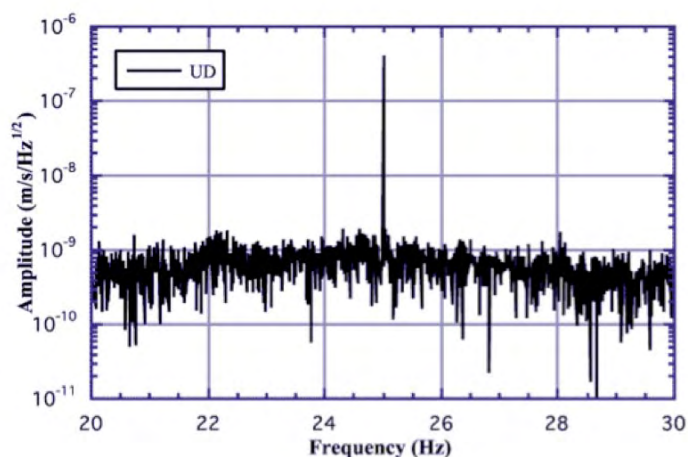


図 2-9 結束の影響を補正した結果。窓関数の影響が取り除

の整数倍の周波数に分解することができる。しかしながら信号が欠けてしまうと  $1/THz$  の整数倍成分への分解は不可能になる。このような場合には取得された信号の  $1/2$  を用いて、 $2/THz$  の整数倍の周波数に分解することを試みる。当然のことながら信号の周波数は  $2/THz$  の整数倍のみにする必要がある。その際、取得した信号を十分に利用するために次のような処理をするとよい。

$$\bar{X}_k = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} X_k^m W_N^{-km}$$

また

$$W_N^{-km} = \exp(-2\pi jkm/N)$$

であり位相をスタッキングの先頭にあわせるためのオペレータである。ここで、 $X_{km}$  は先頭から  $m$  サンプル目から  $T/2$  秒間分フーリエ変換した結果、 $N$  は  $T/2$  秒間のサンプル数である。そのようなフーリエ変換を  $M$  種類行って平均する。この操作を施すことによりウィンドウの影響は消去できる。その結果を図 2-9 に示す。見事にウィンドウの影響によるスペクトルピークの広がりが消えていることがわかる。ただし、この操作により  $1/THz$  の奇数倍の周波数成分が捨てられてしまうので、震源の周波数成分には含めることができない。

### (3) 同期の揺らぎ

AD 変換のサンプリングタイミングが正確な時計に対して揺らぐ場合があるかもしれない。これは震源の周波数が揺らいだ場合の効果と考えても同様である。さて、サンプリングタイミングや震源の周波数の揺らぎを位相の揺らぎとして次のように表す。

$$\begin{aligned} x_i &= \exp(j(\omega\Delta t_i + \Phi_i)) \\ &= \exp(j\Phi_i) \cdot \exp(j\omega\Delta t_i) \end{aligned}$$

ここで、 $j$  は虚数単位、 $\Delta t$  は平均のサンプリング間隔、 $\Phi_i$  はサンプリングの揺らぎを位相で表したものである。このようにサンプリングや周波数の揺らぎは振幅の揺らぎとして記述できる。ここで  $\Phi_i$  は平均値 0 の確率密度関数に従うとする。この場合振幅の期待値は

$$\begin{aligned} \langle \exp(j\Phi_i) \rangle &= \langle \exp(0) \rangle + \langle j\Phi_i \rangle + \langle 1/2\Phi_i^2 \rangle + \dots \\ &= 1 - 1/2\sigma^2 + \dots \end{aligned}$$

⟨⟩は期待値を表す。σ<sup>2</sup>は位相の揺らぎの分散である。

式から明らかなように振幅の変動を 10<sup>-4</sup> 程度に押さえるためには位相変動の分散を 10<sup>-4</sup>程度に押さえる必要がある。その場合位相の揺らぎの標準偏差は 10<sup>-2</sup>程度となり、これは通常 A アクロス信号として用いている 10Hz 程度の信号の場合にはサンプリングタイミングの揺らぎとしては 10<sup>-5</sup> 秒程度となる。通常のサンプリングのタイミングは変動があるとしてもこれよりはずっと小さい（おそらく CPU のクロックの周波数の刻み程度のゆらぎ）であろうから、計測上の問題は発生しない。むしろ、震源装置の発生する正弦波の位相変動のほうが大きいであろう。

#### (4) アンチエイリアスフィルターについて

通常のデータ取得では、入力されるアナログ信号の周波数帯域をあらかじめローパスフィルターによってナイキスト周波数（サンプリング周波数の 1/2）よりも高いものを取り除いておく。これはエイリアシングによってナイキスト周波数よりも高い周波数の信号成分が折り返されて、低い周波数の信号に重なってくるためである。自然地震のような周波数帯域が広くあらかじめ周波数帯域のわかっていない信号ではサンプリングの際のエイリアシングの影響を避ける必要がある。これがアンチエイリアスフィルターの役目である。ACROSS のように震源で発生する正弦波の周波数があらかじめわかっている場合にはエイリアシングを心配する必要は無く、デジタルサンプリング周波数はローパスフィルターのカットオフと無関係に設定できる。ACROSS では限られた帯域の正弦波を用いるため、適切なサンプリング周波数を設定すれば、エイリアスによる信号の重畳を避けることができる。ただしまったくローパスフィルターを用いないと、高い周波数を含めた広い帯域のノイズ成分が信号に重なってきてしまい、SN 比の面で不利になる。ローパスフィルターは信号に影響を与えない程度の高い周波数にカットオフを設定すればよい。

例えばローパスフィルターにバターワース特性のフィルターを用いた場合を考えよう。バターワースフィルターはカットオフの特性が緩やかである代わりに通過帯域の振幅特性が平坦であるという特徴がある。アクロスの受信装置として特に問題になる位相特性は簡単に近似すると



$$\Phi(f) = \frac{n\pi}{4} \cdot \frac{f}{f_c}$$

となる，ここで  $f_c$  はカットオフ周波数， $n$  はフィルターの次数である．従ってカットオフ周波数の変化に対しては

$$\frac{\partial\Phi}{\partial f_c} = \frac{n\pi}{4} \cdot \frac{f}{f_c^2}$$

あるいは

$$\delta\Phi = \frac{n\pi}{4} \cdot \frac{f}{f_c} \cdot \frac{\delta f_c}{f_c}$$

カットオフ周波数の安定性はたいていの場合，抵抗とコンデンサーの安定性によって決まる．このうちコンデンサーの安定性の方が一般に悪く，温度係数は大変安定したものでも  $10\sim 100\text{ppm}/^\circ\text{C}$  程度である．そこで  $\delta f/f_c$  の温度係数を  $10^{-4}$  として，カットオフ周波数を使用する周波数帯域の 10 倍程度 ( $f/f_c \sim 10^{-1}$ )，フィルターの次数  $n = 2$  とすると，位相変動の温度係数は  $10^{-5}/^\circ\text{C}$  となる．この場合，環境の温度が  $10^\circ\text{C}$  変化すると位相は  $10^{-4}$  変化することになり，意外に大きな変動をもたらす．特に周波数遮断特性を鋭くするために次数を高くすると，より大きな変動要因となるので注意する必要がある．

地盤の非線型などの影響により、高調波が顕著な場合には上記のように単純ではなくなる．例えば信号周波数が  $20\text{Hz}$  でサンプリング周波数が  $100\text{Hz}$  の場合、 $20\text{Hz}$  の 4 倍の高調波である  $80\text{Hz}$  がエイリアシングによって  $20\text{Hz}$  に重なってしまう．多数の周波数成分を発生させている場合にはもっと複雑で深刻な場合も発生する可能性がある．とってローパスフィルターのカットオフを低く設定すると、特性の時間変動の影響が出てしまう．この影響を小さくするためには、オーバーサンプリングを行うしか方法が無い．アナログローパスフィルターのカットオフ周波数を十分に高く設定すると同時に、エイリアシングが少なくなるようなサンプリング周波数でオーバーサンプリングを行う．その後、デジタルフィルタによって高周波帯域を取り除いた後にサンプリングを間引く（デシメーション）操作をすればよい． $\Delta\Sigma$  型の AD 変換器ではこのような操作が行われているため、安定な特性を得ることができる．

## (5) 必要とされるダイナミックレンジ

最近の AD 変換器の進歩は目覚しく、一昔前までには 12 ビットが主流だったものが、あっという間に 16 ビットから 24 ビットに達するものまでが普通に使用されるようになった。ACROSS の受信のため必要な AD 変換のダイナミックレンジはどの程度のものであろうか。信号の上限値（飽和レベル）と下限値（分解能）にわけて考えてみる。

まず信号の飽和レベルの設定であるが、地震などの大きな信号が入力されても飽和しないレベルであることが望ましい。信号が飽和すると、飽和した部分でレベルの小さい ACROSS の信号が消されてしまうために、信号のスペクトルが乱されてしまう。

この効果を削減するためには少なくとも 2 つの方法がある。1 つめの方法は、スタッキングをする際に信号の平均振幅で割り算をして足しあわせる方法である。この結果大振幅の部分の影響は相対的に小さくなる。この方法は従来の物理探査などでのスタッキングの際にも行われていることであり、不意の大振幅ノイズによってスタッキングの効果が台無しになることを避ける事ができる。2 つめの方法は、やや手の込んだ方法である。記録装置でスタッキングをする際に、飽和した部分の信号をそもそもスタッキング操作から取り除いてやる方法である。その際に信号をスタッキングしなかった部分を記録しておいて、後の平均操作の際に考慮する必要がある。つまり、

$$x_i = \frac{\sum_k w_k x_{ik}}{\sum_k w_k}$$

という平均操作をすることに対応する。ここでスタッキングをする区間のそれぞれの  $i$  番目のサンプルのスタッキング回数を  $N_i$  として記憶をしておけばよい。

つぎに AD 変換の分解能をどのレベルに設定すればよいかを考えよう。そのためには信号の量子化に伴う「ノイズ」を評価する。これは一般に量子化ノイズとして知られているものであるが、次のように考えればよい。デジタル信号には量子化の最小単位の刻みがあり、変換されるアナログ信号は最も近い刻みの値（またはアナログ信号を超えない最大の刻み）に丸められる。それが AD 変換に伴うノイズになる。ノイズはランダムと考えてよいが、量子化の最小単位の幅で一定の確率密度を持ったものになる。つまり確率密度関数  $W(x)$  は、量子化の最小単位を  $\Delta V$  とすると、

$$W(x) = \begin{cases} \frac{1}{\Delta V} & (\text{for } -\frac{1}{2\Delta V} < x < \frac{1}{2\Delta V}) \\ 0 & (\text{else}) \end{cases}$$

となり、その分散  $\sigma^2$  は

$$\sigma^2 = \frac{(\Delta V)^2}{12}$$

となる。量子化ノイズはランダムと考えられるのでノイズのパワースペクトルは周波数によらず一定となる。量子化ノイズの周波数領域でのパワーはDFTにおけるパーセバルの関係

$$\sum_{n=0}^{N-1} |x_n|^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} |X_k|^2$$

から得られる。上式の右辺は周波数領域での平均スペクトルパワー、左辺は時間領域のノイズパワーのN倍とみなすことができるので、周波数領域での量子化ノイズのパワーは

$$\frac{1}{N} \sum_{k=1}^{N-1} |X_k|^2 = N\sigma^2 = \frac{N(\Delta V)^2}{12}$$

となる。ただしNはサンプル数である。この値がACROSSの信号の周波数帯域における地動や電氣的ノイズのパワーよりも十分小さくなるように設定しておけばよい。

#### 2-4. 既存のシステムについて

ACROSSの受信記録装置として、時間区間重合型記録装置を提案し、その性能と誤差要因について評価してきた。しかしながら、ACROSSの受信のために全く新しいシステムが必要であると思われるのは、ACROSSを普及させる上ではなはだ都合が悪い。そこで既存のシステムにACROSSの受信装置として利用可能かどうかについて議論する。

すでに述べたように、白山工業 LS8000SH のような柔軟なシステムは

ACROSS の受信装置としての利用が可能であり、小型軽量という特長を ACROSS システムに持ち込むことになる。特に、このような大量に出荷された装置が ACROSS 受信装置として利用可能になるということは、ACROSS 普及に果たす役割が大きい。市場に出回っているシステムが ACROSS の受信装置として利用できるための要件は(1)GPS 時刻に同期したAD変換がなされている、(2)振幅・位相特性が安定している、ことである。さらに記憶容量が限られている場合には、実時間でスタッキングができることである。このようなシステムで、全国に大量に出荷された国立大学地震観測網の衛星テレメータシステムについて検討してみよう。このシステムのデータ変換部(LT8500)にも白山工業(株)のシステムが用いられている。このシステムで変換されたデータは、ほぼリアルタイムで通信衛星から配信され、受信機さえ備えれば全国のどこにいても連続でデータを収録できる。従って、収録側で時間区間重合のソフトさえ開発すれば、簡単に ACROSS 用の受振装置として使うことができる可能性を持っていることがわかる。

このシステムが ACROSS の受振装置として適当かどうかを評価する。LT8500 データ変換装置は衛星テレメータ装置の一部として設計され、24 ビット  $\Delta \Sigma$  型 AD 変換器と GPS 時刻に同期したAD変換が特長である。このようなシステムで性能を左右するのはセンサーからの入力をデジタルに変換する部分までである。

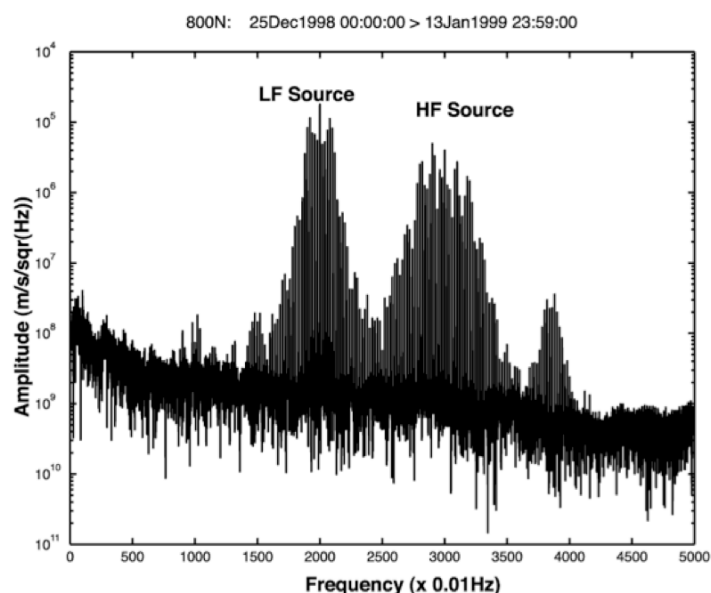


図2-10 淡路島に設置したアクロスの震源の信号を深さ700mに設置したボアホール地震計で取得し、テレメータ装置を介して記録したもの。

まず入力のアナログアンプで最も大事なものは温度特性であるが、アンプ倍率の温度特性は用いられている抵抗の特性に依存する。メーカーによる公称は 10PPM/度ということなので、かなり優れた数値である。このシステムはデータ変換部に  $\Delta \Sigma$  型の AD 変換器を用いている。この点でアンチエイリアスフィルター特性の時間変動を最小にしている点も ACROSS の受振装置としては好ましい。このシステムで優れている点は、 $\Delta \Sigma$  型 AD 変換器のマスタークロックを GPS 刻時に同期させている点である。同期は 1 秒ごとにチェックされ、最大 10 マイクロ秒以内のずれに押さえられているという。これだけの仕様を見れば ACROSS の受振装置としてはかなりの性能を持っていると評価できる。以下に、実際に記録を取った結果を示す。

淡路島の野島断層近傍に設置した ACROSS 震源による信号を、すぐそばに設置されたボアホール地震計とそのデータを転送している衛星テレメータ装置を用いて記録した。淡路島では断層解剖計画によって野島断層近傍に ACROSS 震源装置やボアホール観測設備が設置されている。ここで 1998 年 12 月から 1999 年 1 月にかけて ACROSS 震源装置を約 1 ヶ月間連続で運転をした。このときの信号は衛星テレメータを介して名古屋大学で受信され、周期 100 秒で 1 時間ずつスタッキングをした。それらをすべて足しあわせることによって SN 比の良い信号記録が得られ、システムの特徴が明らかになる。図 2-10 に示したのは 1998 年 12 月 25 日から 1999 年 1 月 13 日までの信号をすべて足しあわせたものである。実際の実験は 12 月 14 日から始まっているが、収録開始が手間取り衛星テレメータによる収録は上記の期間のみ記録されている。震源装置は 2 台を同時に運転し、

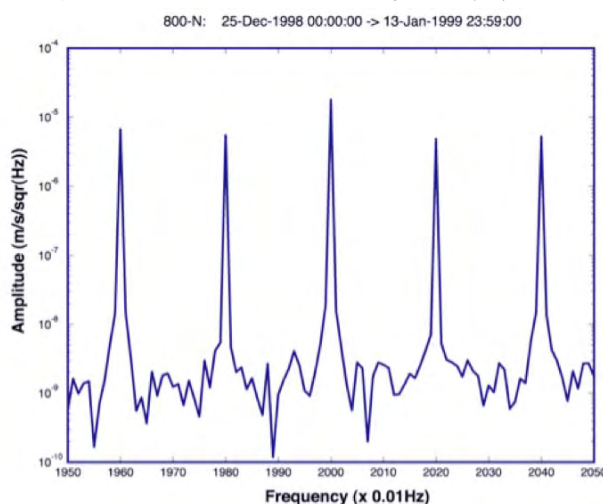


図 2-1 1 図 2-1 0 の一部を拡大したものの、スペクトルピーク地の 1/1000 程度の 'すそ野' が見られる。

それぞれを  $20 \pm 1 \text{ Hz}$  と  $30 \pm 2.5 \text{ Hz}$  で FM 変調した。図ではそれぞれの振動装置に対応するピーク群が見られる。40Hz 付近に見られるスペクトルピーク群は高調波歪によるものである。約 20 日間のスタッキングの効果で 80dB に近い SN 比が得られている。これらの信号のうち最も SN 比の良い 20Hz 周辺を拡大したのが図 2-11 である。拡大するとスペクトルに、わずかではあるが「すそ野」があることがわかる。すそ野の高さは信号のピークの約  $1/1000$  となっている。これを AD 変換器のマスタークロックのずれによるものと考え、スタッキング間隔が 100 秒なので周波数のずれは  $10^{-5} \text{ Hz}$  となる。注目している周波数が 20Hz であるから、マスタークロックと GPS との刻時速度のずれは  $10^{-6}$  程度と考えられる。これらのすそ野の信号のパワーは本来は中心のピークのパワーから漏れだしたものである。振幅にして  $10^{-3}$  程度の漏れであるから、パワーでは  $10^{-6}$  の漏れになる。このとき中央のピークに振幅の変動も  $10^{-6}$  のオーダーとなり、いずれにせよ、現状では十分な性能を持っていると見なすことができる。

## 2-5. まとめ

精密制御定常信号システム (ACROSS) で用いる記録装置として、時間区間蓄積型記録装置が有効である。この装置の要件としては (1) AD 変換が GPS 刻時に同期していること、(2) 環境変動に対して特性が安定していること、(3) 線形性が優れていること、である。このような性能を持った時間区間蓄積型記録装置を実現するための技術的問題点があり、それに伴う誤差要因を評価した。現実的に問題となる (1) AD 変換のマスタークロックの誤差、(2) 欠測、(3) 同期の揺らぎ、(4) アンチエイリアスフィルター、(5) ダイナミックレンジ設定、について影響評価をし、対策を示した。その結果  $10^{-4}$  の精度は現在の技術で十分に達成できることがわかった。また既存のテレメータシステムのうち国立大学の微小地震観測ネットワークに用いられている衛星テレメータ装置が ACROSS の受信装置として用いることができるかどうかを調べた。その結果、現状の ACROSS の受信装置としては十分に実用的であることがわかった。

## この章に関する文献

- 森田裕一・浜口博之 (1996) 火山帯構造探査のための高精度小型データロガーの開発. 火山, 41, 127-139.
- Nur, A. (1972) Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times, Bull. Seismol. Soc. Am., 62, 1217-1222.

- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., (1974) Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 79, 5412-5426.
- Riesenberg, P. and Aki, K. (1974) A precise, continuous measurements of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, 79, 399-406.
- Schmeling, H., (1985) Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 41, 34-57.
- Sholtz, C. H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P. (1973) Earthquake prediction: A physical basis, *Science*, 181, 803-810.
- 佐野修・柳谷俊(1998) 地殻の精密連続観測から何がわかるか. 月刊地球、20、172-176.
- Yukutake, H., Nakajima, T. and Doi, K. (1988) In situ measurements of elastic wave velocity in a mine, and the effects of water and stress on their variation. *Tectonophys.*, 149, 165-175.
- Wu, T. T. (1966) The effect of inclusion shape on the elastic moduli of a two-phase material. *Int. J. Solid. Struct.*, 2, 1-8.

### 3. 震源の移設と設置

#### 3-1. 岐阜県各務原の震源装置

三河観測所に移設する震源装置は、もともとは岐阜県各務原に設置されていた。この震源装置は、4台の震源を組み合わせる、同期して運転することによって、水平面内における任意の方向への直線加振を実現するものであった。

わかりやすく説明すると、1台の震源では回転加振となるが、回転加振は位相が90度ずれた、直行方向の2つの直線加振のベクトル和として表現できる。2台を組み合わせると互いに逆方向に回転させると一つの方向の直線加振ベクトルが相殺されるかわりに、それと直交方向の直線加振が足しあわされて残る。

このようにして2台の震源を組み合わせることによって直線加振を作り出すことができる。多くの回転型の震源はこのような方式で直線加振を生み出している。また2台の回転型震源の位相差を変化させることにより、水平面内で任意の方向の直線加振を生み出すことが可能となる。

ところが震源装置が2台の場合は、トルク型の加振力が発生してしまう。トルク型の加振力を作り出さないためには、あと2台の震源を組み合わせ、逆方向に回転させることによってトルクを打ち消すことができる。

図3-1は、各務原に設置されていた震源装置の写真と、その震源を制御するためのPCである。震源装置は、回転型の震源を4台組み合わせてあることがわかる。

図3-2は、4台の震源によって直線加振を生成する模式図である。4つの円が回転型震源装置を表し、円の中の小さな円が回転震源内部における、ある時刻のおもりの位置を表している。4台の震源装置は1回転毎にロータが図のおもりの位置になるように制御され、同一の周波数で回転している。左側の組み合わせで回転させると、図の上下方向の直線加振力を発生させる。右側の組み合わせで回転させると、図の左右方向の直線加振力を発生させる。

ただし、その後國友によって、一定時間毎に逆回転をさせる方法を導入することにより、あとの信号処理で直線加振力と等価な力を合成することが可能となり、この加振方式の役割は終わった。そのため、それぞれの震源を独立に制御し、震源のフェイズドアレイとして使用することとした。

た





図 3-1 各務原に設置されていたときの震源装置と制御用 P C の写真

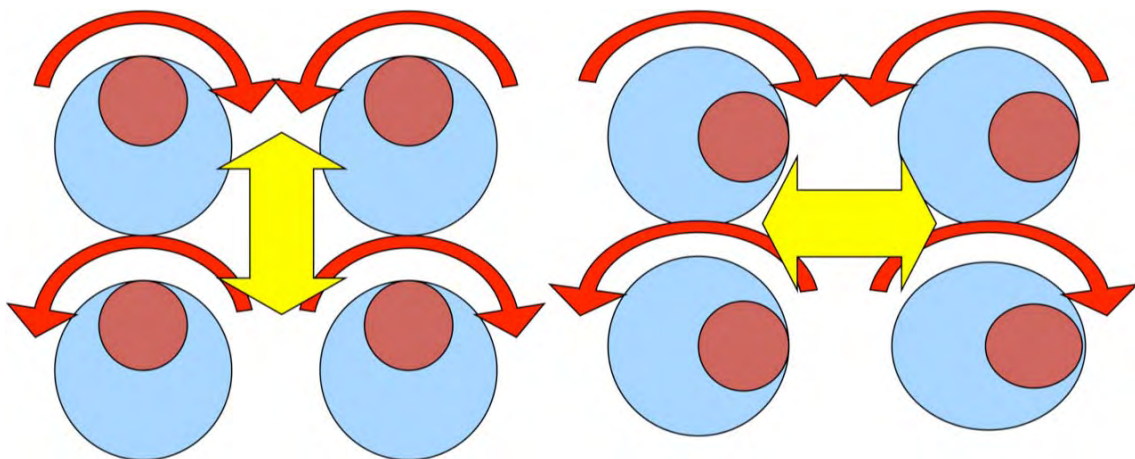


図 3-2 4 台の震源によって直線加振を作り出す方法に関する模式図。

### 3-2. 移設スケジュール

岐阜県各務原市から愛知県豊橋市の名古屋大学三河観測所への移転は以下のスケジュールで実施した。準備期間もあるため、本研究課題機関開始以前の作業も含んでいる。

- 1) 候補地選定 (2003.10 -)
- 2) 三河観測所現地調査 (2005.04.14)
- 3) 地盤調査 (2005.08.02)
- 4) 各務原アクロス撤収工事 (2005.12 - 06.03)
- 5) アクロス震源装置搬入 (2005.12.21)
- 6) カプラー鋼棒搬入と制御盤の設置(2006.03.07)
- 7) 油潤滑・冷却装置搬入 (2006.03.14)
- 8) 道路施工許可申請 (2006.04.28)
- 9) 土木工事 (門・排水溝・震源基礎) (2006.07.13-08.02)
- 10) 掘削後地盤検討 (2006.08.04)
- 11) 底面コンクリート打ち・鋼棒設置(2006.08 - 09.10)
- 12) コンクリート打ち・震源設置 (2006.09.20)
- 13) 電気系統設置、調整 (2006.12.21)
- 14) 制御システムの設置、調整 (07.02-03)

### 3-3. 三河観測所と設置場所

種類の制約もあり、今回は名古屋大学の三河観測所敷地内にアクロス震源装置を設置した(図2)。図2における右上図は敷地の概略図と震源装置の設置点である。観測所の敷地は県道に面しており、また人家からは十分に離れた場所にあるため、震動による周辺住民への迷惑の可能性はほとんど無い。敷地のサイズは幅が約40m、奥行きが15mほどである。この観測所はもともとの傾斜地を切り盛りして造成してあり、図中の波線よりも外側は谷を埋めた場所である。そのため、震源は山側の2カ所(図の□)に設置することに決定した。写真は漢族序の建物全景および震源の設置予定箇所である。

図3は、最終的に設置した様子である。震源装置を駆動するための制御盤は観測所の建物の駐車スペースに設置することにし、震源装置まで配線をするこゝとした。震源装置は雨ざらしにすることはできないため、とりあえず自動車の簡易車庫用のホコで覆うことにした。頼りないようであるが、利点が少なくとも2つある。一つは、熱がこもりにくいこと。アクロス震源はベアリングの摩擦によつ

て発熱するため建物に熱がこもりやすい。しかし簡易車庫の覆いは薄いので熱が逃げやすい。もう一つは、震動である。通常の建屋は共振して大きな音を発生する。アクロス震源は、基本的に正弦波を発生するため、共振しやすい。簡易車庫は共振しても音を発生しにくく、周囲への影響も少ない。ただし、この簡易車庫は暫定的な措置であり、今後はもう少ししっかりした構造物に変更する予定である。

### 三河地殻変動観測所



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
 Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図 3-3 : 名古屋大学三河観測所アクロス震源設置予定地点

## 三河地殻変動観測所



図3-4：震源装置設置後の写真

### 3-4. 敷地の地盤構造調査

震源から放射される地震波は、震源付近の地盤構造によって左右される。したがって、設置前に観測所の敷地の地盤構造を知るために、観測所敷地内の歪み計ポアホールの検層記録の調査、および表面波探査を実施した。図3-4は表面波探査の測線である。敷地のうちもともと岩盤であった場所における測線 (Line1) および盛土部分を含む測線 (Line2) において、測定をした。図中の大きな口は観測所の建物、小さな口は歪み計計測装置を収納してある小屋である。

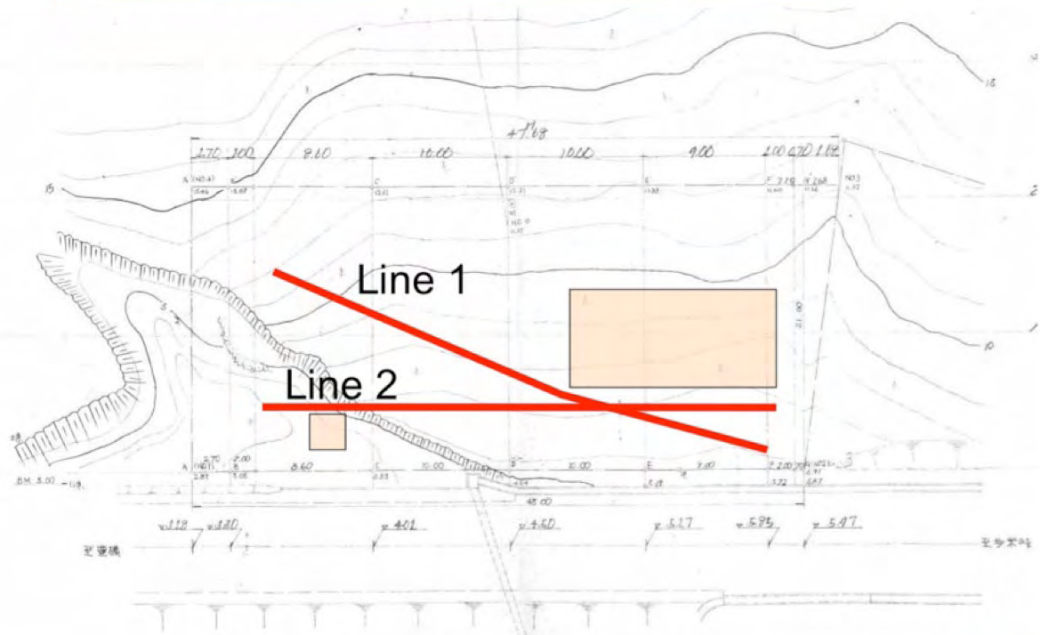
表面波探査は、市販の探鉱機 (応用地質製) を用い、震源の信号は板たたき法で発生させた。

図3-5は探査の様子である。探査は、名古屋大学の教職員・大学院生の他、静岡大学などの協力で実施した。

両測線における計測結果を解析したのが図3-6および図3-7である。ともに

表層付近の比較的S波速度の遅い層があることがわかる。さらに山側のS波速度に比べて道路側のS波速度が遅い様子も明らかになっており(測線1)、原地形との関連が明確に現れている。観測所の敷地は山の斜面を削って造成されており、元々の地形で地表から離れた領域のS波速度が早くなっており、原地形から推測される定性的な速度分布と矛盾のない結果が得られている。一方測線2は、もとの谷を埋め立てて造成した敷地であるため、埋め立てた場所の速度が小さいことが予測される。測線2の結果を見ると、まさに埋め立てた場所におけるS波速度が小さくなっていることがわかる。また2つの測線は1カ所で交差しているが、交差している付近のS波速度は、両方の解析で同一の速度構造となっており、矛盾のない結果が得られている。

## 弾性波探査(測線)




Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-4：観測所敷地における地下構造探査側線。

## 弾性波探査(写真)



参加者：藤井、渡辺、柏木、  
相馬、黄(静大)、加藤(千種  
高)

弾性波探査の機材は福和  
研、解析ソフトは林氏(応用  
地質)、地質情報は産総研  
にお世話になりました。ここ  
に記して感謝します。


Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-5：弾性波探査の様子。敷地内、および敷地と道路を挟んだ反対側の農道沿いで探査を行った。

### S波速度構造(測線1)

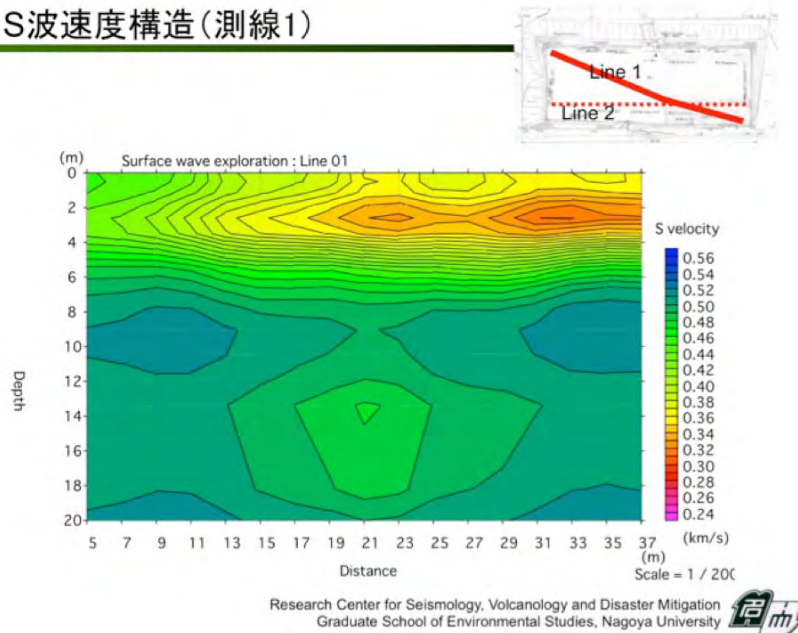


図3-6：測線1における表面波探査の解析結果。深さ4-6メートル付近で速度が急増している様子がわかる。また道路側の表層付近の速度が低いこともわかる。

### S波速度構造(測線2)

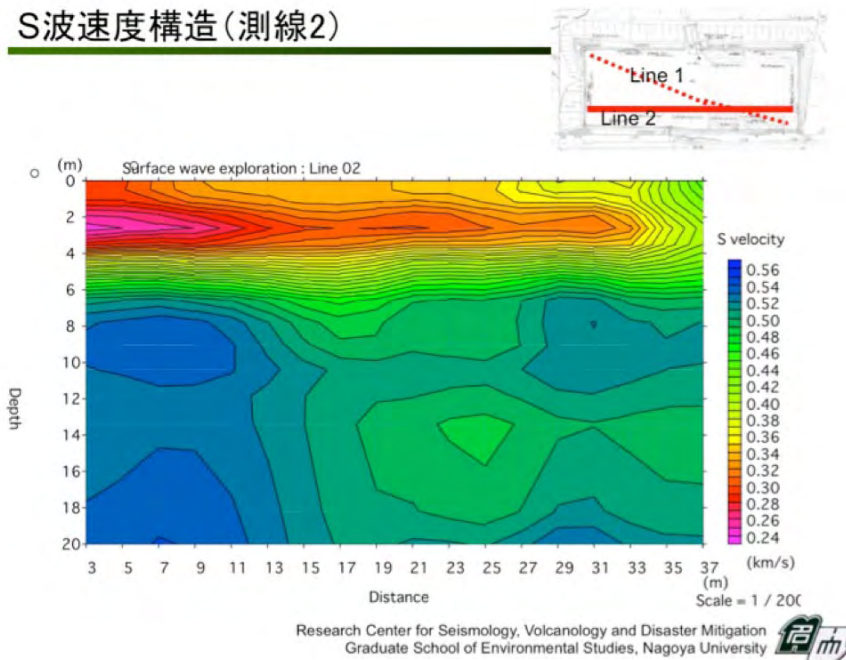


図3-7：測線2における表面波探査の解析結果。敷地図の左側にある、谷を埋め立てた場所が表面波探査の結果に、極端な低速度域として表れている。

### 3-5. 移設作業

名古屋大学三河観測所へのアクロス震源装置は、岐阜県各務原に設置されていた震源装置を移設した。各務原に設置されていたアクロス震源装置は土岐や淡路島に設置されていた装置とは異なり、同一の震源装置4台の組みからなるものである。それぞれの震源は2.5 Hzにおいて最大10トンの力を発生させることのできるものである。この震源は回転方向の組み合わせによって、様々な方向の直線加振を発生させることのできる装置であった。しかし、その後の技術開発によって単一の回転震源を用いても、1時間毎の回転方向の反転技術の適応および解析処理によって、見かけ上あらゆる水平方向の直線加振を発生させることができる技術が出来上がった。そのため、各震源独立の震源として再利用することとなった。

図3-8は、各務原に設置されていた震源装置である。上部の黒い部分がモーターで、下部に偏心おもりが格納されている。なお、この装置は偏心したおもりが上下2段構造となっており、相互の角度を調整することによって偏心量を変更することが可能となっている。



図3-8：各務原に設置されていた震源。4台を1組として震動を発生させていた。



## アクロス移設工事 (06.03)




Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図 3-9 : 三河観測所へ搬入された震源とその関連装置。

図 3-9 は、三河観測所への震源装置搬入の様子である。上段の写真は搬入作業の様子。左下の写真はアクロスを地盤に固定するための鉄骨の骨組み、中下は震源を制御するための制御盤を車庫スペース内に収容したところ、右下は潤滑油を冷却するための冷却装置である。この震源装置は、他の震源装置と異なり、水循環による冷却を行っておらず、潤滑油を直接冷却することによって本体を冷却している。

図 3-10 は、震源装置設置のために地盤を掘削した様子である。深さ 2 m、幅および奥行き約 4 m 程度の穴を掘削した。掘削した場所は、もともとの山の斜面を削った場所であり、地質は美濃帯の堆積岩であるが、表層付近であるためかなり風化が進み、粘土質となっている。

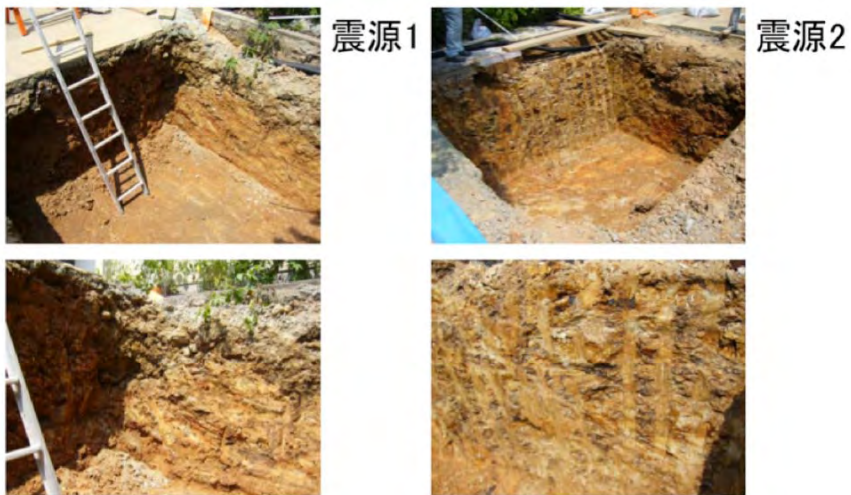
図 3-11 は、図 3-10 で掘った穴にセメントを打って平らにし、その上に震源を仮固定するまでの様子である。写真左上は穴にセメントを流し込んで平らにした状態である。その上に、鉄骨のフレームを水平に設置する。その際に地盤とフレームとの間に流し込んだセメントの強度を増すためにフレームと穴の壁の間

に鉄筋を配筋する。鉄筋は周辺地盤にも打ち込み周辺地盤との結合を良くする(右上・左下の写真)。最終的には震源装置の周辺もセメントで固めるわけであるが、震源装置の固定は鉄の「くさび」を用いる。そのためセメントを流し込む前にくさびを組んだ形で本体を仮固定しておく(写真右下)。

図3-12は、セメントを流し込んで基礎を作っている様子である。セメントには「タフグリップ(商品名)」という鉄の針(写真上中)を混ぜて流し込む。コンクリートは圧縮強度は大きいですが引っ張り強度が小さいという欠点がある。その欠点を補うために引っ張り強度の大きい鉄でできたタフグリップを混ぜて、全体としての引っ張り強度を大きくしている。

図3-13および3-14は、セメントを流し込んで完成した基礎である。ここに震源、潤滑油循環・冷却装置を設置した後に簡易車庫を設置し雨よけとした(図3-15)。図3-16は震源の制御系である。パルスジェネレータ、GPS時計、PCによって震源を制御している。

### 掘削場所の検討 (06.08.02)



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-10：震源設置のために地盤を掘削した様子。

### 震源設置工事 (06.08 - 09)



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-11：設置工事途中の写真。基礎のセメント打ちから震源の仮固定まで。

### 震源設置工事 (06.09.20)



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-1 2 : 基礎にセメントを流し込んでいる様子。



### 震源装置土台完成(06.09.20) No1震源



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-1 3 No 1震源の基礎が完成した様子。



## 震源装置土台完成(06.09.20) No2震源



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University



図3-14 No2震源の基礎が完成した様子。



## 震源装置(設置後)



Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University



図3-15. 潤滑油の冷却循環装置を設置した後、簡易車庫で覆ったところ。




Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation  
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University 

図3-16. 震源制御系。右写真は震源を制御するためのPC、GPS時計、およびパルス発生装置。左上の矢印はGPSアンテナ。左下は、車庫の中に設置した制御盤。

### 3-6. 試運転

震源が設置された後に、試運転を行った。試運転は三河観測所の横坑の奥に設置された広帯域地震計、および周辺のHi-net 観測点の信号を用い、どの程度の信号強度を得られるかを調べた。

試運転は3回にわたり、震源の回転パラメータを変えながら実施した。実施日とパラメータは以下の通り。

試運転	震源	運転開始日時	中心周波数 (Hz)	変調周波数幅 (Hz)	変調方式	変調周期	運転終了日時
第1回	No. 2	2007/2/18 18:00	15.015	5	三角波 15:1	50	2007/3/2 10:00
第2回	No. 1	2007/3/3 18:00	7.015	5	三角波 3:1	50	2007/3/8 9:00
	No. 2						
第3回	No. 1	2007/3/8 18:00	10.0075	2	三角波 3:1	50	2007/5/16
	No. 2		10.0150	2			

震源は、FM変調により運転している。アクロスの震源は回転型の震源であるが、回転数を連続的に変化させ、かつその変化を一定時間毎に正確に繰り返すことにより、周波数軸上で一定間隔でとびとびにならんだ複数の正弦波を発生させるところに特徴がある。表のパラメータのうち、中心周波数、変調周波数、変調方式、変調周期はFM変調のパラメータを表している。ただし、FM変調といっても、発生力が回転数の2乗に比例しているため、振幅も同時に変化する。

表のうち、中心周波数とはFM変調の平均の周波数である。変調周波数幅とは変調する周波数の幅を片側の振幅で表したものである。実際に発信する周波数の幅をプラスマイナスで示してある。変調方式とは周波数を増加させるのにかかる時間と減少させるのにかかる時間幅の比率である。この比率により大きくすると発生する信号の振幅特性が周波数に寄らず一定に近くなる。しかし、その分だけ加速あるいは減速の割合が大きくなるため、モータの追従が悪くなる。したがってこの数値は実際に運転をしながら、ある程度経験的に決めることになる。変調周期は、FM変調を繰り返す時間間隔である。実際に発生する周波数成分の間隔は、この変調周期の逆数となる。またその周波数は、中心周波数をずらすことにより周波数間隔を変化させないで全体をずらすことが可能である。そのため、2台の震源を同じ周波数帯域で運転しながらも、信号を分離できるというのがこの方法の利点である。

