

## 非アスペリティのマッピングから地殻内部の常時監視へ

鶴我佳代子\* 笠原順三\*\* 三ヶ田均\*\*\*  
山岡耕春\*\*\*\* 藤井直之\*\*\*\*\*

### Mapping Non-asperities and Continuous, Active Monitoring of the Interior of the Earth's Crust

Kayoko TSURUGA\*, Junzo KASAHARA \*\*, Hitoshi MIKADA \*\*\*,  
Koshun YAMAOKA \*\*\*\* and Naoyuki FUJII \*\*\*\*\*

#### Abstract

Large earthquakes along the subducting plate boundary occur repeatedly in the area of an asperity that consists of a strongly coupled zone between two plates. Other areas along the subduction zone are considered to be stable-quasi-stable slip region, which is called a non-asperity, might release strain energy caused by oceanic plate subduction. The physical states of large asperities under the ocean are not well known at present because of the lack of offshore stationary observation networks (e.g., geodetic, seismic and electromagnetic networks).

Strong PP reflections from the subducting plate boundary were found in aseismic zones along the Japan Trench and in the slow slip region in the Tokai region. These features suggest the presence of low-Vp/soft materials and/or fluid along the subducting plate boundary. Such regions might cause continuous or intermittent aseismic slow-slips. If we can map areas of strong PP reflections from observations such as refraction-reflection studies using Ocean Bottom Seismometer (OBS)-airgun surveys, we will be able to obtain the distribution of asperities along the plate boundary.

Assuming that slip acceleration at non-asperity regions might trigger a large earthquake at adjacent asperities, a sudden change of physical states in a non-asperity region might suggest a high probability of plate-boundary earthquakes. Changes due to slip acceleration might be detected by continuously monitoring seismic reflection intensity at non-asperity regions. To perform continuous monitoring, we propose the Accurately Controlled Routinely Operated Signal System (ACROSS), with an integrated active monitoring method using continuously transmitting seismic and electromagnetic sinusoidal waves, which are accurately controlled by a GPS

\* 日本原子力研究開発機構

\*\* 日本大陸棚調査（株）

\*\*\* 京都大学大学院工学研究科

\*\*\*\* 東京大学地震研究所

\*\*\*\*\* 名古屋大学大学院環境学研究科

\* Japan Atomic Energy Agency

\*\* Japan Continental Shelf Survey Co. Ltd.

\*\*\* Graduate School of Engineering, Kyoto University

\*\*\*\* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

\*\*\*\*\* Graduate School of Environmental Sciences, Nagoya University

clock with a sophisticated signal analysis method.

The ACROSS seismic source at Toki city in central Japan has been operated continuously for more than 2 years. A field experiment in the Tokai region, central Japan, using this transmission method provided sufficient S/N ratios for the Pg phase traveling 60 km through stacking the data for one month.

Submarine cable OBS systems near the trenches enable us to continuously monitor seismic reflection signatures provided by ACROSS systems located on land. The planned submarine cable OBS in the Tonankaki region might be a good real-time receiver system.

The Exploration of Asperities-Reflectors System (EARS) is proposed for integrating the necessary research components-mapping, monitoring, and real-time continuous monitoring of the Earth's crust. In this paper, we describe the analytical method and important points in such a study.

**Key words** : asperity, non-asperity, seismic reflectors, crustal structure, asperity mapping, OBS, active monitoring, submarine cable

**キーワード** : アスペリティ, 非アスペリティ, 地震反射面, 地殻構造, アスペリティマッピング, 海底地震計, 能動監視, 海底ケーブル

## I. はじめに

地殻内部やプレート境界で発生する地震現象の理解はここ数年の間に飛躍的に進んできた。10年ほど前は、海溝やトラフのようなプレートの収束境界では、プレート間が完全あるいは強く固着している場所で、海洋プレートが島弧や陸のプレートの下に沈み込む動きによって境界にひずみが溜まり、溜まったひずみは一度に大地震として解放されると考えられていた。従って、数10年～100年以上にわたり地震活動によってひずみが解放されない地震空白域は次の大地震の発生域とされ、プレート沈み込み速度と空白域の大きさは次に起きるべき地震の規模と関係すると考えられていた。

最近の研究からは、プレート境界は完全に固着している場所ばかりではなく、時々固着がゆるむ(準安定的にすべる)場所や常態的にすべりを起こす場所が不均一に分布していることが分かってきた。固着度の大きな場所は「アスペリティ(asperity)」と呼ばれている。プレート境界に発生する地震のモーメントの大部分は、このアス

ペリティから解放される。三陸沖で発生した過去の巨大地震の震源過程を調べた結果、同じアスペリティが繰り返し大地震の発生域となることが分かってきた(Yamanaka and Kikuchi, 2004)(図1)。

一方、アスペリティ以外の場所では、地殻変動観測から、通常の地震で励起される短周期成分の波をほとんど発生せず、プレート間のズレのみを生じる非地震性のすべり(「ゆっくりすべり(スロースリップ)」と呼ぶ)の存在が明らかになった。その活動の時間スケールは数日から数年以上に及ぶ。このような場所では、通常の地震の活動度は低いが、短周期の地震波が放出するひずみエネルギー程度かそれ以上のひずみエネルギーに相当するエネルギーを放出する地殻変動活動があることもわかつてきた(例えば, Heki *et al.*, 1997; Hirose *et al.*, 1999; Nishimura *et al.*, 2000; Ozawa *et al.*, 2001, 2002)。本論文では、このような領域をアスペリティに対し「非アスペリティ(non-asperity)」とよぶ。三陸沖などの海域における詳細な地殻構造調査では、プレート境界上で地震波を強く反射する領域は面的に分布