図3-17には、第1回試運転による、三河観測所の地震計の記録を示した。三

河観測所には地震計が設置されている。横坑の最も奥にSTS 2型の広帯域地震計が設置されている。地震観測上の問題は、アクロス震源が地震計信号に重畳して観測に影響を与えることであった。アクロス震源による信号は周波数領域上でとびとびの成分にしか現れないため、元々の信号に余り影響を与えないでアクロスの信号を除去することはわかっている。しかしながら、ローパスフィルターによって除去できればプロセスも簡単である。図3-17はローパスフィルターを用いた結果を表している。アクロスの信号は周波数帯が限られているため、ローパスフィルターにより長周期側への影響は事実上無視できることがわかる。

図3-18, 3-19には観測所周辺のHi-net観測点における信号受信強度を示した。赤はアクロス信号を含む周波数成分、青は信号を含まない周波数成分である。従って青はその場所でのノイズレベルを表している。3-19は約2ヶ月のスタッキングによる強度である。13.1km離れた観測点においても信号を確認できる。この信号はフェイズドアレイによる効果を用いていないものであり、フェイズドアレイ効果を利用すれば最大2倍のSN比改善効果がある。



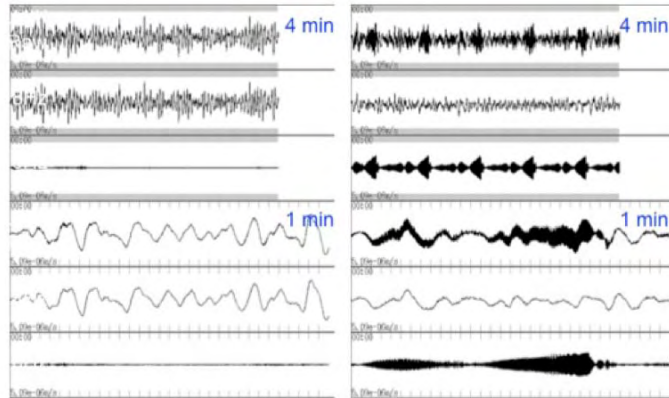


図3-17 第1回試運転の記録。地殻変動観測壕の奥で、震源から約150メートル離れた場所に設置された場所に設置した広帯域地震計(S T S-2)に記録された、アクロス震源の信号。右はフィルターをかけていない波形で、アクロスの信号が記録されている。左はローパスフィルタをかけた波形。ローパスフィルタによりアクロスの信号帯域除くだけで、長周期側の信号を問題なく利用できることを示した。

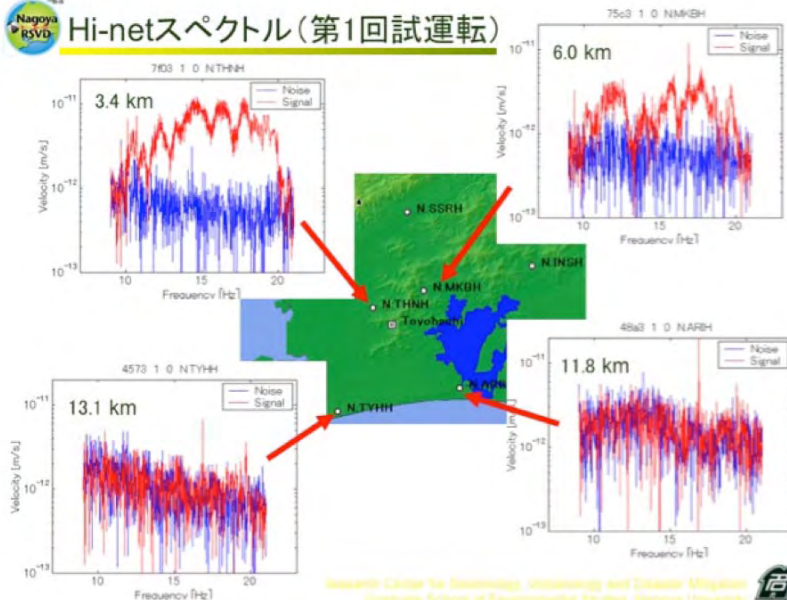


図3-18 第1回試運転の信号を周辺のHi-net観測点で取得したもの。海岸付近の観測点については、Hi-net観測点のノイズレベルが大きい。赤はアクロスの信号、青はノイズレベル。

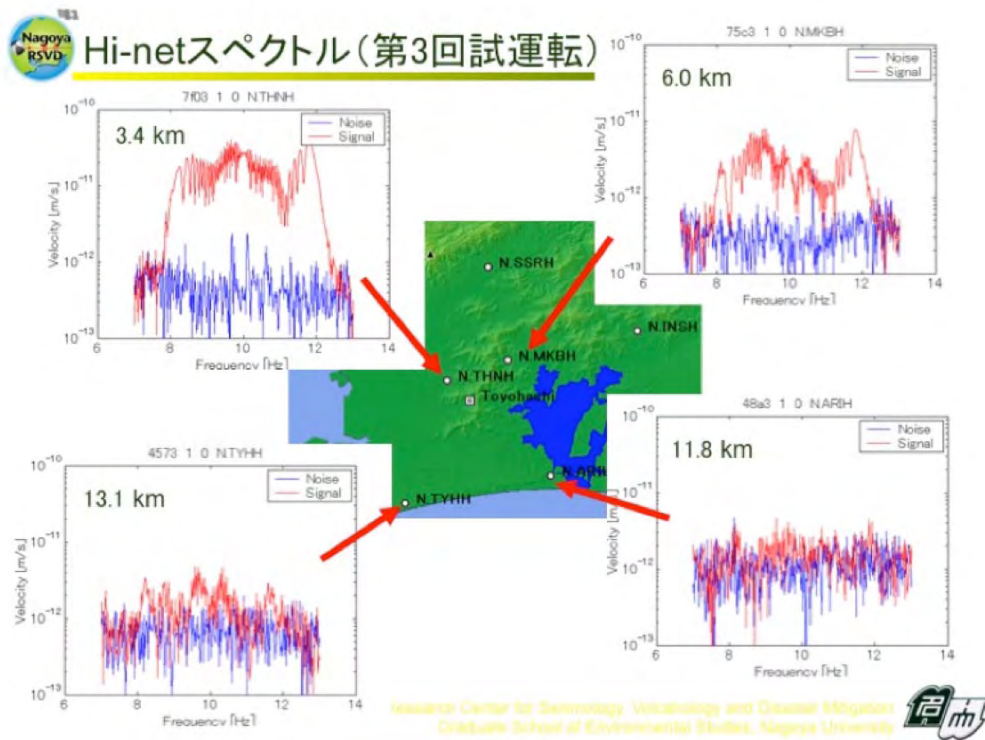


図3-19 第3回試運転による、周辺 Hi-net 観測点における信号強度。赤はアクロス震源による信号を含むスペクトル成分。青は信号を含まないスペクトル成分でノイズレベルとみなすことができる。

## 4. 設置後の技術的問題点について

三河観測所の移設完了した震源装置であるが、実際に試運転を始めるといくつかの予期しない問題点が発生した。本章では、それら技術的問題点についてまとめる。

### 4-1. ACROSS 震源装置の位相制御の不具合

震源装置設置後の試運転で、震源の位相制御に以下の不具合が見つかった。

- 1) 正逆反転時にモータが異常回転する場合がある。
- 2) 位相制御に 1/100 回転程度のふらつきがある。

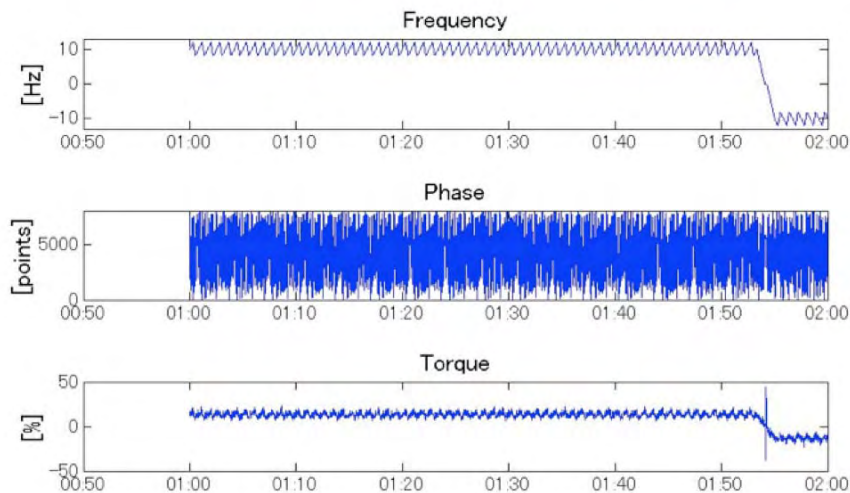


図4-1. 2007年7月2日1時から2時の(上)周波数, (中)位相, (下)トルクの履歴.

#### 1) について

図4-1にある一時間(2007年7月2日1時から2時)のNo.1震源装置の周波数の履歴, 位相, トルクの履歴を示す. 1時54分11秒で運転方向を逆転させた際, トルク波形に大きな異常な値が生じている. 1時54分11秒の前後60秒間を拡大したものを図4-2に示す.

周波数, 位相, トルクは1秒ごとのサンプリングであるが, この際のモータの動きを実際に観察すると, 止まっている状態から突然数度から数十度回転し, 振り子のように減衰振動が数秒続く. メカニズムは恐らくモータに正逆反転スイッチングに伴うノイズが入って強制回転が生じ, 制御側がこの変位を検出して正常な位置に戻そうとするフィードバック作用による運動と思われる. スイッチング

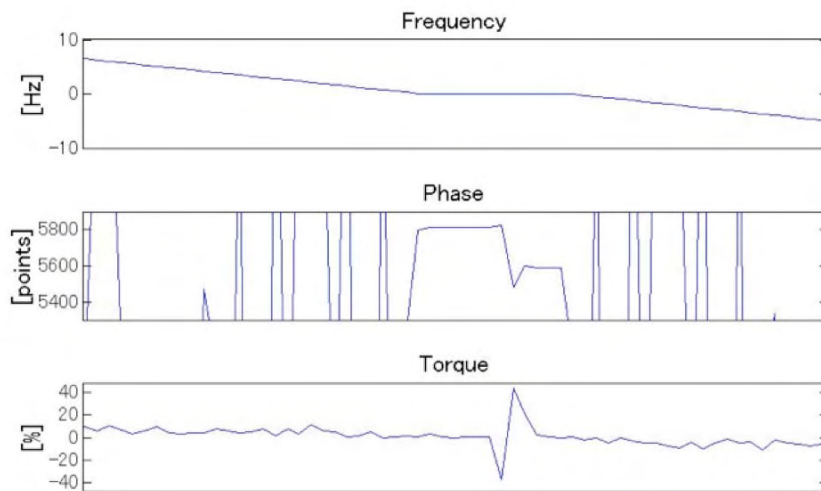


図4-2. 図4-1の1時54分11秒付近60秒間を拡大した記録. 上から周波数, 位相, トルク. 位相には10秒からの4秒間で約100のステップが見られる. 図中の↑は54分11秒を示す

のノイズがモータに入力されないような対処が必要である.

ちなみに回転方向の反転は2時間おきの54分11秒に行われているが, この時のトルクの値を観測中全ての機会についてプロットしたものが図3である. ドットがトルクの値であり, 特にNo.1震源ではかなりの高頻度でゼロからはずれて大きな値をとっている. 図中の赤と緑はそれぞれ正回転から逆回転に切り替えた場合, 逆回転から正回転に切り替えた場合を表しており, どちらもゼロを中心に偏りなく存在していることから震源の反転方向と震源の異常回転の間に相関関係は無いように見える.

更に, この症状はNo.1, No.2震源で同期せず独立に起こっている. またNo.1でより高頻度に起こっている.

## 2) について

指定したモータ位相に対し, 常に $\pm 30\text{pt}$  (一周で $8000\text{pt}$ ) 程度ばらついている. PD制御のパラメータ設定の問題であろうか? 理想は $\pm 4\text{pt}$  ( $1/1000$  回転) 程度に納めたい.

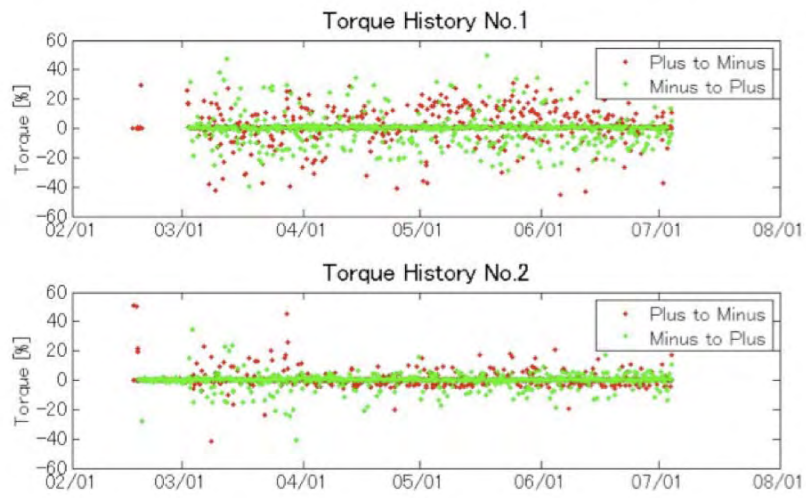


図4-3. 震源回転方向反転時のトルク値. 3月初めから6月末までの約4ヶ月間の記録. 上からNo.1, No.2震源装置.

## 4-2. 豊橋 ACROSS 震源装置のベアリング破損診断結果

4ヶ月間の連続運転の後、大量の鉄粉が出た No.1 ACROSS 震源装置について、加速度計による振動計測によりベアリングの損傷具合を診断した。

### 4-2-1. 損傷箇所と振動による診断の指針

ベアリングは外輪，内輪，それらに挟まれるコロ，コロを保持するスペーサーからなっており，それらの損傷による衝撃の発生回数は以下のような規則性を持っていることが期待される．コロの直径  $d$ ，外輪の直径  $D$ ，軸の回転速度（周波数） $F$ ，円周上のコロの個数  $n$  として，仮に内輪の一部に損傷が生じている場合には一秒あたりにコロが損傷部を通過する回数  $N_I$  は

$$N_I = \frac{nFD}{2(D-d)} \quad [\text{Hz}] \quad (1)$$

また外輪の一部に損傷が生じている場合にはコロの損傷部上の通過回数  $N_O$  は

$$N_O = \frac{nF}{2} \left(1 - \frac{d}{D-d}\right) \quad [\text{Hz}] \quad (2)$$

さらに特定のコロの一部が損傷を生じている場合は，その部分が外輪，内輪，スペーサーのいずれか同じ場所に繰り返し当たる回数  $N_R$  は

$$N_R = \frac{FD}{2d} \left(1 - \frac{d}{D-d}\right) \quad [\text{Hz}] \quad (3)$$

である．これらの一秒あたりの損傷部の接触回数は損傷部が平滑でないことによる衝撃としてあらわれる．軸の回転に伴う振動を観察すればこれらを分析できるはずである．豊橋 ACROSS 装置のローラーベアリングは  $D=299$ ， $d=34$ ， $n=19$  であるので，5, 10, 15Hz で内輪を回転させたときのベアリング損傷に起因する衝撃の発生回数は表 4-1 のように予測される．これらの周波数に注目してスペクトルを観察する．

表 4-1.

回 転 周 波 数 損 傷 箇 所	5Hz	10Hz	15Hz
内輪上の損傷の場合	53.594	107.19	160.78
外輪上の損傷の場合	41.406	82.811	124.22
コロの損傷の場合	19.165	38.329	57.494

#### 4-2-2. 計測

国友さん持参の圧電型加速度計 (58mV/[m/s<sup>2</sup>]) を震源のケーシング最下部に設置し, No. 1 震源装置については 5, 10, 15Hz 運転, No. 2 震源装置については 10Hz 運転で計測を行った. サンプルングは 5kHz から 10kHz, データ長は 10 から 50 秒長で行った (表 4-2).

表 4-2. 加速度計記録のファイル名とサンプルング周波数, そのときの震源の運転周波数.

回 転 周 波 数 サ ン プ ル イ ン グ	5 Hz		10 Hz		15 Hz	
	No.1	No.2	No.1	No.2	No.1	No.2
20 kHz	3,4,5		10,11,12, 13	25,26,27, 28,33,34, 35,36,37, 38,39,40 41,42	17,18,19, 20	50,51,52, 53,54
100 kHz	0,1,2		6,7,8,9	21,22,23, 24,29,30, 31,32	14,15,16	43,44,45, 46,47,48, 49

No.1 震源装置を 5Hz, 10Hz, 15Hz で回転させた際の記録 (3,10,17) を図 4-4 に示す. 同様に No.2 震源の記録(25,50)を図 4-5 に示す.

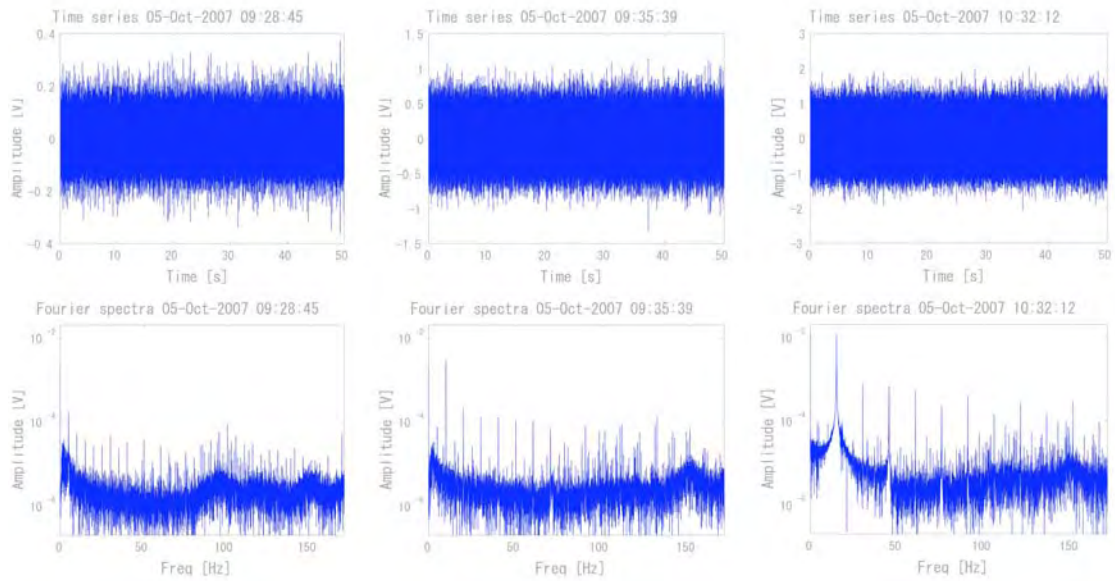


図4-4. No.1 震源装置の加速度計記録. 上段が時系列, 下段が振幅スペクトル. 20kHz サンプリング, 50s 長. 左から順に 5,10,15Hz で震源を運転した際の記録.

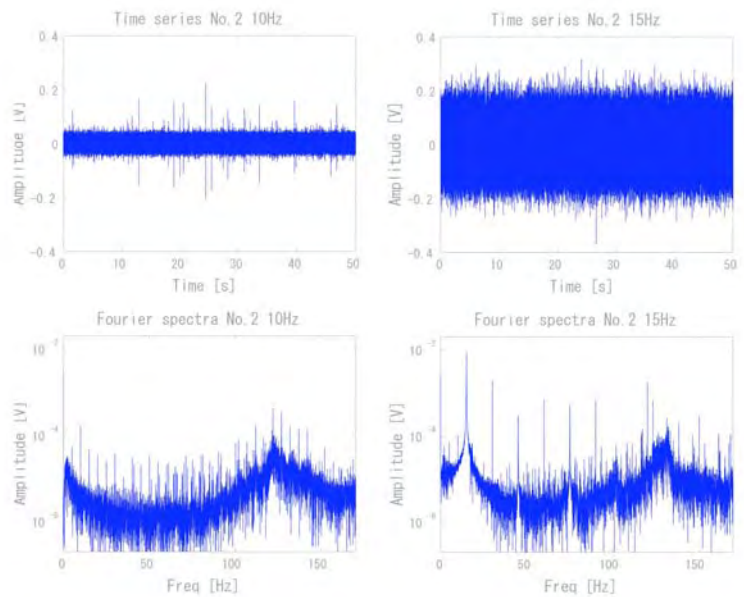


図4-5. No.2 震源装置の加速度計記録. 上段が時系列, 下段が振幅スペクトル. 20kHz サンプリング, 50s 長. 左が 10Hz, 右が 15Hz で震源を運転した際の記録. 5Hz で運転した記録が無いので図1 との比較のために左端はblankにした.

これらの記録で顕著なのは、震源の回転周波数とその高調波のラインスペクトルである。両者を比較すると No.1 震源に対して時系列信号の振幅が一桁小さい。図の 160Hz までの帯域では No.2 の方がむしろ大きい。両震源を 10Hz で運転した際の 10kHz までのスペクトルを示した図4-6 を見ると No.1 のみで 2kHz から 8kHz のホワイトな振幅スペクトルが顕著に



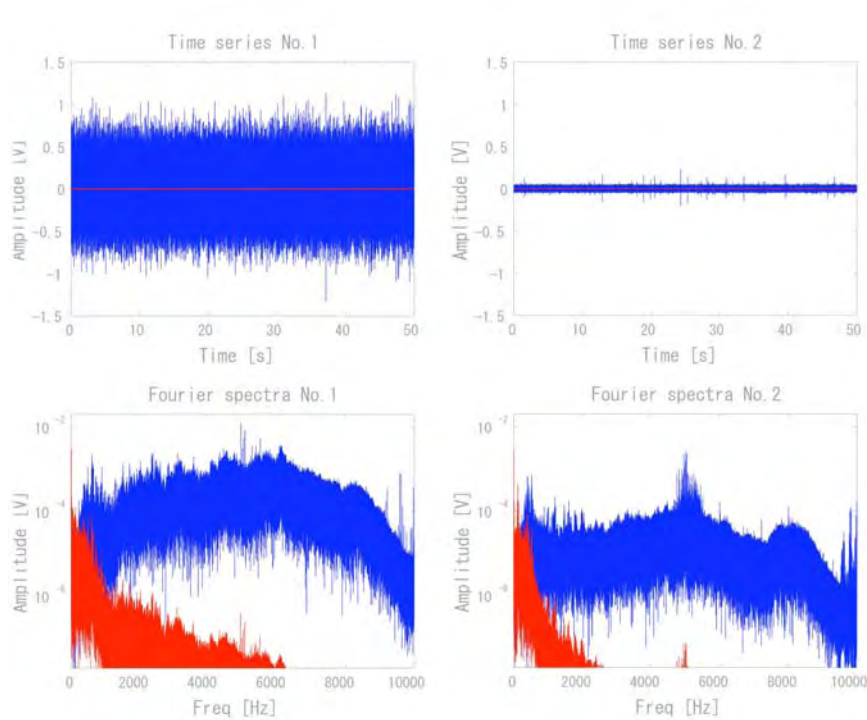


図4-6. No.1 震源 (左), No.2 震源 (右) を 10Hz で運転した際の時系列記録 (上) と振幅スペクトル (下). 各図で青が生データ, 赤は 200Hz で 3 次のバターワースフィルタをかけたもの.

大きい. このことはベアリングなどの接触表面の不具合を現している可能性がある. ベアリングの欠損の場合は衝撃の発生周波数を見ることが重要なので更に時系列のエンベロープをとった. そのスペクトルを No.1 を図 4-7, No.2 を図 4-8 に示す. 図 4-7 で顕著なのは, 上段の時系列でそれぞれ運転周波数でのエンベロープの変動が主要な要素である点である. 正常な回転であればエンベロープには運転周波数は現われないはずである. この点図 4-8 の運転周波数と一致した変動は図 4-7 ほどには目立たない.

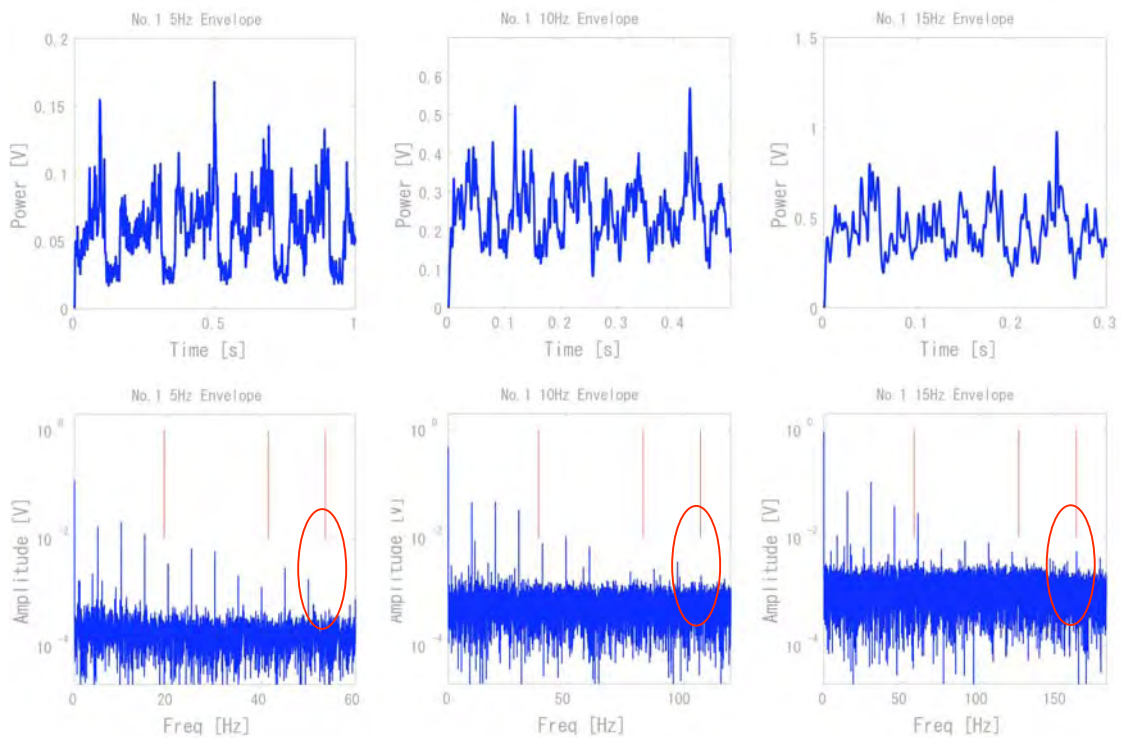


図4-7. 図1のNo.1震源装置の記録のエンベロープをとり、200Hzのローパスフィルタをかけたもの。上段が時系列、下段が振幅スペクトル。左から5Hz、10Hz、15Hzで震源を運転した際の記録。

No.1震源では回転周期に同期したなんらかの衝撃なり擦れなりがNo.2より大きいことが示唆される（ベアリング部ではなく、シャフト、錘、蓋など）。次にスペクトルであるが、各図下段の赤線で示した部分がベアリングの欠損によるスペクトルピークとして予測される。No.1、No.2ともに最も周波数の大きい内輪の損傷によるスペクトルピークに対応する部分（赤楕円）に多少ピークが見られるようである。しかしピークの高さはノイズレベルからさほど突出してはいない。

#### 4-2-3. 考察

加速度スペクトルから判ったことは、特にNo.1で震源の運転周波数に一致した振動の変動があること、内輪の損傷に対応する周波数にピークがあることである。前者は錘を支えている蓋を外して裏面を調べる（接触しているとしたらこの部分とモータの回転軸しかありえない）。後者についてはノイズレベルからさほど突出していないことから致命的なものではないと考えられる。

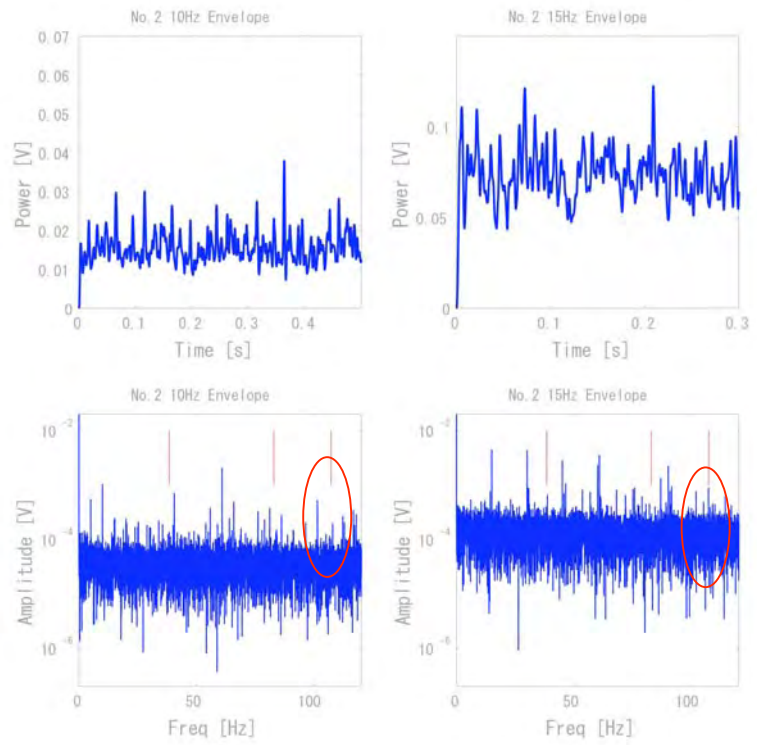


図4-8. 図2のNo.2震源装置の記録に200Hzのローパスフィルタをかけ、エンベロープをとったもの。上段が時系列、下段が振幅スペクトル。左から10Hz、15Hzで震源を運転した際の記録。

### 4-3. 油循環装置振動対策

三河観測所への移設に伴い、油循環装置を新たに設計して製作し、震源装置の隣に設置した。冷却能力は満足すべきものであるが、油循環装置の震動が予想以上に大きく、対策を施す必要がある。

そのため、以下の3項目の震動対策を行うこととした。

- 1) 冷却ファンの別置き
- 2) ファン、油タンク下への防振ゴムの設置
- 3) メータボックス、配管の固定

#### 4-3-1. 冷却ファンの別置き.

No.1, No.2 震源装置北側の利用可能スペースの違いにより、形の異なるアングルを製作する (図4-9)。

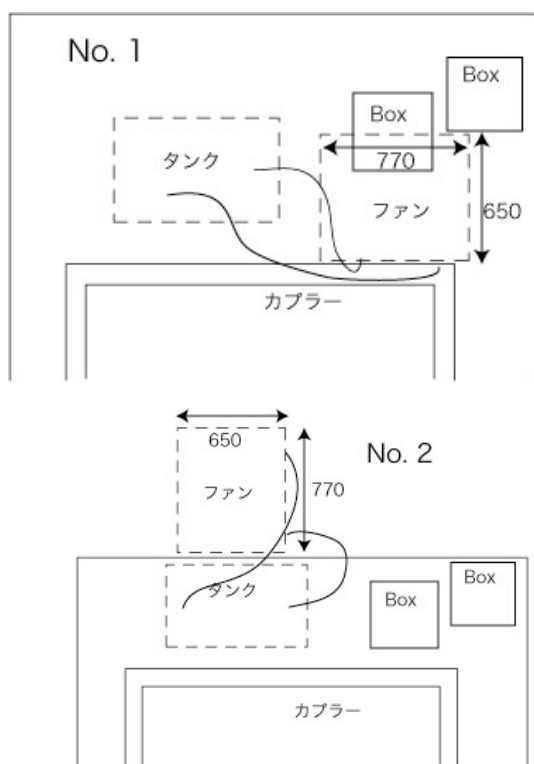


図4-9 No.1(左)はファンをケーブルボックスの上にかかるように、No.2(右)はファンをタンクの裏に設置. No.1 はファン置き用のアングルを若干高くする必要あり.

No.1 はファンをケーブルボックスの上にかかるように置く (図4-10).

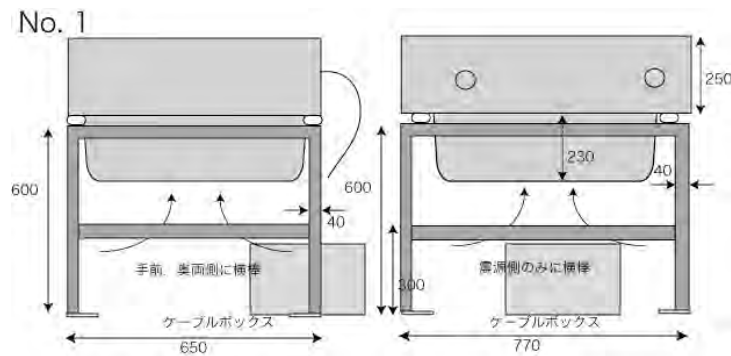


図4-10 No.1のラジエータの設置図. 図4-9のファンの部分を右から見た図と下から見た図. 高さ600mmのアングルをくむ. 下はボルトで固定. ラジエータは防振ゴムで支持. ケーブルボックスが無い3辺のみ横棒(上面が地面から300mm)をわたす

No.2は下にケーブルボックスが無いのでできるだけ低く設置(図4-11). ファンと地面との間が約200mm空くように支持する. No.1, 2ともに下側はアンカーボルトで固定.

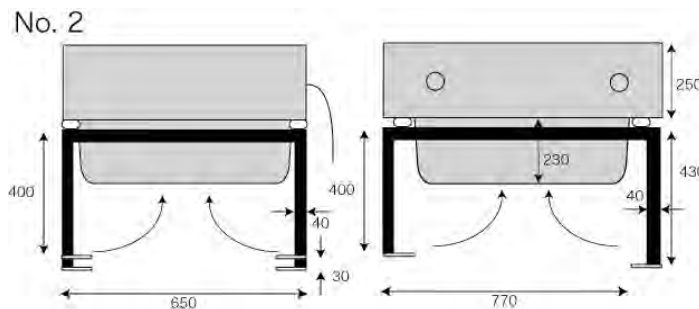


図4-11 No.2のラジエータの設置図. 図4-9のファンの部分を下から見た図と右から見た図. 高さ約400mmのアングルをくむ. 下はボルトで固定. ラジエータは防振ゴムで支持.

冷却ファンを別置きするために, 油循環のためのパイプをゴムチューブに変更する必要がある. 他の配線, パイプなどには原則手をつけずに作業をする.

#### 4-3-2. ファン, タンク下への防振ゴムの設置

タンクは原則現在の位置から動かさない. 油を抜いた状態で少し場所をずらし, アンカーを打って防振ゴムを設置する.

ファン下は, アングルとの接合のため, EAタイプ(上下にボルトが出ているタイプ)の防振ゴムを設置する. ファン用ゴムの弾性定数の算出は以下のように行った.

1) 重さ約 50kg(推定), 周波数 20Hz, 支持点数 4 点, 各点の支持加重; 13kg と見積もる.

2) ゴムを入れた系の固有振動数  $f$  については、 $N/f=4$  くらいに設定する ( $N$  は強制振動数) と震動伝達率 7%程度にできる ( $f$  は小さければ小さい程良い). よって  $f \leq 20/4=5\text{Hz}$  とする. 固有振動数を 5Hz にするための動的バネ定数  $K$  は  $f=1/2\pi \sqrt{K/m}$  なので  $K=(2\pi f)^2 \times m=(6.3 \times 5)^2 \times 13=13 \text{ N/mm}$ , 静的バネ定数=動的バネ定数/1.4 として, 静的バネ定数は  $k_s=9.3 \text{ N/mm}$  となる。

3) 防振ゴム 1 支持点あたりの静加重が 130N, 主に X 方向の静的バネ定数が 9.3 N/mm 以下となるようなゴムは. EA2006 (KX:20N/mm, KZ:110N/mm, mZ:830N, mX:145N). KX が 20N なので,  $f$  は 7 Hz 程度となり,  $N/f=3$ . 伝達率 0.13 程度となる.

タンク用ゴムは, コンクリート基盤にボルト留めなので, EB タイプ (下側を二本のボルトで止めるタイプ) とした.

タンク用ゴムの弾性定数の算出は以下の方法でおこなった.

1) 重さ約 100kg, 周波数 20Hz, 支持点数 4 点, 各点の支持加重; 25kg と見積もる.

2) ゴムを入れた系の固有振動数  $f$  については、 $N/f=4$  くらいに設定する.  $f \leq 20/4=5\text{Hz}$  とする. 固有振動数 5Hz にするための動的バネ定数  $K$  は  $K=(2\pi f)^2 \times m=(6.3 \times 5)^2 \times 25=25 \text{ N/mm}$  である. 静的バネ定数=動的バネ定数/1.4 として, 静的バネ定数  $k_s=17.9 \text{ N/mm}$  となる。

3) 防振ゴム 1 支持点あたりの静加重が 250N, 主に X 方向の静的バネ定数が 18 N/mm 以下となるようなゴムは. EB4004 (KX:32N/mm, KZ:210N/mm, mZ:1,000N, mX:195N). KX が 32N なので,  $f$  は 7 Hz 程度となり,  $N/f=3$ . 伝達率 0.13 程度となる.

4-3-3. メータボックス, 配管の固定.

メータボックスは図4-1 2の写真に示すように、側面をコの字の鉄柱に密着させる形で再固定を行う。

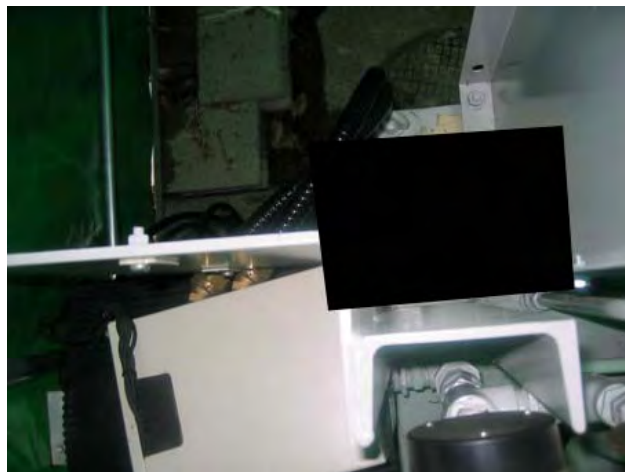
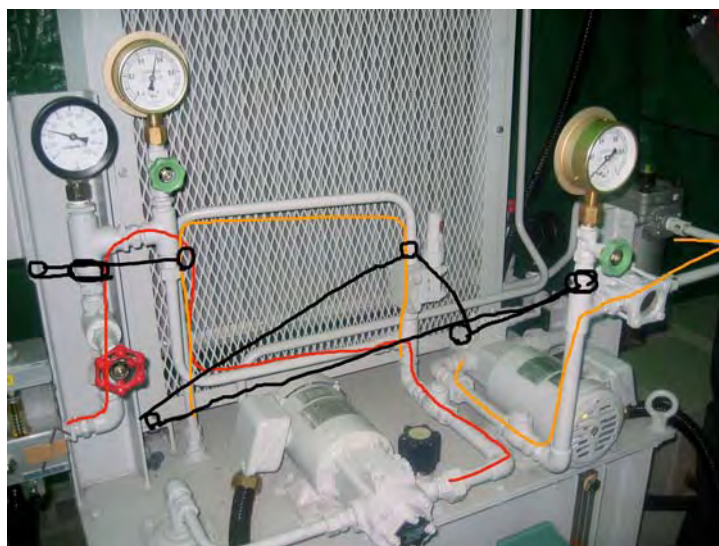


図4-1 2 写真左のメータボックスを、ケーブル面を画面上側にし、ボックス向かって右側面を2箇所、柱にボルト固定する。その際柱とボックスの間にゴムパッドを挟む。

配管については、比較的長い距離浮いているのは図4-1 3の写真に色ペンで示した3本の配管である。写真に示した黒丸部分(左側配管3箇所、右側配管1箇所)をコの字型の鉄柱と、ラジエータを取り除いた後のアングル部にワイヤで固定する。



る。

図4-1 3 浮いている配管(色ペンで図示)と、ワイヤによる固定。ワイヤのパイプとの接合部は保護用ゴムをはさみ、アルミ板などで保護。ワイヤの張りはワイヤ止め金具と調節ナットを噛ませて調整。

#### 4-4. 三河アクロス震源装置潤滑油タンクから採取した異物（鉄粉）に関する考察

(名古屋大学理学研究科 第一装置開発グループ立花健二)

2007年8月1日～2日に実施された三河アクロス震源装置のメンテナンス時に、潤滑油タンク底とタンク内磁石に付着した鉄粉状異物があることが確認された。

淡路アクロスでの軸受損傷はフレーキング発生によるものであり、多数のフレーク状の異物が採取されたが、今回採取された異物は鉄粉状であり、これまでに採取されたものと形状が異なる。発生原因を突き止めるために、SEM 観察、EDX（元素分析）および潤滑油中の鉄粉含有量測定を行った。

##### 4-4-1. 目視および光学顕微鏡による観察

まず、形状観察を行った。外観は暗い灰色をしており、磁石を近づけると、磁石に付くことから鉄粉であることがわかる。



図 4-14 三河アクロスで採取された鉄粉状異物

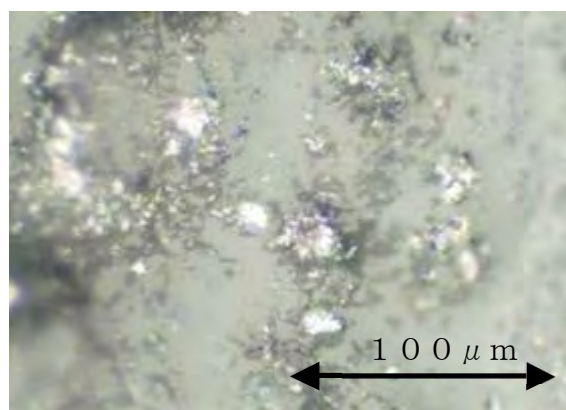


図 4-15 光学顕微鏡で観察した鉄粉状異物

三河アクロスで採取された鉄粉状金属片（図4-14、図4-15）は、以下の特徴があった。

- 1) 非常に小さく（ $10\ \mu\text{m}$ 程度以下）、キメが細かい。  
（ただし、本試料は $20\ \mu\text{m}$ のオイルフィルターを通過した鉄粉である）
- 2) 目視では、色は暗い灰色である。
- 3) 顕微鏡で観察すると表面には銀色光沢がある。
- 4) 顕微鏡で観察すると、粒状ではなく、箔状である。



顕微鏡観察した鉄粉（図4-14）の色と目視により観察した鉄粉の色（図4-15）が大きく異なるのは、目視した場合、箔状の鉄粉が密に重なり合っているため、黒っぽく見えることによると思われた。

#### 4-4-2. SEM+EDX 観察と結果

三河アクロス No. 1 の潤滑油タンクから回収された鉄粉状異物を、SEM（形状観察）とEDX（元素分析）で観察した。結果を図4-16から図4-25に示した。



図4-16 鉄粉状金属片のSEM-EDX分析  
その1



図4-17 鉄粉状金属片のSEM-EDX分析  
その2（図中 □ 部分）



図4-18 鉄粉状金属片のSEM-EDX分析  
その2（図中 □ 部分）



図4-19 鉄粉状金属片のSEM-EDX分析  
その3



図 4-20 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 3 (図中 □ 部分)



図 4-21 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 3 (図中 □ 部分)

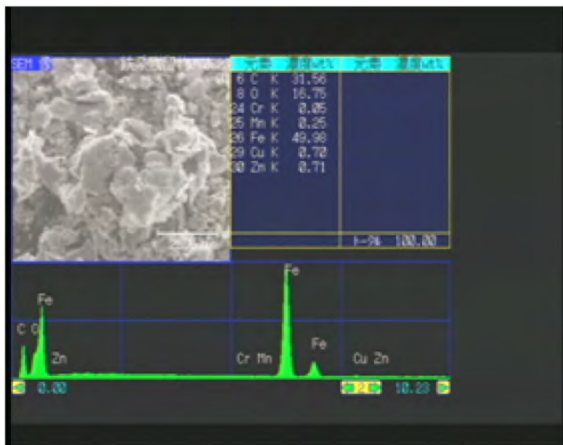


図 4-22 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 4

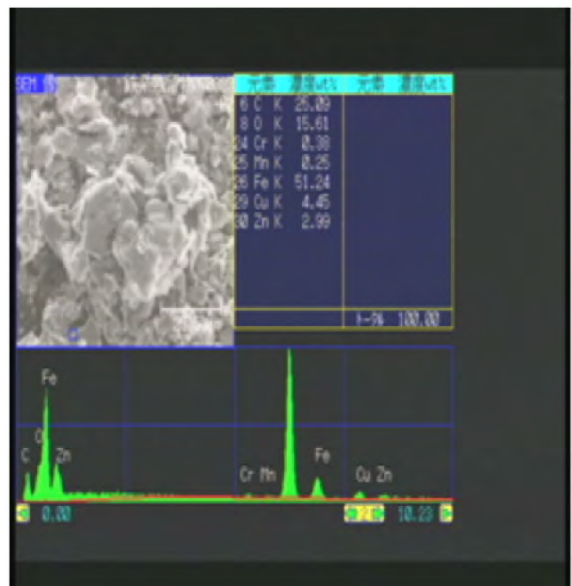


図 4-23 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 4 (図中 □ 部分)



図 4-24 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 4 (図中 □ 部分)



図 4-25 鉄粉状金属片の SEM-EDX 分析  
その 5 (図中 □ 部分)

#### 4-4-3. 鉄粉を含んだ油の密度測定

へドロ状の潤滑油に、どの程度の鉄が含まれているかを調べた。

##### 調査方法

- 1) スポイトを2本準備する。
- 2) スポイトの重さをあらかじめ量っておく。
- 3) 容器の底に沈殿した鉄粉をスポイトで採集する（多少、透明な潤滑油も混じる）。
- 4) もう一つのスポイトで潤滑油だけを採取する。（採取する体積は3と同じ）
- 5) 電子秤で鉄粉を含んだ潤滑油を吸ったスポイトの重さを量る。
- 6) 同様に電子秤で潤滑油だけを吸ったスポイトの重さを量る。
- 7) それぞれのスポイトの重さから、スポイト自体の重さを引く。
- 8) 潤滑油のデータシートから潤滑油の密度は $0.86 \sim 0.88 [\text{g} / \text{cm}^3]$ と分かっているので、スポイトの吸い取った潤滑油体積を求めて、含まれる鉄の量を計算する。

このようにして求めた鉄粉の含有量（へドロ状態の潤滑油の鉄含有量）は $95.5 [\text{mg} / \text{cm}^3]$ であった。

（これは、当然誤差は含む。鉄を含む部分だけをスポイトで吸上げるのだが、潤滑油を吸ってしまうため、鉄の含有量はこの数字よりいくらか多いと思われる）



図4-26 三河アクロス No.1 の潤滑油タンク内部の状況

よって潤滑油タンクの底面積を  $0.5 \text{ [m}^2\text{]}$  でへドロ状の潤滑油が  $1 \text{ [cm]}$  の厚さで堆積していると仮定すると、 $478 \text{ [g]}$  の鉄が溜まっていることになる。

#### 4-4-4. 考察

以下に考察を示す。

##### 4-4-4-1. 元素分析結果の考察

Crの検出について、発生原因別に考察した。

###### 1) 軸受から発生する場合

一般的に軸受材料として、転動輪には高炭素クロム軸受鋼が用いられる。

(NTNカタログ 13章軸受材料を参考にした)

以下に、高炭素クロム軸受鋼の組成を示した。

高炭素クロム軸受鋼の主な組成 (JIS G 4805 SUJ3の場合)

C : 0.95~1.10%

Si : 0.4~0.70%

Mn : 0.5%以下

Cr : 0.90~1.20%

よって、軸受けから発生する鉄粉にはCrが含まれる。Siも検出されるはずであるが、今回の結果では検出されていない。

###### 2) 軸、キー、錘が摩耗して鉄粉が発生する場合

錘、軸、キーの材料はそれぞれS25C、S35C、S45Cである。S25Cの“25”は、炭素Cを0.25%含むことを示す。同様にS35Cは、炭素Cを0.35%、S45Cは0.45%含むことを示している。ここでは、S35Cについてだけ組成を示す。

S35Cの組成

C : 0.32~0.38

Si : 0.15~0.35%

Mn : 0.6~0.9%

P : ≤0.030%

S : ≤0.035%

Cu : ≤0.3%

Ni : ≤0.2%

Cr : ≤0.2%

Ni + Cr : ≤0.35%

軸、錘やキーの材料に Cr が含まれている可能性はあるものの、0.2%以下で0%（含まれない）であっても規格として合格であることを意味する。含まれていても極めて微量で、検出されないと考えた。

### Cu と Zn の検出に関する考察

ほとんどのサンプルで Cu と Zn が検出されている。

#### 1) 軸受けから発生する場合

軸受けには、コロを保持するリテーナーという真鍮製の部品が使われているので、軸受けから発生した鉄粉に真鍮が付着していることは予想できる。淡路アクロスの修理のときに採取された金属片には、鉄系のフレークと真鍮薄片が含まれていた（色でも判別できる）。しかし、今回の鉄粉に関して、光学顕微鏡観察結果からは真鍮の色をした微粒子はほとんど確認できず、磁石を使って鉄粉を分離したが真鍮片は観察されなかった。真鍮片が発生するのは、軸受転動面が非常に荒くなり、大きなフレーク状鉄片が発生したときに真鍮製のリテーナーが削られるためと考える。

今回、真鍮の薄片が観察されないことから、軸受け転動面が摩耗していたとしても、軸受け寿命としてのフレーキングは発生していないと考えられる。

#### 2) 軸、キー、錘から発生する場合

軸やキー、錘に Cu と Zn が殆ど含まれていないことから、軸やキー、錘が摩耗して Cu や Zn が発生することはないと思われる。

#### 4-4-4-2. 光学顕微鏡観察結果の考察

今回採取された試料は一見して非常に目の細かい鉄粉であり、粒子状のように見えるが、顕微鏡観察すると薄片状のことが多い。磁石を近づけると、粒子同士が繋がって、磁力線の方に揃うことが観察された。このことからほとんどすべての粒子が鉄あるいはその合金であることがわかった（EDX 分析の結果からも同様）。

そのほか、目視観察してみると、表面の色が金色の粒子がわずかに含まれている。これは磁石に反応しないこと、表面色からも真鍮の薄片と思われるが、非常に少なく、ほとんど観察されない（前述）。軸受が損傷していると、損傷したコロや金属フレーク片によりベアリング保持器が削られるため、真鍮薄片の含まれる比率はもっと多いと考えている（淡路アクロスの場合、金属フレークに交じって多数の“金色の薄片”があった）。SEM・EDX の観察結果（元素マッピング：元素別の SEM 像が得られる）からも、純粋な真鍮薄片は観察されていない。

#### 4-4-4-3. 軸受損傷の可能性

アクロス震源装置内部で金属同士が接触している部品、つまり軸受が損傷しているのではと考えた。元素分析の結果とも Cr と真鍮が検出されているという点でも推測できる。

フレーキング寿命を迎える前に軸受け転動面に摩耗が生じる場合もある



図4-27 淡路アクロスの軸受内輪（フレーキングまで至っていないもの）

転動面にはコロによりできた線条痕がある

図4-27は淡路アクロスで分解修理された時の軸受け（NU238）内輪転動面である。この3つの軸受けはフレーキングを起こしていないが、コロの転動による線条痕が確認できる。このような摩耗が発生すると、鉄粉が発生すると思われる。

今、鉄粉の発生量から、軸受けの摩耗量を推定してみる。

仮定として

- 1) 鉄粉の発生量を500[g]
- 2) 鉄粉は4つの軸受（NU238）から均等に発生
- 3) 摩耗は内輪転動面、外輪転動面に均一に発生
- 4) 内輪転動面直径  $d_1$  : 23.1 [cm]
- 5) 外輪転動面直径を  $d_2$  : 29.9 [cm]
- 6) 転動面幅（コロの幅）  $W$  : 3.4 [cm]

500[g]の鉄粉が4つの軸受けから発生したとするので、軸受1つあたりの摩耗量  $m$  は

$$m = 500 / 4$$

$$= 125[\text{g}]$$

これを体積 $V[\text{cm}^3]$ に直すと、鉄の比重を7.8とすると

$$V = 16.4[\text{cm}^3]$$

内輪転動面直径を $d_1[\text{cm}]$ 、外輪転動面直径を $d_2[\text{cm}]$ 、転動面幅(コロの幅)を $W[\text{cm}]$ とすると、摩耗が発生する面積 $A[\text{cm}^2]$ は

$$\begin{aligned} A &= (d_1 \times \pi) \times W + (d_2 \times \pi) \times W \\ &= (23.1 \times 3.14) \times 3.4 + (29.9 \times 3.14) \times 3.4 \\ &= 566 [\text{cm}^2] \end{aligned}$$

摩耗厚さを $t$ とすると

$$\begin{aligned} t &= V / A \\ &= 16.4 / 566 \\ &= 0.0290 [\text{cm}] \\ &= 0.29 [\text{mm}] \end{aligned}$$

つまり、鉄粉の発生原因を軸受とすると、軸受転動面は0.3[mm]程度摩耗していることになる(ただし、鉄粉の発生量の算出にあたって、潤滑油タンク底面積や鉄粉ヘドロの堆積厚の見積もりがあくまで概算であること、コロの摩耗を考えていないことを考慮しなくてはならない)。

発生原因としてオイルフィルターで除去しきれない異物による摩耗、コロの不整運動によるすべり接触、潤滑の不均一、過大な荷重など挙げられる。

#### 4-4-4-4. 吸出しポンプ(トロコイドポンプ)の損傷

発生した鉄粉の量から考えると、吸出しポンプのロータの損傷は鉄粉の発生原因ではない。

アクロスの底の部分に溜まった潤滑油を回収する吸上げヘッドは2m程度あると思われる(アクロス最下部から吸上げるとして)。配管の長さも最長で3m程度あるので、吸上げヘッドはさらに大きくなる。取り扱い説明書には吸上げヘッドは1mまでと記載されており、規格を超えた使用状況であるといえる。このような条件で使用すると、長期的には、キャビテーションの発生や異物の噛みこみで



ポンプ部品（ローター）が損傷することなどが考えられる（ポンプのインナーローターとアウターローターの最小すきまは60～80  $\mu\text{m}$ ）。メンテナンスを兼ねて、一度点検したいと考えている。

#### 4-4-5. 結論

鉄粉の発生原因として、軸受である可能性が高いが、フレーク状の金属片が見られないこと、軸受保持器（真鍮製：リテーナー）が損傷していないことから、深刻なフレーキングは起きていないと思われる。

その他、アクロス内部の部品同士の接触摩耗（軸、錘とキーの損傷なども含む）が考えられた。鉄粉の発生原因を明確にするには（鉄粉の発生量からも）内部点検の必要もあると考える。



## 5. 観測について

名古屋大学の三河観測所に設置した震源装置は、相互に距離を離れた2台の震源装置からなっており、震源のアレイとして用いることが可能である。ここでは、ACROSS 震源アレイと地震計アレイを用いた、複数震源装置からの信号の干渉実験を提案する。本課題の研究期間内には観測結果を得ることができなかったが、本章で示した提案に基づき、2008年3月現在観測を継続している。

### 5-1. はじめに

地震学では媒質中で注目したい特定の場所からの散乱波、反射波のみを効率的に取り出すためにレシーバーアレイを用いる（電波索知に相当）が、さらに送信側でもアレイを構成すれば任意の場所にエネルギーを集中させ、特定の場所からの散乱波、反射波を効率的に取り出すことができる（レーダーに相当）。このアイデアを ACROSS 信号で実現する第一ステップの実証実験として以下を提案する。

二台の震源装置を用い、これらからの信号を地表アレイで取得する。様々な干渉の仕方を変え、地表アレイ内での信号エネルギーの分布を調べる。

本実験では以下の二点を課題とする。

**課題1：2台の震源装置から周波数領域で区別できる信号を発生し、これらから解析上の処理で仮想的に同じ周波数の信号を作り出す**

レーダー送信のためには注目方位に合わせて位相を調整した同じ周波数の信号が必要である。しかしこの場合、注目方位を変えたい場合には震源装置の位相を変更しなくてはならない。様々な注目方位に対していちいち位相を調整して信号送信を繰り返すことは時間とエネルギーの無駄である。そこで複数の震源装置から異なる周波数の信号を出し、後で解析する際に同じ周波数の信号として処理することを試みる。

**課題2：2台の震源装置の信号を相互に干渉させ、媒質中の任意の方位にエネルギーを集中させる**

課題1で作った同じ周波数の信号を様々な位相をずらして足し合わせ、観測アレイ内の任意の場所にエネルギーを集中させる干渉パターンを作る。

以下では上記課題1, 2に対応させた数値実験をおこない、想定される効果を示す。

### 5-2. 課題1

課題1として取得したデータから異なる周波数信号の合成を行う。これにより、

もともと異なる周波数で送信した 2 台の震源装置からの信号を同じ周波数の信号として扱えることを示す。

### 5-2-1. 繰り返し FM 送信による離散周波数伝達関数の取得

アクロス観測では繰り返し FM 送信により，離散的な周波数応答を得ることができる（付録 5-1）．図 5-1，図 5-2 は震源から 1000m 離れた場所での搬送波周波数 10.015 ヘルツ，周波数偏差 5 ヘルツ，FM 周期 50 秒で，200 秒間収録した記録の伝達関数のそれぞれ時系列，周波数系列（周波数応答）である．座標  $(x,y)$  での周波数応答  $F(f,x,y)$  は以下の式で表現した．幾何減衰は考慮していない．

$$F(f,x,y) = \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2}}{vpQ}\right)\exp\left\{-\frac{(f-12)^2}{5^2}\right\}\exp\left\{i\frac{-2\pi f\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2}}{vp}\right\} \\ + \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2}}{vsQ}\right)\exp\left\{-\frac{(f-10)^2}{5^2}\right\}\exp\left\{i\frac{-2\pi f\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2}}{vs}\right\} \quad (1)$$

ただし  $f$  は周波数， $(x_0, y_0)$  は震源座標， $V_p$  は P 波速度で 4000m/s， $V_s$  は S 波速度で 2500m/s とする． $Q$  は quality factor で 100．

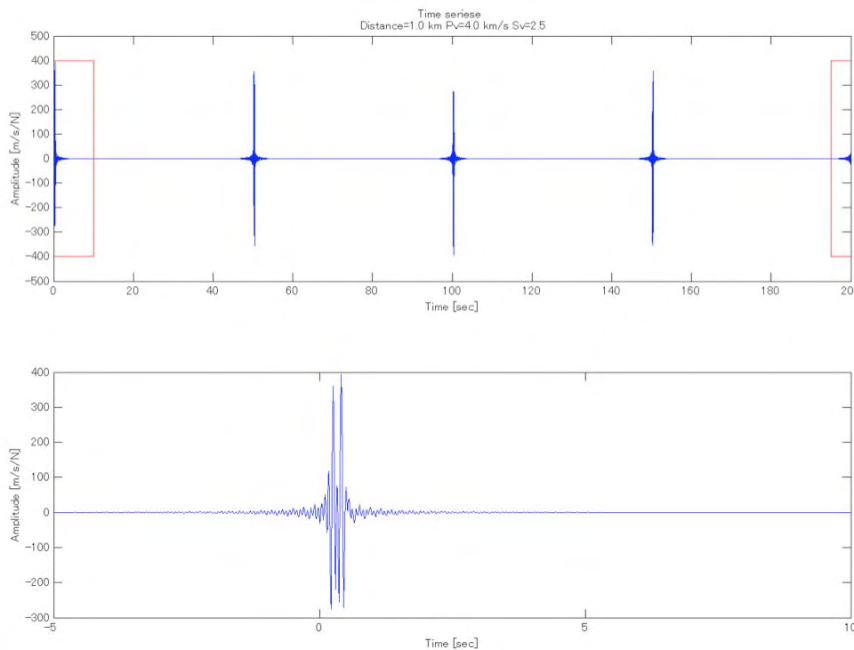


図 5-1. 搬送波周波数 10.015 ヘルツ，周波数偏差 5 ヘルツ，FM 周期 50 秒で，1km 離れて 200 秒間収録した記録の伝達関数．P,S 波速度はそれぞれ 4km/s, 2.5km/s. 上；200 秒間の記録で，FM 周期 50 秒なので 4 つのピークが見える．下；上の記録の 195 秒から 0 秒を挟んで 10 秒までを拡大．観測点が近く帯域が有限であるために 0 秒より前にエイリアシング（漏れ出し）が見える．

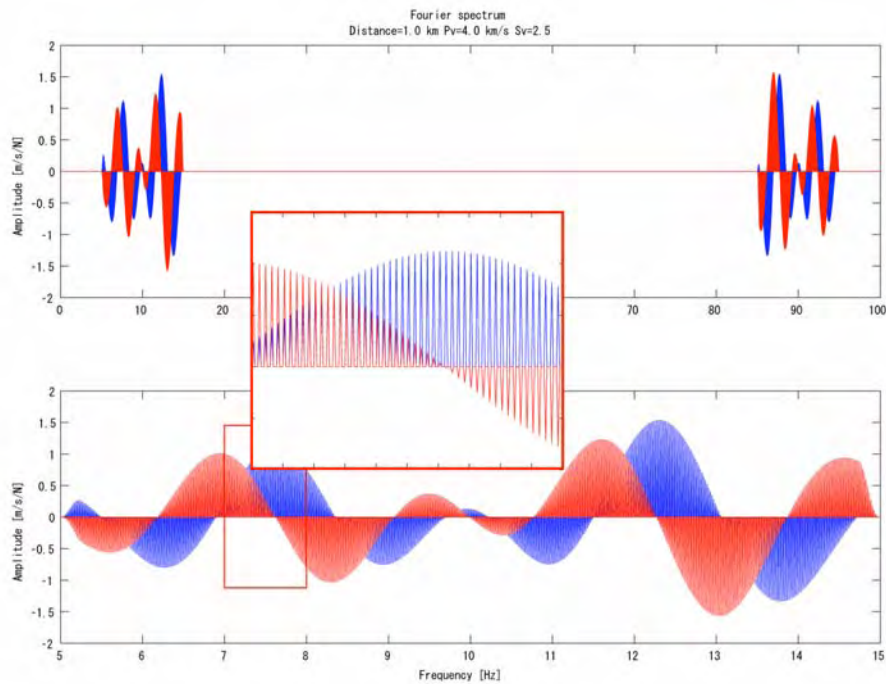


図 5-2. 図 1 の伝達関数の周波数系列. 青が real part, 赤が imaginary part. 上; 100Hz サンプリングの記録なので 50Hz のナイキストを中心に折り返している. 下; 上の拡大図. 200 秒の記録に対し, FM 周期 50 秒なのでデータ点 3 つおきの離散周波数系列となっている (中央拡大部分).

図 5-2 ではデータ 3 点おきの離散周波数応答が得られている. この離散周波数応答の周波数は搬送波周波数を基準に  $10.015 + 0.02N$  Hz ( $N$  は整数) で表される.

### 5-2-2. 離散周波数応答の補間

図 5-2 で周波数系列の信号は 3 点おきにしかゼロでない値を持たない. このことはデータに含まれる有意な情報が, 多くともデータ点数の  $1/4$  であることを意味している. 当然時系列の信号もその  $1/4$  で全ての情報を持っている. 実際図 1 の時系列の伝達関数を 50 秒毎に 4 つのセクションに区切ると, それぞれのセクションの波形は各周波数成分で位相が  $\pi/2$  rad ずつずれているのみで, 200 秒で位相が  $2\pi$  回って戻ってくる規則的な並びになっている. これは全波形に含まれる周波数成分が  $10.015 \pm 0.02n$  Hz であることから自明である. 波形を表現する正弦波  $\cos 2\pi ft$  の位相部分が,  $f = 10.015 \pm 0.02n$  では

$$\begin{aligned}
2\partial f(t+50) &= 2\partial(ft+500.75 \pm n) \\
2\partial f(t+100) &= 2\partial(ft+1001.5 \pm 2n) \\
2\partial f(t+150) &= 2\partial(ft+1502.25 \pm 3n) \\
2\partial f(t+200) &= 2\partial(ft+2003 \pm 4n)
\end{aligned} \tag{2}$$

となり、50 秒、100 秒、150 秒、200 秒でそれぞれ  $-1/2\pi$ 、 $-\pi$ 、 $-3/2\pi$ 、 $0\pi$  ずれるからである。当然ながら周波数成分が  $10.015 \pm 0.005n\text{Hz}$  である場合にはこのような規則性はなく、 $\cos 2\pi ft$  の位相部分は以下の式で表される。

$$\begin{aligned}
2\partial f(t+50) &= 2\partial(ft+500.75 \pm n/4) \\
2\partial f(t+100) &= 2\partial(ft+1001.5 \pm n/2) \\
2\partial f(t+150) &= 2\partial(ft+1502.25 \pm 3n/4) \\
2\partial f(t+200) &= 2\partial(ft+2003 \pm n)
\end{aligned} \tag{3}$$

つまり 4 つあるピークのうちの 3 つ (式 1 の上三つ) は  $1/200\text{Hz}$  おきに全ての周波数成分がサンプルされていけばキャンセルされるゴーストである。時系列信号からゴーストを取り除き意味のある 50 秒の記録のみを取り出して適切に処理することで、サンプルされていない部分の周波数応答データを補間できる。導入として理解しやすい時系列信号の場合を考える。一般に時系列信号を間隔  $Dt$  で離散サンプリングした後で各点の間を埋めたい際には周波数系列で信号がエイリアシングしていないという前提のもと、ナイキスト周波数である  $1/2Dt$  の外側に値ゼロの点を増やしてやればよい。この操作は見かけ上サンプリング周波数を大きくしただけでデータの情報に増減は無く、逆フーリエ変換すればサンプリングが密になった時系列データを得ることができる。同様に周波数系列を等間隔で離散サンプリングした後で各周波数成分の間を埋めたい場合には、時系列で有効データ長の前後に値ゼロの点を増やせばよい。有効データ長はの場合全情報を含む 50 秒間である。時系列でエイリアシングしていない (前後へのエネルギーの漏れ出しが無い) 50 秒のデータを切り出し、その前後に値ゼロの点を加える。この操作でサンプルしていない周波数応答部分が復元できる。

具体的には図 5-1 の -5 秒 (195 秒) から 45 秒までの 50 秒以外の 150 秒を値ゼロとする。この記録をフーリエ変換した周波数スペクトルを図 5-3 に示す。時系列でデータの 3/4 を取り除いたので振幅は 4 倍した。図 5-3 下の拡大図で、図 5-1 のスペクトルの非ゼロのデータと重ね合わせると一致することが確認できる。図 5-4 は両者の差をとったものである。両者の差はおよそ  $10^{-4}$  である。もとの周波数応答の大きさは 1 程度であるので、S-N 比  $10^4$  以下の信号に対しては誤差の範囲内である。

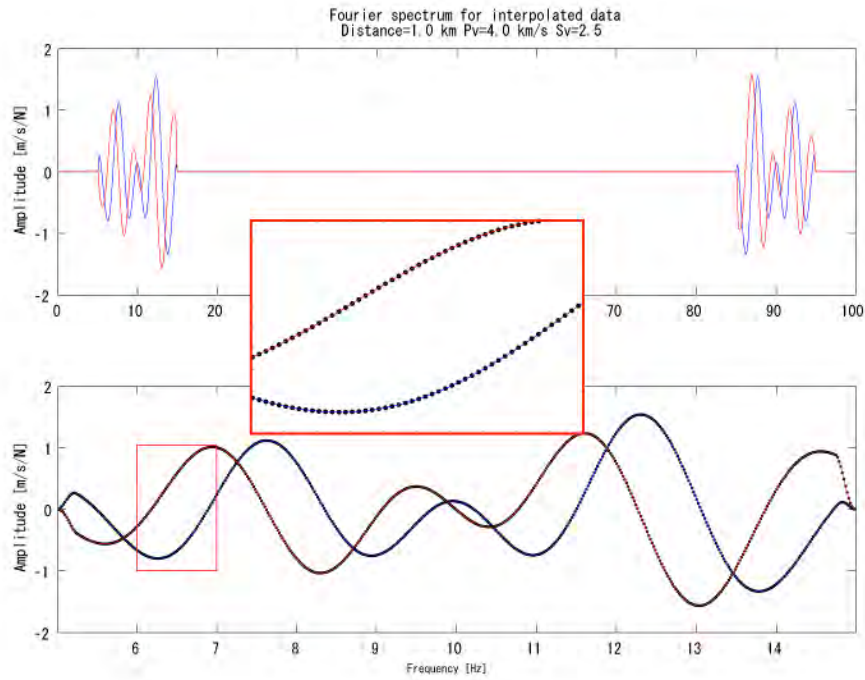


図5-3. 補間された周波数応答スペクトル. 上; 補完された記録. 青; 実部, 赤; 虚部. 下; 補完された周波数応答スペクトル (青, 赤線) と, 元の非ゼロ値を持つ成分を重ねたもの. 拡大図; 下図の赤囲み部分の拡大. 両者が良く一致している.

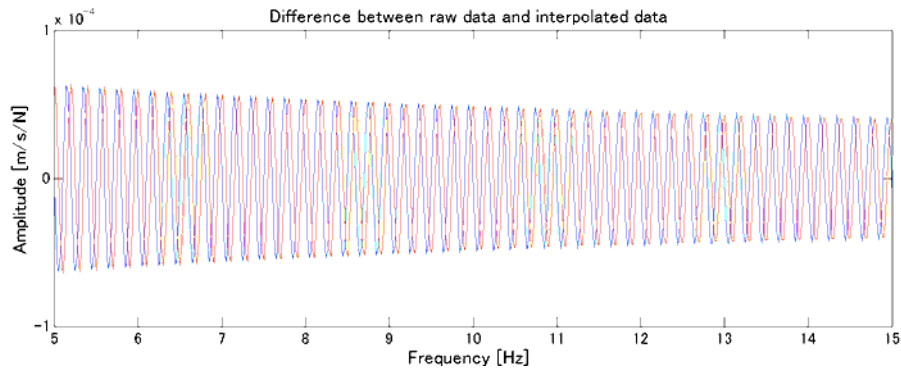


図5-4. 図5-3下の補完された周波数応答スペクトルと元の非ゼロ値を持つ成分の差. 青; 実部. 赤; 虚部. 縦軸の範囲は $10^{-4}$ から $10^{-4}$ .

こうして補間したスペクトルから任意の周波数成分の周波数応答を得ることができる.

### 5-3. 課題2

二つの震源装置を用いて異なる周波数で取得した周波数応答を課題1で補間、同じ周波数成分の信号を作り、これらを様々な位相をずらして足し合わせて任意の場所にエネルギーを集中させる干渉パターンを作る。以下では単一周波数成分の場合と複数の周波数成分を合成した場合について、簡単な数値実験を行う。豊橋の震源装置の配置ではどこで計測すると干渉の効果が最も良く観察できるだろうか？

二つの震源装置から発生した 10.015Hz の P 波信号の周波数応答振幅の時刻  $t=0$  でのスナップショットを図5-5に示す。ただし震源タイプは簡単のためエクスプロージョン型とし、P波のみの放射とする。両震源は  $y$  軸上、座標(0,0)を挟んで 35m 離れて設置されている。P波速度は 4000m/s である。座標  $(x, y)$  での波形  $g(t, x, y)$  は以下で表される。

$$g(t, x, y) = \exp\left\{-\frac{(f-12)^2}{5^2}\right\} \left\{ \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_1)^2+(y-y_1)^2}}{vQ}\right) \cos 2\pi f \left\{t - \frac{\sqrt{(x-x_1)^2+(y-y_1)^2}}{v}\right\} \right. \\ \left. + \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_2)^2+(y-y_2)^2}}{vQ}\right) \cos 2\pi f \left\{t - \frac{\sqrt{(x-x_2)^2+(y-y_2)^2}}{v}\right\} \right\} \quad (4)$$

ただし  $f=10.015\text{Hz}$  である。

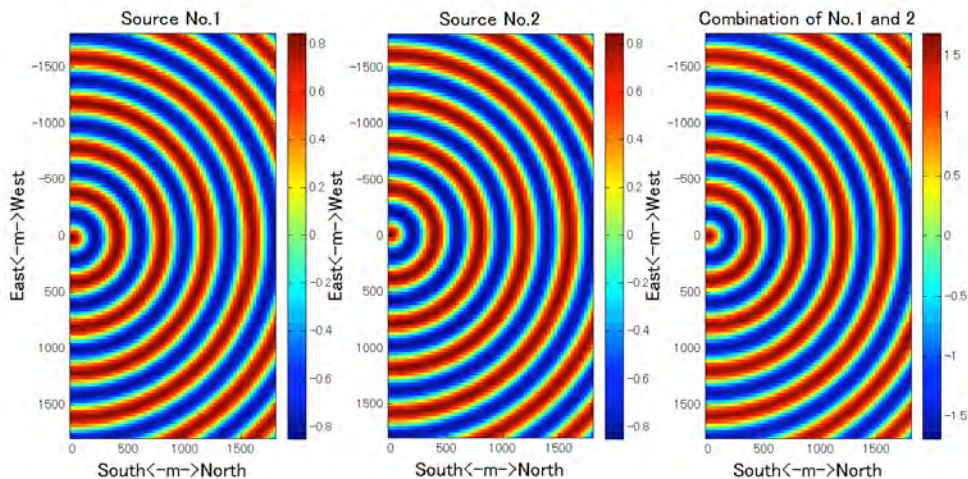


図5-5. 二つの震源からの単一周波数 (10.015Hz) 応答波形のスナップショット。No.1 と No.2 の位相差はゼロ。左から震源 No.1 のみ、震源 No.2 のみ、両者の合成。縦軸が東西、横軸が南北になっている点に注意。



右端の合成波動場のスナップショットは左のそれぞれの震源からの波動場のスナップショットに比べ、全体に振幅が約2倍になっているのがわかる。この図では波がどのように干渉しているのかわかりづらいため、図5-6にスナップショットではなく以下による振幅表現を示す。

$$g(t, x, y) = \sqrt{\left\{ A_1 \cos 2\pi f \frac{\sqrt{(x-x_1)^2 + (y-y_1)^2}}{v} + A_2 \cos 2\pi f \frac{\sqrt{(x-x_2)^2 + (y-y_2)^2}}{v} \right\}^2 + \left\{ A_1 \sin 2\pi f \frac{\sqrt{(x-x_1)^2 + (y-y_1)^2}}{v} + A_2 \sin 2\pi f \frac{\sqrt{(x-x_2)^2 + (y-y_2)^2}}{v} \right\}^2}$$

(5)

ただし、
$$A_1 = \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_1)^2 + (y-y_1)^2}}{vQ}\right) \exp\left(-\frac{(f-12)^2}{5^2}\right),$$

$$A_2 = \exp\left(-\frac{f\sqrt{(x-x_2)^2 + (y-y_2)^2}}{vQ}\right) \exp\left(-\frac{(f-12)^2}{5^2}\right)$$

である。図5-6によると合成波形の振幅分布の方位依存性が5%程度であることが判る。

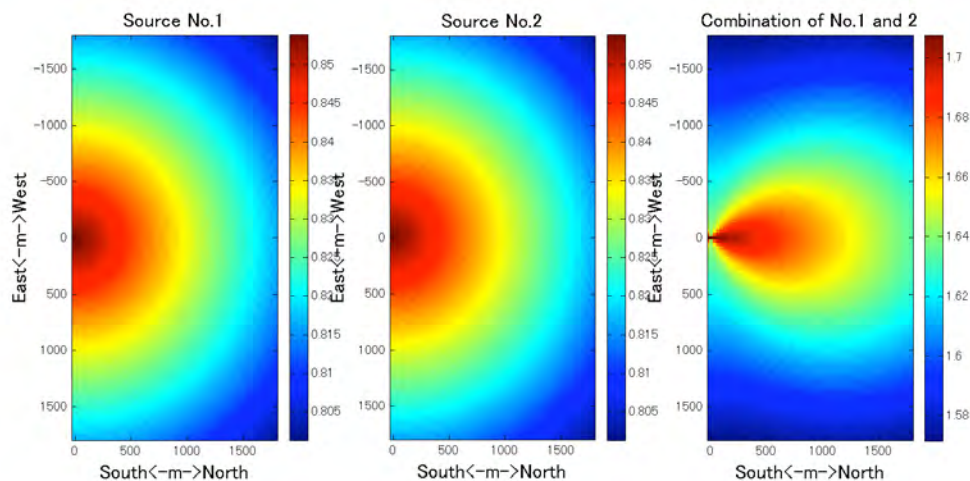


図5-6. 図5-5の周波数応答波形の振幅分布. 左から震源 No.1 のみ, 震源 No.2 のみ, 両者の合成の振幅分布. No.1 と No.2 の位相差はゼロ. 合成の振幅分布の方位依存性は5%程度である.(1000m 離れて北で1.68程度, 東で1.60程度)

次に両震源の位相をずらして干渉の変化を見よう。まず震源 No.2 の位相を  $2\pi f \times 35/4000$  遅らせる。35/4000 は両震源間の距離 35m を速度 4000m/s の P 波が進む時間である。すると波動場は東向きに大振幅を持ち、その方位依存性は12%

程度である。

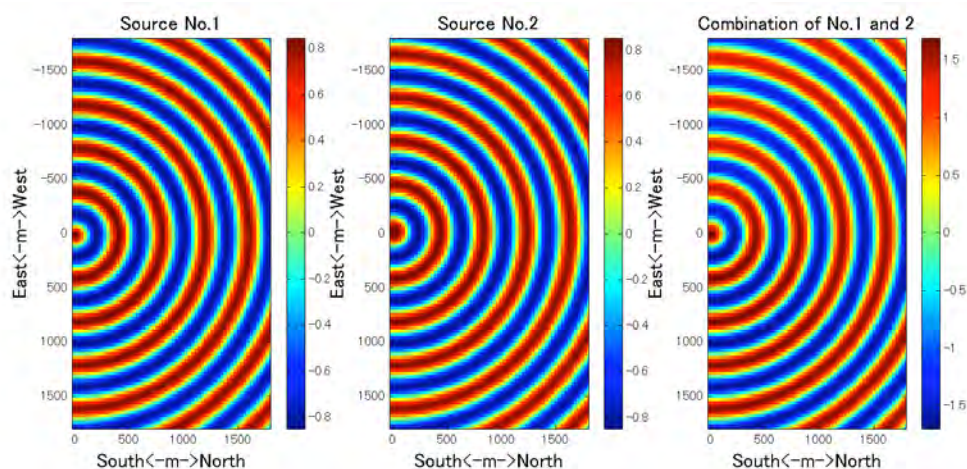


図5-7. 二つの震源からの単一周波数 (10.015Hz) 応答波形のスナップショット. 左から震源 No.1 のみ, 震源 No.2 のみ, 両者の合成. No.2 震源は No.1 震源に対して位相が  $2\pi f \times 35/4000$  遅れている.

このように解析上で両震源装置の初期位相に差をつけることによって, 合成波動場振幅に方位依存性を持たせることができる. 図5-9には震源距離 1km の点での位相差, 方位と振幅の関係を示す. 震源 No.2 の位相を  $0 \sim 30\text{deg}$  遅らせたときの, 左は時刻ゼロでのスナップショット, 右は振幅分布である. 右図を見ると, 位相差ゼロでは  $\pm 90^\circ$  方向 (北, 南), 位相差  $30^\circ$  では  $0^\circ$  方向 (東) が最大になっており, 各位相差の時の最大, 最小振幅差は 12%程度 (図5-6, 図5-8 参照) となっている.

次に, 同様の操作を複数の周波数成分で行い, 波動場を合成する. 式1に従う周波数応答関数を震源 No.1, 震源 No.2 について生成し, 両震源装置の位相差ゼロで合成, P 部分の最大振幅の分布を図5-6に準拠した形で図5-10に示す. 全周波数を合成した場合でも, 振幅の分布形状は単一周波数の場合とほぼ同様である. 2 震源間の距離(35m)が 5~15Hz の波長(266~800m)に比べて非常に小さいため, ほとんど単一周波数的に見えてしまっているものである. 更に周波数が高ければ (あるいは弾性波速度が低く波長が短ければ), 式5の座標による微分が大きくなり依存性は高まるはずである. 以上から次にアレイ配置を考える.

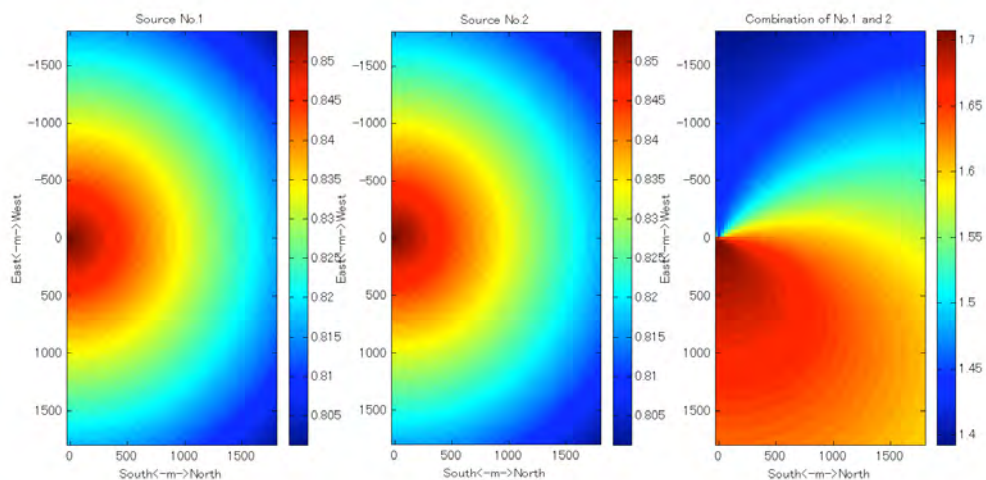


図5-8. 図5-7の周波数応答波形の振幅分布. 左から震源 No.1 のみ, 震源 No.2 のみ, 両者の合成の振幅分布. 合成の振幅分布の方位依存性は 12%程度である(1000m 離れて東で 1.65 程度, 西で 1.45 程度). No.2 震源の位相は No.1 震源に対して  $2\pi f \times 35/4000$  遅れている.

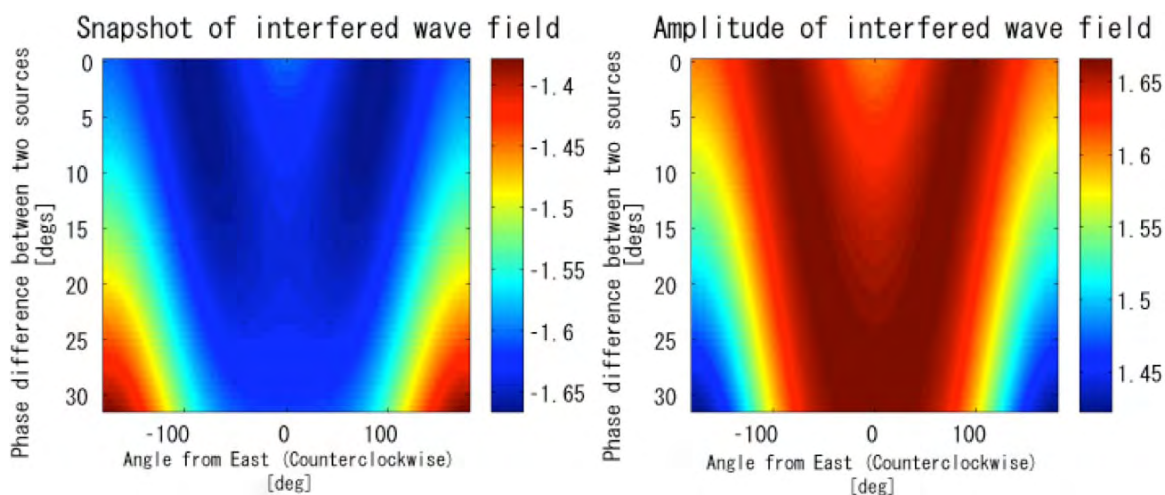


図5-9. 震源 No.1 に対する震源 No.2 の位相遅れ (縦軸) と, 原点から 1km 離れた点(東から反時計回りで西まで)での波動場の分布. 左; 時刻ゼロでのスナップショット. 右; 振幅分布. 振幅分布は同じ位相ズレでは方位依存性は 10%程度である.

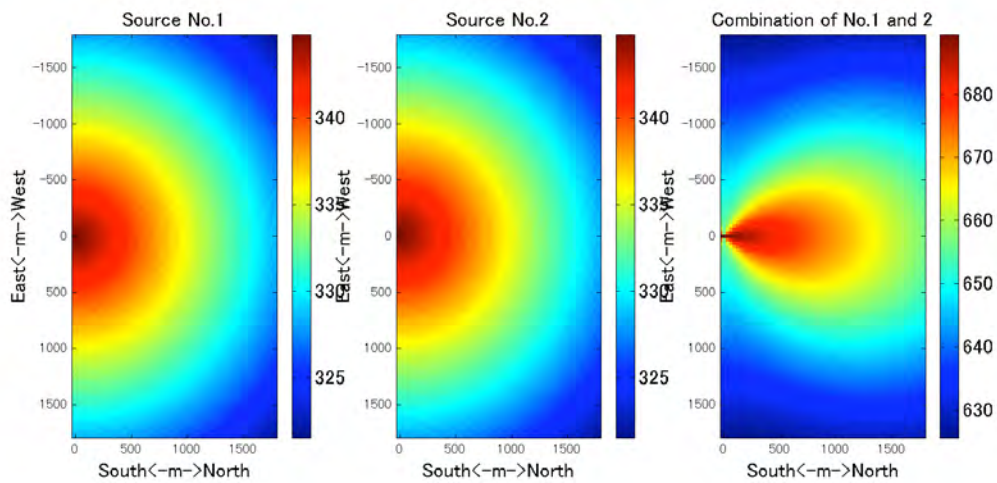


図5-10. P波部分の最大振幅の分布. 左から震源 No.1 のみ, 震源 No.2 のみ, 両者の合成の振幅分布. No.1 と No.2 の位相差はゼロ. 合成の振幅分布の方位依存性は 5%程度で図5-6 とほぼ同様(1000m 離れて北で 670 程度, 東で 640 程度).