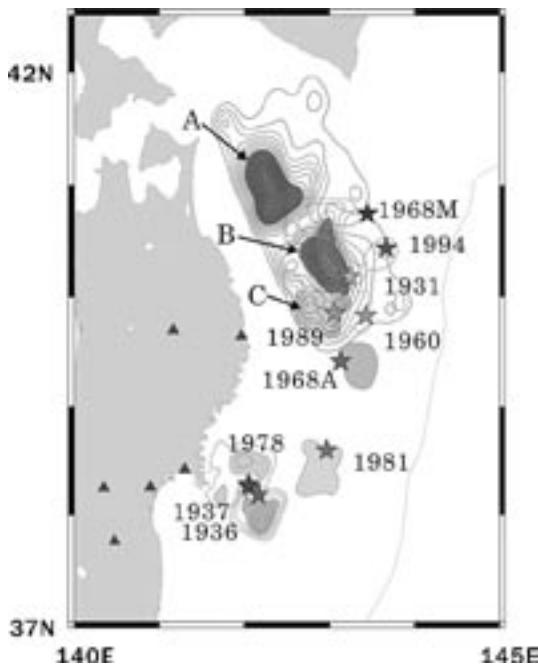


図 1 三陸沖のプレート境界のアスペリティ分布(影の部分)とさまざまな境界地震の破壊開始点(Yamanaka and Kikuchi, 2004)。コンターは地震により解放されたモーメントに対するもの。星印はそれが地震の開始点(震源)。

Fig. 1 Asperities (shadows of plate boundary of Off-Sanriku NE Japan) and initiation of ruptures of plate boundary earthquakes (Yamanaka and Kikuchi, 2004). Contours show the moment released by each earthquake. Stars show the rupture initiation point of each earthquake.

し、地震活動の低い領域とほぼ一致することが明らかになった(例えば, Fujie *et al.*, 2002; 笠原ほか, 2003a; Mochizuki *et al.*, 2005)。このことは、低地震活動域である非アスペリティの領域が、地震の震源分布のマッピングとは独立に、地震波の反射強度の分布から推定できる可能性を示している。また、プレート境界面ではアスペリティと非アスペリティとが互いに重なり合うことなく混在することも示唆している。

ここで、非アスペリティでのすべりの加速が、それと隣接するアスペリティのすべりを引き起こ

し、巨大地震の発生に関与すると考えれば、プレート境界面における非アスペリティの空間的・時間的分布や挙動を監視することが将来の地震発生ポテンシャルの評価に大変重要となる。

そこで、本論文では、沈み込むプレート境界上の非アスペリティの空間的・時間的分布に注目することで、巨大地震を発生させるプレート境界の詳細な構造を明らかにし、地震災害低減を目指した観測研究の手法(後述するEARS)を提案する。その概要是、非アスペリティのマッピングとその挙動の長期監視、およびそのための効果的観測システムの提案である。以下では、まず沈み込むプレート境界におけるアスペリティと非アスペリティ(反射面)についてこれまで得られた知見を紹介し、地震波反射面のマッピングのための地殻構造調査手法の概略といいくつかの事例、マッピングにおける留意点について述べる。さらに、長期間安定な人工震源を利用した能動監視システムを用いた海陸プレート境界等からの反射地震波の特性の時間変化の常時監視の試みを紹介し、将来の海陸両域でのリアルタイム連続監視観測システムの導入を提案する。

## II. 沈み込むプレート境界上のアスペリティと反射面のマッピング(EARS)

プレート境界におけるアスペリティと非アスペリティの空間分布は、プレート境界で発生する巨大地震の解析や人工震源(工アガソや火薬)を用いた海陸における大規模な構造調査によって明らかになりつつある。

Yamanaka and Kikuchi(2004)は、同じアスペリティが繰り返し大地震を起こしていることを三陸沖の例で示した。このような特徴が、プレート境界上の全てのアスペリティに当てはまるならば、固着度が大きく将来の大地震の震源域となる場所(アスペリティ)とそれ以外の固着度が低い場所(非アスペリティ)は時間と共に変化するかもしれないが、少なくとも数十年ほどのスケールでは、ほとんど重複せず存在すると考えられる。巨大地震が発生すれば、アスペリティの場所は分かるが、地震発生後の事後予測にしかならない。

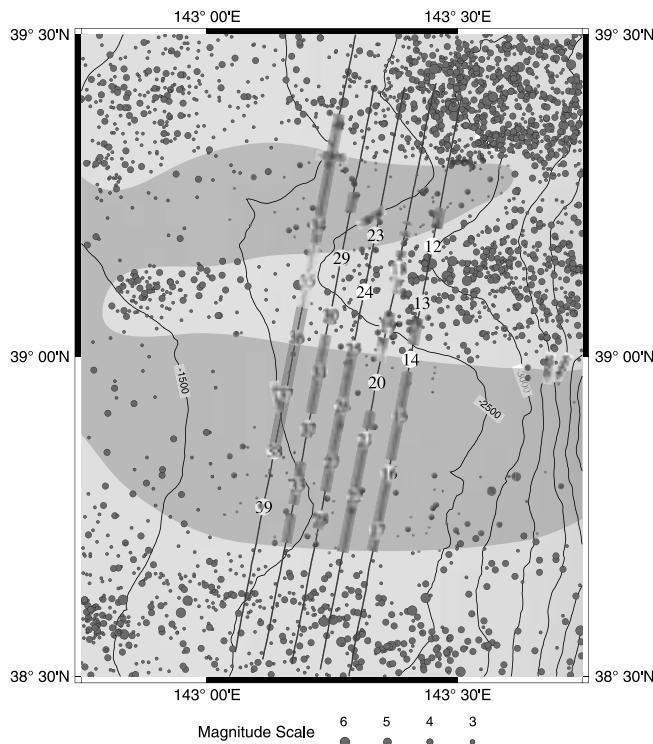


図 2 三陸沖の日本海溝斜面における地震活動空白域と一致する地震波強反射域 (Mochizuki *et al.*, 2005). 点は震源をあらわす。測線に沿う影をつけた部分が反射強度の強い部分をあらわす。

Fig. 2 The area of strong seismic reflection region along the plate boundary overlapping with the epicenter distribution on the forearc slope of the Japan Trench (Mochizuki *et al.*, 2005). Aseismic regions are shown by shadowed areas. The shadowed stripes along the observed line indicate locations of strong reflections of seismic waves.