#### 5-4. アレイ計画

課題 1 の数値計算より, 2 震源間で異なる周波数で送信した信号から, 同じ周波数の周波数応答関数が得られることが示された. また課題 2 の数値計算より, 片方の震源による周波数応答関数の位相を解析上で適切にずらす事によって干渉パターンを変え, 任意の方位に波動場のエネルギーを集中できることが示された. 本震源装置の配置間隔 35m と周波数成分 5~15Hz ではその集中度合いは 5%程度であることが予測される. また位相を変化させた時には波動場のエネルギーの集中度合いは震源の中心を中心とする同心円上で変化が大きいことから, そのようなアレイの配置が望まれる.



図5-11. 震源装置を囲む半径1kmの同心円(白)とアレイ要素の設置場所候補8点. 左側4点については調査済み. 右側4点については未調査. いずれも国有林.

### アレイ要素について

観測は3成分地震計で行う. 以下の機材が必要.

- ・2ないし4.5Hz速度計 3成分 -8セット.
- ・×10ないし×100プリアンプ -8セット.
- ・LS7000ロガー -8セット.
- ・2GBコンパクトフラッシュ -16セット.
- ・鉛蓄電池15V, 60Ah (3週間電力供給相当) -16セット.
- ・ロガー, 鉛蓄電池用防水収納ケース -8セット.

### 震源運転・観測日程

No.1震源を $10.015 \pm 5\text{Hz}$ , No.2震源を $10.0075 \pm 5\text{Hz}$ で運転  
を一週間行い, 次の二週間で

No.1震源を $10.0075 \pm 5\text{Hz}$ , No.2震源を $10.015 \pm 5\text{Hz}$ で運転  
を行う. これにより課題1も同時に検証. データ回収とバッテリーチェックは一  
週間おきに行う.

付録 5-1 : FM 変調の周波数スペクトル

FM 変調の離散周波数スペクトルは第一種ベッセル関数を用いると理解しやすい。周期  $T$ , 変調幅  $\Delta\omega$  の正弦波の形で FM 変調をすることを考える。搬送波角周波数を  $\omega_c$  とすると変調の角周波数は,

$$W(t) = \omega_c + \Delta\omega \cos(2\pi t / T) \quad (\text{A-1})$$

と書ける。よってこの変調による FM 変調信号は

$$\begin{aligned} F(t) &= A \cos\left(\int_0^t W(\tau) d\tau\right) = A \cos(\omega_c t + \omega_f \sin \omega_s t) \\ &= A \{ \cos \omega_c t \cos(\omega_f \sin \omega_s t) - \sin \omega_c t \sin(\omega_f \sin \omega_s t) \} \end{aligned} \quad (\text{A-2})$$

となる。ただし

$$\omega_s = \frac{2\pi}{T}, \quad \omega_f = \frac{\Delta\omega}{\omega_s} .$$

ここで、三角関数は以下のように第一種ベッセル関数で展開できる

$$\begin{aligned} \cos(\omega_f \sin \omega_s t) &= J_0(\omega_f) + 2 \sum_{n=0}^{\infty} J_{2n}(\omega_f) \cos 2n\omega_s t \\ \sin(\omega_f \sin \omega_s t) &= 2 \sum_{n=-\infty}^{\infty} J_{2n+1}(\omega_f) \sin(2n+1)\omega_s t \end{aligned} \quad (\text{A-3})$$

よって  $F(t)$  は

$$\begin{aligned} F(t) &= A [ \cos \omega_c t \{ J_0(\omega_f) + 2 \sum_{n=0}^{\infty} J_{2n}(\omega_f) \cos 2n\omega_s t \} \\ &\quad - \sin \omega_c t 2 \sum_{n=-\infty}^{\infty} J_{2n+1}(\omega_f) \sin(2n+1)\omega_s t ] \end{aligned} \quad (\text{A-4})$$

ここで

$$J_{-k}(\omega_f) = (-1)^k J_k(\omega_f)$$

であり，また三角関数の公式を用いて結局信号  $F(t)$  は以下のように表現できる．

$$\begin{aligned} F(t) = & A[J_0(\omega_f) \cos \omega_c t + 2J_1(\omega_f) \{\sin(\omega_c + \omega_s)t - \sin(\omega_c - \omega_s)t\} \\ & + 2J_2(\omega_f) \{\sin(\omega_c + 2\omega_s)t + \sin(\omega_c - 2\omega_s)t\} \\ & + 2J_3(\omega_f) \{\sin(\omega_c + 3\omega_s)t - \sin(\omega_c - 3\omega_s)t\} \\ & + 2J_4(\omega_f) \{\sin(\omega_c + 4\omega_s)t + \sin(\omega_c - 4\omega_s)t\} \\ & + \dots \end{aligned} \quad . \text{ (A-5)}$$

式 A-5 から  $F(t)$  には搬送波角周波数  $\omega_c$  を中心とし，変調周期  $T$  に対して  $\omega_s = 2\pi/T$  を離散単位とする角周波数  $\omega_c \pm n\omega_s$  ( $n$  ; 非負整数) の信号成分のみが含まれることが解る．ここでは最初に簡単のため周波数変調を変調幅  $\Delta\omega$  の正弦波の形としたが，周期  $T$  で繰り返す周波数変調一般を考えても変調周波数の波形には  $m/T$  ( $m$  ; 自然数) の周波数成分しか含まれないので，式 1 の  $\cos$  の中身  $2\pi mt/T$  が

$2\pi mt/T$  となり，結果  $\omega_s = \frac{2\pi}{T}$  だったものが  $\omega_s = \frac{2m\pi}{T}$  となるだけである．式 5 で

$\omega_s$  を  $m\omega_s$  で置き換えても，やはり  $F(t)$  は  $\omega_c \pm n\omega_s$  ( $n$  ; 非負整数) の信号成分しか含まない．

参考までに図 A-1 に 0 次から 5 次までと 50 次の第一種ベッセル関数を示す．次数と横軸の立ち上がりがほぼ一致しており，周波数成分の振幅が  $D\omega/\omega_s$  で規定されていることが判る．例えば変調幅 5Hz，変調周期 5 秒であれば  $D\omega/\omega_s = 25$  であり，25 次程度までのベッセル関数で記述が足りる．変調幅 5Hz，変調周期 50 秒であれば  $D\omega/\omega_s = 250$  で 250 次程度まで必要となる．

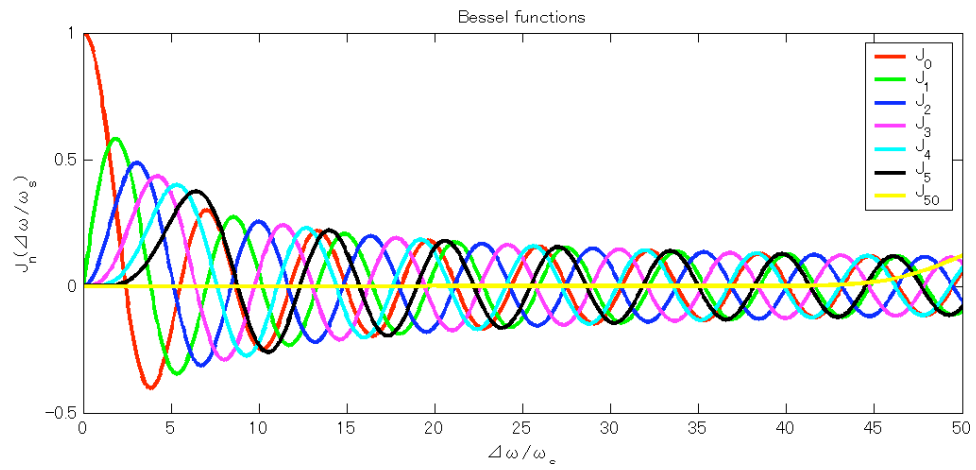


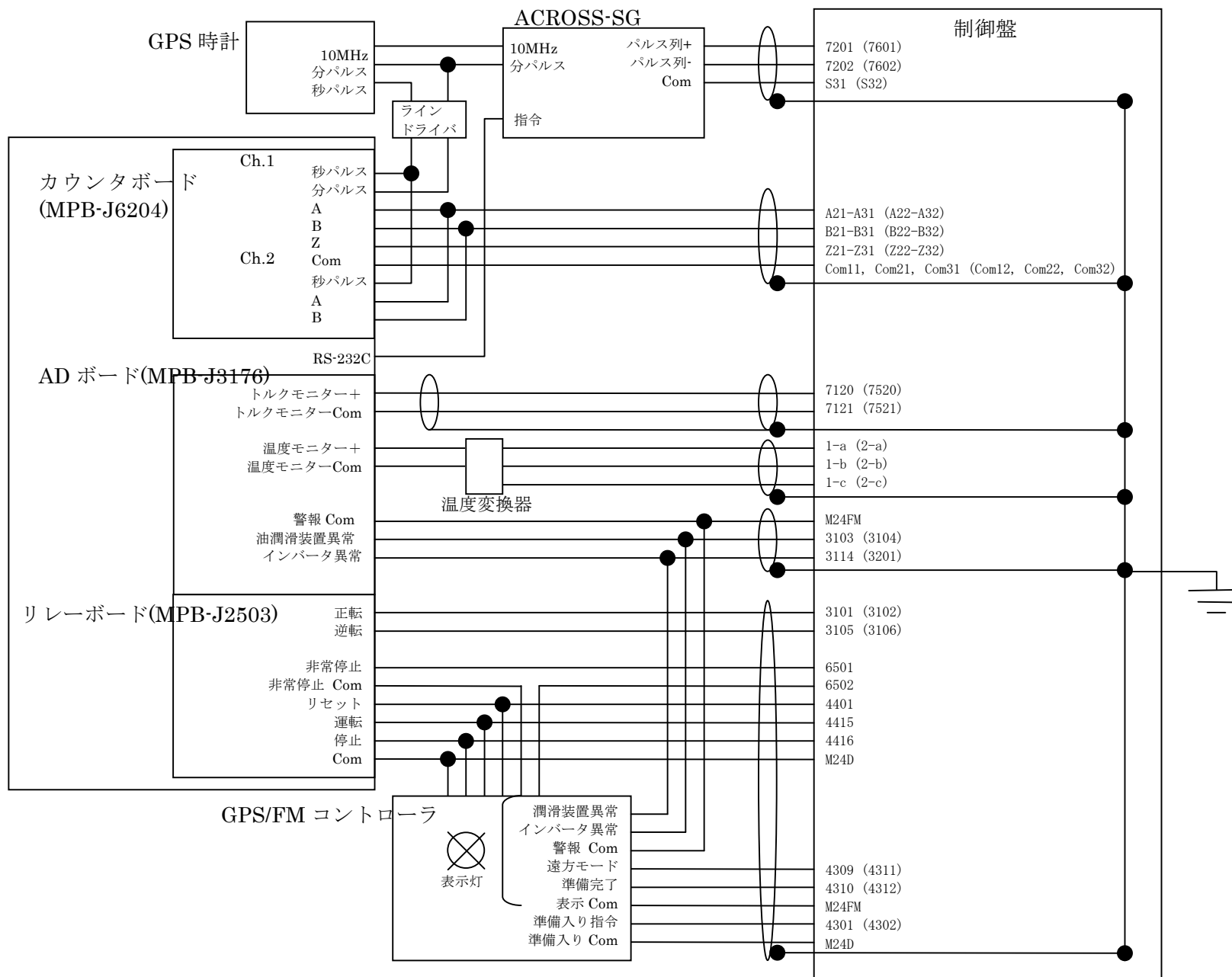
図 A-1. 第一種ベッセル関数.



## 6. PCによる制御回路

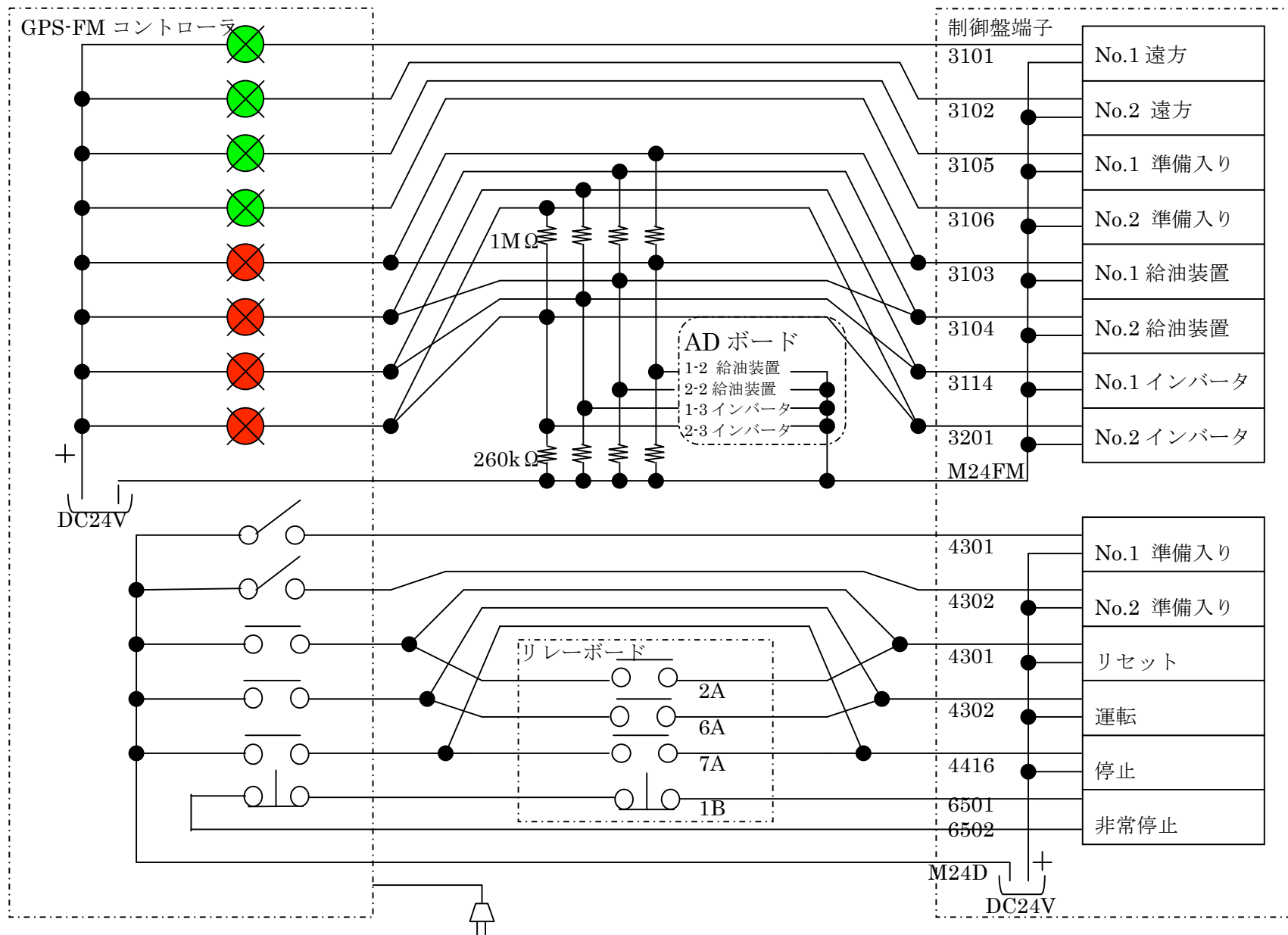
三河観測所の震源装置は、國友の設計によるシステムを用いた制御が行われている。システムは市販のPC、PC用のインタフェースボード、特注のパルス信号発生装置、およびGPS時計により構成されている。ここでは、PCと制御ボードおよび震源制御装置との接続ブロックダイアグラムをしめす。

# 全体配線図



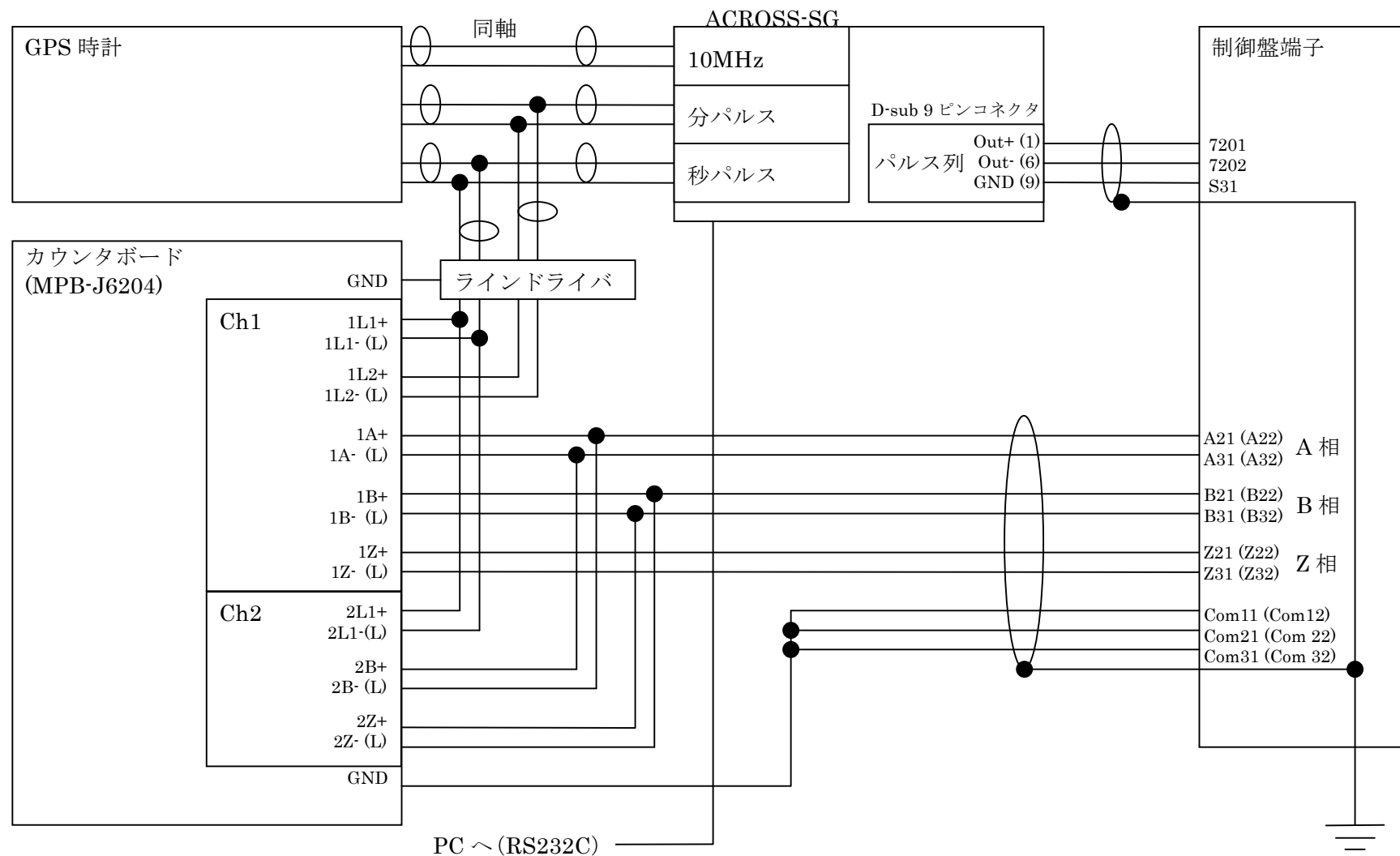
# GPS-FM コントローラ (リレーボード, AD ボードの一部)

遠方モード・準備完了のLED表示と準備入り指令に使用します。



# GPS 時計・ACROSS-SG・カウンタボード

GPS から 10Mpps, 分パルスが直接 ACROSS-SG へ. 分パルス, 秒パルスはラインドライバを経由して差動でカウンタボードへ.



## AD ボード No.1 (No.2)

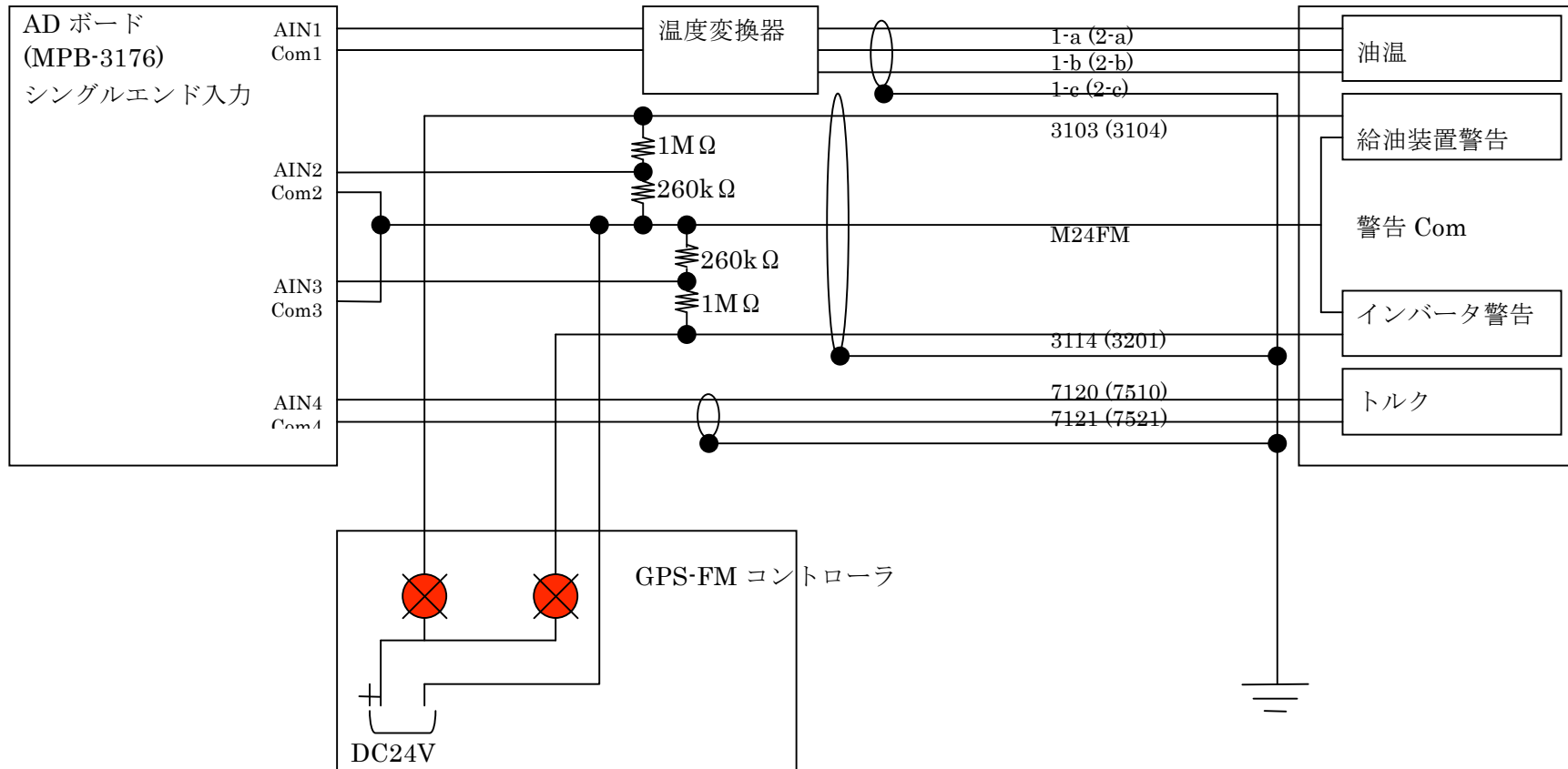
トルクモニター，油温モニター入力と，油循環装置故障，インバータ故障の警告

### ◆ シングルエンド入力設定.

油温度に関しては測温抵抗 Pt100 を温度変換器にて温度にリニアな電圧に変換.

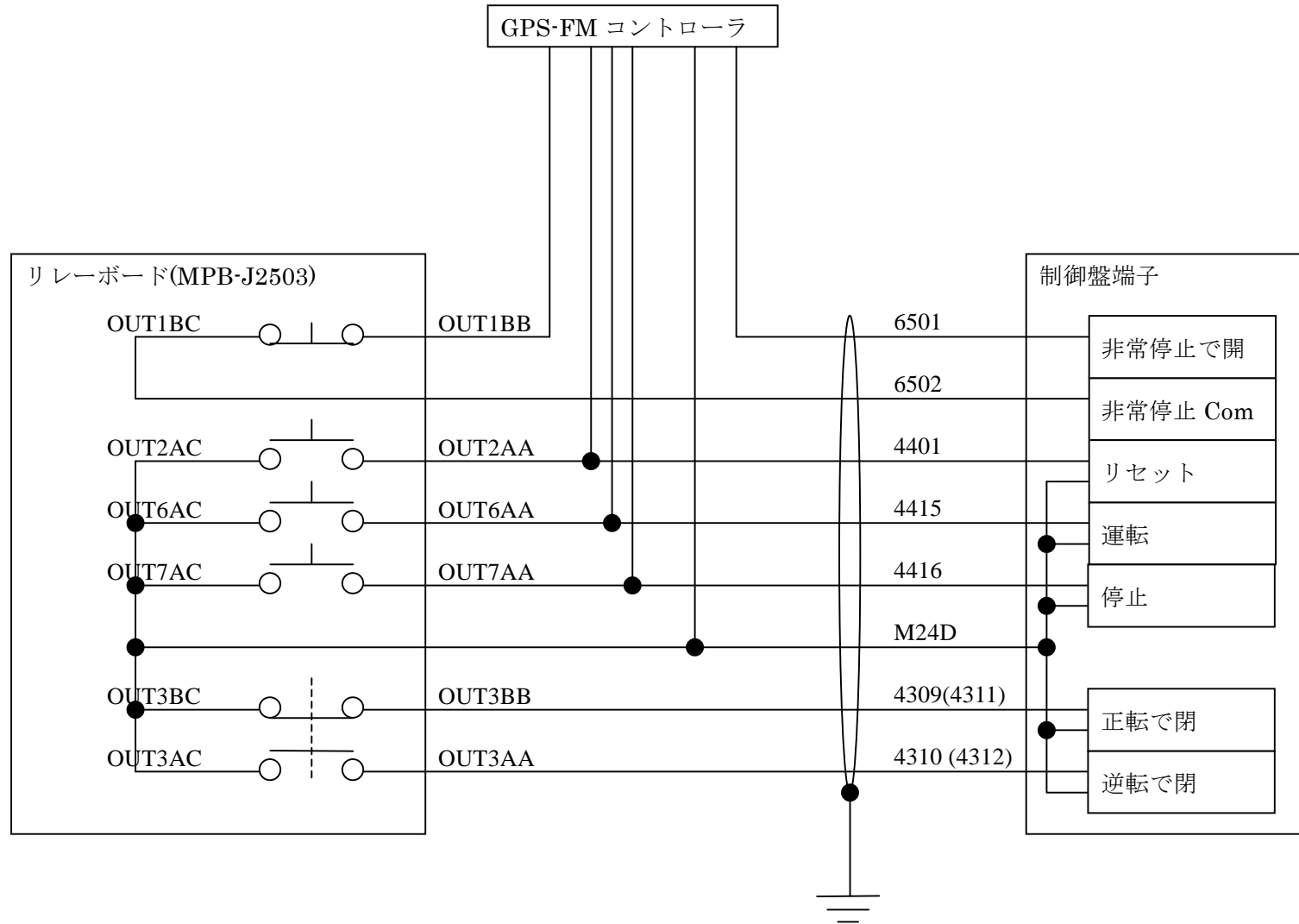
### ◆ アラームについては GPS-FM コントローラの LED 表示と並列にし，24V を抵抗で分配して 5V 出力とする (p2 参照).

この際，平常時 (アラームスイッチ OFF 時) に 5V，警報時 (アラームスイッチ ON 時) に 0V となることに注意.



## メカニカルリレー

リレーは以下のように結線。 非常停止は GPS - FM コントローラと直列、リセット、運転、停止は並列接続 (p2 参照)。



---

*M. Sc.*

*Dissertation*

---

Correction of near-source instability for long-term  
monitoring with ACROSS

**Noriko SUTO**

Department of Earth & Environmental Sciences  
Graduate School of Environmental Studies  
Nagoya University

Mar. 2007

## **Contents**

Abstract

1. Introduction

2. Instrumentation of the Experiment

2-1. Awaji site

2-2. Experiment in Awaji site

3. Analysis and Result

3-1. Application of methods in Yamaoka et al., 2001

3-2. Result of methods in Yamaoka et al., 2001

3-3. Improvement of the method

3-4. Process for analysis

3-5. Result of the improved method

4. Conclusion

Acknowledgements

Reference

Figure



## **Abstract**

Unexpected temporal variation due to near-source effect on the ACROSS (Accurately Controlled Routine Operated Signal System) signal is successfully reduced using near-source signal of the source vibration. The ACROSS vibrator for practical use was deployed near the Nojima fault to detect the temporal variations of seismic velocity after the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake. Ikuta *et al.*, [2002] made a 15-month continuous monitoring for the temporal variation in the travel time of P- and S- wave from Jan. 2000 to Apr. 2001. The elastic waves emitted from the ACROSS vibrators located at the surface were observed with seismometers at 800m and 1700m in depth. Though they detected a change in seismic velocity due to shakings of teleseismic events, they observed the long-term variations with the amplitude of 2ms for both P and S waves, which have good correlation to the temperature change and rainfall. The major cause of these variations was identified to be that of a near-source property which changes the source vibration. Most of the temporal variations are attributed to that of near-source region which seems to be mostly affected by rainfall. In this study, we tried to remove the near-source effect in order to detect the small change in deeper part of the ground that was not able to be detected in Ikuta *et al.*, [2002].

In this study the correction is made in two ways. First we attempted to divide the signal into long-term and short-term variations. Second the method proposed by Yamaoka *et al.*, [2001] was modified to make a better performance. As a result, we can reduce the effect of near-source variation in quite good performance compare with method Yamaoka *et al.*, [2001].

## **1. Introduction**

Monitoring the temporal variation of a state within the earth is important especially for predicting earthquake occurrence or volcano eruption. Many techniques have been invented since the beginning of the history of earth observation. Seismic activity is most widely used to monitor the temporal variation of the crust. For example,

magnitude-frequency distribution has been used to investigate the temporal and spatial variation of the stress or strength within the crust (e.g. Wiemer & Wyss 1997). Seismic activity prior to large or great earthquakes has recently been used to predict the time of the main shock (e.g. Bufe & Varnes 1993). Fault mechanism solutions and their temporal variation give the spatial and temporal variation of stress orientation (e.g. Zhao *et al.*, 1997). Strainmeters are used to make direct measurements of strain of rocks in the crust. In spite of the efforts to reduce the effect of meteorological noise on strainmeters, very few observations have reported on the precursor strain change before large earthquakes. For this purpose propagation property of seismic wave is a good indicator. Many efforts have been made to detect the temporal change in seismic velocity and amplitude.

The ACROSS system was developed in order to detect the temporal variation of the seismic velocity of the Earth's interior: The principal aim of the ACROSS system is to detect the velocity change associated with earthquake and/or volcanic eruption. [Kumazawa and Takei, 1994]. For this purpose, two technical issues arise. First, a good signal-to-noise ratio (SNR) of signal which brings the seismic velocity information to the targets (e.g. source nucleation region of earthquake or magma chambers), is required. An excellent SNR can be obtained by using accurately controlled sinusoidal waves as the source signal, which is directly related to the design of the instrument itself. The second issue is the temporal stability of the system that makes the natural variation visible. This includes not only the technique to reduce the effect of the environmental condition on the system itself but also the technique to calibrate the temporal variation of the elastic and/or inelastic property of the surrounding rock, which may vary with some meteorological effects.

The temporal variation of seismic velocity near the Nojima Fault, which ruptured during the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake (Mw; 6.9), was monitored using ACROSS. Ikuta *et al.*, [2002] made a 15 months continuous monitoring of the temporal variation in the P- and S- wave travel time from Jan. 2000 to Apr. 2001. The elastic waves emitted from the ACROSS vibrators located at the surface were observed using seismometers at 800m and 1700m in depth. They observed long-term variations with

the amplitude of 2ms for both the P and S waves. Furthermore, they detected sudden decrease of S wave and velocity at time when the 2000 Western-Tottori earthquake (Mw; 6.6) and the Geiyo earthquake (Mw; 6.4) occurred. The near-source variations are very similar to the travel time variations at the 800m. The major cause of those variations was identified to be a near-source property that changes the source vibration through dynamic interaction between the source and the surrounding media. The phase variation in the source vibration is primarily governed by the rigidity of the surrounding rock. The lower the rigidity, the more the phase of vibration delays [Juan et al., 1971]. Most of the temporal variations are attributed to that of near-source region which seems to be mostly affected by rainfall (Fig.1) [Ikuta and Yamaoka, 2004].

Ikuta and Yamaoka [2004] corrected the effect of the near-source variation using the signal that was recorded by the seismometers around the source. The correction was made only for the data with in a time-window of two months long, because the correction for the whole data at one time was not successful.

In this study, we tried to remove the effect of the near-source vibration for the whole observation period to find the small change in deeper part of the ground that was not able to be detected in the previous analysis.

## **2. Instrumentation of the Experiment**

### **2-1. Awaji site**

Two ACROSS sources are installed near the fault of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake (Mw; 6.9) in Awaji Island (Fig.2). The two vibrators in this test site have different eccentric moments to cover the wider frequency ranges with a small variation in force. They are designed to produce a sinusoidal wave up to 35Hz and 25Hz with a maximum force of  $2.0 \times 10^5$  N, referred to as the HF (High Frequency) and LF (Low Frequency) units, respectively. Two deep boreholes with 800m and 1700m were drilled at 50m and 200m from the ACROSS sources. At the bottom of each borehole, three-component velocity-type seismometer is deployed. The changes in the

propagation property between the sources and the seismometers in the boreholes were monitored.

The Fourier amplitude spectra of the observed in 800m borehole data are shown in Fig.3, where the ACROSS signal is recognized as multiple lines in the spectrum.

## 2-2. Experiment in Awaji site

The temporal variation of seismic velocity near the Nojima Fault, which ruptured during the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake (Mw; 6.9), was detected using ACROSS. Ikuta et al., [2002] made a 15 months continuous monitoring of the temporal variation in the P- and S- wave travel time from Jan. 2000 to Apr. 2001. They observed long-term variations with the amplitude of 2ms for both the P and S waves. They assumed that near-source variations are very similar to the travel time variations at the 800m. The major cause of those variations was identified to be a near-source property that changes the source vibration through dynamic interaction between the source and the surrounding media. Most of the temporal variations are attributed to that of near-source region which seems to be mostly affected by rainfall [Ikuta and Yamaoka, 2004] (Fig.1). They placed four three-component velocity sensors around the ACROSS sources to observe the movement of near-source vibration. Three of them are placed on the foundation and one is deployed in the 10m-deep borehole (Fig.4). We attempted to correct near-source effect that appears commonly on the signal of the 800m borehole and the seismometers near the source.

## 3. Analysis and Result

### 3-1. Application of method in Yamaoka *et al.*, 2001

As we can assume that the near-source effect appears commonly on the signal of the 800m borehole, we can remove it using the signal that is recorded by the seismometer near the source. We first applied the method proposed by Yamaoka *et al.*, [2001] to reduce the effect of the temporal variation of the source.

We assumed that the observed vibration of the seismometer,  $\mathbf{O}$ , is a product of the transfer function,  $\mathbf{G}$ , and source function,  $\mathbf{S}$ . In this analysis  $\mathbf{S}$  is assumed to be the record of four three-component velocity sensors and deployed in the 10m-deep borehole as the source function. In our observation  $\mathbf{G}$  and  $\mathbf{S}$  are assumed to vary slightly with time and are divided into the time-invariant term and the time-variant term. The observed vibration is represented by:

$$\mathbf{O}(\omega, t) = (\mathbf{G}^0(\omega) + \delta\mathbf{G}(\omega, t))(\mathbf{S}^0(\omega) + \delta\mathbf{S}(\omega, t)) \quad (3-1)$$

Here  $\omega$  is the angular frequency used in the ACROSS signal, and  $t$  is the time.  $\mathbf{G}^0$  and  $\mathbf{S}^0$  denote the time invariant parts of  $\mathbf{G}$  and  $\mathbf{S}$ , respectively. We assumed that time-variant terms are small compared to the time-invariant term  $\mathbf{S}$  and denote them with  $\delta$ . Ignoring higher order fractions, Equation (3-1) can be rewritten as:

$$\mathbf{O}(\omega, t) = \mathbf{G}^0(\omega) (\mathbf{S}^0(\omega) + \delta\mathbf{S}(\omega, t)) + \delta\mathbf{G}(\omega, t)\mathbf{S}^0(\omega) \quad (3-2)$$

We obtained  $\mathbf{G}^0$  by the following procedure. Assuming that the source function  $\mathbf{S}$  is described with  $\mathbf{M}$  parameters of seismometers, we wrote the vibration at a seismometer with a liner combination of the source function and residual as:

$$\mathbf{O}_i(\mathbf{k}) = \mathbf{G}_{ij}^0 \mathbf{S}_j(\mathbf{k}) + \mathbf{R}_i(\mathbf{k})$$

$$(i = 1, \dots, 3; j = 1, \dots, M; k = 1, \dots, N) \quad (3-3)$$

where  $i$  denotes each component of the vibration of the seismometer,  $\mathbf{j}$  denotes that of the vibration of the basement around the source, and  $\mathbf{k}$  denotes the serial number of samples. Note  $\mathbf{G}_{ij}^0$  is independent of time.

$\mathbf{G}_{ij}^0$  and  $\mathbf{R}_i$  were obtained using least-squares fitting to the observed data. Then, the predicated temporal variation is written as

$$\mathbf{O}_i(\mathbf{k})_{\text{pre}} = \mathbf{G}_{ij}^0 \mathbf{S}_j(\mathbf{k}) \quad (3-4)$$

using the transfer function,  $\mathbf{G}_{ij}^0$ , obtained here. Comparing the temporal variation of the predicted vibration with those observed, we can see that they are quite similar to each other, meaning that the observed temporal variation at the seismometer is attributed mostly to that of the foundation's movement.

In this calculation the temporal variation of the medium,  $\delta\mathbf{G}(\omega, \mathbf{t})$ , is the residual of fitting  $\mathbf{R}_i$ . Following Equation (3-2), the residual is written as:

$$\mathbf{R}_i(\mathbf{k}) = \delta\mathbf{G}_{ij}^0(\mathbf{k})\mathbf{S}_j^0 \quad (3-5)$$

What we want to obtain here is the vibration of the seismometer after of the temporal variation of the foundation, and it is written as:

$$(\mathbf{G}_{ij}^0 + \delta\mathbf{G}_{ij}(\mathbf{k}))\mathbf{S}_j^0 = \mathbf{G}_{ij}^0\mathbf{S}_j^0 + \mathbf{R}_i(\mathbf{k}) \quad (3-6)$$

From Equation (3-1),

$$\mathbf{G}_{ij}^0\mathbf{S}_j^0 = \langle \mathbf{O}_i(\mathbf{k}) \rangle \quad (3-7)$$

in which  $\langle \rangle$  denotes the average over time  $\mathbf{k}$ . In this procedure we can obtain the temporal variation without near-source effect.

### 3-2. Result of method in Yamaoka et al., 2001

As shown in Ikuta and Yamaoka (2004), the data in relatively short period of time are well corrected using the method that is described above. To evaluate the performance of the method for long-term data we applied the above method again for the same data obtained in Ikuta et al. (2002). We tried to correct 800m-borehole data using transfer function on all frequency. In Fig.5 and Fig.6, the original data and corrected data both in real and imaginary part are shown, which are corrected using the records of the three seismometers deployed on the surface and one at the 10m borehole.

We show the results for two frequencies, 13.0 Hz and 19.1Hz, which corresponds to the frequency in the middle of the frequency band generated by LF and HF unit, respectively. In the long-term data, only the variations with long period were removed,

but the variation with short period does not change. Fig.7 shows the standard deviation for all frequencies on 800m-borehole observation. Fig.8 shows the standard deviation when applied the Yamaoka *et al.*, [2001]. The variation of short period component corresponds to daily changes. This suggests that the temporal variation in the motions of the source can be divided into several modes, which have different transfer functions. Therefore, the correction with single transfer function fails for long-term data.

We propose a reason why the method cannot remove the effect of the near-source vibration. We assumed that the temporal variation at near-source signal can be divided into at least two modes, short-term and long-term variation. The short-term variation contains daily variation due to atmospheric temperature. The long-term variation contains seasonal change due to drying or wetting of soil material near the source.

### 3-3. Improvement of the method

From the result that is shown above, we assumed that the temporal variation at near-source signal can be divided into at least two modes, short-term and long-term variation. We apply low pass filter both on observed data and near-source data to divide the data into long-term and short-term variation. Moreover we improved the method by Yamaoka *et al.*, [2001].

We start with the same assumption that is proposed by Yamaoka *et al.*, [2001], in which they assumed that the observed vibration of the seismometer,  $\mathbf{O}$ , is a product of the transfer function,  $\mathbf{G}$ , and the near-source vibration of the function,  $\mathbf{S}$ . Here we can write  $\mathbf{O}$  and  $\mathbf{S}$  as:

$$\mathbf{O}(\omega, t) = \mathbf{G}(\omega) \mathbf{S}(\omega, t) \quad (3-8)$$

In the analysis we assume  $\mathbf{S}$  cannot fully represented by the record of near-source vibration. We assume  $\mathbf{S}$  is represented by two spaces, one is represented by near-source vibration  $\mathbf{S}_k$  and the rest is denoted as  $\mathbf{S}_u$ . In this notation  $k$  means ‘known’ and  $u$  means ‘unknown’.