重要なのは、将来の地震発生場の状況を予測するため、現状を知ることである。そこで、アスペリティだけでなく、非アスペリティの挙動についても注目したい。本節では、プレート境界上の非アスペリティと地震波探査などで観測された強い反射波との関係を述べ、アスペリティの分布と状態を知るための総合的研究の進め方について提案をおこなう。

### 1) プレート境界からの強い反射波

Fujie *et al.* (2002) は、北緯 38 度 40 分 ~ 39 度にかけての釜石沖の日本海溝前弧の低地震活

動域において海底地震計 (Ocean Bottom Seismometer, 以下 OBS と略す) と人工震源を用いた地震探査観測を行い、現在地震活動が低い領域とされるプレート境界で強い PP 反射波を観測した。またプレート境界で強い反射波を出す領域は面的に分布し、その分布が過去の低地震活動域とほぼ一致することも明らかになった (Fujie *et al.*, 2002; 笠原ほか, 2003a; Mochizuki *et al.*, 2005) (図 2)。このような沈み込みプレート境界付近での大きな P 波反射強度やそのオフセット距離に対する出現の仕方は、境界面付近に地

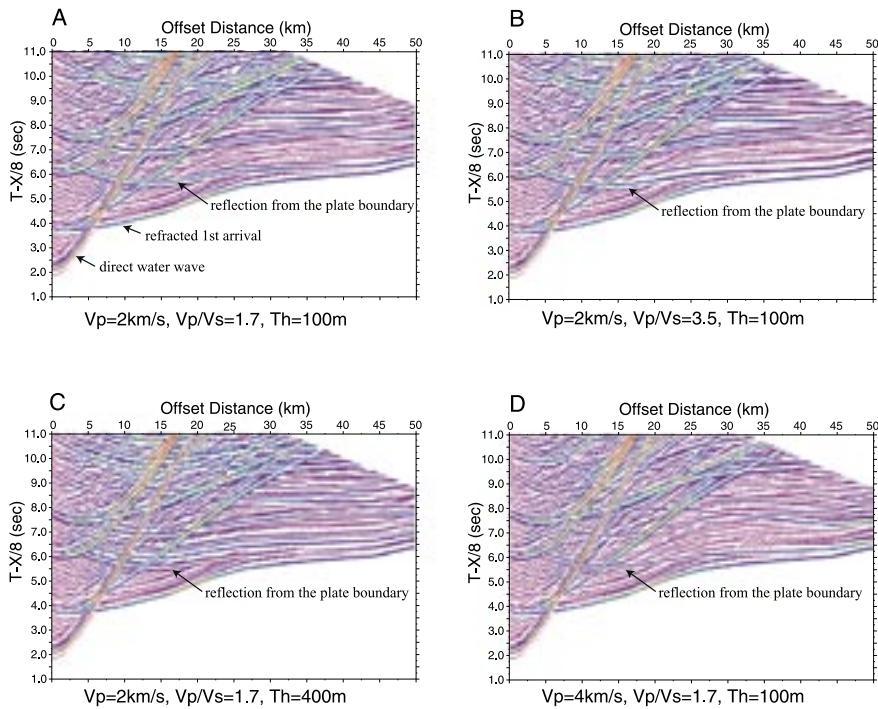


図 3 PP 反射波の消長に対する沈み込みプレート間物質の効果 ( 笠原ほか, 2003a ) . 三陸釜石沖の前弧海盆における南北測線に対する理論波形 . ( A ) 厚さ = 100 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 1.7$ , ( B ) 厚さ = 100 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 3.5$  . ( C ) 厚さ = 400 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 1.7$ , ( D ) 厚さ = 100 m,  $V_p = 4$  km/s,  $V_p/V_s = 3$ ,  $V_p = 2$  km/s の場合, 観測波形の強い PP 反射波の特徴を説明することができる .

Fig. 3 Synthetic seismic profiles simulated for NE observation lines in the off-Sanriku Kamaishi region ( Kasahara *et al.*, 2003a ) . P-wave velocity ( i.e.,  $V_p$  ) and ratio of P- to S-wave velocity ( i.e.,  $V_p/V_s$  ) of the physical properties at the plate boundary reflect PP reflection intensity. The profiles were calculated from ( A ) layer thickness = 100 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 1.7$ , ( B ) layer thickness = 100 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 3.5$ , ( C ) layer thickness = 400 m,  $V_p = 2$  km/s,  $V_p/V_s = 1.7$ , and ( D ) layer thickness = 100 m,  $V_p = 4$  km/s,  $V_p/V_s = 3$ ,  $V_p = 2$  km/s.  $V_p = 2$  km/s can explain the fea-

震波速度が著しく遅く ( 例えば, P 波速度  $V_p$  が 2 ~ 4 km/s ) かつ薄い ( ~ 100 m ) 層の存在を仮定すると説明可能なことが理論波形との比較からわかった ( 笠原ほか, 2003a; Mochizuki *et al.*, 2005 ) ( 図 3 ) . この層には地殻深部の物質の P 波速度 (  $V_p = 3.5$  ~ 7 km/s ) より小さな P 波速度を持つ物質の存在が予想されることから, 一例として, 水 (  $H_2O$  ) の関与が示唆されている ( 笠原ほか, 2003b ) .

プレート境界からの強い反射波は, 海底地震観

測だけでなく, 陸上的人工地震の観測からも得られ始めた ( 例えば Matsu'ura *et al.*, 1991; Iidaka *et al.*, 2003 ) . その一つは, 東海沖から北へ, 中部日本を横断する測線での観測で見出された。その反射面は, 静岡県西部・浜名湖の北東に位置し, 沈み込むフィリピン海プレートの深さ 20 ~ 35 km 付近と推定される ( Iidaka *et al.*, 2003 ) ( 図 4, 5 ) . GPS による地殻変動観測から, この場所は, 2000 年 6 月以降, 非地震性すべり ( ゆっくりすべり ) が集中している場所にほぼ一致して