Dividing  $\mathbf{S}$  into two space  $\mathbf{S}_k$  and  $\mathbf{S}_u$ , Equation (3-8) can be rewritten as:

$$\mathbf{O}(\omega,t)=\mathbf{G}_k(\omega,t)\mathbf{S}_k(\omega,t)+\mathbf{G}_u(\omega,t)\mathbf{S}_u(\omega,t) \quad (3-9)$$

in which,  $\mathbf{G}_k$  and  $\mathbf{G}_u$  care the transfer function that corresponds to a  $\mathbf{S}_k$  and  $\mathbf{S}_u$ , respectively. Dividing each term into time variant and invariant terms,

$$\begin{aligned} \mathbf{O}_0+\delta\mathbf{O}&=(\mathbf{G}_{k0}+\delta\mathbf{G}_k)(\mathbf{S}_{k0}+\delta\mathbf{S}_k)+(\mathbf{G}_{u0}+\delta\mathbf{G}_u)(\mathbf{S}_{u0}+\delta\mathbf{S}_u) \\ &= \mathbf{G}_{k0}\mathbf{S}_{k0}+ \mathbf{G}_{k0}\delta\mathbf{S}_k+\delta\mathbf{G}_k\mathbf{S}_{k0}+\delta\mathbf{G}_k\delta\mathbf{S}_k \\ &\quad + \mathbf{G}_{u0}\mathbf{S}_{u0} + \mathbf{G}_{u0}\delta\mathbf{S}_u+\delta\mathbf{G}_u\mathbf{S}_{u0}+\delta\mathbf{G}_u\delta\mathbf{S}_u \end{aligned} \quad (3-10)$$

We assumed that time-variant terms are small compared to the time-invariant term  $\mathbf{S}$ ,  $\mathbf{O}$  and denotes them with  $\delta$ , respectively. We can assume that the contribution of  $\mathbf{S}_k$  to  $\mathbf{O}$  is larger enough than that of  $\mathbf{S}_u$ , we can ignore higher order fractions corresponding to  $\mathbf{S}_u$ . Therefore equation (3-10) can be rewritten as:

$$\mathbf{O}_0+\delta\mathbf{O}= \mathbf{G}_{k0}\mathbf{S}_{k0} + \mathbf{G}_{k0}\delta\mathbf{S}_k + \delta\mathbf{G}_k\mathbf{S}_{k0}+\mathbf{G}_{u0}\mathbf{S}_{u0} \quad (3-11)$$

We calculate the average for both side of the equation (3-11):

$$\mathbf{O}_0= \mathbf{G}_{k0}\mathbf{S}_{k0}+\mathbf{G}_{u0}\mathbf{S}_{u0} \quad (3-12)$$

subtracting (3-12) form (3-11)

$$\delta\mathbf{O}=\mathbf{G}_{k0}\delta\mathbf{S}_k+ \delta\mathbf{G}_k\mathbf{S}_{k0} \quad (3-13)$$

$\mathbf{G}_{k0}$  and  $\delta\mathbf{G}_k\mathbf{S}_{k0}$  are obtained using least-squares fitting to the time-variant term of observed data.

### 3-4. Process for analysis

(Process 1)

First we applied low pass filter both on observed data and near-source data to divide the data into two data set with long-term and short-term variations (Fig.9 and Fig.10). We assumed that the long-term vibration includes seasonal change, and the short-term



vibration includes daily change. Fig.11 shows standard deviation for the long-term and short-term variation on 800m-borehole observation.

(Process 2)

We applied the improved method on long-term and short-term variation, respectively. We have suggested that the temporal variation of the motions of the source can be dividing into several modes, which have different transfer functions. We calculated transfer function both on long-term variation and short-term variation separately. In Fig.12 and Fig.13, the original and corrected data of the real part and imaginary part are shown for long-term vibration and short-term vibration. We can reduce seasonal change on long-term vibration, and daily change on short-term vibration. Fig.14 shows standard deviation when applied the improved method on long-term and short-term variation.

(Process 3)

We add corrected long-term and short-term variation and obtain the final data in which the effect of near-source variation are corrected.

### 3-5. Result of the improved method

Fig.15 and Fig.16 shows the original data and the corrected data using the improve method that is described above. The data are corrected with the records of three seismometers deployed on the surface and the one at the 10m borehole. We show the results for two frequencies, 13.0Hz and 19.1Hz for examples.

In this result, temporal variations are reduces both in real part and imaginary part. We calculated the standard deviations for all frequency. Fig.17 shows the standard deviation of data corrected by the improve method. The standard deviation of new methods is reduced by more than 0.5 to 0.8 orders of magnitude. When we compare it with method of Yamaoka *et al.*, [2001] (cf. Fig.5, Fig6 and Fig.7), it appeared that the reduction of near-source effect using New Analysis works very well, especially UD, NS components.

#### **4. Conclusion**

We have successfully removed the temporal variation that is commonly appeared on the signal both on receivers and near-source movement using the signal that is recorded by the seismometer near the source. We modified the method proposed in Yamaoka *et al.*, [2001] to be able to correct the data in long-term observation. In the original method it is difficult to reduce the common variation from long-term data, in which daily and seasonal variations are included, though it works for short-term data, in which daily variation predominates.

We assumed that the temporal variation at near-source signal can be divided into at least two modes, short-term and long-term variation. The short-term variation contains daily variation due to atmospheric temperature. The long-term variation contains seasonal change due to drying or wetting of soil material near the source.

In the new method we developed, we separate the whole data using low pass filter to divide the data into long-term and short-term variation. We also expressed the source function with two independent spaces that is and is not able to be expressed with observed signal at near-source seismometers. As a result, we can reduce the effect of near-source variation in quite good performance, especially UD, NS components.

#### **Acknowledgements**

A number of people have generously cooperated in this study. In particular, Prof. K. Yamaoka, Dr. R. Ikuta, Prof. T. Watanabe, Dr. Y. Hasada, Prof. N. Fujii, in the field. This research is fully supported by member of the ACROSS team.

We thank to Prof. K. Yamaoka, Dr. R. Ikuta in the University of Tokyo and Prof. T. Watanabe in Nagoya University, who were great help in improving the this study.

#### **Reference**

- BuFE C. G & VARES D. 1993 *Predictive modeling of the seismic cycle of the Greater San Francisco Bay region*, Journal of Geophysical Research 98, 9871-83
- Kumazawa, M., Y. Takei, *Active method of monitoring underground structures by means of ACROSS.1 Purpose and principle*, Abstracts of the Seismological Society of Japan 2, 158, 1994
- Ikuta, R., *Temporal variation in the elastic properties in shallow crust detected with ACROSS*, Thesis for doctor of Science, Department of Environmental Studies, Nagoya University, 2004, in Japanese
- Ikuta, R., Yamaoka, K., Miyakawa, K., Kunitomo, T. and Kumazawa, M, *Continuous monitoring of Propagation velocity of seismic wave using ACROSS*, Geophys. Res. Lett., 29, doi; 10.1029/2001GL013974, 2002.
- Ikuta R. and Yamaoka K, *Temporal variation in the shear wave anisotropy detected using Accurately Controlled Routinely Operated Signal System (ACROS)*, J. Geophys. Res., 109, B09305, doi; 10.1029/2003JB002901, 2004.
- Juan, E Luco. and Russell, A Westmann., A. M. Asce., *Dynamic response of circular footing*, Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, 97, EM5, pp. 1381-1395, 1971
- Misu, H., *Active monitoring of upper crust using ACROSS-seismic array system –Identification of later phases observed in a long term continuous experiment at Awaji Island-*, Thesis for master of Science, Department of Earth and Planetary Sciences Nagaya University, in Japanese
- Misu, H, *Reduction of the near-surface effect on the ACROSS signal recorded by receivers at far-field*, Thesis for master of Science, Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagaya University

- WIMER S. & WYSS M. 1997. *Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence time?*, Journal of Geophysical Research 102, 15115-28
- Yamaoka, K., Ikuta R., K. Miyakawa, T. Kunitomo, M. Kumazawa, *A precise method for continuous monitoring of the temporal variation of wave propagation*,
- Yamaoka, K., T. Kunitomo, K. Miyakawa, K. Kobayashi, M. Kumazawa, *A trial for monitoring temporal variation of seismic velocity using an ACROSS system*, The Island Arc, 10, 336-347, 2001.
- Miyakawa, K. Kobayashi, M. Kumazawa, *A trial for monitoring temporal variation of seismic velocity using an ACROSS system*, The Island Arc, 10, 336-347, 2001.
- AZHAD D., KANAMORI H. & WIENS D. 1997. *State of stress before and after the 1994 Northridge earthquake*, Geophysical Research Letters 24, 519-22

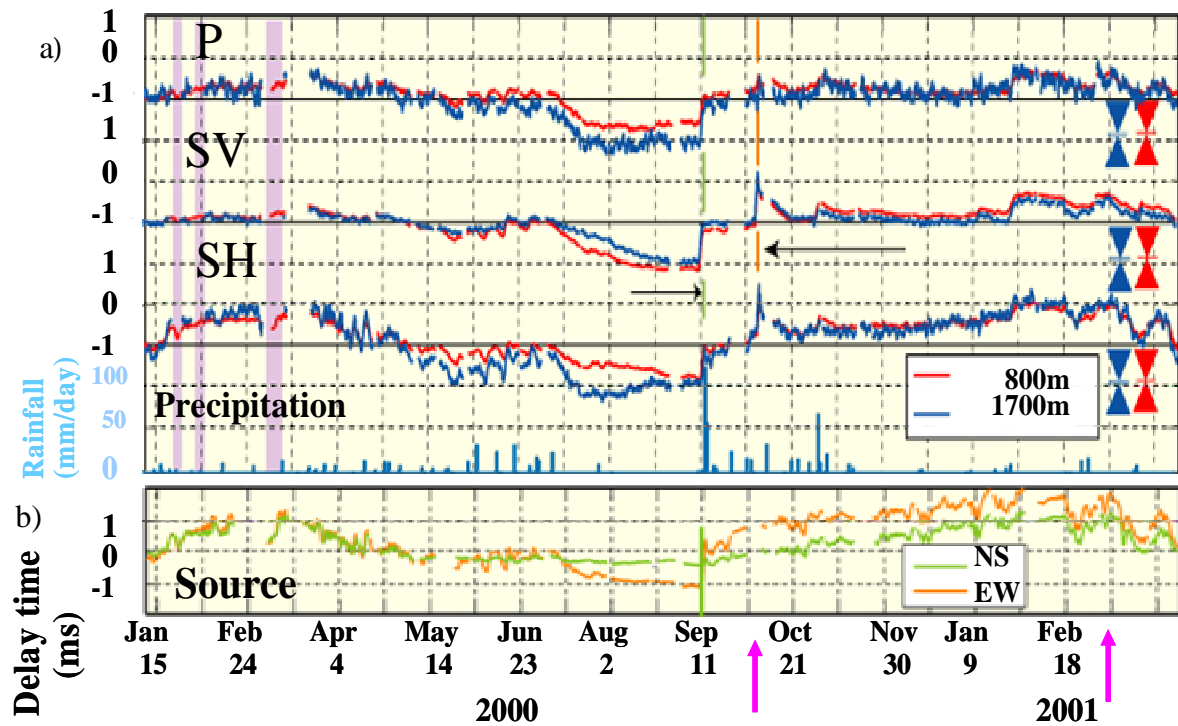


Fig. 1

- a) Temporal variation in the arrival time of P, transverse-S, and radial-S waves detected by the 800m (red line) and 1700m (blue line) borehole sensors along with precipitation.

The vertical arrows on the calendar axis indicate the date of the 2000 Western Tottri and the 2000 Geiyo earthquakes.

- b) Temporal variation in the phase of near-source vibration. Time delay averaged over frequencies is used in the plot. The delays in two horizontal directions are estimated assuming a rigid body motion of the source region. (Ikuta et al., 2002)

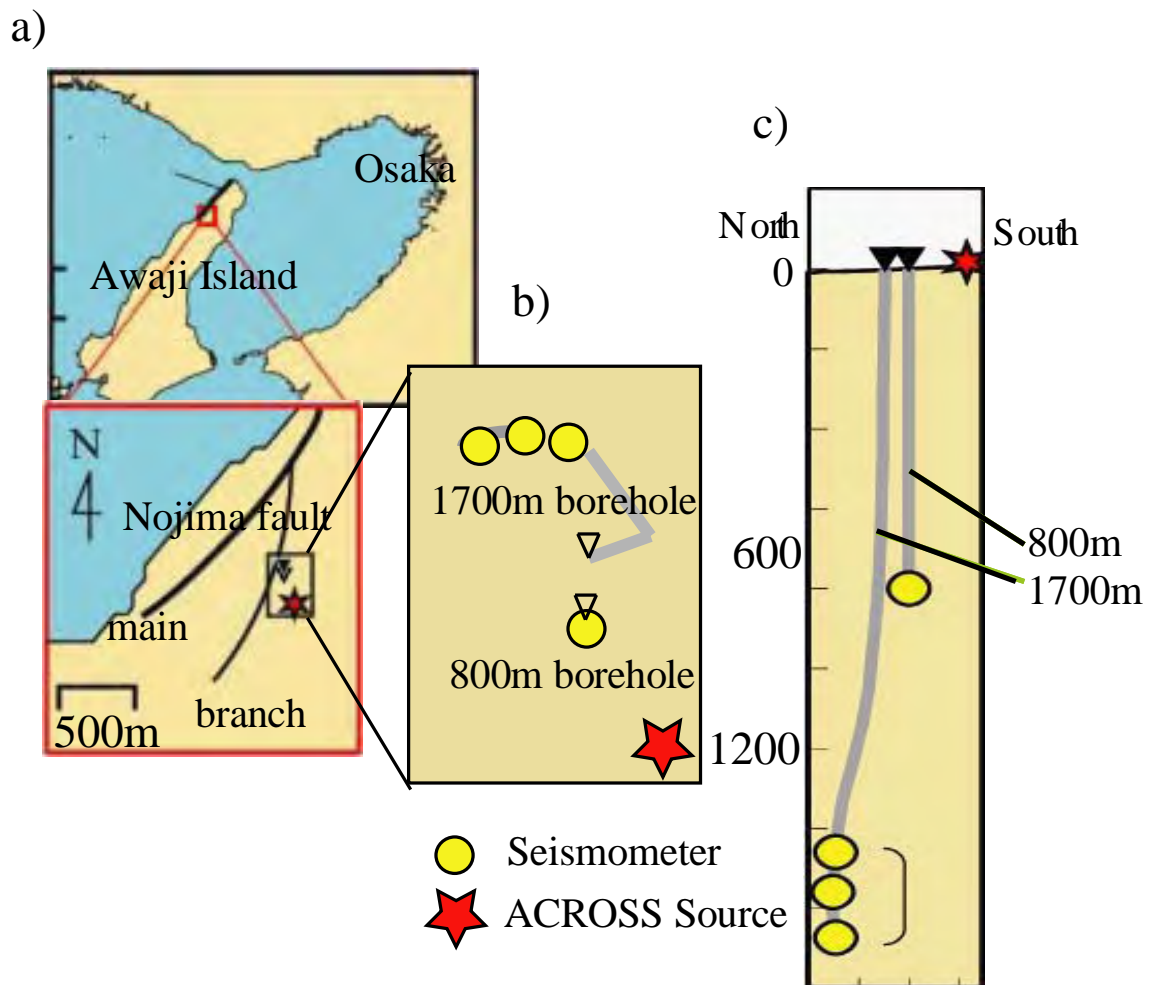


Fig. 2

Location of the ACROSS experiment site near the Nojima fault.

a) Location of the Nojima fault (Heavy line).

b) Location of the ACROSS vibrator (star) and the 1700m and 800m boreholes (triangles). Heavy gray lines are the surface trace of the boreholes.

c) North-South vertical cross section.

(modified Ikuta et al., 2002 )

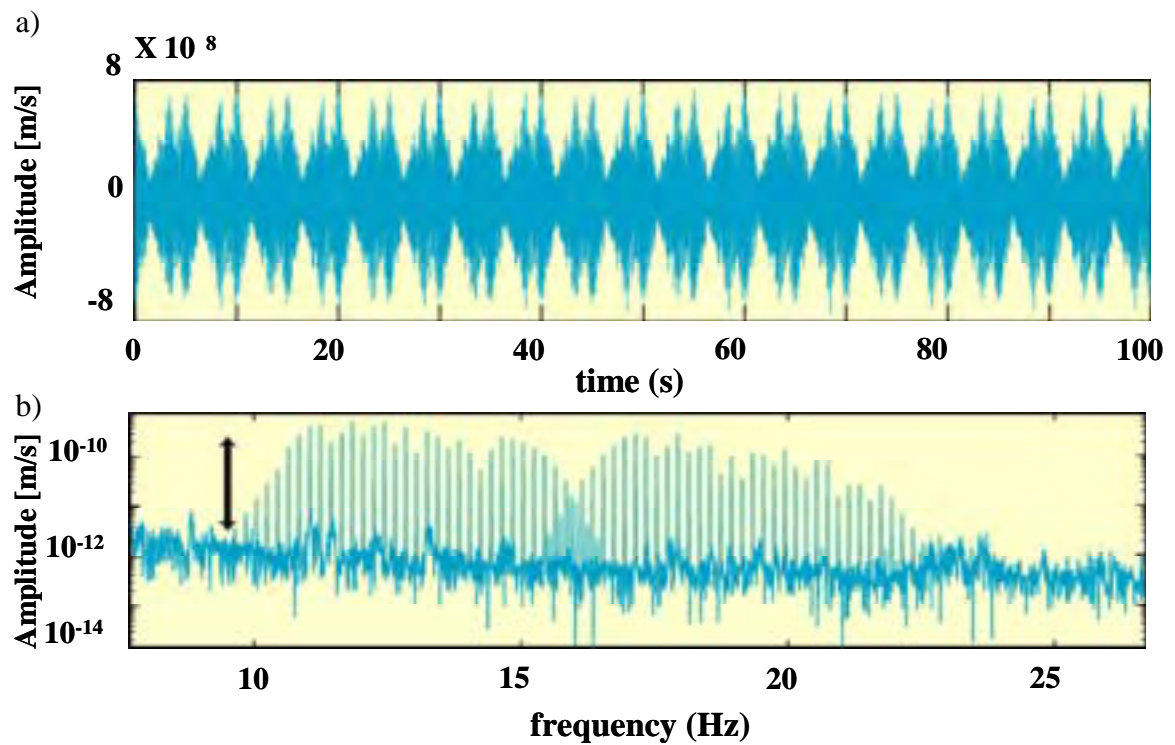


Fig. 3

a) Example of one-hour stacked records for the vertical component of the 800m-borehole sensor.

b) Fourier amplitude spectra of the record shown in a). The separate lines in the spectrum correspond to the signal of ACROSS. Two robes ranging from 10 to 16 Hz and from 16.1 to 22.1 Hz correspond to the LF and HF units, respectively.

(Ikuta et al., 2004)

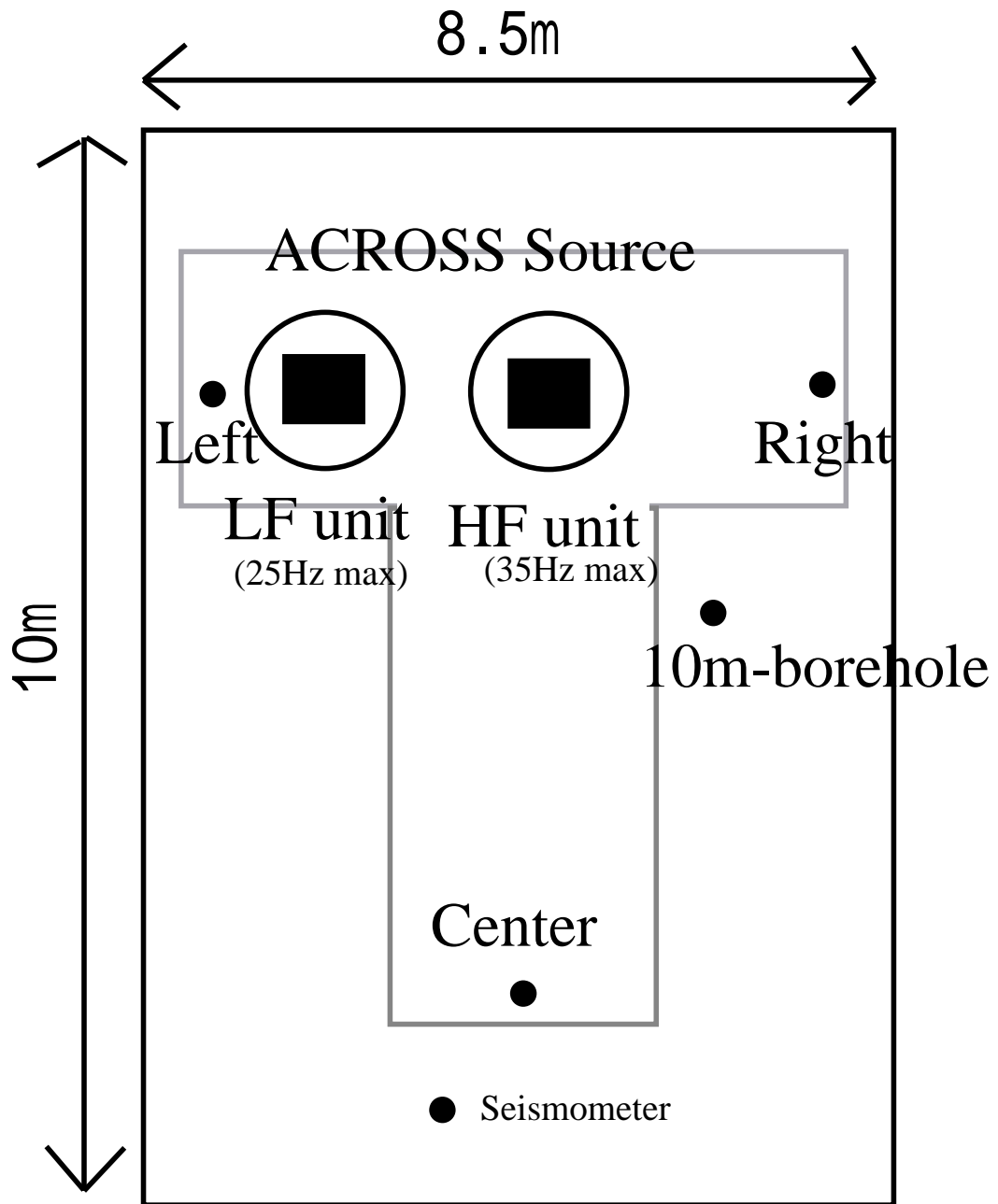


Fig. 4

Arrangement of instrument in the building where the ACROSS source was situated. Four seismometers (center, right, left, 10m-borehole) which placed near the edges of the foundation to measure its vibration.



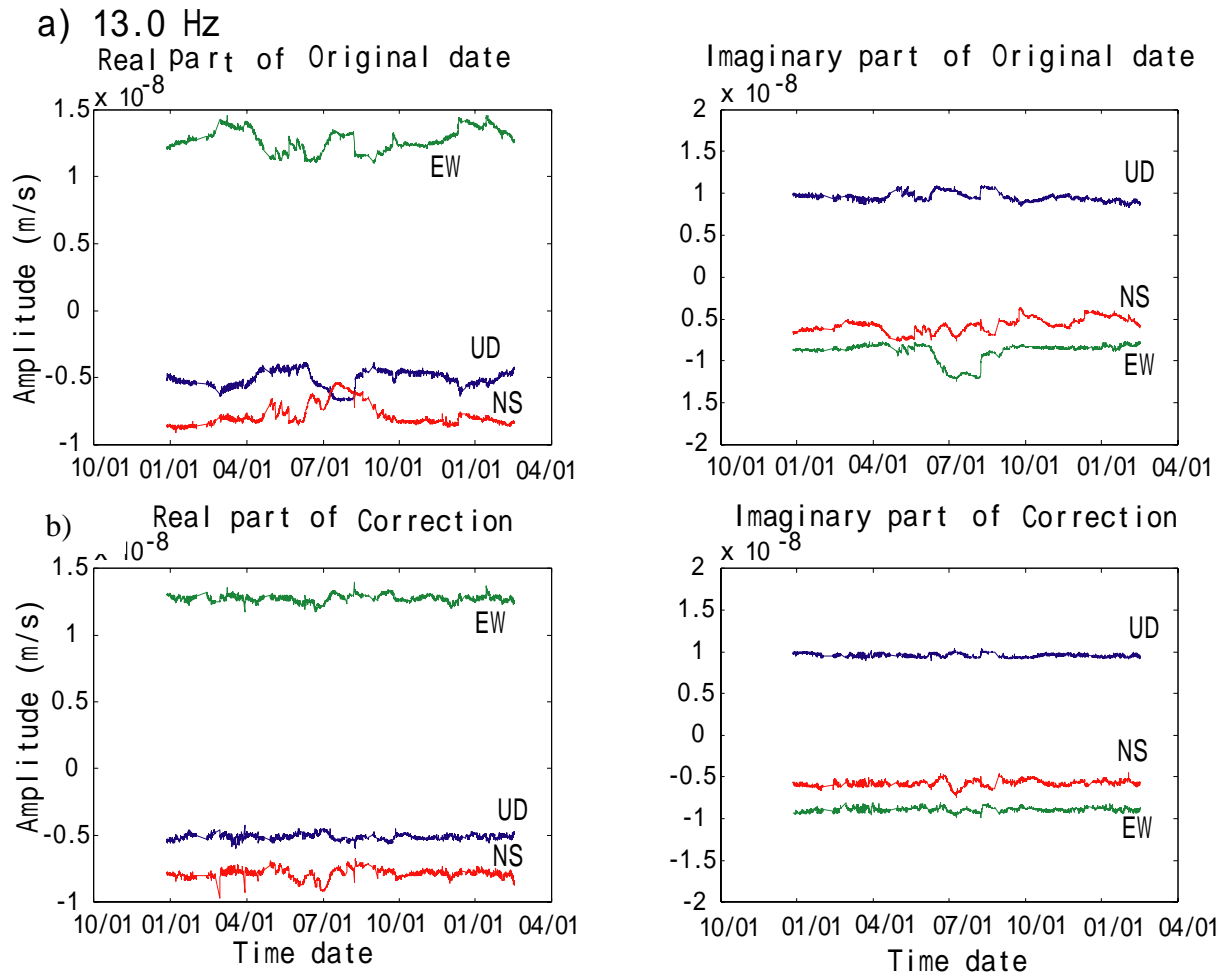


Fig.5

a) Temporal variation of the ACROSS signal that is observe at 800m-borehole from Jan. 2000 to Apr. 2001. The signal at 13.0Hz, which is the middle of the frequency range of LF (Low Frequency) unit, is shown for an representative example. Both real and imaginary parts are shown separately. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal and daily changes.

b) The same signal that are shown in a) after the correction with the method proposed by Yamaoka et al. (2001). Note that the long-term vibrations are reduced, while short-term vibrations are not reduced.

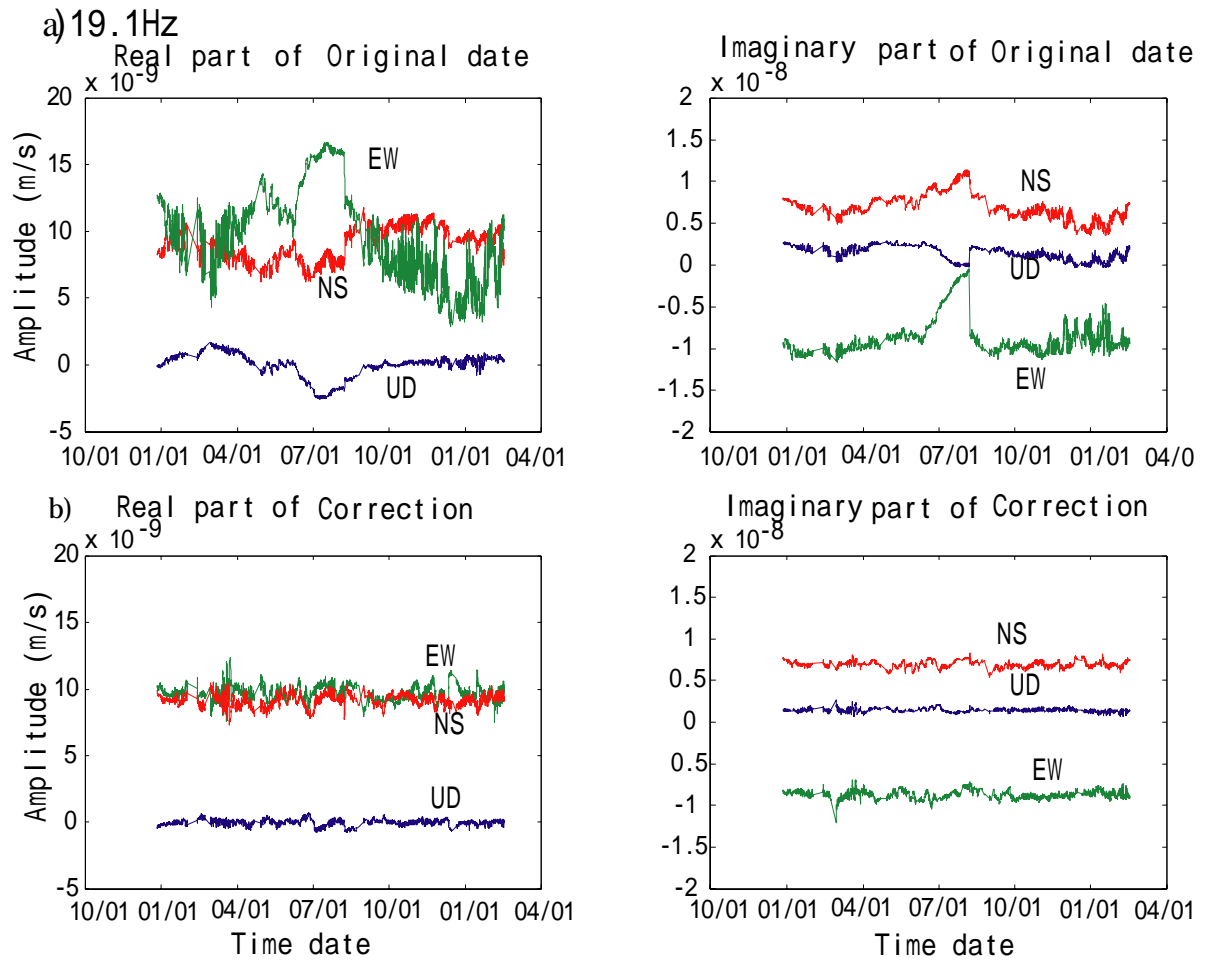


Fig.6

a) Temporal variation of the ACROSS signal that is observe at 800m-borehole from Jan. 2000 to Apr. 2001. The signal at 19.1Hz, which is the middle of the frequency range of HF (High Frequency) unit, is shown for an representative example. Both real and imaginary parts are shown separately. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal and daily changes.

b) The same signal that are shown in a) after the correction with the method proposed by Yamaoka et al. (2001). Note that the long-term vibrations are reduced, while short-term vibrations are not reduced

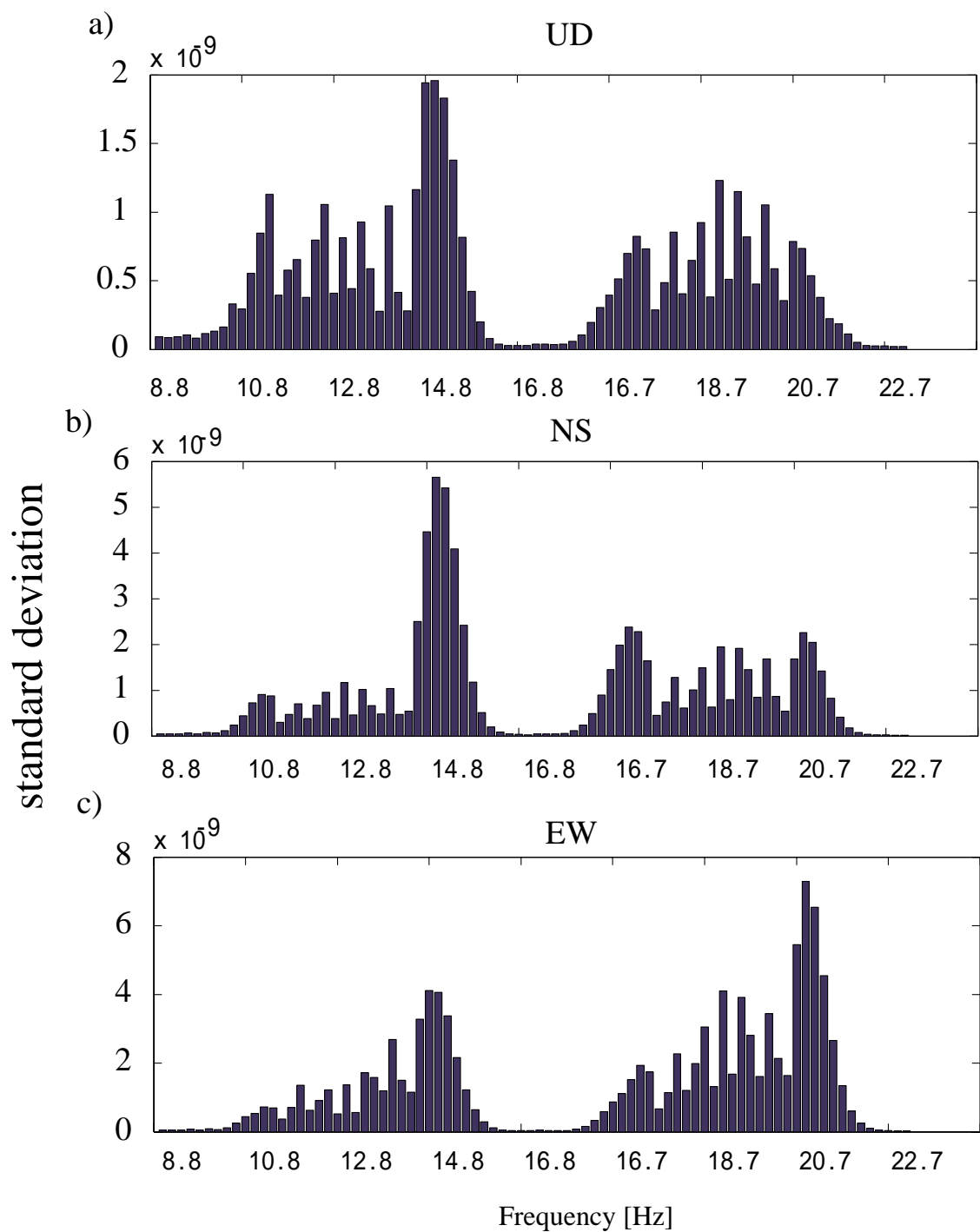


Fig.7

Standard deviation of the temporal variation of ACROSS signal for all the frequencies that is observed at the 800m-borehole. a) UD component b) NS component c) EW component. The frequencies from 8.0 Hz to 17.0 Hz and from 15.1 Hz to 23.1 Hz correspond to the LF and HF units, respectively.

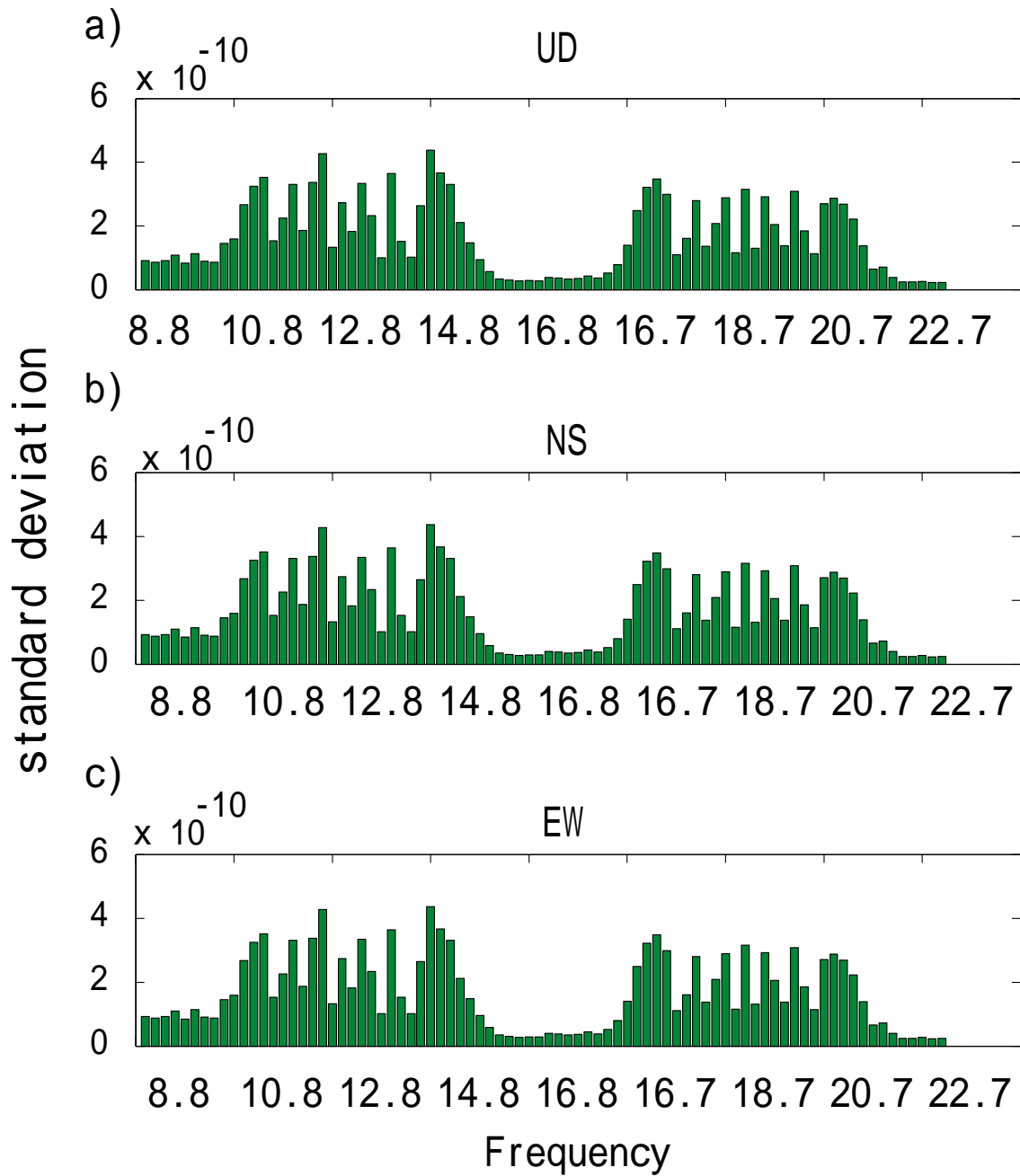
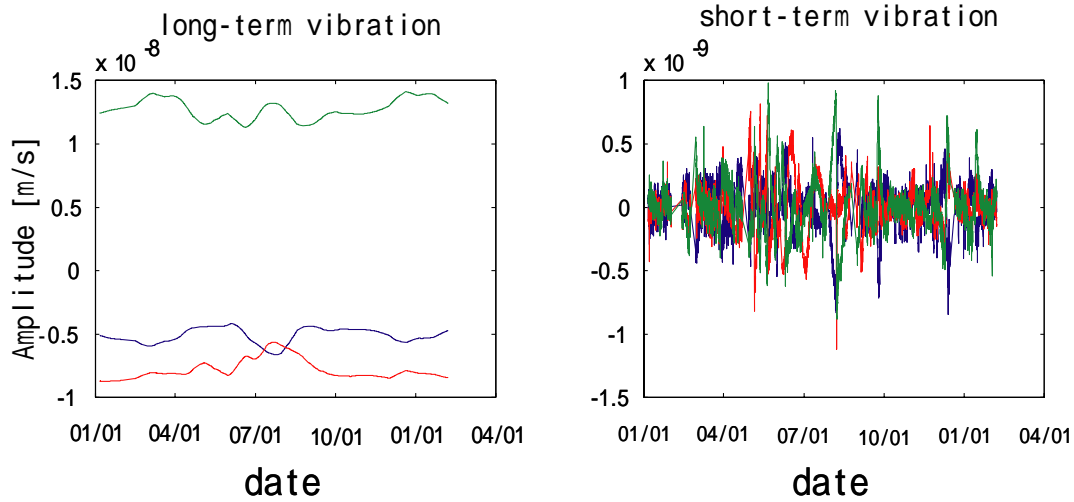


Fig.8

Standard deviation after correction by the method proposed by Yamaoka et al., [2001]. a) UD component b) NS component c) EW component. The frequencies from 8.0 Hz to 17.0 Hz and from 15.1 Hz to 23.1 Hz correspond to the LF and HF units, respectively.

a) 13.0 Hz Real part



b) 13.0 Hz imaginary part

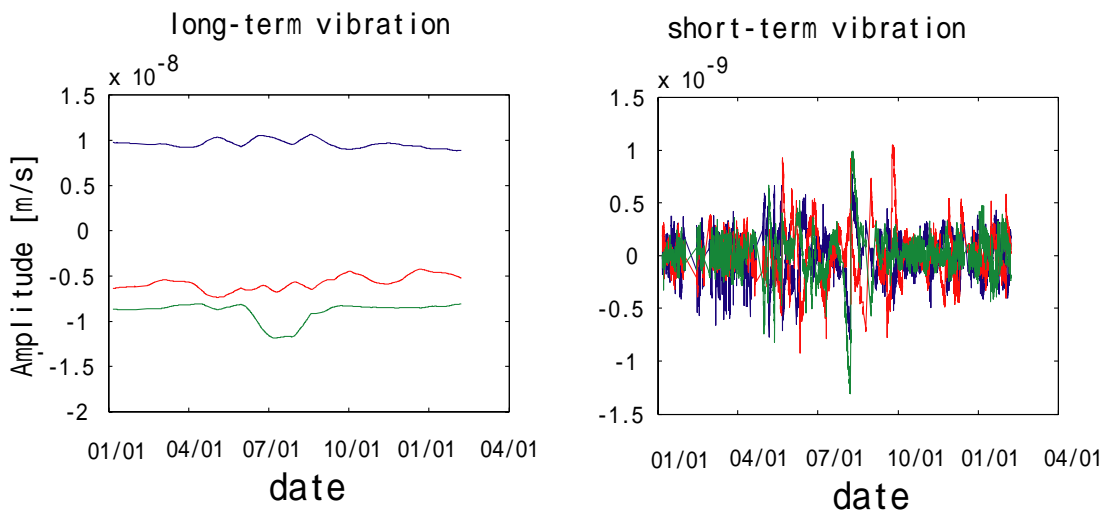
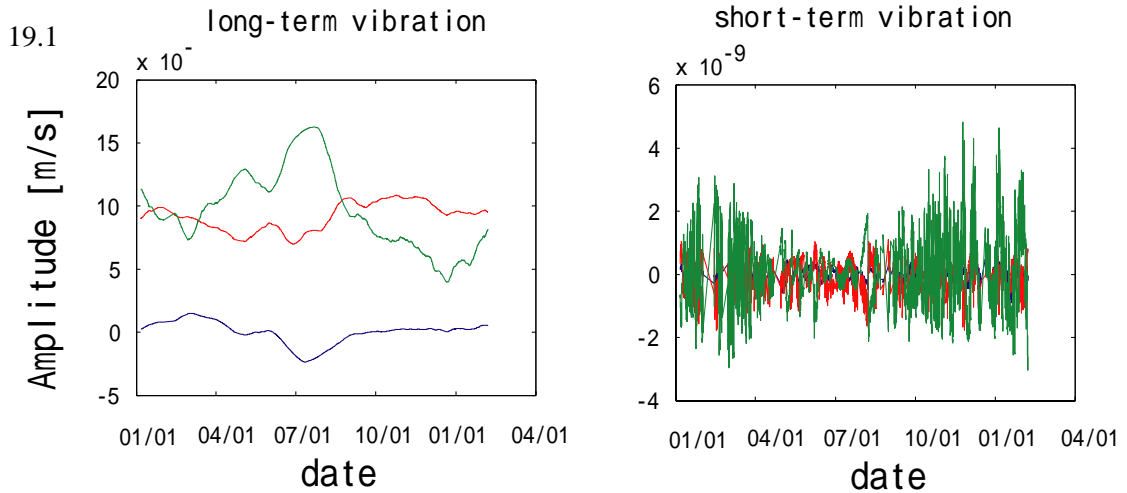


Fig.9

a) Long-term and short-term temporal variation of the real part of 13.0 Hz to divide the data into long-term and short-term variation at 800m-borehole date from 2000 to Apr. 2001. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal change and daily change.

b) Long-term and short-term temporal variation of the imaginary part of 13.0 Hz to divide the data into long-term and short-term variation at 800m-borehole date from Jan. 2000 to Apr. 2001. They include seasonal and daily changes.

a) 13.0 Hz Real part



b) 19.1 Hz Imaginary part

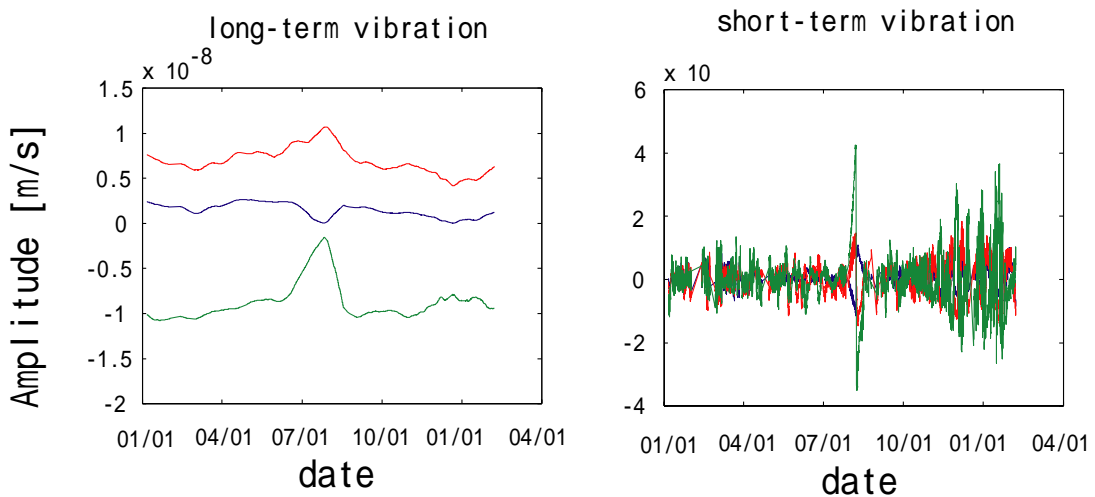


Fig.10

a) Long-term and short-term temporal variation of the real part of 19.1 Hz to divide the data into long-term and short-term variation at 800m-borehole date from 2000 to Apr. 2001. 13.0 Hz is the middle of the frequency by HF. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal and daily changes.

b) Long-term and short-term temporal variation of the imaginary part of 19.1 Hz to divide the data into long-term and short-term variation at 800m-borehole date from Jan. 2000 to Apr. 2001. They include seasonal and daily changes.