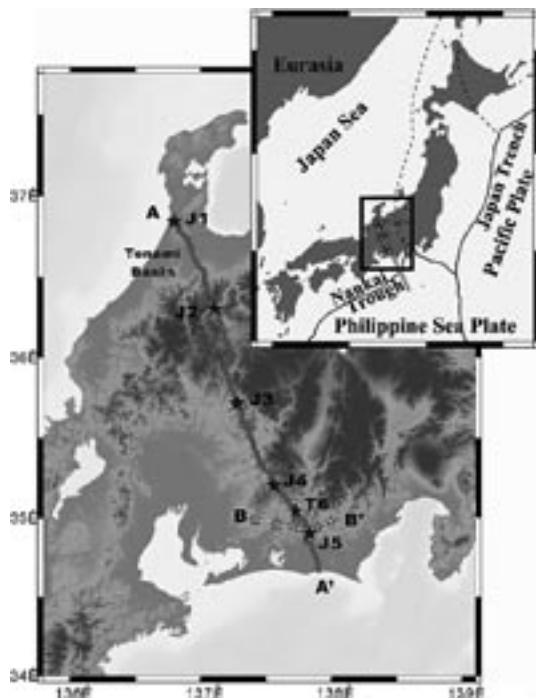


図 4 2001 年東海沖 - 中部日本海陸統合深部構造探査の測線と発破点の位置 (Iidaka *et al.*, 2003 を改変)。

Fig. 4 Observation line and locations of chemical explosions from a control source seismic survey in the longitudinal direction in central Japan. (Modified after Iidaka *et al.*, 2003)

いる (Ozawa *et al.*, 2002) (図 6)。これは、この付近のプレート境界の固着度が低下し、準静的すべり状態にあることを示唆している。また、メカニズムや関連性は明らかではないが、数日～数週間のゆっくりすべりの発生時期には、非火山性の深部低周波微動が活発化する傾向にあることも報告されている (Obara, 2002; Obara *et al.*, 2004)。さらにこの地域については、1944 年東南海地震の直前に観測された地殻変動を、浜名湖下のプレート境界でおこった東南海地震の前兆的すべり (プレスリップ) と考える研究報告もある (例えば Linde and Sacks, 1997)。また首都圏直下でも同じような強い反射強度を示す領域が 1923 年関東地震のすべり域の外側に位置すると

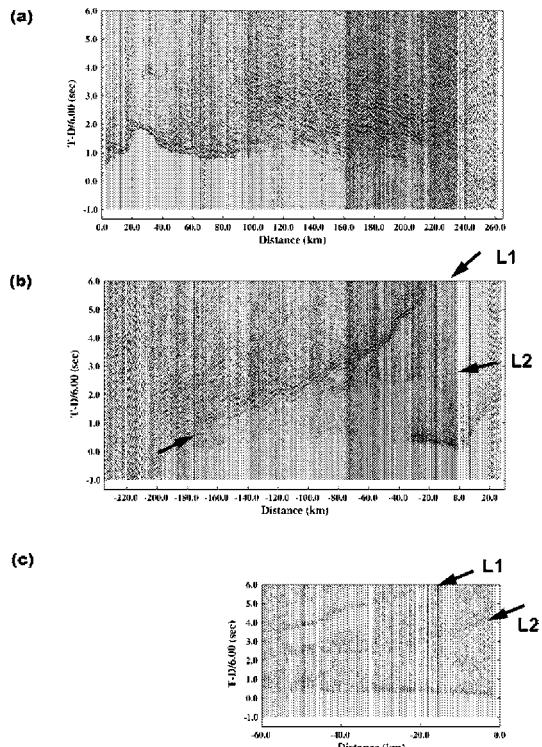


図 5 2001 年東海沖 - 中部日本海陸統合深部構造探査の結果得られた地震波記録断面 (Iidaka *et al.*, 2003)。(a) J1, (b) および (c) J5 (図 4 参照)における爆破に対するもの。図 (b) および (c) に示された L1 は浜名湖の北東に位置する沈み込むフィリピン海プレート境界面からの PP 反射波と解釈される。

Fig. 5 Seismic-record sections along the seismic exploration line shown in Fig. 4. (a) Shot records for J1, and (b) and (c) shot records for J5 (Iidaka *et al.*, 2003). L1 in (b) and (c) are estimated using the reflected phase from the subducting Philippine Sea Plate located around the NE region of Lake Hamana.

示唆する報告がある (Sato *et al.*, 2005)。これらの事実から、プレート境界からの強い反射波が観測された非地震性すべりの領域が、プレート境界型地震と何らかの関わりをもつことが示唆されている。

## 2) アスペリティと反射面のマッピング (EARS)

海域や陸上で的人工地震観測から、沈み込むブ

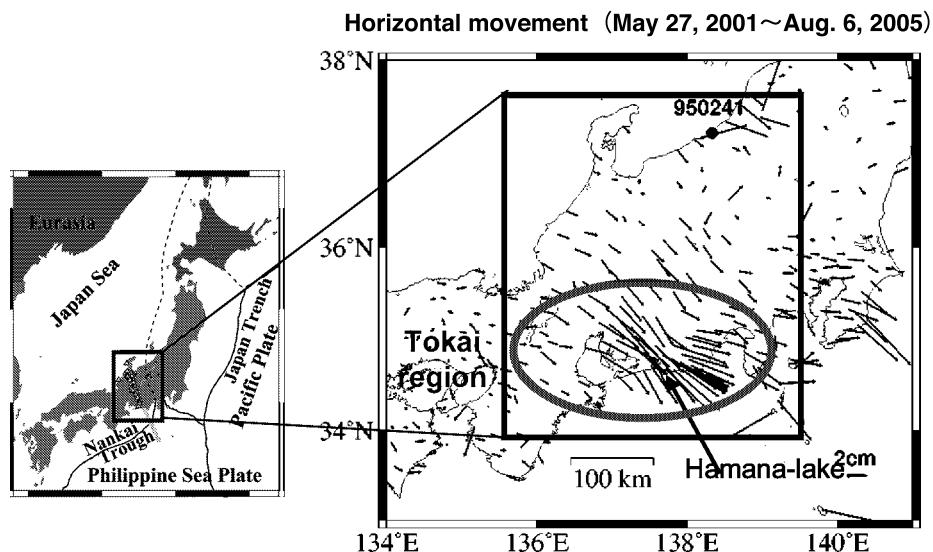


図 6 2000 年 6 月以降に GPS 観測によって求められた浜名湖周辺のスロースリップ (2001 年～2005 年までの変位ベクトルは国土地理院ホームページ <http://cais.gsi.go.jp/tokai/sabun/index.html> を改変)。

Fig. 6 Slow slip around Lake Hamana observed using the GPS network between May 27, 2001 and August 6, 2005 (modified from Japan Geographical Institute home page, <http://cais.gsi.go.jp/tokai/sabun/index.html> ).

レート境界には強く P 波を反射する部分があり、そこでは長期間にわたり地震活動度が低いか、あるいは非地震性すべり(定常的～準静的すべり)を発生していることがわかった。非地震性すべりを示す非アスペリティでは、笠原ほか(2003a)や Mochizuki *et al.* (2005) が示したように、そこでの P 波反射係数は大きく、P 波はその境界面で強く反射することから、低 P 波速度物質(流体)の存在の可能性が大きい。言い換えれば、プレート境界の反射強度を観測し、理論地震波形と比較すれば、プレート境界での地震学的固着度マップを作ることができる。

図 7 はアスペリティのマップを作るための総合的研究の進め方を図したものである。実際には、アスペリティそのものではなく、観測可能量(例えば地震波の反射強度など)を与える非アスペリティのマップを作るものである。そこで、これを「アスペリティと反射面のマッピング(EARS: Exploration of Asperities-Reflectors

System)」と呼ぶ。非アスペリティの空間分布のマッピングとその挙動の長期監視(モニタリング)、原因解明のための物理モデルの導入、およびそのための効果的観測システムを提案するものである。また、これまで推進されてきた主な研究プロジェクトとの空間スケールの対比も示している。

### III. 地殻構造調査と非アスペリティのマッピング

前述のように、プレート境界面からの反射波の反射強度とその空間分布を調査することで、非アスペリティの物性と広がりをマッピングでき、間接的ではあるが震源のマッピングとは独立にアスペリティの分布を知ることができる。

非アスペリティのマッピングのためには、周辺の地殻構造を知ることがまず必要となる。地殻構造を正確にマッピングすれば、観測された波群の中からプレート境界からの反射波を同定でき、伝搬経路での走時や振幅・位相の空間的・時間的変

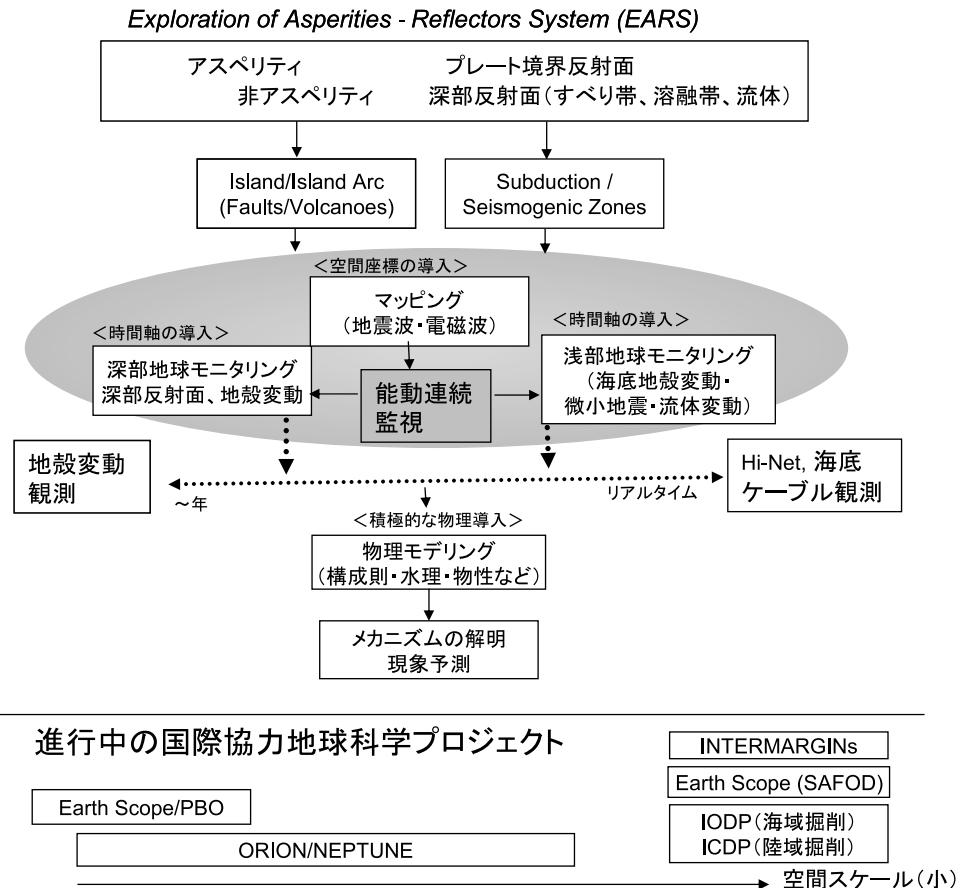


図 7 EARS (Exploration of Asperities-Reflectors System) の考え方。アスペリティと非アスペリティの分布から巨大地震の発生の監視のために行う研究要素を示す。マッピング、能動監視、観測システムが重要な要素となり、これら全ての有機的な連携が必要である。国際的に進行中のプロジェクトもこれらと連携して行われる。

Fig. 7 Schematic diagram of Exploration of Asperities-Reflectors System (EARS). To assess the generation of large earthquakes, integrated research on a number of subjects is required. The most important research elements are mapping, active monitoring, and observation system. International research programs on geosciences might be closely related to the EARS research program.

化を明らかにすることができます。

この節では、地殻構造調査で主流となっている地震波屈折法とその解析についていくつか事例を挙げ注意点を述べる。

### 1) 海域における OBS とエアガンによるマッピング

ここで言うマッピングとは、反射波の空間的分

布に注目しながら地殻構造を詳細に求めることである。以下では、主に海域での地殻構造調査を例として述べる。

OBS と大容量のエアガンを組み合わせた屈折法による地下構造調査方法は、現在、海域の地殻の構造を知るための最も有力な方法と考えられている。従来この種の解析は地震波反射法と区別す

表 1 OBS・エアガン解析の処理の流れ .

Table 1 Processing flow of OBS-Air gun exploration.