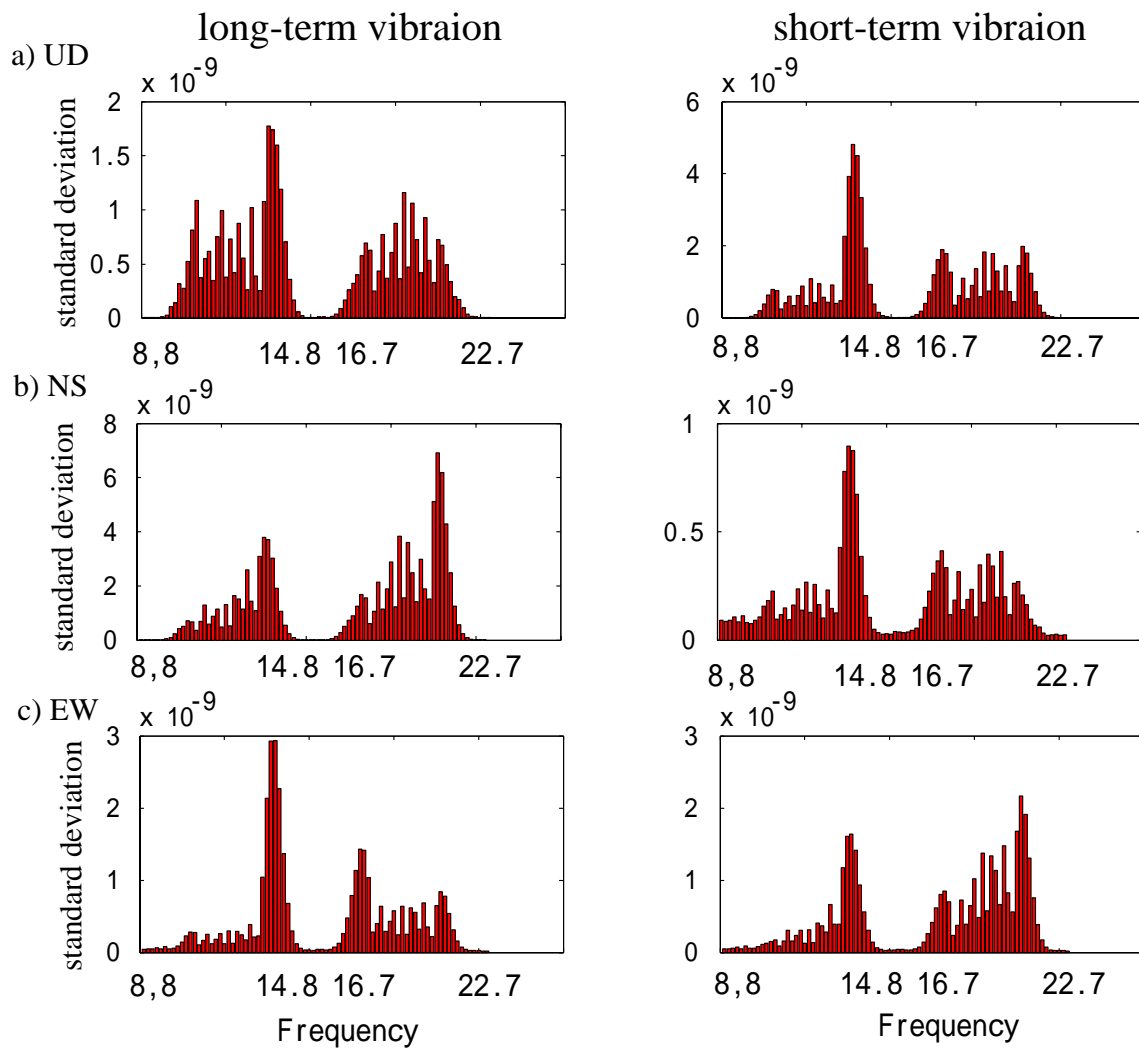


Fig.11

Standard deviation for long-term and short-term variation observed at the 800m-borehole date. a) UD component b) NS component c) EW component. The frequencies from 8.0 Hz to 17.0 Hz and from 15.1 Hz to 23.1 Hz correspond to the LF and HF units, respectively.

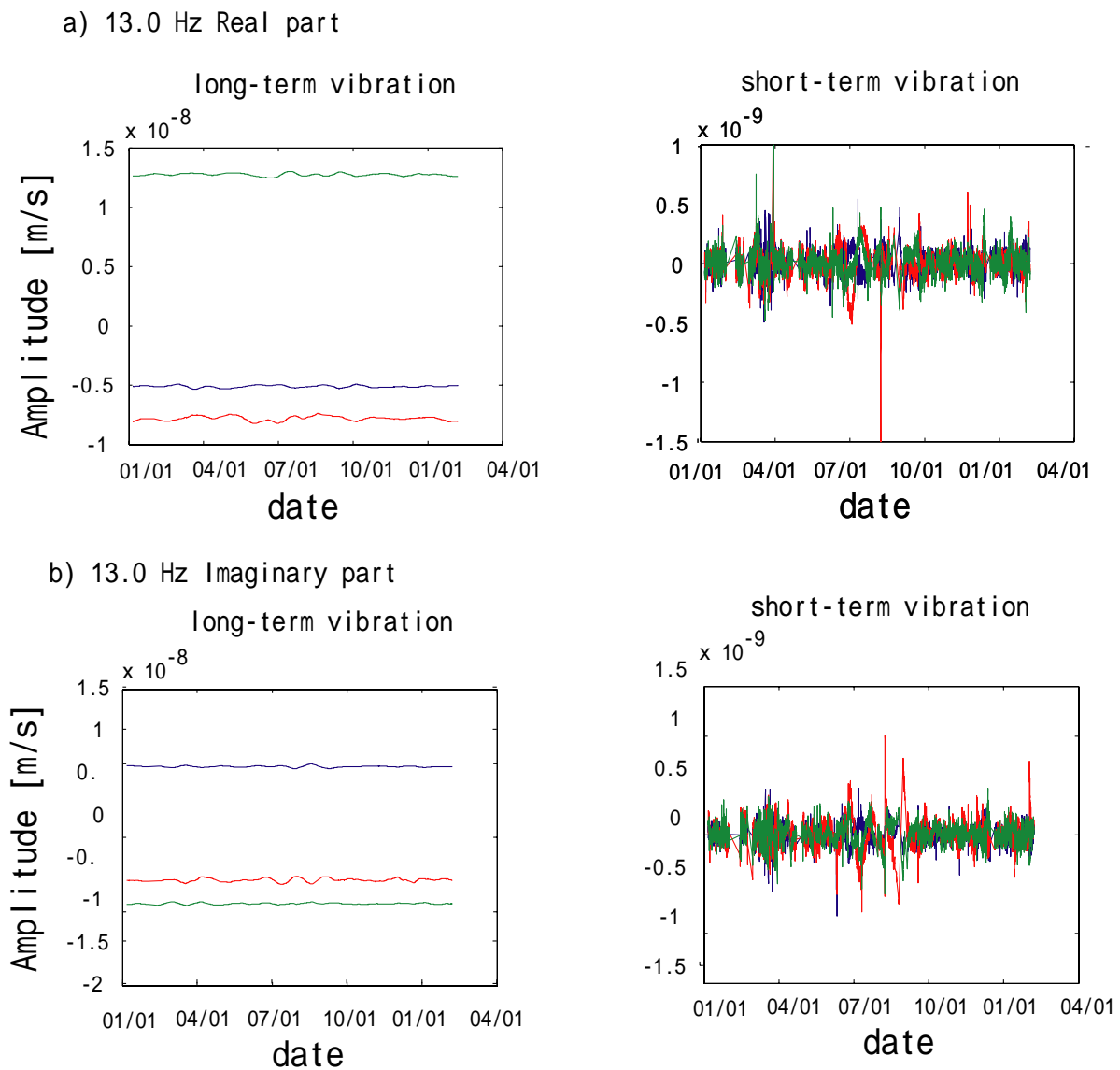


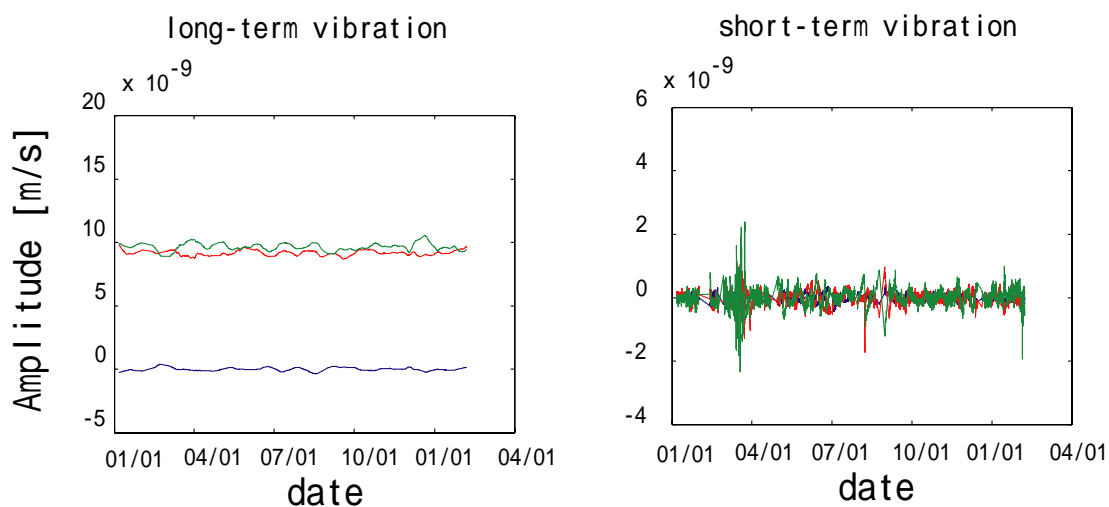
Fig. 12

a) Corrected long-term and short-term variation of the signal at 13.0 Hz that is observed at 800m-borehole date from 2000 to Apr. 2001. We applied the improved method that is proposed in this study. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. Note that both the long-term and short-term vibrations are reduced.

b) Corrected temporal variation of the imaginary part of 13.0 Hz to divide the data into long-term and short-term variation on 800m-borehole date from Jan. 2000 to Apr. 2001. We applied improve the method by [Yamaoka et al., 2001]. Note that the long-term and short-term vibrations are reduced.



a) 19.1 Hz Real part



b) 19.1 Hz Imaginary part

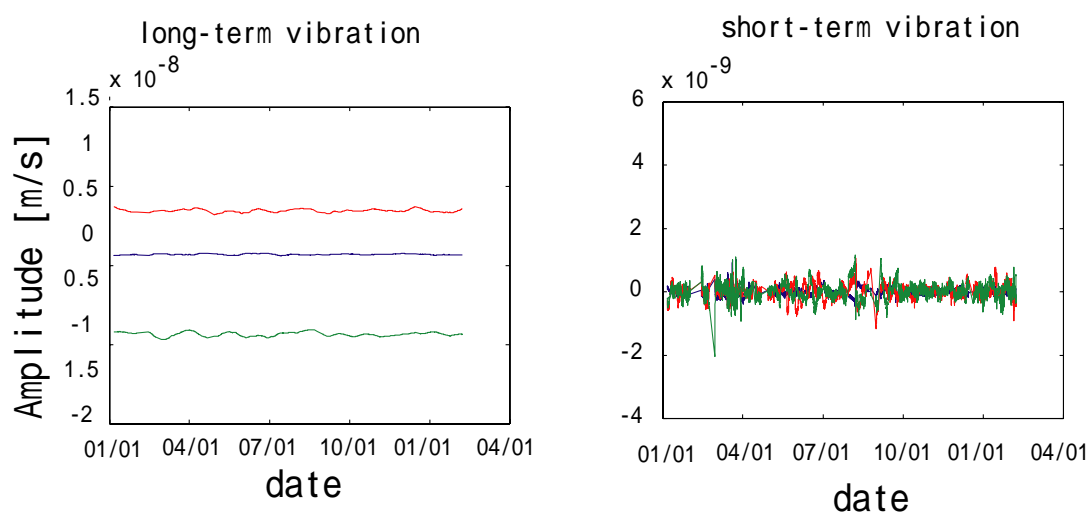


Fig.13

a) Corrected temporal variation of the real part of 19.1 Hz by the divide the data into long-term and short-term variation on 800m-borehole date from 2000 to Apr. 2001. We applied improve the method by [Yamaoka et al., 2001]. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. Note that the long-term and short-term vibrations are reduced.

b) Corrected temporal variation of the imaginary part of 19.1 Hz by the divide the data into long-term and short-term variation on 800m-borehole date from Jan. 2000 to Apr. 2001. We applied improve the method by [Yamaoka et al., 2001]. Note that the long-term and short-term vibrations are reduced.

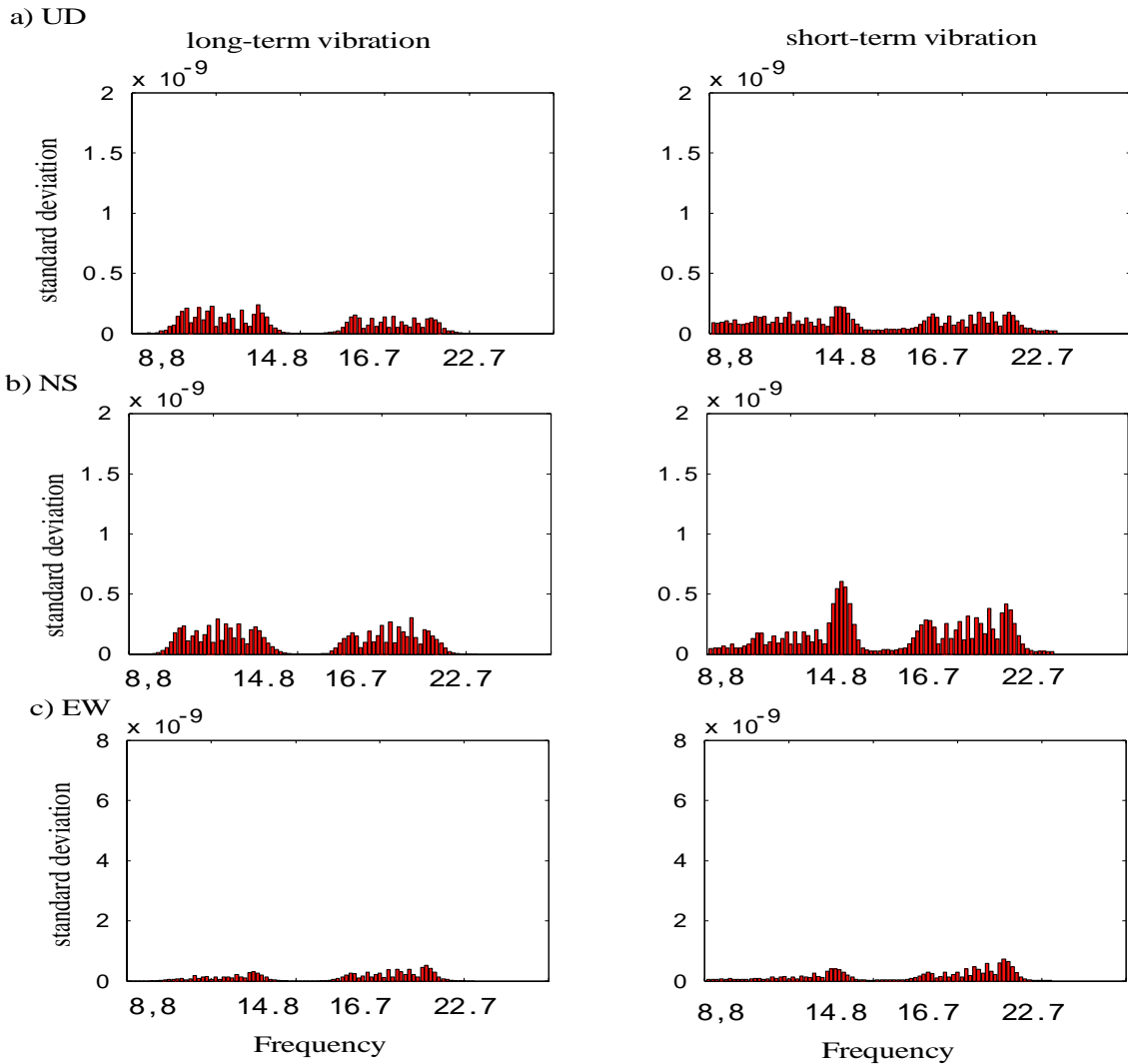


Fig. 14

Standard deviation for long-term and short-term variation observed when applied improve the method by [Yamaoka et al., 2001] to divide the data into long-term and short-term variation, respectively. a) UD component b) NS component c) EW component. The frequency from 8.0 Hz to 17.0 Hz and from 15.1 Hz to 23.1 Hz corresponds to the LF and HF units, respectively.

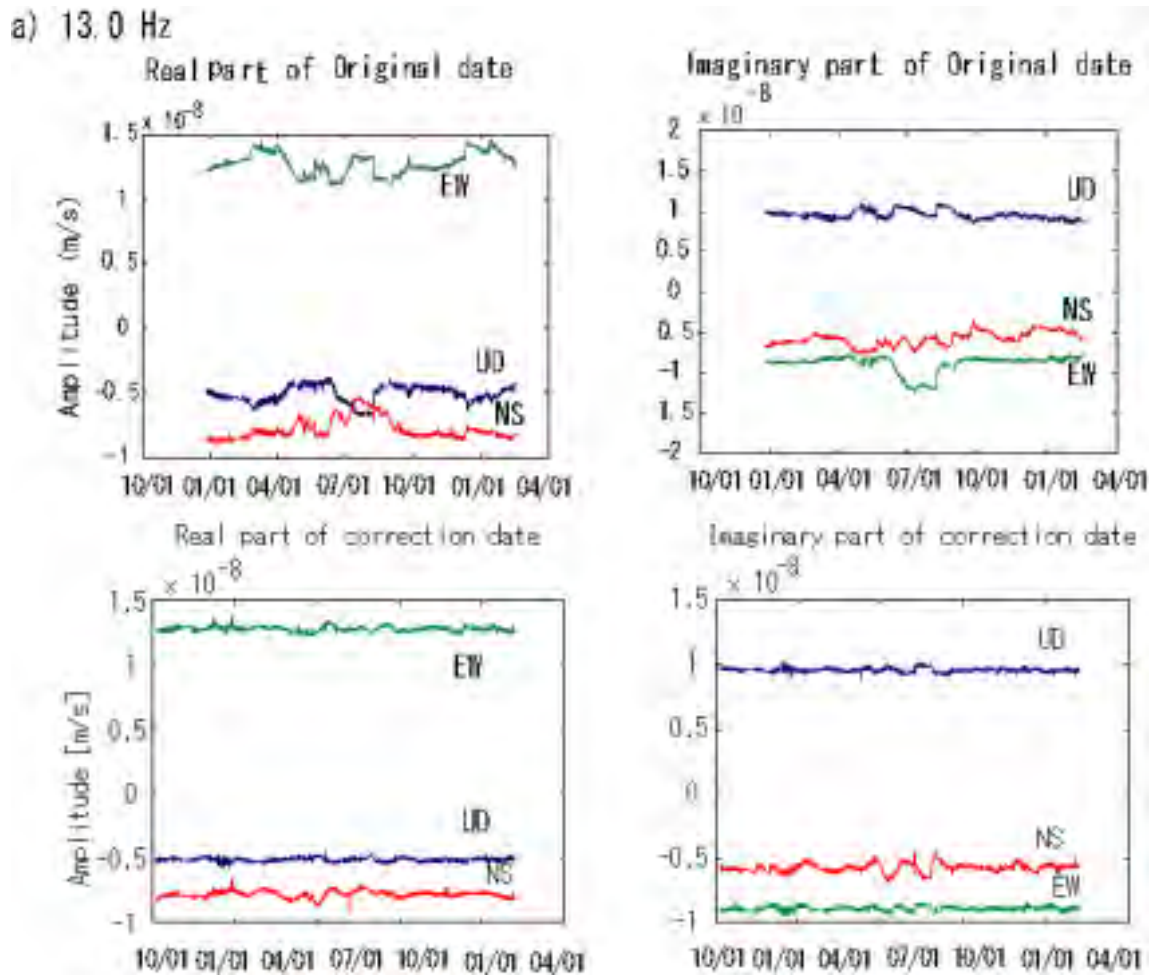


Fig. 15

a) Temporal variation of the ACROSS signal that is observe at 800m-borehole from Jan. 2000 to Apr. 2001. The signal at 13.0Hz, which is the middle of the frequency range of LF (Low Frequency) unit, is shown for an representive example. Both real and imaginary parts are shown separately. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal and daily changes.

b) The same signal corrected by the method proposed in this study. The long-term vibration reduced, short-term vibration reduced.

b) 19.1Hz

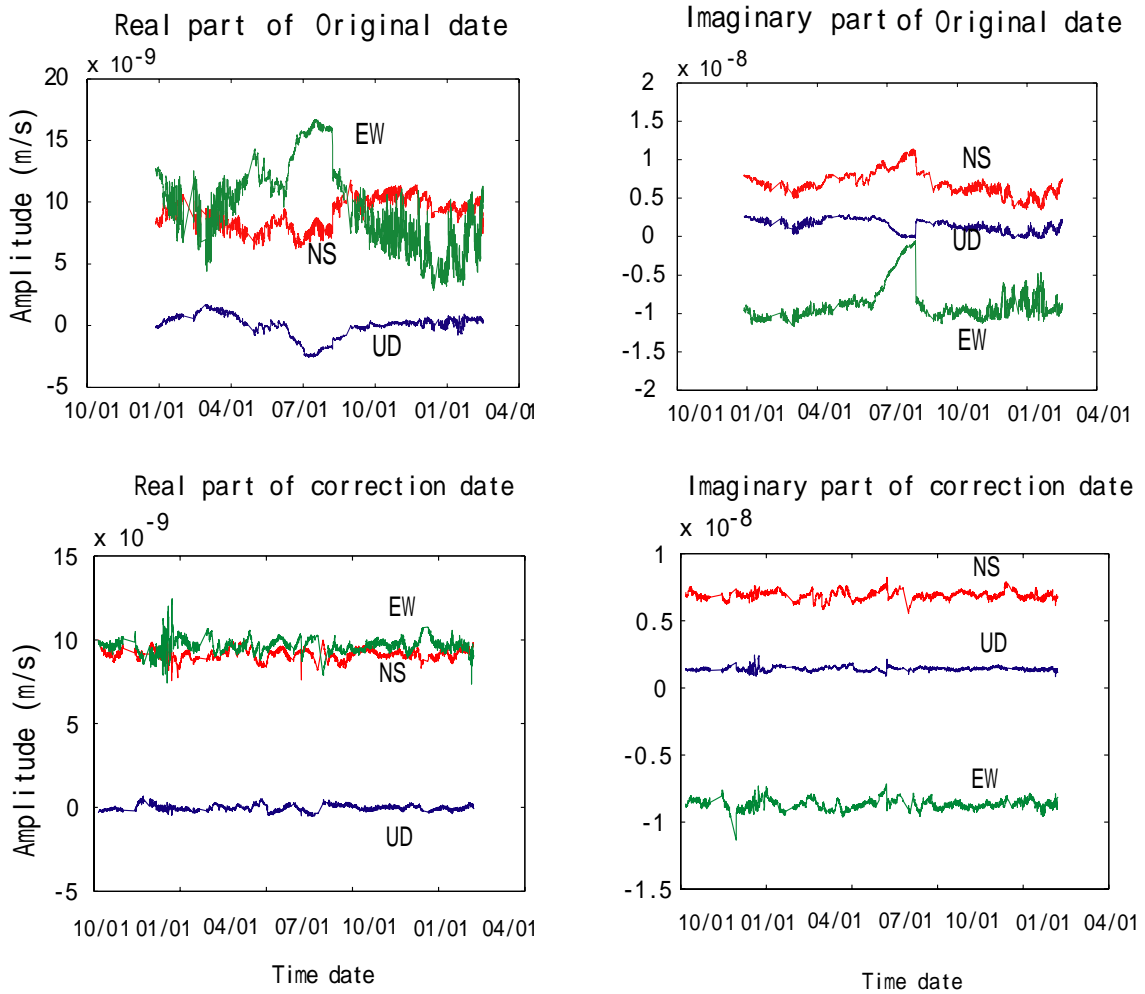


Fig.16

a) Temporal variation of the ACROSS signal that is observe at 800m-borehole from Jan. 2000 to Apr. 2001. The signal at 19.1Hz, which is the middle of the frequency range of HF (High Frequency) unit, is shown for an representative example. Both real and imaginary parts are shown separately. Blue line shows the variation of UD component, red line shows NS component and green line shows EW component. They include seasonal and daily changes.

b) The same signal corrected by the method proposed in this study. The long-term vibration reduced, short-term vibration reduced.

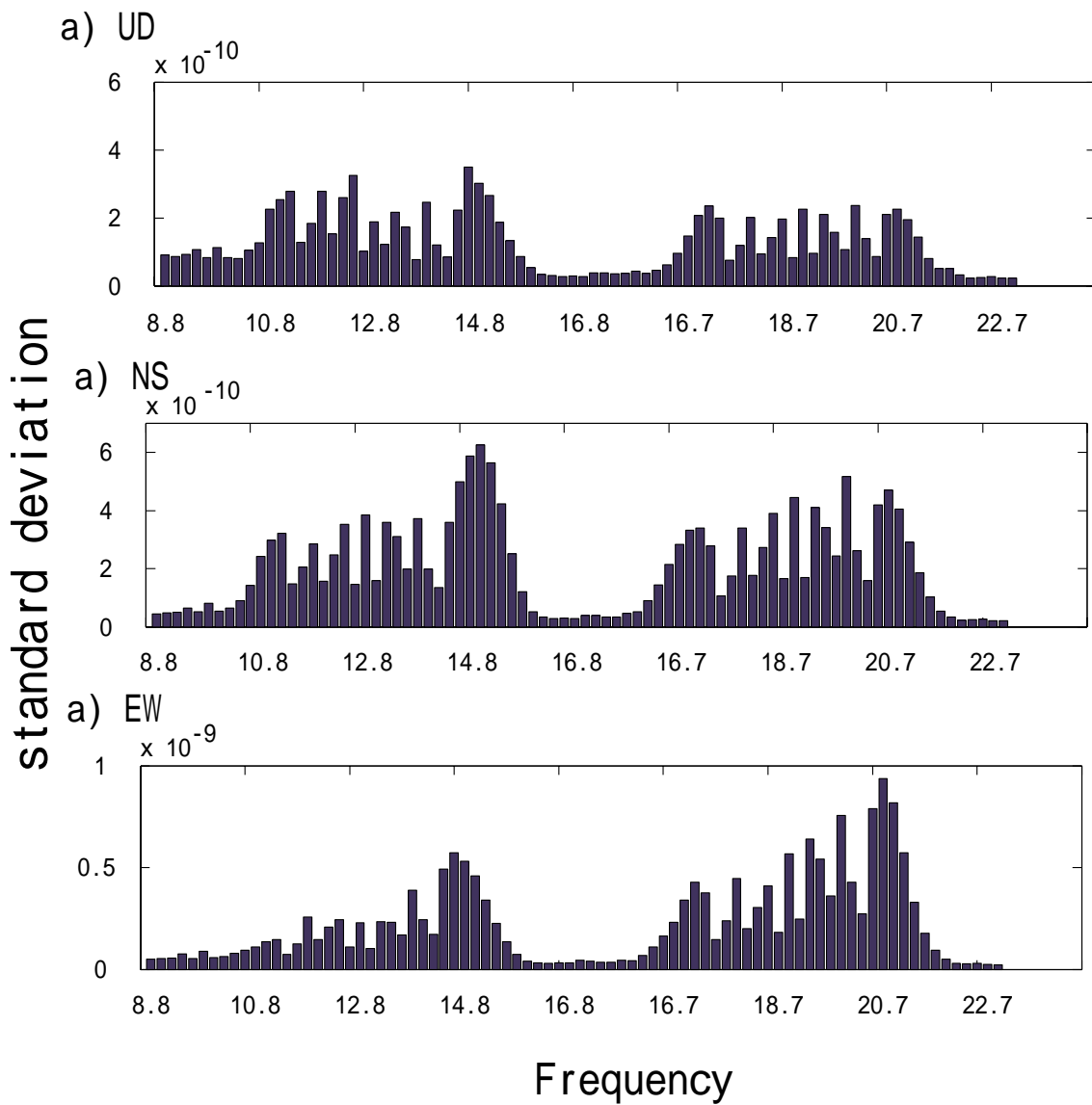


Fig.17

Standard deviation for long-term and short-term variation observed when applied improve the method by [Yamaoka et al., 2001]. a) UD component b) NS component c) EW component. The frequency from 8.0 Hz to 17.0 Hz and from 15.1 Hz to 23.1 Hz corresponds to the LF and HF units, respectively.



# Continuous observation of seismic wave velocity and apparent velocity using a precise seismic array and ACROSS seismic source

Atsushi Saiga<sup>1\*</sup>, Koshun Yamaoka<sup>2</sup>, Takahiro Kunitomo<sup>3</sup>, and Toshiki Watanabe<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Graduate School of Science, Nagoya University, Nagoya 468-8602, Japan

<sup>2</sup>Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo 113-0032, Japan

<sup>3</sup>Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute, Gifu 509-5132, Japan

<sup>4</sup>Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Nagoya University, Nagoya 468-8602, Japan

(Received September 28, 2005; Revised May 28, 2006; Accepted May 29, 2006; Online published September 16, 2006)

We report the results of continuous monitoring—using a seismometer array—of the travel time of seismic waves generated by an ACROSS artificial seismic source. The seismometer array, which was deployed in a surface vault located 2.4 km from the source, recorded both direct *P*- and *S*-waves and refracted *P*- and *S*-waves that traveled along a velocity boundary between the granite basement and overlying sedimentary rocks. We analyzed temporal variation in differential travel time and apparent velocity for these phases for a period of 1 month and found significant temporal variation in the differential travel time. Most of the variation can be attributed to changes in environmental conditions, such as atmospheric temperature and rainfall. Variation is even observed in the seismogram that is located 50 m from the vibration source, although much smaller variation is observed in the vibration of the foundation to which the source is attached. The spectral study revealed that the effects of temperature and rainfall depend strongly on the frequency range used by ACROSS and that a large variation occurs in the 15- to 20-Hz range, especially between 17 and 20 Hz. The environmental effect on the temporal variation is comparable to the record of refracted *S* waves and that of a distance of 50 m, whereas a larger variation was observed in the direct *S* wave. This result shows that the signal is affected by the environmental change near the vibration source. The environmental effect can be drastically reduced when the signal from the 15- to 20-Hz range is eliminated in the analysis.

**Key words:** Active monitoring, seismometer array, ACROSS, temporal variation, spectral analysis.

## 1. Introduction

Various methods have been tested for their sensitivity and reliability to detect changes in the propagation properties of seismic waves related to changes in the travel medium (see Crampin *et al.*, 1990; Li *et al.*, 1998; Niu *et al.*, 2003). Changes in stress and fluid distribution, for example, can affect propagation properties, such as the velocity, attenuation, dispersion and anisotropy of seismic waves.

Laboratory experiments indicate that the velocity of elastic waves in rocks is strongly dependent upon the nature of the stress field (Birch, 1960). This relationship is attributed to the increasing stiffness and seismic velocity of rocks under high stress that results from the closure of structural defects such as cracks and joints. Semenov (1969) monitored the velocity of direct *P*- and *S*-waves and recorded reductions in the  $Vp/Vs$  ratio immediately prior to large earthquakes; these observations are the forerunners to the dilatancy-diffusion theory (Nur, 1972; Sholtz *et al.*, 1973). In contrast to these findings, McEvelly and Johnson (1974) failed to detect any variation in the  $Vp/Vs$  ratio

prior to moderate magnitude earthquakes in central California even though seismic velocity was carefully monitored using quarry blasts of precisely controlled timing. These authors concluded that in order to successfully monitor velocity changes, additional careful studies would be required within incipient source regions using wave paths that propagate through the source region. The question of whether it is practically possible to measure velocity changes resulting from changes in tectonic stress, however, remains controversial.

The scattering of seismic waves is a potentially effective method of detecting changes in physical properties, such as attenuation properties, as it can be used to sample an entire crustal volume, such as a rupture zone. Sato (1988) reported a significant increase in the scattering and attenuation of seismic waves prior to and following the 1984 Western Nagano earthquake ( $M_s=6.8$ ). Similarly, Hiramatsu *et al.* (2000) recorded an increase in coda  $Q^{-1}$  following the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake and attributed this change to variations in static stress that resulted from the earthquake. Changes in the anisotropy of seismic waves have also been detected in association with seismic events. For example, temporal changes in the time delay of split shear waves have been observed immediately prior to earthquake events (e.g. Crampin *et al.*, 1990; Bokelmann and Harjes, 2000). This phenomenon has been explained by applying a theory of extensive dilatancy anisotropy (Crampin, 1987) in

\*Now at Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, Shimabara, Nagasaki 855-0843, Japan.

which the differential stress field dictates the preferential alignment of newly formed or growing cracks. Saiga *et al.* (2003) reported temporal variation in the time delay of split shear waves resulting from static stress changes associated with a moderate magnitude earthquake. These observations demonstrate the sensitivity of the propagation properties of seismic waves to changes in applied stress; however, these researchers were not always able to analyze events of similar source parameters. Successive earthquakes with identical source parameters, such as hypocenter and focal mechanism, are ideally required for accurate monitoring of the propagation properties of seismic waves.

An accurate and continuous experiment is necessary to detect temporal variations in seismic velocity within the earth's crust. Reasenber and Aki (1974) conducted an experiment that involved measuring the travel time of an air-gun shot signal over a distance of 200 m. They detected a variation in travel time of 1 ms, which can be correlated to the effects of the earth's tide. Yamamura *et al.* (2003) conducted long-term observations using a piezoelectric transducer over a distance of 12 m, and also detected variations in travel time that show a strong correlation with the earth's tide. Furumoto *et al.* (2001) demonstrated that characteristic temporal changes in seismic wave velocity can be related to tidal stress and a secular stress accumulation resulting from repeated observation explosions. There are, however, few studies that have undertaken the accurate and continuous long-term monitoring of seismic velocity using an artificial source.

A system that uses an artificial source and which is capable of continuous and precise monitoring of the propagation properties of seismic waves within the crust has already been developed (Kumazawa and Takei, 1994; Yamaoka *et al.*, 2001). This system is called the Accurately Controlled Routinely Operated Signal System (ACROSS). The vibrator in the ACROSS system generates a signal with a centrifugal force of a rotating eccentric mass. The rotation is precisely synchronized to global positioning system (GPS) timing, which provides large numbers of stacks for data that are also sampled in synchrony with GPS timing at a receiver. Given a 1-week stacking, the signal generated by the ACROSS vibrator can be detected at seismic stations more than 100 km from the source (Yamaoka and Ikuta, 2004; Yoshida *et al.*, 2004). The vibrator used in this study can produce a maximum force of  $2 \times 10^5$  N, but one can barely feel the vibration even at a distance of 10 m.

Ikuta *et al.* (2002) monitored temporal variations in travel time for 15 months using a surface-deployed ACROSS source and seismometers at depths of 800 m and 1700 m in boreholes along the Nojima fault zone, which was the fault zone that ruptured during the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake. The authors were able to measure temporal variation in the travel time of direct waves over a long period with high accuracy. Ikuta and Yamaoka (2004) detected sudden delays and subsequent gradual recovery in the travel time of direct *P*- and *S*-waves generated by the 2000 Western-Tottori earthquake ( $M_w=6.6$ ) and the 2001 Geijo earthquake ( $M_w=6.4$ ). The delays were also accompanied by an increase in shear wave splitting. These authors interpreted the measured variation as resulting from an increase

in pore pressure within preferentially aligned cracks in the uppermost crust due to strong seismic shaking. The importance of this study is that the authors were able to demonstrate that seismic velocity could be monitored over a long period of time at a high accuracy.

Based on the above experiments, all of which revealed the potential of the ACROSS system, we sought to utilize seismometer arrays to detect and monitor various phases included in the ACROSS signal. Niu *et al.* (2003) detected a temporal variation in the seismogram of repeated microearthquakes measured by seismic stations. Their results revealed a change in the location of scatterers within a fault zone related to an aseismic deformation event. In the current study, we set out to document precise observations using a seismic array with the aim of investigating temporal variations in the seismic wave velocity and apparent velocity of various phases propagating through the crust. The observation site that we selected for this study is a research site located deep underground, where subsurface structure is well understood and where many observational facilities, such as strainmeters, groundwater wells and seismometers, are already deployed.

## 2. Site Description and System Deployment

### 2.1 Observation array

We deployed a seismic array within a vault used for the observation of crustal deformation. As our aim was to detect temporal variations in the propagation properties of seismic waves, it was important to minimize artificial variations resulting from the observation system. We therefore deployed both seismometers and the data-logging system in the vaults, where temperature remains constant to within  $0.1^\circ\text{C}$  for the entire year. The array comprised 15

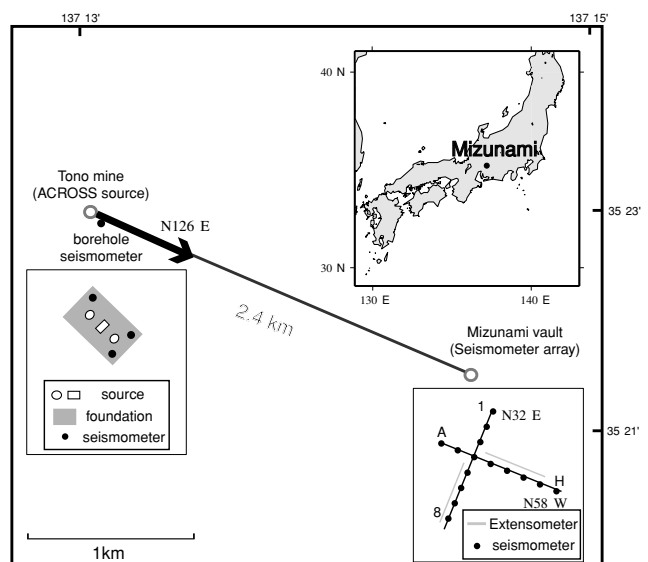


Fig. 1. Map of the experiment site. The ACROSS sources and seismometer array are deployed in the Tono mine and in a vault used for the observation of crustal deformation in Mizunami, respectively. Solid circles denote seismometers. The seismometer array is  $64 \times 64$  m at the interval of 8 m, as a cross shape along extensometers. Open circles and an open rectangular denote three ACROSS sources, which have rotation axes in the vertical and the horizontal direction, respectively. The ACROSS sources are covered with a foundation.



three-component velocity sensors (Mark Products Inc.; L-28LBH) with a natural frequency of 4.5 Hz and sensitivity of 0.61 V/(cm/s). The seismometers were deployed linearly at 8-m intervals in two tunnels that intersect at right angles.

The vault that housed the seismometer array is located 2.4 km from the ACROSS source used in this study (Fig. 1) and is constructed within Neogene sedimentary rock of the Mizunami group that overlies the Cretaceous granite basement. The ACROSS source was deployed on the surface of the Mizunami group; phases that propagate through the sedimentary rock and granite basement can therefore be monitored by the array with good resolution.

## 2.2 Data logging system for array observation

The logging system consisted of an amplifier and PC with inbuilt digitizers. The signals from the seismometers were amplified to ensure that ground noise was in excess of the quantization noise of the digitizer. The signal was digitized by A/D converters with synchronization to GPS timing. We adopted a sampling rate of 1 kHz to reduce the effect of anti-aliasing filtering, although the signal of the ACROSS source was <30 Hz. The filter was used to reduce the noise above Nyquist frequency, which otherwise overlaps with the frequency band of the ACROSS signal through the aliasing effect. The cut-off frequency of the anti-alias filter was set at 250 Hz, which was high enough to suppress the phase effect on the frequency band of the ACROSS signal. Delay times due to channel switching in the digitizing process and signal transmission from seismometers were measured and corrected as appropriate.

## 2.3 GPS synchronization for array observation

The signals from seismometers were digitized in synchronization with GPS timing. For synchronization, we used a 1 pulse-per-minute (PPM) code and 1 kilo-pulse-per-second (KPPS) code that were generated by a GPS clock. The data sampling, which is synchronized to the 1 KPPS code, starts every hour with synchronization to the 1 PPM code. The accuracy of the timing is kept to within 0.1  $\mu$ s of universal time.

As the logging system was installed approximately 200 m from the entrance of the vault, we had to transmit the codes to the data logger from the GPS clock that is located by the entrance. We used differential line-drivers and differential line-receivers for transmitting both the 1 PPM and 1 KPPS signals to avoid the effect of large common-mode noise. The delay time involved in transmitting signals was corrected as appropriate.

## 2.4 Source deployment

The ACROSS vibrators used in this study were deployed in the Tono mine, Gifu prefecture, Japan. Three ACROSS vibrators with different eccentric moments were deployed. The low-frequency (LF) vibrator produced a force of  $2 \times 10^5$  N at a frequency of 25 Hz, the mid-frequency (MF) vibrator produced  $1.9 \times 10^5$  N at a frequency of 35 Hz and the high-frequency (HF) vibrator produced  $1.6 \times 10^5$  N at a frequency of 50 Hz. The vibrator force is generated by the centrifugal force of a rotating eccentric mass and is therefore proportional to the square of the rotational velocity. The ACROSS vibrators were firmly fixed to a foundation of steel-framed concrete structure, which was constructed in a rectangular hole of dimensions 6 (length)  $\times$  3.5 (width)  $\times$  2.3 m (depth).

The eccentric masses of the LF and MF units rotate around a vertical axis, whereas that of the HF unit rotates around a horizontal axis. Three accelerometers were installed on the foundation to monitor any movement.

The vibration of the source was synchronized to GPS timing (Yamaoka *et al.*, 2001). The rotation of the mass is modulated in frequency to produce plural spectral peaks simultaneously. The modulation is repeated at a constant interval, resulting in the production of a stable force for each spectral peak.

## 3. Obtaining the Transfer Functions

### 3.1 Virtual linear vibrator

The ACROSS vibrators generate acceleration through the rotation of eccentric mass around an axis, although linear acceleration is often useful for sources of seismic signals. In most rotational vibrators (e.g. Alekseev *et al.*, 2005), linear acceleration is produced by rotating two motors in opposite directions. In contrast to traditional vibrators, we synthesize a linear acceleration with the data of a single rotor. The motor of the ACROSS vibrator switches its rotational direction at 1-h intervals, and we were able to synthesize a linear motion by combining the signals of two successive hours. The great advantage of this method is that we can synthesize a linear acceleration in any direction at every hour. The synthesized data  $Y^\theta$  in the direction  $\theta$  is obtained via a linear combination (Kunitomo and Kumazawa, 2004) as:

$$Y^\theta(\omega) = Y^n(\omega) \exp(i\theta) + Y^r(\omega) \exp(-i\theta) \quad (1)$$

where  $Y^n$  and  $Y^r$  are the observed spectrums when the ACROSS source rotates in clockwise and counterclockwise directions, respectively, and  $\omega$  is the angular frequency of the signal.

The force at the source is also synthesized in a similar way:

$$X^\theta(\omega) = X^n(\omega) \exp(i\theta) + X^r(\omega) \exp(-i\theta) \quad (2)$$

where  $X^n$  and  $X^r$  are the spectrums of the generated force when the source rotates in clockwise and counterclockwise directions, respectively. We can then use these data to obtain transfer functions for different components of the vibrations.

### 3.2 Transfer function

The transfer function between the force generated at the source and the signal observed at the array is obtained via a deconvolution of observed waveform by source signal in the frequency domain:

$$G_k^\theta(\omega) = Y_k^\theta(\omega) / X^\theta(\omega) \quad (3)$$

where  $G_k^\theta$  represents the transfer function of the  $k$ -th component of the receivers for a linear acceleration at the source in the direction  $\theta$ .

A waveform in the time domain is obtained by applying an Inverse Fourier Transform (IFT) to the transfer function in Eq. (3). In the operation of the ACROSS source, we used a frequency modulation technique to produce plural frequency components simultaneously. Figure 2 shows an example of these waveforms and the spectrum for a virtual

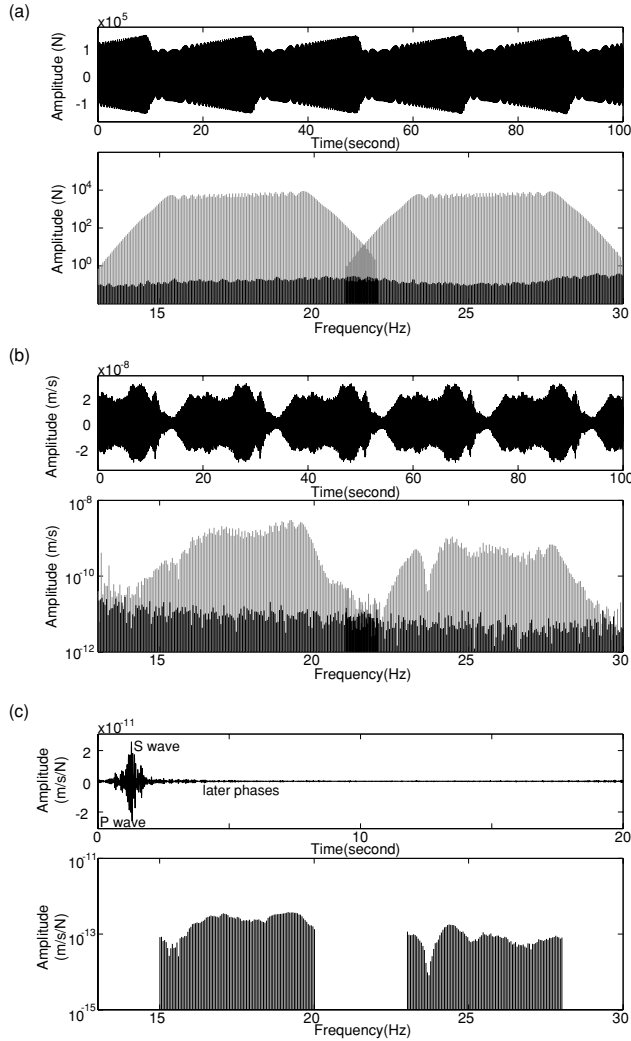


Fig. 2. (a) Theoretical force generated at the ACROSS sources: A waveform (top); the amplitude spectrum (bottom). The gray and the black lines indicate signals of the ACROSS sources and noises, respectively. (b) (Top) A record at seismometer C. (Bottom) The amplitude spectrum. (c) (Top) A transfer function between the source and seismometer C in the time domain. (Bottom) The transfer function in the frequency domain.

linear vibration in the radial direction; Fig. 2(a) shows a force generated at the ACROSS source. The force is calculated theoretically from the rotation velocity of the eccentric mass. Figure 2(b) shows a record at a seismometer at the center of the array for 150-h stacking. As a same modulation is repeated every 20 s, signals from the source appear every 1/20 Hz in the frequency domain; these are called the signal components, whereas others are termed noise com-

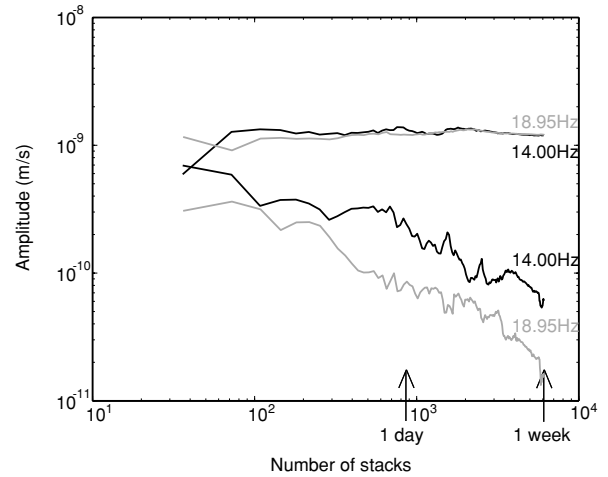


Fig. 3. Variation in the amplitude of the signal and noise components with a greater number of stacks in the first experiment. Gray lines show the signal and noise components around 18.95 Hz; black lines show those around 14.00 Hz. The level of signal components is almost constant in contrast to the level of noise that decreases with stacking.

ponents. The signal-to-noise ratio (SNR) can be estimated from the ratio of the amplitudes of the signal and noise components, which is about 102 in this experiment. By using the signal components for source and receivers, we can obtain transfer functions. Figure 2(c) shows the transfer function in both the frequency and time domains. The signal components with small amplitudes are omitted in the transfer function in the frequency domain. The transfer function in the time domain is calculated using these data. Several phases with large amplitudes are found in the transfer function in the time domain [Fig. 2(c)].

A signal leakage is apparent in the transfer function in the time domain, especially around 20 s in Fig. 2(c). The leakage may have resulted from an inappropriate selection of window function when applying the IFT. This effect also occurs in other parts of the transfer function in the time domain, and small later phases might be concealed by the leakage effect. We use cosine-taper windows in the following analysis as an optimum window function.

#### 4. Phase Identification and Estimation of Temporal Change

We conducted three experiments with the aim of detecting temporal variations in the travel times of waves propagating along various paths between the source and the receivers. Table 1 shows the operation parameters of the ACROSS source used in the experiments.

Table 1. Transmit parameter of the ACROSS sources.

Number of experiments	Time Period of Experiments	Source Type (Rotation axis)	Source Type (Type of frequency)	Time Period of FM [second]	Center Frequency [Hz]	Moduration Amplitude [Hz]	Generated Force [N]
1	1 week	Vertical	MF	10	21.45	2.5	$0.6 \times 10^5 \sim 0.9 \times 10^5$
		Vertical	LF	16.50	2.5	$0.6 \times 10^5 \sim 1.2 \times 10^5$	
2	4 days	Horizontal	HF	20	30.00	10.00	$0.3 \times 10^5 \sim 1.0 \times 10^5$
		Vertical	LF	15.01	5.00	$0.3 \times 10^5 \sim 1.3 \times 10^5$	
3	1 month	Vertical	MF	20	25.53	2.50	$0.8 \times 10^5 \sim 1.2 \times 10^5$
		Vertical	LF	17.52	2.50	$0.7 \times 10^5 \sim 1.3 \times 10^5$	

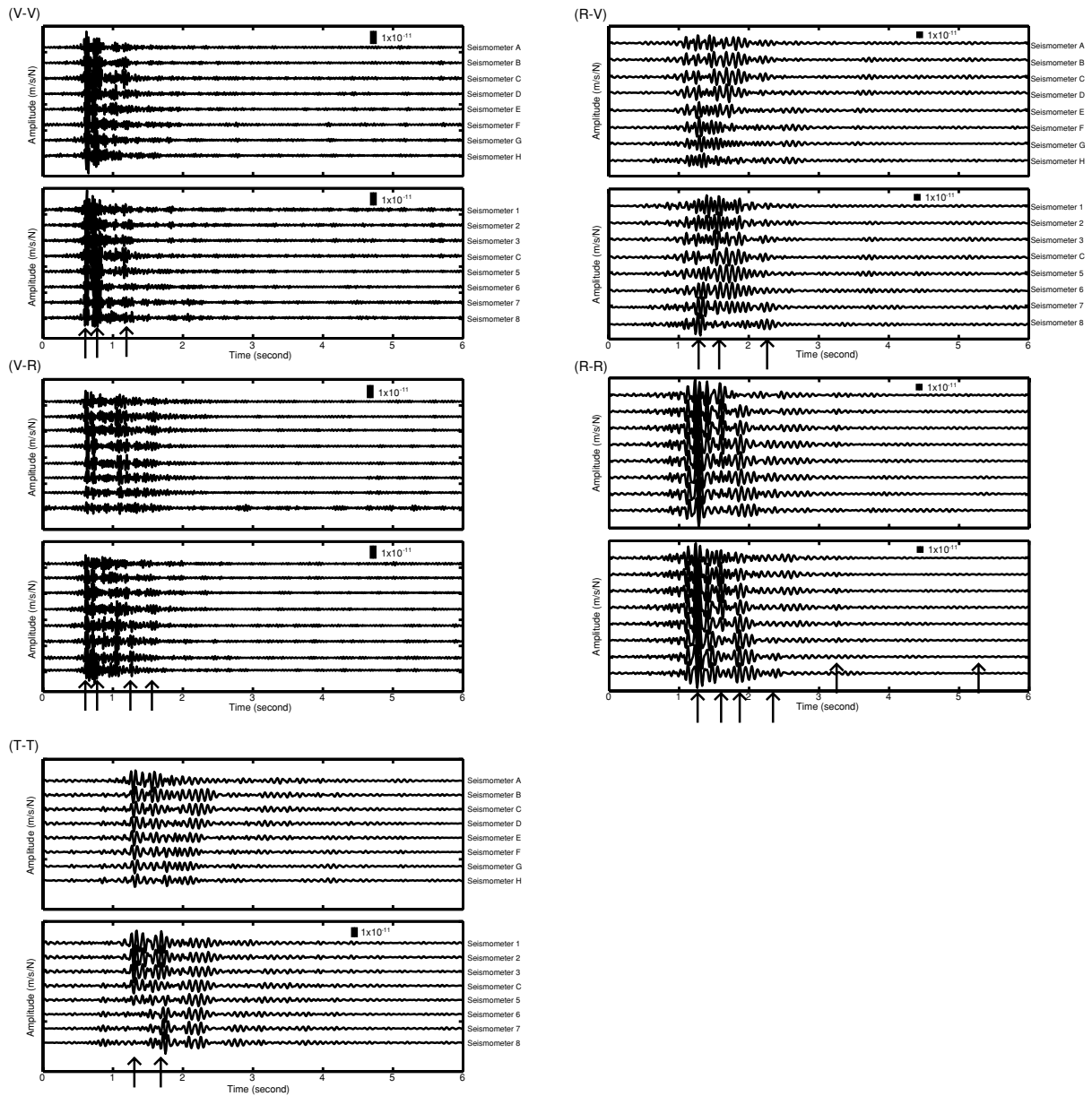


Fig. 4. Three component waveforms at the array for each component of the vibration. (V-V) Waveform at the vertical component for the vertical component of vibration. (V-R) Waveform at the radial component for the vertical component of vibration. (R-V) Waveform at the vertical component for the radial component of vibration. (R-R) Waveform at the radial component for the radial component of vibration. (T-T) Waveform at the transverse component for the transverse component of vibration. The frequency band 10.01–20.01 Hz is used for the radial and the transverse component of vibrations. A broader frequency band, which ranges from 20.00 to 40.00 Hz, is used for the vertical component of vibrations. Arrows denote an arrival of marked phases.

In the first experiment, we examined the efficiency of stacking to obtain a SNR that is large enough to enable the identification of phases. Figure 3 shows the variation in the amplitude of signal and noise components versus the number of stacks obtained in the first experiment. We were able to obtain a SNR of approximately 100 for each signal component by stacking the data for a period of 1 week.

In the second experiment, a broad-frequency band was used for the source signal. The use of a broadband signal as a source produced superior time resolution of phases in the transfer functions. In this experiment we operated the source with changing rotation direction to obtain the transfer function corresponding to linear vibrations of various directions. For radial and vertical vibrations, the trans-

fer functions had larger amplitudes in the vertical and radial components than in the transverse component. For the transverse vibrations, the transfer function had a large amplitude in the transverse component. Working under the assumption that  $P$ - and  $S$ -wave behavior in an isotropic homogeneous medium can be applied in this site, we separated the  $P$ - and  $SV$ -waves from the  $SH$ -wave in the transfer functions. Wherever possible, we attempted to detect various phases as in an isotropic homogeneous medium.

Figure 4 shows the three-component waveforms at the array for each component of the vibrations. In the vertical component of vibrations, four phases are evident at approximately 0.6, 0.8, 1.2 and 1.6 s of travel time. Four more phases are also evident in the radial component of vibra-

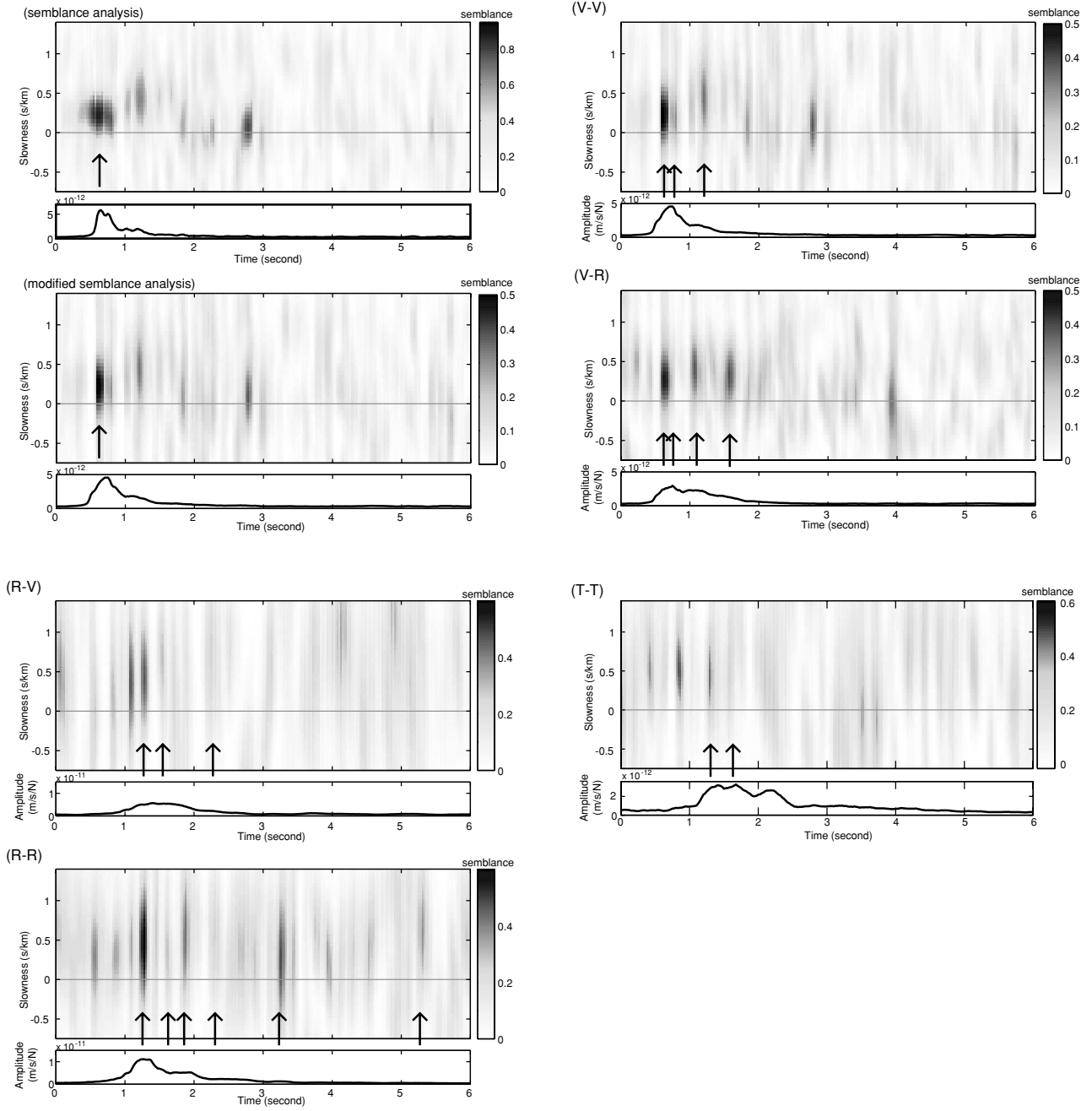


Fig. 5. (a) An example of the semblance map calculated in this study. (Top) A semblance map for an ordinary semblance analysis representing the radial component waveform at the array for the radial component of vibration. Time windows in the calculation are 0.1 s in both the numerator and denominator. (Bottom) A semblance map for a modified semblance analysis. Time windows in the calculation are 0.1 s in the numerator and 0.3 s in the denominator. (b) Semblance map for the modified semblance analysis at each component waveform at the array for the vertical, radial and transverse component of vibration. Symbols for figures denote the component waveform at the array and the component of the vibration, as shown in Fig. 5.

tions at approximately 1.9, 2.3, 3.2 and 5.2 s. In the transverse component of vibration, there were two clear phases at approximately 1.3 and 1.6 s. In the following sections we investigate these ten phases to determine their wave properties.

#### 4.1 Semblance analysis of the ACROSS signal

To extract the spatially coherent component of the ACROSS signal, we used the semblance method (Neidell and Tanar, 1971) as a coherency measure for multi-channel data. The semblance value  $S_{jn}$ , as a function of time and

apparent slowness, is expressed as

$$S_{jn} = \frac{\sum_{j=-J/2}^{J/2} \left( \sum_{k=1}^K g_{jk}(t_j, \alpha_n) \right)^2}{K \cdot \sum_{j=-J/2}^{J/2} \sum_{k=1}^K g_{jk}(t_j, \alpha_n)^2} \quad (4)$$

where  $g_{jk}$  denotes a wavefield at the  $j$ -th sample and  $k$ -th seismometer, and  $J$  and  $K$  are the number of samples in the select window and seismometers, respectively. In this equation,  $g_{jk}(t_j, \alpha_n)$  is obtained using an inverse Fourier

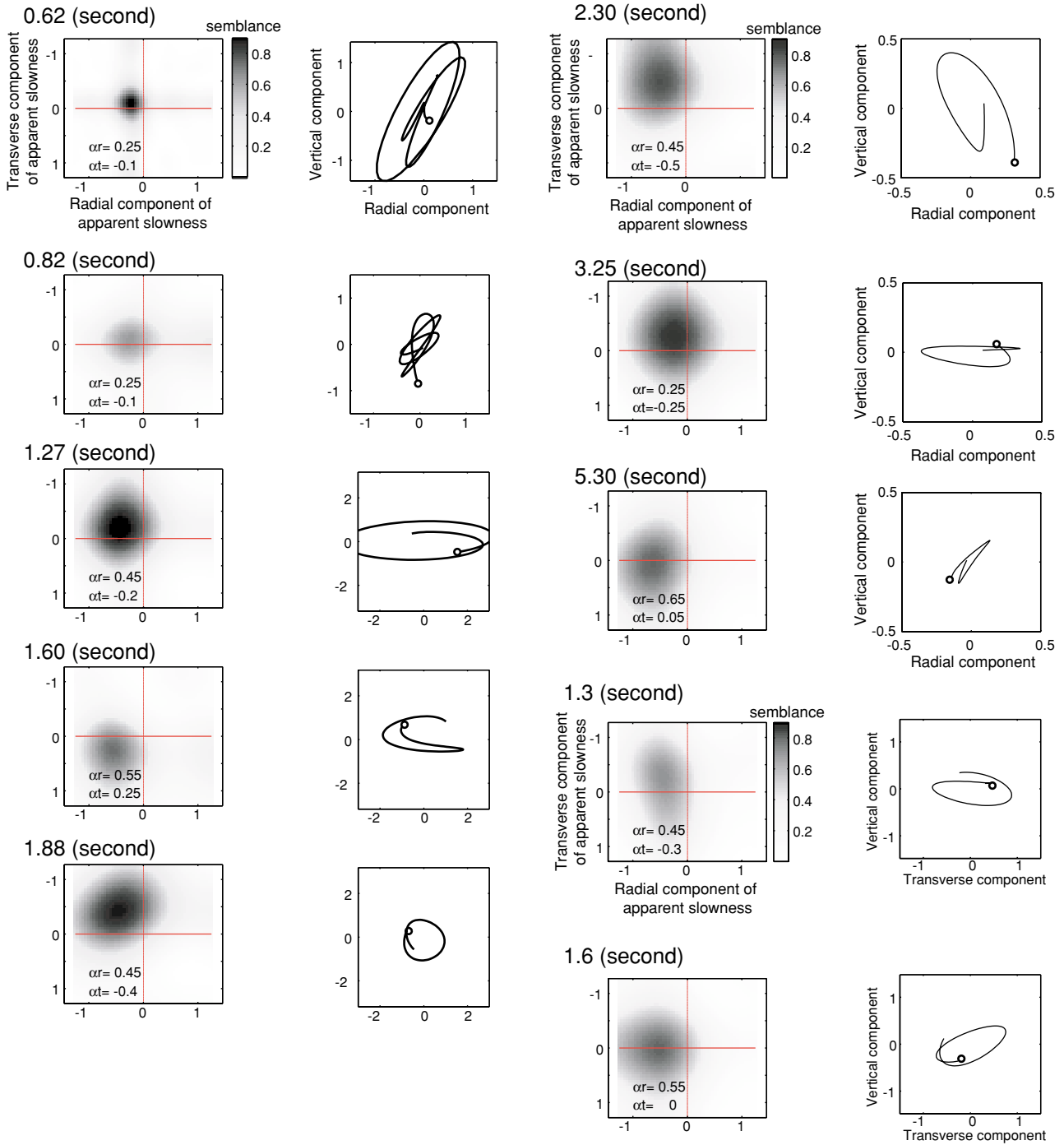


Fig. 6. (Left) Semblance map for an ordinary semblance analysis as a function of the radial and transverse component of apparent slowness for each phase. Negative of the radial component of apparent slowness shows an arrival from the source direction. (a) 0.62, 0.82, 1.27, 1.60, 1.88, 2.30, 3.25 and 5.30 s for the vertical and radial components of the vibrated directions. (b) 1.30 and 1.60 s for the transverse component of the vibrated directions. (Right) Particle motion of each phase. Circle indicates a start point of particle motion.

transformation as,

$$g_{jk}(t_j, \alpha_n) = \text{IFT} \left\{ G_{lk} \cdot \exp(i\omega_l(t_j - \alpha_n \cdot x_k)) \right\} \quad (5)$$

where  $x_k$  is the position vector of the seismometer,  $\alpha_n$  is apparent slowness and  $t_j$  is time. IFT denotes inverse the Fourier transformation.

Figure 5 provides an example of a semblance map calculated in this study. The figure shows the time-slowness plot of the semblance value for the radial component at the receivers for the case of radial vibration at the source.

The axis of slowness is oriented in the receiver-source direction. There are many peaks of high semblance values even where signal amplitude is small. In this experiment we used a signal with a limited frequency band; side-lobes are therefore inevitable in the resultant transfer function in the time domain. As such, a traditional semblance calculation is inappropriate. Consequently, we introduce a modified semblance method that takes into account the signal amplitude, and we expand the time window of the denominator in the

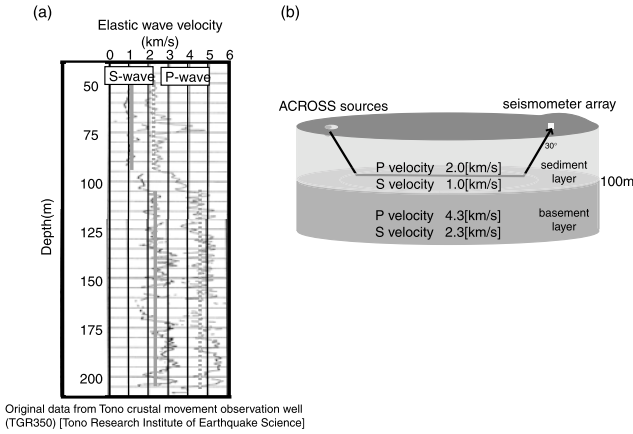


Fig. 7. (a) Velocity structure under the array site down to 200 m. There is a pronounced change in the elastic wave boundary around 100 m. (b) Schematic figure of a velocity structure under the experiment site.

semblance calculation. This operation enables us to detect a coherent signal with a large amplitude. We determined the time window of the numerator and the denominator for 0.1 s and 0.3 s, respectively. Figure 5(a) also shows the results of the modified semblance calculations. The lower figure of the semblance map shows the averaged amplitude of denominators in a window of time and space. The averaged amplitude serves as a weighting in the modified semblance calculation. A clear peak in semblance values is evident at 0.6 s in the modified semblance map; the weighting suppresses spurious peaks in semblance values derived from the traditional one, such as the peak around 0.6 s. In this operation, we can clearly determine the travel time and apparent slowness of each phase.

Figure 5(b) shows the results of the modified semblance calculations for each component of vibrations, and Fig. 6 shows a contour map of semblance values as a function of the radial and transverse components of apparent slowness  $\alpha_r$  and  $\alpha_t$  at the arrival time of each phase. Negative  $\alpha_r$  indicates an arrival of waves from the source direction. For the  $P$ - and  $SV$ -components, coherent phases are apparent at 0.62 s and 1.27 s, with apparent velocities of approximately 3.7 km/s and 2.0 km/s, respectively. It appears that these phases did not arrive directly from the direction of the source but arrived from a direction slightly to the north of the source. Coherent phases are also apparent at 0.82, 1.60, 1.88 and 2.30 s, with apparent velocities of about 3.7, 1.7, 1.7 and 1.5 km/s, respectively. Other coherent signals with large apparent velocities occur at 3.25 and 5.30 s. For the  $SH$ -component, we detected coherent phases at 1.3 and 1.6 s, with apparent velocities of 1.8 and 1.8 km/s, respectively.

#### 4.2 Identification of waves

Geophysical logging exploration was used to investigate velocity structures to a depth of several hundred meters at the experiment site (TRIES, 2001; Fig. 7). A pronounced velocity boundary exists at about a depth of 100 m, which is the boundary between the granitic basement and overlying sedimentary layers. The velocity of the sedimentary layers is approximately 2.0 km/s for  $P$ -waves and 1.0 km/s for  $S$ -waves, while basement granite records velocities of 4.3 km/s for  $P$ -waves and 2.3 km/s for  $S$ -waves. The wave ob-

served at 0.62 s has an apparent velocity of 3.7 km/s, which corresponds to  $P$ -wave velocity in the basement layer. Particle motion of the wave is in a sub-vertical direction. These results show that the wave observed at 0.62 s is the refracted  $P$ -wave traveling through basement rocks. Similarly, the wave observed at 1.27 s has an apparent velocity of 2.0 km/s, which corresponds to the  $S$ -wave velocity in basement rocks. Particle motion of the wave shows a nearly radial direction. These results indicate that the wave observed at 1.27 s is the refracted  $S$ -wave traveling through the basement rocks. The refracted wave arrived at the array a little northerly of the source direction, indicating that the boundary dips southward.

Coherent phases arriving after the refracted  $P$ -wave and the refracted  $S$ -wave are found at 0.82 and 1.60 s, with apparent velocities of approximately 3.7 km/s and 1.7 km/s, respectively. Although the apparent velocities of these phases are similar to those of the refracted waves, they arrived before the surface waves, which arrived at 1.88 and 2.30 s, with apparent velocities of 1.7 km/s and 1.5 km/s, respectively. We therefore propose that the 0.82 and 1.60 s waves are a direct  $P$ -wave and a direct  $S$ -wave, respectively. The arrival times of these phases supports this interpretation. Other coherent phases with high apparent velocity are found at 3.25 and 5.30 s, with apparent velocities of 2.8 km/s and 1.5 km/s, respectively. We interpret these phases to represent waves reflected from the deeper parts of the velocity boundary; however, the aperture size of the array used in this study was too small to resolve the detailed apparent velocity of these phases.

In terms of the  $SH$ -component,  $SH$ -waves are recorded at 1.3 and 1.6 s, with apparent velocities of 1.8 and 1.8 km/s, respectively. We interpret these two phases to represent the refracted and direct  $SH$ -waves, respectively.

#### 4.3 Estimation of differential travel time and differential apparent velocity

To examine small delays or advances in travel time for these phases, we calculated the cross-spectral density between a reference waveform and an observed one. The two waveforms are extracted with the same time window. The cross-spectral density,  $C_{lk}$ , is calculated as follows:

$$G_{lk} = \text{FT} \{ \text{IFT} (G_{jk}) \cdot h_j \} \quad (6)$$

$$C_{lk} = G_{lk}^{ref*} \cdot G_{lk}^{obs} \quad (l = 1, \dots, L; \quad k = 1, \dots, K) \quad (7)$$

where FT denotes the Fourier transformation, \* denotes a complex conjugate and  $h_j$  is an applied window function. Differential travel times for a sensor and a frequency  $\Delta t_{lk}$  ( $l = 1, \dots, L; \quad k = 1, \dots, K$ ) are obtained by dividing the phase difference of the cross spectrum by an angular frequency:

$$\Delta t_{lk} = \text{angle} (C_{lk}) / \omega_l \quad (8)$$

where  $\text{angle}$  denotes a phase angle of the  $C_{lk}$ .

We estimated the average differential travel time and differential apparent slowness from differential travel time for all the elements of the array. Assuming that a phase arrives at the array as a plane wave, the differential travel time  $\Delta \tau$  at the origin of the array and the differential apparent slow-

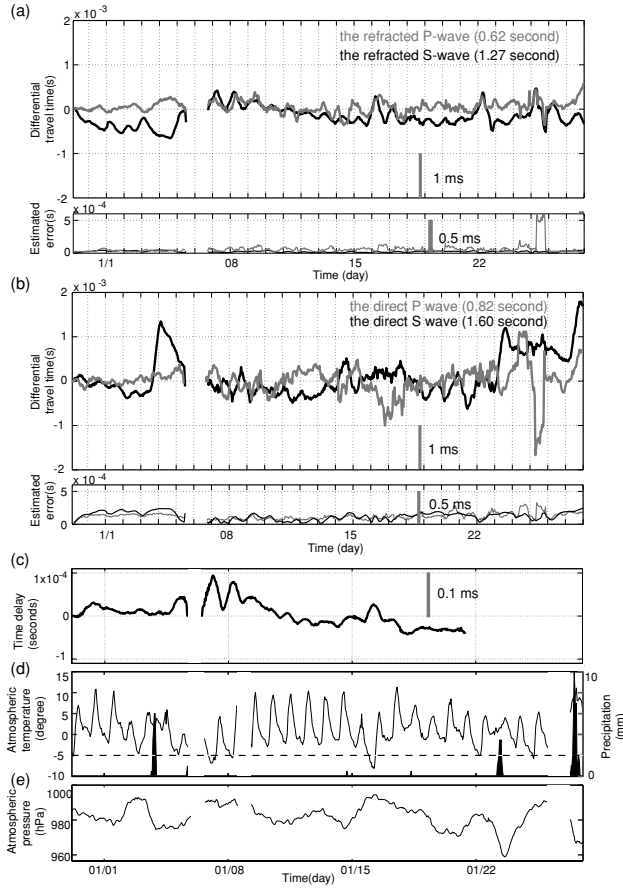


Fig. 8. Temporal variation in the differential travel time for (a) the refracted  $P$ -wave and the refracted  $S$ -wave, (b) the direct  $P$ -wave and the direct  $S$ -wave. The data stacked in 12 h was used for the evaluation. Error was estimated by deviations in the differential travel time from the estimated plane as an uncertainty. (c) Time delay in the radial motion of the source foundation. The time delay is expressed as the average of the delays over the frequency range that the ACROSS source generated. (d) Atmospheric temperature and precipitation. (e) Atmospheric pressure.

ness  $\Delta\alpha$  are expressed as

$$\Delta t_{lk} = \Delta\tau + \Delta\alpha \cdot x_k \quad (9)$$

The differential apparent slowness corresponds to a change in the elastic wave velocity of the medium immediately beneath the receivers or to the incident angle of the wave that encounters the receivers. The values of  $\Delta\tau$  and  $\Delta\alpha$  are evaluated by the weighted least squares method with the following weighting:

$$W_{lk} |C_{lk}| \quad (10)$$

The error is estimated from the deviation of differential travel time from the estimated plane as an uncertainty.

We use data obtained by stacking for 12 h around each time in the observation period. Data measured at the beginning of the experiment are used as a reference. A 0.4-s hanning window was used to extract each phase.

It is difficult to estimate the variation in differential apparent slowness for phases of small amplitude. To address this problem, we spatially stacked data, focusing on a phase with appropriate phase shift, and calculated a cross-spectrum density. The differential travel time is obtained by averaging the differential travel times at each frequency.

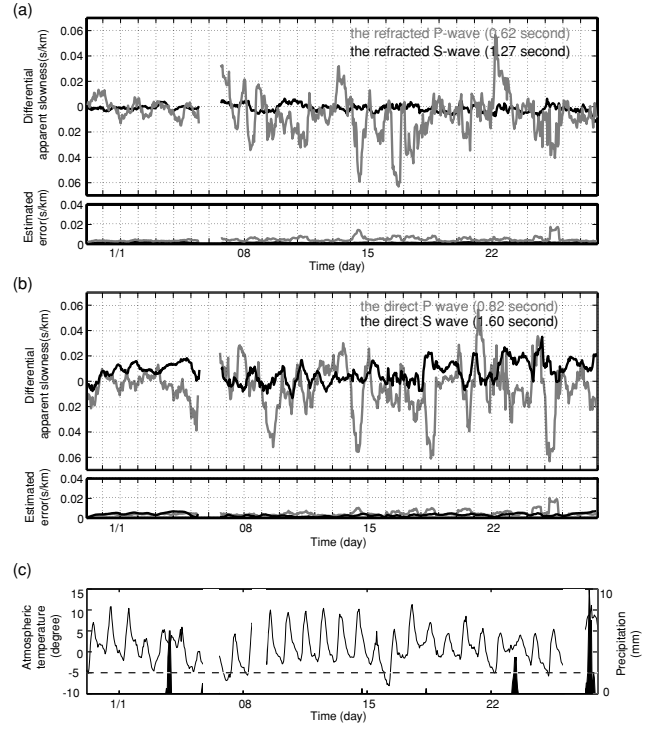


Fig. 9. Temporal variation in a differential apparent slowness for (a) the refracted  $P$ -wave, and the refracted  $S$ -wave, (b) the direct  $P$ -wave and the direct  $S$ -wave. (c) Temporal variation in the atmospheric temperature and precipitation.

## 5. Temporal Variations in Travel Time and Apparent Velocity

We used observational data from the seismic array to monitor differential travel time and differential apparent slowness for various phases with a high semblance value. The results for each phase are presented below.

### 5.1 Refracted $P$ -waves and $S$ -waves

Figure 9(a) shows temporal variation in differential apparent slowness. The variation corresponds to that of the incident angle or to the spatially heterogeneous variation of elastic wave velocity just beneath the site of array. Temporal variations in the elastic wave velocity beneath the array can result from meteorological effects as well as other factors.

We first compared the variations in travel time with variations in atmospheric temperature, precipitation and atmospheric pressure [Fig. 8(d) and 8(e)]. The variation in travel time shows a similar pattern to variations in atmospheric temperature, with delays for periods of decreasing atmospheric temperature. Large variations are observed when the temperature is less than  $-5^\circ\text{C}$ . Figure 10(a) shows a correlation between a differential travel time for the refracted  $S$  wave and atmospheric temperature. In this figure we demonstrate the correlation by a solid line for the period between January 21, 900 hours, and Jan 25, 900 hours, when the atmospheric temperature is relatively low. The correlation coefficient in this period is  $-0.72$ , although the correlation coefficient for the whole period is  $-0.17$ . These results demonstrate that atmospheric temperature affects travel time variation. It is highly unlikely that the changes in atmospheric temperature affected the observation system

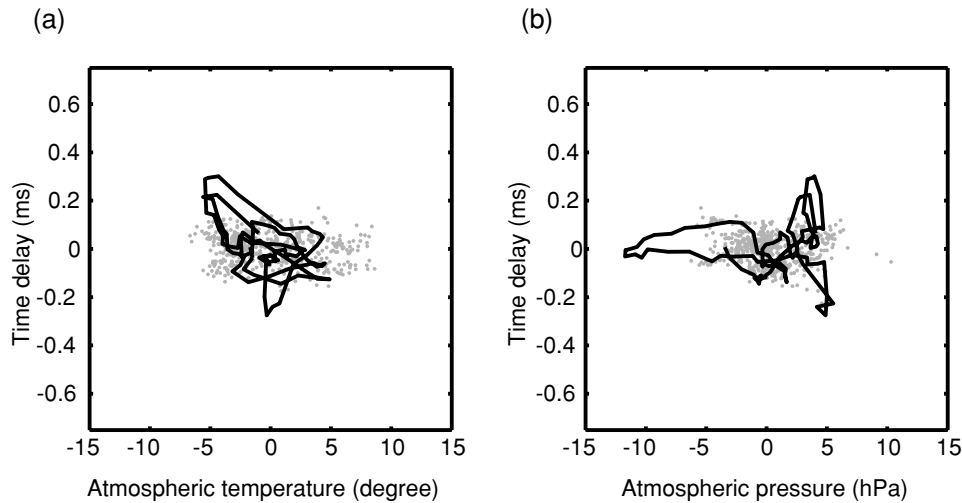


Fig. 10. (a) Correlation between a differential travel time for the refracted  $S$  wave and atmospheric temperature. Each value is shown by subtracting a short period trend, which is evaluated by a moving average over 2 days. Solid line shows the correlation in a period between Jan 21, 900 hours, and Jan 25, 900 hours, when the correlation coefficient is high. (b) Correlation between a differential travel time for the refracted  $S$  wave and atmospheric pressure. Solid line shows the correlation in the period between Jan 21 9:00 and Jan 25 9:00.

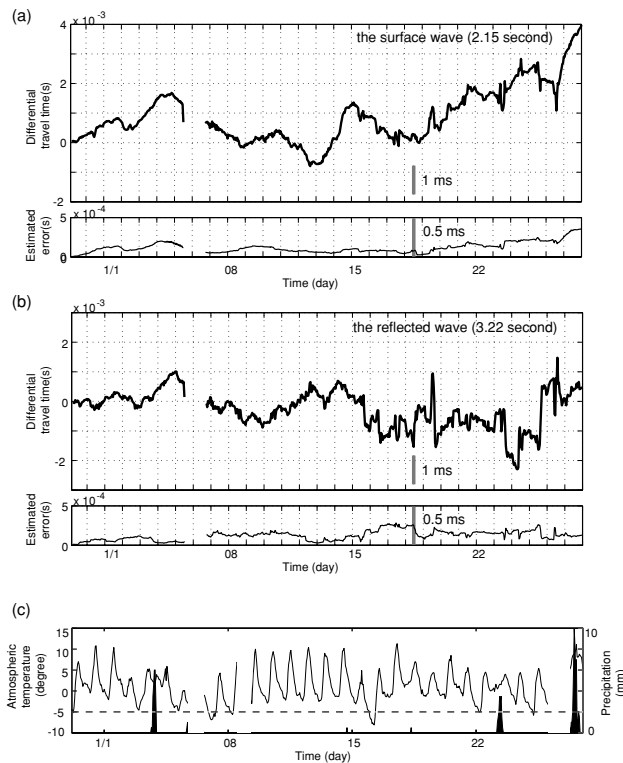


Fig. 11. (a) Temporal variation in differential travel time for the surface wave (2.15 s). (b) Temporal variation in differential travel time for phases with a high apparent velocity (3.25 s). Data were stacked for 48 h in these phases because the amplitude of these phases was small. (c) Temporal variation in atmospheric temperature and precipitation.

and elastic wave velocity near the array as the seismometers were deployed in a temperature-constant vault. The effects of rainfall and barometric pressure are scarcely apparent in these data [Fig. 10(b)]. The correlation coefficient of the refracted  $S$  wave to barometric pressure is  $-0.01$ .