---

OBS の内部の水晶時計に対し時刻補正をする。
エアガンの発振時、位置を決める。
OBS 位置決めと時刻補正のためのインバージョンを行う。
OBS 毎に、各ショットに対する観測記録を切り出す。
共通受信点記録(波形記録断面)ファイル作成。デコンポリューション処理を適用する。バンドパスフィルターを適用する。
測線に沿った詳細海底地形をモデルに取り入れる。
マルチチャンネル(MCS)反射法記録から堆積層の厚さ(反射面までの往復走時: 2-way travel time)を求める。
モデル中に海底地形、堆積層、地震計位置を入れた2次元構造モデルを作成(堆積層の下は水平層)する。ごく浅い部分の地層の速度は 1.8 ~ 2.2 km/s 程度を用いる。
藤江他が作成した Paste-up program(藤江, 1999; Fujie <i>et al.</i> , 2002; 藤江他, 2003)を用い、波形記録断面を作成する。Paste-up program に組み込まれたレイトレーシングソフトを用いたファワードモデリングにより、記録上の初動走時を説明できるような浅部( ~ 10 km)の地殻内構造を求める。このとき、走時の折れ曲がり、傾斜、振幅に注意する。反射波(PmP)、Pg、PmPなどの後続波と屈折初動を波線、走時を見ながら検討する。走時の計算にはグラフ理論を用いた Kubota <i>et al.</i> , (2005) による走時を用いる。
距離 10 km, 20 km, 30 km までの Pg 波群(地殻内を伝搬する屈折波)初動走時を用いてトモグラフィック・インバージョン tomo2D(Korenaga <i>et al.</i> , 2000)を行いモホ面より浅い地殻構造を求める(浅部からのはぎ取り)
の繰り返しを行う。
Pn 波群(マントル内を伝搬する屈折波)を用い、マントル最上部の速度構造を求める。
PmP を同定し、波線、理論走時にあうモデルに修正する。
地殻内の反射も同定し、同様な扱いをする。
Pn まで含めたトモグラフィックインバージョンを実施する。
チェックカーボード、波線図を作成する。
E3D(Larsen, 2000)有限差分法により理論波形を計算し、モデルの確かさを確かめる。必要ならを繰り返す。
モデルに対するフリーエアー重力と観測値を比較する。

---

る上で地震波屈折法と呼ばれていた。しかし、現在の海底地殻構造調査の解析には屈折初動ばかりでなく、広角反射波(wide angle reflection)や屈折後続波、反射後続波も用いることから地震波広角反射屈折法という呼び方でもよいであろう。

海域での調査では、エアガンや火薬などの震源が用いられることが多い。OBS 記録と震源発震

時との時間同期をとれないことが多いため、GPSを利用して発震の時間と位置を正確に記録する。OBS エアガンを用いた地震波屈折法では地震波反射法に比べ、発震時刻の間隔は倍以上で 30 ~ 60 秒が一般的である。火薬を用いる時は発震位置の決定は特に重要である。複数のエアガンを組み合わせるチューンド・エアガンアレーで、最小

位相波形でかつ後続波の振幅が小さな波形を生成する方式も採用されている。エアガンは、大陸棚確定調査などでは 8,000 ~ 12,000 in<sup>3</sup> の大容量のものが用いられている。

受振器としては、デジタル OBS ( 笠原ほか, 1995, 1997 ) が主に用いられている。地殻内部を伝わる地震波は 8 Hz 程度が卓越しているため、センサーとして、固有周波数 2 ~ 4.5 Hz などの地震計とハイドロフォンが用いられる。センサーの出力は 16 ~ 24 ビット長を持つデジタル記録計に記録される。OBS データは 20 ~ 40 GB の HD 中に記録され、数ヶ月にわたる連続記録を保存できる。OBS の設置と回収には音響呼び出し・切り離し装置が用いられる。

ターゲットとする地殻構造の長さに対して両側に ~ 150 km 程度張り出した震源、受振点群がないと地殻構造を求めることができない。この際、精度良く地殻構造を求めるためには、受振点の間隔は 1 ~ 5 km、震源の間隔は 500 m 以下が望ましい。震源間隔、受震点間隔の一方だけが密でも正しい地殻構造は得られない。陸的な地殻の厚さは 30 km 以上に及び、その構造を調査するためには、震源・受振点間距離が 300 km に到達する地震波を用いることがある。OBS は広い範囲にわたり同時に観測できる利点があり、島弧や陸的な地殻の性質を識別するのに欠かせない観測装置である。各エアガンのショットに対し OBS によって得られた地震計記録を震央距離に応じ並べたものを波形記録断面 ( record section ) と呼んでいる。この記録断面を作る上で OBS の位置、発振点の水深、海底地形、堆積層の厚さはできるだけ正確に求めねばならない。これらを総合した走時誤差は + / - 30 ms 程度と考えられる。表 1 に OBS - エアガン観測から地殻速度構造を求める処理の流れを示した。

こうして得られた結果は、地下の地震波速度の分布を示している。地殻を構成する珪酸塩化合物では、地震波速度と密度とは経験的関係があり、地殻やマントル内の岩石の場合は、地震波速度の大きな物質ほど密度が大きい。したがって、地下の密度の空間分布を知ることができる。

## 2) マッピングにおけるいくつかの注意点

トモグラフィック・インバージョンでは観測された走時を説明する最適モデルが得られるので、求められた地殻構造は信頼がおけると思われるが、その解以外にも同程度にデータを満足する地下構造が有る場合があるので注意しなければならない。

解析上で最も難しい問題は、トモグラフィック・インバージョンの初期値依存性と走時・波線が持つ非線形性である。初期値依存性を確かめ、局所的最小値に陥らないためには大局的極小値 ( Global minimum ) を求めるグローバルサーチが必要であるが、そのためには膨大な計算時間を要する。大局的極小値を求める方法には、シミュレイーティッド・アニーリング ( Simulated Annealing ) 法、遺伝子法 ( Genetic Algorithm )、モンテカルロ法などがある。tomo2d ( Korenaga *et al.*, 2000 ) では、得られた解の誤差評価にモンテカルロ法を用いている。この方法では、モデル中の境界面の深さと速度値に分散を与え、その分散に基づいて値を取り出し、試行を繰り返して解の収束を見る。一方、大局的見地から解を求めたり、フォアワードモデリングを繰り返したりして、有りそうな場合を検討することも有効な手段である。これはグローバルサーチにあたる。