Figure 8(a) shows the temporal variation in differential travel time for the refracted  $P$ - and  $S$ -waves for which prop-

agation properties were determined. The differential travel time shows a cyclic variation with a period of 1 day. The maximum amplitude of the variation is approximately 0.5 ms, which corresponds to  $10^{-3}$  of a velocity change. Long-term and step-like variations are also apparent, with amplitudes of approximately 0.5 ms. The uncertainty in the differential travel time, which arises from the frequency-dependent deviation, is estimated to be within 0.1 ms, which corresponds to a precision of  $10^{-4}$ . The variations in velocity change observed in this experiment are therefore statistically significant.

We compared the variation in the travel time with a variation in the motion of the source foundation [Fig. 8(c)]. Although the rotation of the eccentric mass in the source is precisely controlled with reference to GPS timing, the motion (i.e. acceleration) of the source is strongly affected by changes in the elastic or inelastic properties of the ground surrounding the source. For example, if the stiffness of the surrounding ground decreases, the amplitude of the motion of the source increases. Inelastic properties such as  $Q$  may also affect the motion of the source. Saeki (2000) demonstrated that the energy emitted from the source and dissipated around the source is proportional to the phase delay of the motion of the source.

Phase variation on the source foundation shows similar patterns to variation in atmospheric temperature. This indicates that changes in atmospheric temperature affect the elastic property of the ground surrounding the source. The temporal variation in travel time observed at the array, however, is still fivefold greater than the variation that can be explained by phase variation of the source motion. No comparable pattern of temporal variation is apparent in the differential apparent slowness. The effects of daily variation in atmospheric temperature do not penetrate far into the ground, but do affect the physical properties of the ground to depths of approximately 1 m. The observed refracted wave travels along the bedrock-sediment boundary at a depth of approximately 100 m for most of the distance



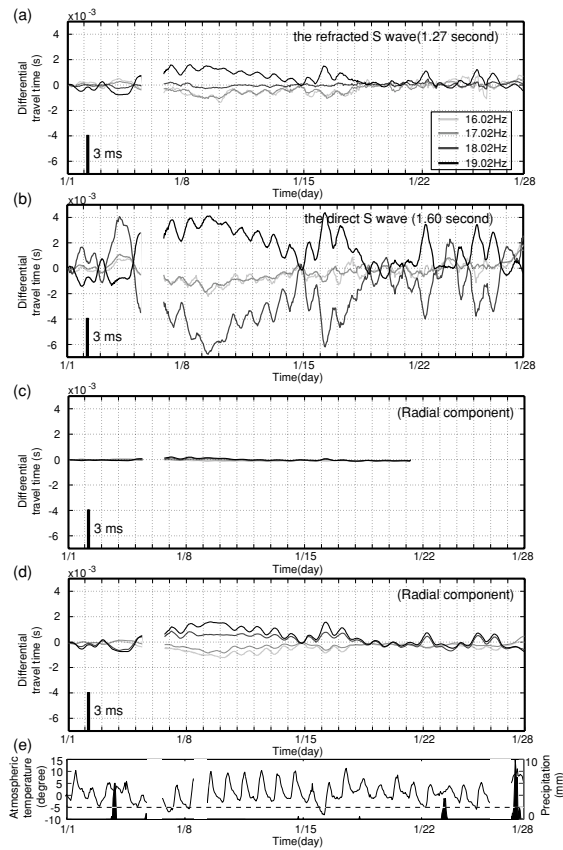


Fig. 12. Frequency dependence of temporal variations in differential travel time for the phases of (a) the refracted  $S$ -wave, (b) the direct  $S$ -wave, (c) radial motion of the source foundation and (d) the main wave with largest amplitude observed at the borehole seismometer (around 0.1 s). The width of the frequency range from which we selected the signal components is 2 Hz, which is centered at the frequency shown in the legend. This figure shows the temporal variations in the lower frequency band of 15.02–20.02 Hz. (e) Temporal variation in atmospheric temperature and precipitation.

between the source and receivers; it is likely that variation in the physical properties of the near-surface medium causes the observed variation in travel time.

### 5.2 Direct $P$ - and $S$ -waves

Figure 8(b) shows the temporal variation in differential travel time for the direct  $P$ - and  $S$ -waves. These variations are statistically significant; the uncertainty of the travel time is within 0.1 ms for the observation period.

Variations in the direct  $P$ - and  $S$ -waves are different from those of the refracted waves, with the variation in direct waves being less affected by the variation in atmospheric temperature than refracted waves. Marked changes in the differential travel time of direct waves are observed at times of rainfall. The observed changes involve an instantaneous delay in travel time followed by a gradual recovery. The amplitude of the change is  $>1.0$  ms, and the change lasts 2 days or more. Such phase variations are not observed in the motion of the source foundation, nor in the temporal variation in apparent velocity at the array site. The effects of atmospheric temperature and barometric pressure are barely apparent in these data.

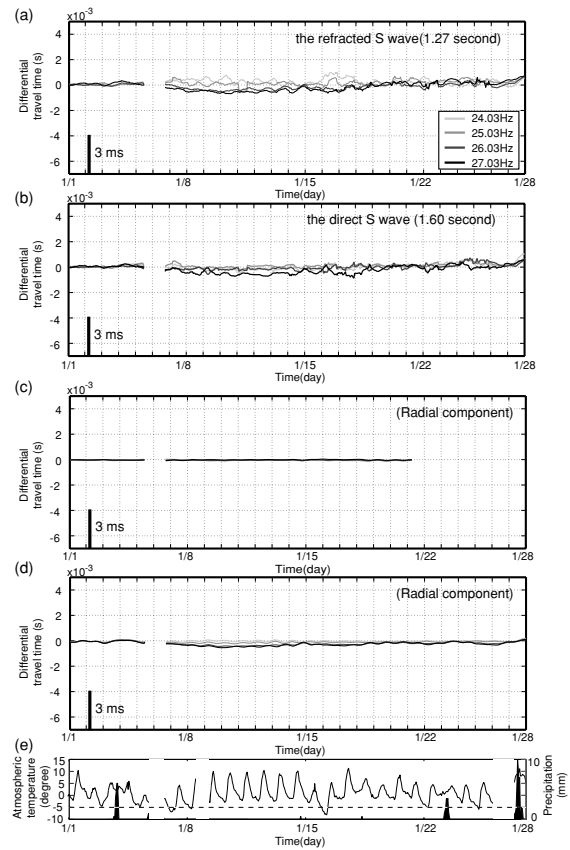


Fig. 13. Frequency dependence of temporal variations in differential travel time for the phases shown in Fig. 12(a)–(d). This figure shows the temporal variations in the frequency band of 23.03–28.03 Hz. (e) Temporal variation in atmospheric temperature and precipitation.

### 5.3 Surface wave and reflected waves

Figure 11 shows the temporal variation in the surface wave and the phase that arrived at the array from a downward travel path. As the amplitudes of these phases were small, the data were stacked for 48 h. Marked variation can be correlated with times of rainfall for the surface wave. The origin of this variation must also be related to rainfall along the path of the surface wave.

One of the advantages of array observation is in detecting the reflection of phases from deeper parts of the crust. From the data in Fig. 6, we can detect phases with high apparent velocity that are interpreted as representing the reflected wave that propagated from below. The data were also stacked over the elements of the array by assuming that the wave propagated vertically. As uncertainty is within 0.5 ms for the observation period, no marked variation can be correlated with other observation data.

### 5.4 Frequency dependence of the temporal variation in differential travel time

We investigated the frequency dependence of the temporal variation in differential travel time to take advantage of the frequency-discreteness of the ACROSS signal. Figure 12(a) and (b), and Figure 13(a) and (b) show the frequency dependence of the temporal variation in differential travel time for the refracted and the direct  $S$ -wave. In this analysis, the signal components in the specified range of frequency are selected from the stacked data set, and the

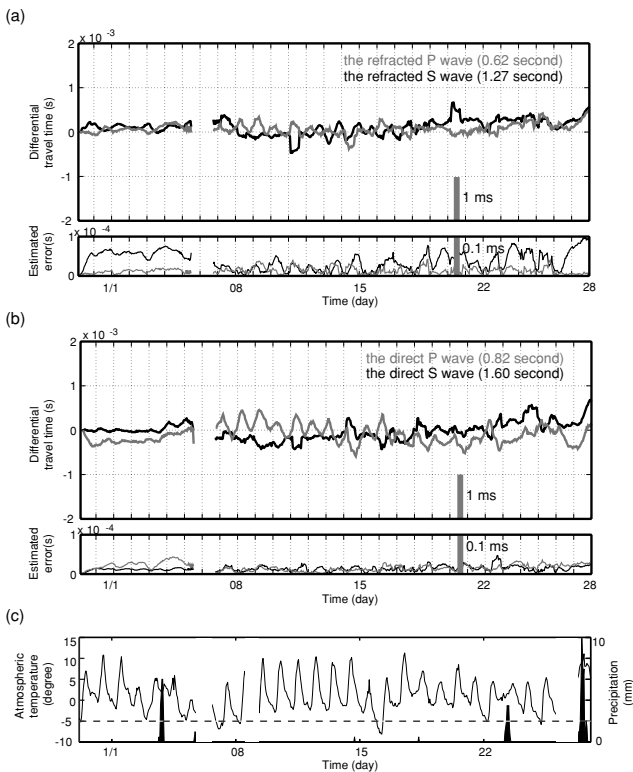


Fig. 14. Temporal variation of (a) the refracted  $P$ - wave and  $S$ - waves, (b) the direct  $P$ -wave and  $S$ -waves except for a frequency band of 15–20 Hz. (c) Temporal variation in atmospheric temperature and precipitation.

differential travel times are estimated in the same way as Section 4.3. The width of the frequency range from which we selected the signal components is 2 Hz, which is centered at the frequency shown in the legend. A strong frequency dependency is clearly observed in this figure. The temporal variation in the differential travel time appears to be sensitive to the variation in atmospheric temperature and rainfall, especially in the frequency range centered at 18.02 Hz and 19.02 Hz. Although the variations show a similar pattern in the direct and the refracted  $S$ -waves, the amplitude of the variation is much larger in the direct  $S$ -wave. The differential travel times for the direct  $S$ -wave change in the opposite manner for 18.02 Hz and 19.02 Hz with respect to atmospheric temperature; therefore, the variations in travel time are cancelled out when averaged over all frequency components, and only a minor relationship appears for atmospheric temperature [Fig. 8(b)]. On the other hand, they change in the same manner with respect to rainfall, which is clearly seen for the rain on January 4, making the effect of rain remain after the variations in travel time have been averaged over all frequency components.

## 6. Discussion and Conclusions

In the investigation reported here we have attempted to identify a region that is affected by atmospheric temperature and rainfall using the vibration signal on the source foundation and at a borehole seismometer, which is about 50 m away from the ACROSS source. Figures 12(c) and (d) and 13(c) and (d) show the frequency dependence of a temporal variation in the radial motion of the source foundation

and the initial part of the wave at the borehole seismometer. The variation at the borehole seismometer shows a similar pattern to the variation in the refracted  $S$ -wave and the direct  $S$ -wave. The amplitude of the variation at the borehole seismometer is comparable to that of the refracted  $S$ -wave. On the other hand, the amplitude at the source foundation is much smaller than that of the borehole seismometer. Thus, we may conclude that the main cause of the temporal variation exists in the region that is very close to the source. The reason why the variation in the direct  $S$ -wave is larger than the reflected  $S$ -wave may be attributed to the ray path of the direct  $S$ -wave, which travels through a relatively shallow part of the ground that can be more affected by the weather condition.

The variation in weather conditions, such as temperature and rainfall, contributes to the variation in the property of the medium near the surface. As the ACROSS vibrator is deployed on the surface, it may be strongly affected by the change in weather conditions. Saeki (2000) documented that compliance of the medium immediately surrounding the seismic source affects the energy of the radiated wave and its phase delay. This compliance is dependent upon the shear wave velocity in the medium around the source and the angular frequency of the force generated by the source. Once the angular frequency of the generated force is accurately controlled, we need to monitor shear wave velocity near the source, as this appears to vary with weather conditions.

The environmental effects can be removed from the waves to take advantage of the frequency-discreteness of the ACROSS signal. As the environmental effect is relatively large in the frequency between 15 and 20 Hz, we removed the data corresponding to 15–20 Hz from our analysis. Figure 14 shows the temporal variation of the refracted wave and the direct wave, with the exception of a frequency band of 15–20 Hz. We were able to remove the effect and obtain the travel time with less effect by environmental conditions.

We can investigate depth variation in elastic wave properties using various phases with different wave paths. In this study, we investigated depth variation using only direct and refracted waves, as there is a clear boundary in terms of elastic wave velocity at this site. If more boundaries exist, we can investigate more clearly the depth variations in the elastic wave properties of the rock medium, which might be expected to include cracks and possibly aquifers or similar features. Furumoto *et al.* (2001) compiled the stress sensitivity of a seismic wave velocity as a function of baseline length for the temporal variations related to tidal stress, tectonic stress and coseismic stress. The stress sensitivity over a baseline length is related to depth variations in the stress sensitivity because a seismic wave travels through deeper levels with an increase in epicentral distance. Velocity change is dependent on the degree of defect development in the rock mass, including cracks and pores, and this varies with depth. Furumoto *et al.* (2001) suggest that accurate and continuous monitoring over a long distance is required to determine the stress sensitivity of seismic wave velocity. An experiment using the ACROSS source is one of the most

valuable methods of investigating the stress sensitivity.

**Acknowledgments.** We would like to acknowledge the use of data for elastic wave velocity by geophysical logging exploration carried out by the Tono Research Institute of Earthquake Science. We would also like to express our thanks to N. Fujii, T. Yamauchi and R. Ikuta for their useful comments. Reviews by Y. G. Li and P. G. Silver greatly improved the manuscript.

## References

- Alekseev, A. S., Chichinin, I. S. and Korneev, V. A., Powerful low-frequency vibrators for active seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 10–17, 2005.
- Birch, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083–1102, 1960.
- Bokelmann, G. H. R. and H.-P. Harjes, Evidence for temporal variation of seismic velocities within the upper continental crust, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23,789–23,894, 2000.
- Crampin, S., Geological and industrial implications of extensive dilatancy anisotropy, *Nature*, **328**, 491–496, 1987.
- Crampin, S., D. C. Booth, R. Evans, S. Peacock, and J. B. Fletcher, Changes in shear-wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs Earthquake, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11,197–11,212, 1990.
- Furumoto, M., Y. Ichimori, N. Hayashi, Y. Hiramatsu and T. Satoh, Seismic wave velocity changes and stress build-up in the crust of the Kanto-Tokai region, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3737–3740, 2001.
- Hiramatsu, Y., N. Hayashi, M. Furumoto, and H. Katao, Temporal changes in coda Q-1 and b-value due to the static stress change associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Geophys. Res.*, **105**, 6141–6151, 2000.
- Ikuta, R. and K. Yamaoka, Temporal variation of shear wave anisotropy detected with ACROSS, *J. Geophys. Res.*, **109**, B09305, doi:10.1029/2003JB002901, 2004.
- Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunitomo, and M. Kumazawa, Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 13, 10.1029/2001GL013974, 2002.
- Kumazawa, M. and Y. Takei, Active method of monitoring underground structures by means of ACROSS. 1. Purpose and principle, *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, **2**, 158, 1994.
- Kunitomo, T. and M. Kumazawa, Active monitoring of the Earth's structure by the seismic ACROSS—Transmitting and receiving technologies of the seismic ACROSS, Proc. 1st Int. Workshop Active Monitoring Solid Earth Geophysics, 181–184, 2004.
- Li, Y.-G., J. E. Vidale, K. Aki, F. Xu, and T. Burdette, Evidence of shallow fault zone strengthening after the 1992 M7.7 Landers, California, earthquake, *Science*, **279**, 217–219, 1998.
- McEvelly, T. V. and L. R. Johnson, Stability of P and S velocities from central California quarry blasts, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 343–353, 1974.
- Neidell, N. S. and M. T. Taner, Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 486–497, 1971.
- Niu, F., P. G. Silver, R. M. Nadeau, and T. V. McEvelly, Migration of seismic scatterers associated with the 1993 Parkfield aseismic transient event, *Nature*, **426**, 544–548, 2003.
- Nur, A., Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of ts/tp travel times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 1217–1222, 1972.
- Reasenber, P. and K. Aki, A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412–5426, 1974.
- Saeki, M., Theoretical study of the ability of the ACROSS source to generate seismic wave field, MSc., University of Tokyo, Tokyo 2000.
- Saiga, A., Y. Hiramatsu, T. Ooida, and K. Yamaoka, Spatial variation in the crustal anisotropy and its temporal variation associated with the moderate size earthquake in the Tokai region, central Japan, *Geophys. J. Int.*, **154**, 695–705, 2003.
- Sato, H., Temporal change in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence—A review of recent studies on coda waves, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 465–497, 1988.
- Scholz, C. H., M. Wyss, and Y. P. Aggarwal, The physical basis for earthquake prediction, *Science*, **181**, 803–810, 1973.
- Semenov, A. N., Variation in the travel-time of transverse and longitudinal waves before violent earthquakes, *Bull. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **3**, 245–248, 1969.
- TRIES, Geophysical log of TGR350; Tono Research Institute of Earthquake Science, 2001.
- Yamamura, K., O. Sano, H. Utada, Y. Takei, S. Nakao, and Y. Fukao, Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation, *J. Geophys. Res.*, **108**, B6, 2317, 10.1029/2002JB002005, 2003.
- Yamaoka, K. and R. Ikuta, Feasibility of reflection monitoring for plate coupling using ACROSS System, Proceedings of the 1st International Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics, 126–129, 2004.
- Yamaoka, K., T. Kunitomo, K. Miyakawa, K. Kobayashi, and M. Kumazawa, A trial for monitoring temporal variation of seismic velocity with ACROSS system, *Island Arc*, **10**, 336–347, 2001.
- Yoshida, Y., H. Ueno, and Y. Ishikawa, The observation and analysis of ACROSS signals by seismic networks—Determination of the transfer function. Proc. 1st Int. Workshop Active Monitoring Solid Earth Geophysics, 258–261, 2004.

A. Saiga (e-mail: saiga@sevo.kyushu-u.ac.jp), K. Yamaoka, T. Kunitomo, and T. Watanabe



# データロガー LS7000 の温度特性評価と専用プリアンプの製作

生田領野・山岡耕春・見須裕美・藤井 巖

## Evaluation of Temperature Characteristics of a Data Logger LS-7000 and Fabrication of Preamplifier Exclusive to the Data Logger

Ryoya IKUTA, Koshun YAMAOKA, Hiromi MISU and Iwao FUJII

東京大学地震研究所 技術研究報告 第12号 別刷  
2006年12月

Technical Research Report, Earthquake Research Institute, the University of Tokyo No. 12  
December 2006

## データロガー LS7000 の温度特性評価と専用プリアンプの製作

生田領野\*†・山岡耕春\*\*・見須裕美\*\*\*・藤井 巖\*\*\*\*

### Evaluation of Temperature Characteristics of a Data Logger LS-7000 and Fabrication of Preamplifier Exclusive to the Data Logger

Ryoya IKUTA\*†, Koshun YAMAOKA\*\*, Hiromi MISU\*\*\* and Iwao FUJII\*\*\*\*

#### はじめに

私たちは地殻活動のアクティブモニタリングの手段として、精密に制御した弾性波信号を定常的に送受信する弾性波精密制御定常信号システム(弾性波 ACROSS)を開発中である(Yamaoka *et al.*, 2001, Ikuta *et al.*, 2002 など). 本システムには定常的に弾性波を送信する震源装置と共に、地殻内部を通ってきた弾性波信号を地震計で受信した際、これを正確に記録する記録装置が不可欠である. 現在我々は多くの臨時観測点において、低消費電力で機動観測に優れた白山工業製の地震計測用データロガー DATAMARK LS-7000 を採用している(図 1). LS-7000 を観測に使用するためにあたって、温度特性、自己ノイズの評価と、さらに LS-7000 の AD 精度を補うために専用のプリアンプを製作したので報告する.

白山工業のカタログ(白山工業, 2006)によると、DATAMARK LS-7000 の主な仕様は表 1 の通りである. また以下のような特徴が挙げられている.

1. 24 bit  $\Delta\Sigma$  型 AD コンバータを採用し高いダイナミックレンジ(17bit)を実現している.
2. GPS による時刻校正により、 $\Delta\Sigma$  のオーバーサンプリングとデシメーションフィルタのタイミングまで厳密な同期を行っている.

2006 年 8 月 25 日受付, 2006 年 10 月 23 日受理.

† ryoya@eri.u-tokyo.ac.jp

\* 東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター(日本学術振興会特別研究員),

\*\* 地震予知研究推進センター,

\*\*\* 気象庁札幌管区気象台,

\*\*\*\* 東濃地震科学研究所.

\* The Earthquake Observation Center (JSPS Postdoctoral Fellow),

\*\* The Earthquake Prediction Research Center, Earthquake, Research Institute, University of Tokyo,

\*\*\* Sapporo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency,

\*\*\*\* Tono Research Institute of Earthquake Science.



図 1. 白山工業 DATAMARK LS-7000 LS-7000 (右下) と、専用に製作したプリアンプ (右上), 物理探査用地震計 (左, 固有周波数 4.5 Hz, 3 成分).

表 1. 白山工業 DATAMARK LS-7000 の主な仕様

入力レンジ	$\pm 10V$ (0dB), $\pm 1V$ (20dB)
分解能	24bit ( $\Delta\Sigma$ 形 AD)
A/D 精度	100Hz サンプリング 17bit 保証
時刻校正	GPS による (1 衛星でも可)
動作温度	-20 から 50°C

#### 3. 小型で軽量, 低消費電力

これらの特徴は ACROSS システムにおいて、1. 微弱な信号を長時間送受信してスタックすることでシグナル-ノイズ比を向上させる. 2. 送信, 受信の時刻を精密に同期させることにより、地殻内部の時間変化を監視する. 3. 震源設置後、観測点はさまざまに展開し、機動的な観測を行う. という要求に応えるものである.

#### 温度特性評価

最初に LS-7000 の温度特性の評価実験を行った. 本実験は 2002 年 11 月に行った. 温度特性評価は、基準となる安

定信号を入力し、ロガーの温度環境によってこの記録がどのように変化するかを調べる。この際重要なのは入力信号の安定性である。信号源としてファンクションジェネレータ (FG ; Agilent 33120A) を使用した。FG は一日の温度変化幅が  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  と安定した観測壕内 (名古屋大学, 瑞浪地殻変動観測壕) に設置し, 小さな気温変化が FG に及ぼす影響も考慮するために壕内の気温も監視した。FG からの信号は矩形波で, GPS 受信機からの 1 秒パルス信号をリファレンスにして信号タイミングを精密に制御している。またこの際 LS-7000 の内部時刻も GPS に同期し, 1 秒毎に時刻補正を行っている (これはアクロス用ファームウェア特有の仕様)。FG からの信号は別室で温度を精密に制御したインキュベータ内の LS-7000 に入力, 記録した。図 2 に計測条件の概略図を示す。また実験パラメータは表 2 のとおりである。

図 3 はファンクションジェネレータからの波形をオシロスコープで収録したものである。このような矩形波を入力しながら, LS-7000 を入れたインキュベータの内部温度を約 5 時間毎に  $5^{\circ}\text{C}$  刻みで変化させ, 波形を記録した。LS-7000 による収録波形の一例を図 4-a に示す。図 3 と比べて矩形波の立ち上がりにオーバーシュートが見られるのは LS-7000 内部のローパスフィルタのためである。図 4-b に

表 2. 温度特性実験のパラメータ

実験パラメータ	採用値
FG の発振周波数	1.01 Hz
FG からの入力電圧	100 mV
LS-7000 の温度	$-5$ から $40^{\circ}\text{C}$
サンプリング周波数	100 Hz
LS-7000 の入力レンジ (増幅率)	10 V (0dB)

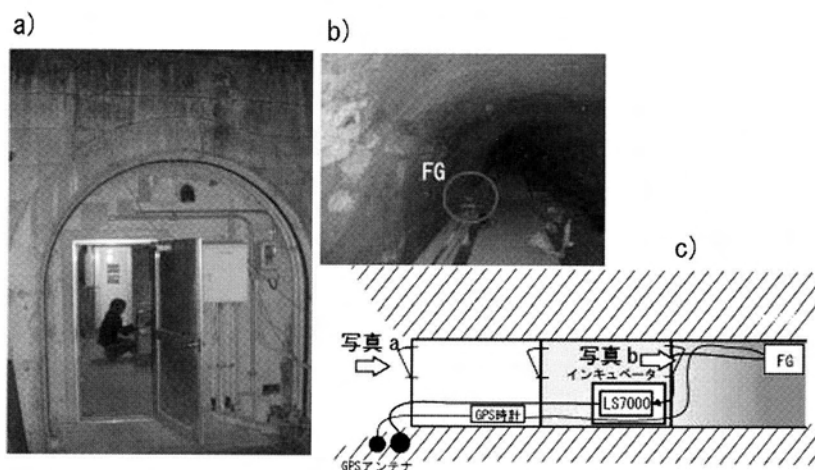


図 2. 計測セッティング, サイト写真

- a) 観測壕入り口から内部を見た写真。奥に見える扉の更に奥にインキュベータが設置されている。
- b) 観測壕内。気温  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  の安定した壕内に FG が設置されている。
- c) 観測壕内実験室の概略図。

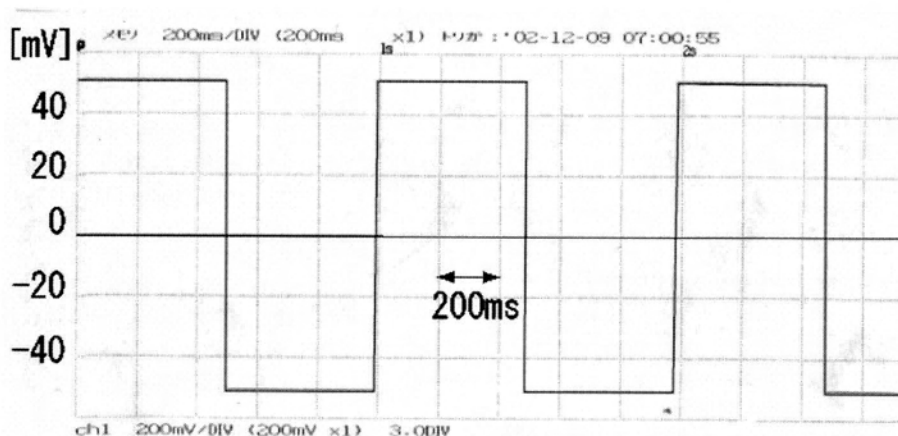


図 3. ストレージオシロスコープで収録したファンクションジェネレータからの波形。デューティ比 50%,  $\pm 100$  mV の矩形波を入力している。

は収録波形のスペクトルを示す。入力は 1.01 Hz の矩形波であるので 1.01, 3.03, 5.05, … と基本周波数の奇数倍の離散スペクトルとなる。2.02, 4.04, 6.06 に見られる小さな振幅スペクトルは高調波である。温度特性の評価のためにこれらの中から基本周波数である 1.01 Hz のスペクトル振幅のみに着目して時間変化を調べた。

図 5 に a) LS-7000 で記録した 1.01 Hz のスペクトル振幅, b) インキュベータ内気温, c) 10 分毎の FG 設置壕内の気温を示す。本来 LS-7000 の記録振幅 a とその温度 b のみの関係を見たいところが, a と c の間にも何らかの相関があるように見られる。本来安定であるべき FG からの出

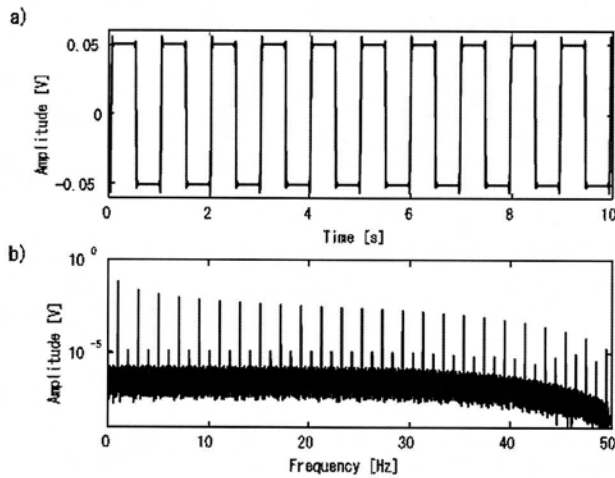


図 4. LS-7000 で収録した波形の例  
a) 10 秒間の時系列信号。b) 100 秒間の記録を逆フーリエ変換したスペクトル。

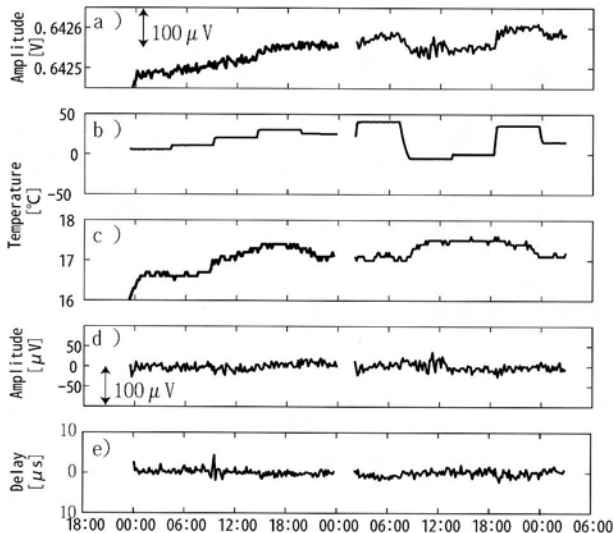


図 5. LS-7000 による 1.01 Hz の記録振幅と温度  
a) LS-7000 による 1.01 Hz 成分の記録振幅。b) LS-7000 が設置されたインキュベータ内の気温。c) FG が設置された観測壕内の気温。d) LS-7000 の 1.01 Hz 成分の振幅を, 式(1)に従って FG, LS-7000 周囲の気温変化の一次結合でフィットした際の残差。e) 1.01 Hz の信号の時刻遅れ。

力に温度依存性があるためである。よってこの際, LS-7000 の記録振幅の変化分  $\Delta Y(t)$  は, 温度係数  $a, b$  を用いて以下のように書き下せると考えた。

$$\frac{\Delta Y(t)}{Y_I} = aT_I(t) + bT_F(t) + c + \varepsilon \quad (1)$$

ここで  $Y_I$  は理論上の入力振幅,  $T_I(t), T_F(t)$  はそれぞれインキュベータ内, FG の壕内の気温。  $c$  は定数,  $\varepsilon$  はその他の誤差である。全ての時刻についてのデータを式 1 とし連立し, 温度係数  $a, b$  と定数  $c$  を最小二乗法を用いて推定した。こうして求めた LS-7000, FG それぞれの温度係数  $a, b$  は, それぞれ  $1.6 \times 10^{-6}, 1.6 \times 10^{-5} \text{ [K}^{-1}\text{]}$  と求まった。

FG の温度係数が非常に大きかったために純粋に LS-7000 の温度係数だけを計測することができなかった。このような実験には十分に安定した信号源を使用すべきであった。ともあれ壕内の温度を計測することで FG の温度係数を同時に推定し, LS-7000 の温度係数を推定することができた。実際の屋外でのアクロス信号計測時においては一日で 10 数度, 季節変化は場合によっては  $30^\circ\text{C}$  程度もあることが予想されるが,  $1\text{K}$  あたり  $1.6 \times 10^{-6}$  の温度特性では最大でも  $10^{-4}$  未満の変化となり, これは実際に淡路島のアクロスサイトなどで観測されている信号振幅の変化が数%から時には数 10% もあることを考えると十分小さい。

LS-7000 の振幅特性は上記のとおりであったが, 加えて 1.01 Hz スペクトルの位相を同時に調べ, LS-7000 の変換タイミングの温度依存性も計測した。図 5-e のとおり, 最大 5 マイクロ秒のバラつきを超えて有意な温度依存性は見られなかった。

## 自己ノイズ

次に, LS-7000 データロガーの自己ノイズの計測を行った。LS-7000 で設計されている二つの増幅率設定 20 dB (最大  $\pm 1\text{V}$ ), 0 dB (最大  $\pm 10\text{V}$ ) 両方について, 入力端子をショートして記録を行った。

図 6a, b と c, d はそれぞれ増幅率 20 dB と 0 dB 時の入力換算記録の時系列, 周波数系列でのノイズ振幅である。20 dB 時には  $\pm$  約  $5\mu\text{V}$  の自己ノイズが記録されている。0 dB 時には自己ノイズの振幅は  $\pm$  約  $200\mu\text{V}$  となり, 20 dB 時に対して増幅率が 1/10 であるのに自己ノイズは 10 倍ではなく 40 倍となっている。この原因は 28 Hz 付近に卓越したモノトニックなノイズである (図 6-d)。28 Hz 付近以外の帯域では, 0 dB 時のノイズ振幅は概ね  $10\mu\text{V}/\sqrt{\text{Hz}}$  以下であり, 20 dB 時のノイズ振幅が約  $1\mu\text{V}/\sqrt{\text{Hz}}$  程度であることと調和的である。

白山工業によると (表 1) 有効ビット数は 17 bit (= 約 102 dB) 保証とされている。0 dB 時のダイナミックレンジはモノトニックなノイズのために最小  $200\mu\text{V}$  最大  $10\text{V}$  の



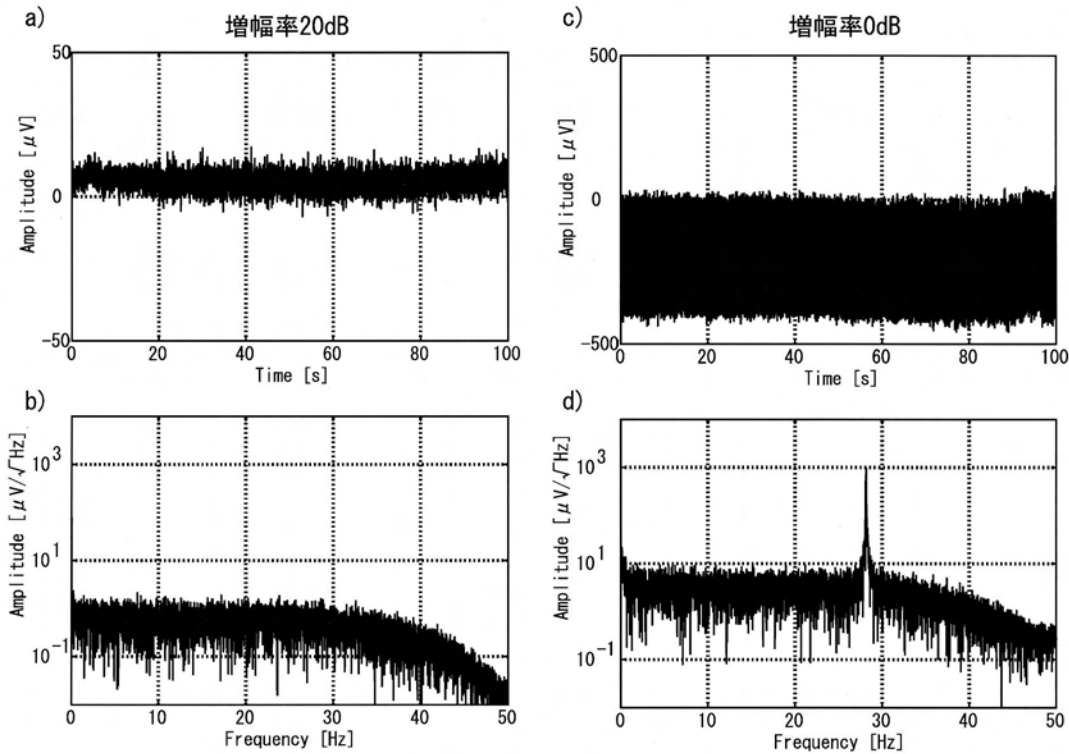


図 6. LS-7000 の自己ノイズ  
 a) 増幅率 20dB 指定時の 100 秒分の時系列信号. b) a) のノイズ密度. c) 増幅率 0dB 指定時の 100 秒分の時系列信号. d) c) のノイズ密度. 28Hz に特徴的なノイズが見える.

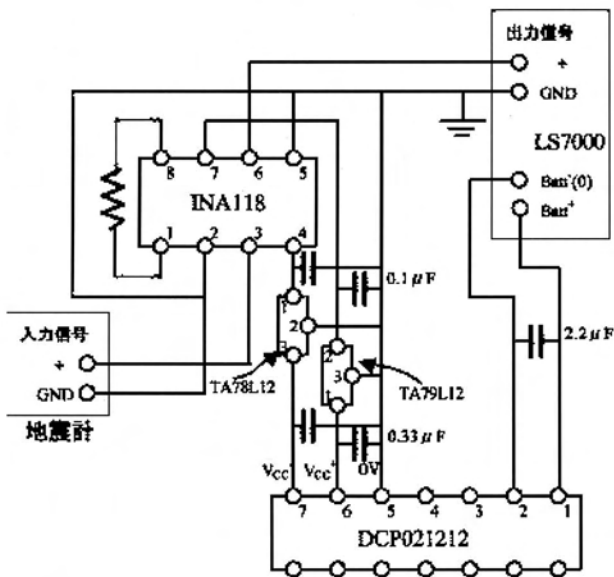


図 7. LS-7000 専用アンプ回路図  
 実際のアンプでは、電源部分 (DC-DC コンバータと三端子レギュレータ) を共通にして 6Ch としている。

約 94dB でカタログ値より悪いが、20dB 時は最小  $5\mu\text{V}$  最大 1V で約 106dB となっておりほぼカタログ通りである。モニタリングなノイズは後になって  $\Delta\Sigma$  型 AD チップ特有のトーンノイズであることが判明した。これは信号がゼロ

を横切る時に発生するため、これを避けるためには入力に最大レンジの半分のオフセットを与える対策が有効である。ただし以下に紹介する専用アンプではこの点は考慮されていない。

### 専用アンプの作製

上で述べたように LS-7000 の最高精度は増幅率 20dB 時で  $5\mu\text{V}$  である。高感度速度型地震計、例えば  $100\text{Vs/m}$  のものを用いて計測をした場合には、 $0.05\mu\text{m/s}$  以上の地動を記述できる。これは非常に静かな場所 (例えば野島曳浦における 800m ボアホール; Tadokoro *et al.*, 2000) での地動ノイズに相当する振幅である。

アクロス観測では地動ノイズの中に隠れた微弱な信号をスタックして検出するため、地動ノイズをなるべく高い精度で記述することが肝要である。私たちは常に高感度の地震計を多数用意できるわけではないので、LS-7000 での観測用に安価で扱いやすいプリアンプを作製した。この際考慮したのは利便性と低消費電力である。倍率は 10 倍、100 倍の 2 レンジで可変とした。

IC は消費電流  $350\mu\text{A}$  のインストルメンテーションアンプ INA118PB (Burr-Brown) を用いた。電源は増幅段の安定性を考慮するとバッテリーから取るのが最適と思われるが、観測の際の利便性を考慮して LS-7000 の端子盤に出て

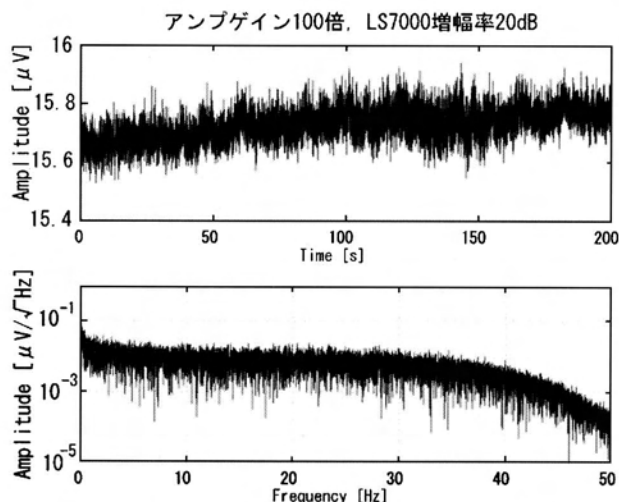


図 8. LS-7000 専用アンプを通した記録波形  
上; 200 秒分の時系列波形. 下; 上の図のノイズ密度.

いるセンサ用の電源端子から取った。DC-DC コンバータ DCP021212P (Burr-Brown) を用いてセンサ用電源 12 V を  $\pm 12$  V とし、三端子レギュレータを用いて安定化した。図 7 に回路図を示す。基盤は LS-7000 とほぼ同じサイズの筐体に収め、観測の際に邪魔にならないよう配慮した。また地震計からの入力も LS-7000 に付属の端子盤と同様の仕様とした (図 1 参照; 筐体、基盤の加工は三弘株式会社にお願した)。この際入力は接続の簡便性からシングルエンドとしたが、ノイズ対策の点ではディファレンシャルにするのが正しい判断であった。

図 8 にこのアンプを増幅率 100 倍、LS-7000 を 20 dB で用い、入力をショートした際の記録波形を示す。15  $\mu$ V 程度のオフセットはあるものの、短周期の自己ノイズは入力換算で  $\pm 0.1 \mu$ V 程度となっている。LS-7000 単体で用いた

際の図 6-a の自己ノイズ 5  $\mu$ V に比べて単純に 1/100 になっていないのはアンプの自己ノイズによるものである。しかし 0.1  $\mu$ V (100 Vs/m の速度計を用いて 1 nm/s) は地動ノイズを記述するためには十分な値である。

## ま と め

温度が比較的一定な観測場にて白山工業製の地震計測用データロガー DATAMARK LS-7000 の温度特性試験を行った。結果振幅の温度依存性は  $1.6 \times 10^{-6} [K^{-1}]$  と非常に小さいことが判った。また自己ノイズ評価を行い、結果 LS-7000 のダイナミックレンジが 16 ないし 17 bit であり最小で 5  $\mu$ V 程度の信号を検出可能であることがわかった。さらに観測上の必要から、本ロガー専用の 10 倍、100 倍可変のプリアンプを製作した。これを用い LS-7000 で 0.1  $\mu$ V の信号まで記録できるようになった。

謝 辞: 本稿をまとめるにあたり、査読者の武尾 実氏、森田裕一氏、飯高 隆氏からは有用なアドバイスをいただきました。記して感謝いたします。

## 文 献

- 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), 5-1-5-4.
- Tadokoro, K., M. Ando and K. Nishigami, 2000, Induced earthquakes accompanying the water injection experiment at the Nojima fault zone, Japan: Seismicity and its migration, *J. Geophys. Res.*, **105**, B3, 6089-6104.
- Yamaoka, K., T. Kunitomo, K. Miyakawa, K. Kobayashi and M. Kumazawa, 2001, Atrial for monitoring temporal variation of seismic velocity with ACROSS system, *Island Arc*, **10**, 336-347.
- 白山工業ホームページ, <http://www.datamark.co.jp/>, 2006