従来のマッピングではほとんど考慮されなかつた事項として、( 広角 ) 反射波の走時と振幅、初動と後続波の関係、さらに S 波異方性などがある。一般に、PmP はモホ面からの反射波の相であり、広角で射出され広い範囲から反射してきた波線が集中するため大きな振幅になる。屈折初動の振幅は狭い射出角度から放出された波群になるため、走時は早いが振幅は小さい。しかし、地殻構造とマントル下の構造によってモホ面の速度変化が緩やかな場合や、モホ境界での速度変化が小さい場合には、10 Hz 程度の地震波に対しては、PmP は観測されないか、あっても極めて小さな振幅になると考えられる。例えば、九州パラオ海嶺南部の沖の鳥島付近の沖ノ鳥島 ( パレスベラ ) 海盆では地殻の厚さは標準的な 5 ~ 6 km 程度、マントルの P 波速度は Vp ~ 8 km/s であ

るが、PmP は測線の大部分で観測されなかった（西澤ほか, 2005a）。またオマーンでは、薄いところでは数 m、厚い部分では 1 km に及ぶ地層でマントル物質と地殻物質が混合したり、蛇紋岩化したりするマントル遷移層などがある（上杉ほか, 2003）が、このようなマントル遷移層を持つ場所では PmP はほとんど見られないと推測される。

またマントル最上部を屈折する Pn 波群の振幅は往々にして識別出来ないほど小さい。これに対し、地殻内を屈折波として伝搬する Pg の振幅は Pn より遙かに大きい。そのため、Pn が初動となり始める震源距離より遠方では、振幅の大きい後続波である PmP、Pg を初動と見誤ることがあり、間違った地殻構造に到達する危険性がある。また、PmP は反射面の深さとその形によって反射点が大きく変化する（Kubota *et al.*, 2005）。場合によっては反射波群が 3 重（Triplication）になることもある。

そのほか、地殻の浅部には P 波速度がきわめて遅い堆積物があり、堆積物と堅い岩盤の境界面で P 波と S 波の変換が起こる。観測点直下で変換した S 波は水平動に特に大きな振幅で現れる。海上の震源から出た P 波は水中を通って海底堆積物に入射し、堆積物と岩盤の境界面で S 波に変換され pS 波として大きな振幅で伝搬することがある。Pg、PmP、Pn に対する S 波も Sg、SmS、Sn として観測される。また、この S 波はスプリティング（お互いに直交する振動面をもつ S 波が異なる S 波速度で伝搬する現象：笠原ほか, 1968a,b）することがある。実際、沖大東海嶺の南西の西フィリピン海盆では S 波のスプリティングと考えられる結果が得られた（西澤ほか, 2005b）。

#### IV. 地殻内部の常時監視へ

前章では、アスペリティと反射面の「マッピング」を地下の不均質性の空間的变化に対する定量的アプローチと位置づけた。この章では、その時間变化も含めて定量化するアプローチを「監視（モニタリング）」と呼び、さらに自ら道具（人工

信号）を用い地下のターゲット領域の物性変化を常時監視することを「能動的常時監視（アクティブ・モニタリング）」と呼ぶ。以下では、地下構造における時間変動の要因についての考察を述べ、能動的常時監視観測研究の開発と現状、およびその将来展望について述べる。

##### 1) 地震発生を支配しそうなプレート境界の不均質性の時間変化

プレート境界に発生する巨大地震は、発生場の物質とその物理化学的な性質によって支配される。さらに、前述の三陸沖や東海地方などでの観測結果から、これらプレート境界における不均質性は、時間的・空間的变化があると考えられる。その変化をもたらす重要な要素の一つとして、水やそのほかの流体が挙げられる（笠原ほか, 2003a）。もし、流体の移動によりプレート反射面の性質が時間的・空間的に変化し、それが巨大地震や大地震の前兆的すべりや余効すべりに関与するならば、その性質を常に監視し、変化があれば速やかに状態を知り、その意味を判断しなければならない。そこで、地下の不均質性の時間変化も含めて捉える「能動的常時監視（アクティブ・モニタリング）」という手法が有効と考える。地下を常時監視するには、地震発生の時間スケールに対応して 10 年以上にわたり、ターゲットとなる地下の領域に向けて送出する信号（送信信号）の特性を保持できる、あるいは特性の変動を完全に補正できる原理と技術が必要となる。よって次節では、能動監視を目的の 1 つとして開発されてきたアクロス（ACROSS: Accurately Controlled Routinely Operated Signal System）という計測技術体系について述べる。

##### 2) 能動的常時監視システムの開発と現状

アクロスは、地震波や電磁波の位相を精密に制御した信号をターゲットに向け送出し、その信号を受信することで、伝搬経路の特性を表す伝達関数（グリーン関数）と、その変化を推定する計測技術体系である（熊澤ほか, 2000）。

地球内部の常時監視を目的とする際には、アクロスでは、震源近傍特性の極端な擾乱（震源での過剰な起振力による破壊など）を避けるため、微

弱な振幅の地震波を連続送信する。そのため、アクロス信号は、一般的の地震観測で取得する地震波の記録上では、ほぼ雑音レベル以下となるが、受振データを時間・周波数領域で適切に処理（スタッツ操作）することで、信号／雑音（S/N）を著しく向上させることができる。スタッツによる高品質データの取得は、GPS 時刻に精密同期させた信号の送受信制御技術に基づく（國友・熊澤, 2004a），アクロス観測で得られる伝達関数の大きな特長の 1 つとして、従来の地震観測では曖昧だったデータの品質を定量化する点が挙げられる。時間解像度はデータをスタッツする時間幅で決まる。さらに、送信地震波の周波数成分毎に定量化された推定誤差によって、誤差付の伝達関数を扱うことができる。なお実際の運用では、設定帯域の周波数で掃引（例えば低周波数から高周波数へ）し、同時に複数の周波数成分をもつ信号（周波数変調信号またはチャープ信号と呼ぶ）を送信する方式をとる。

これまで、淡路島の野島断層観測施設に設置されたアクロス震源装置（名古屋大学・東京大学・京都大学）では 1 年以上の連続観測が行われ（Ikuta *et al.*, 2002），地震活動にともなう地下水の移動が原因と思われる異方性の観測（Ikuta and Yamaoka, 2004），震源周辺地盤の時間変化を補正したりする方法の開発（Yamaoka *et al.*, 2001, 2002）などが行われた。またアクロス土岐震源（岐阜県土岐市、日本原子力研究開発機構、旧サイクル機構）では 2 年以上にわたる地震波の連続送信試験がおこなわれ（國友・熊澤, 2004a），連続送信技術はほぼ実用化のレベルに達した。

その一方で、記録計の開発（國友・熊澤, 2004b），地震計二次校正法の開発（鶴我ほか, 2004a），アレイ観測試験（鶴我ほか, 2004b, Saiga *et al.*, 2004）など観測のための基礎技術の開発も行われた。さらに淡路島の実験では、大学等の既存の定期的地震観測網による連続地震記録の中からアクロス信号成分を抽出できることや、常時監視中も他の観測への影響は取り除けることが確認された。

最近、これらの技術を活用した東海地域での

常時監視観測に向けた予備的実験が実施された（Kasahara *et al.*, 2004）。まず、吉田ら（吉田ほか, 2004）によって、防災科学技術研究所の高感度地震観測網 Hi-net の記録を用い、アクロス土岐震源から送出された地震波信号が解析された。この解析によると、Hi-net の受振点環境における約 1 ヶ月間の記録をスタッツすると、時間領域での S/N（ここでは初動振幅（S）の推定誤差の標準偏差（N）に対する比）が 2 倍程度の信号記録が得られることがわかった。また 2001 年に実施された東海沖 - 中部日本海陸統合深部構造探査（Iidaka *et al.*, 2003）でプレート境界からの反射波が顕著に認められたことを利用し、東海地域におけるアクロス監視観測のための事前評価をおこなった。山岡ら（Yamaoka and Ikuta, 2004）は、現状のアクロス震源（土岐震源）を用いても反射波の 1 % 程度の振幅変化を 1 ヶ月程度の観測で捉えられることを示し、笠原ら（Kasahara *et al.*, 2004）は、波面法（グラフ理論）法を用いた波線と走時計算法（藤江, 1999; Fujie *et al.*, 2000; 藤江他, 2003; Kubota *et al.*, 2005）によって各観測点で参照対象となる波形の予測を行った。

これらの結果を受け、笠原ら（Kasahara *et al.*, 2004）は、東海地域における能動的常時監視観測の前段階として、プレート境界や地殻内部の構造からの反射波相をアクロス観測で得られた伝達関数記録上で同定する評価試験観測を実施した。受振観測は、2004 年 11 月から約 9 ヶ月間、愛知県南東部 静岡県西部浜名湖北東域周辺において 22 点の臨時観測点でおこなった（図 8）。図 9 に、観測期間中の弾性波アクロス信号（土岐震源）の起振力の時間変化を表わす波形を示す。搬送波周波数 13.01 Hz の周波数変調信号（主帯域 10 ~ 20 Hz）が繰返し周期（スイープ長）50 秒で送信された。

以下に、鶴我ら（Tsuruga *et al.*, 2005）によるこの実験の解析結果を示す。解析は、周波数帯域 11 ~ 19 Hz で行われた。震央距離 60 km 程度の観測点では、約 1 ヶ月間のデータを周波数領域で重み付スタッツ処理すると、時間領域の波形では、P 波、S 波など主要波群が、観測誤差の数倍

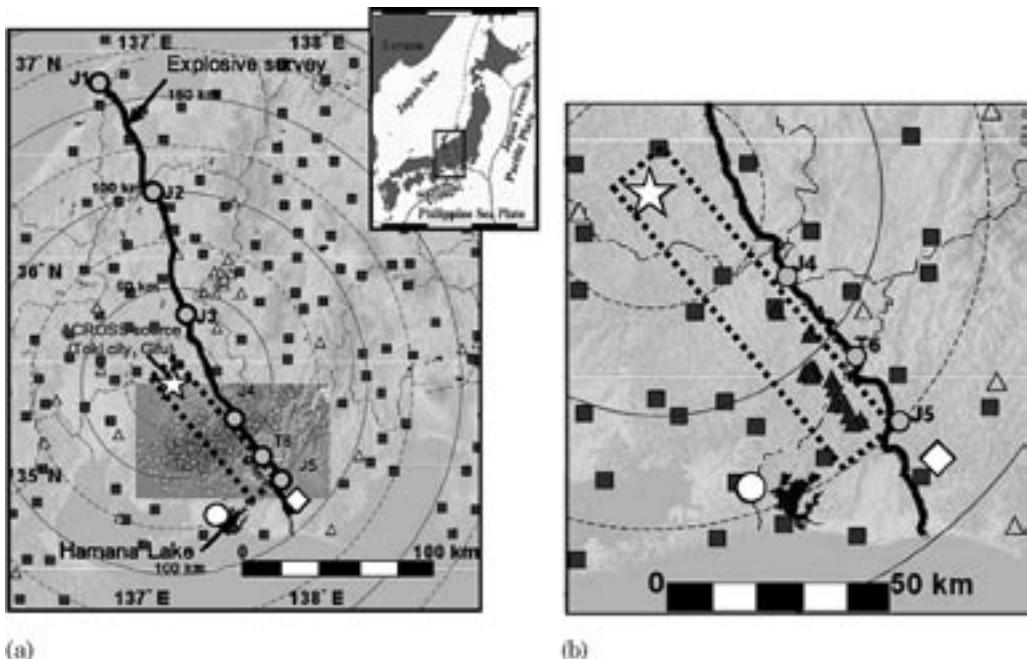


図 8 (a) アクロス送受振観測点の配置。(b)はアクロス震源と東海監視観測のための臨時観測点の詳細。星印は、図中岐阜県土岐市の弾性波アクロス震源、小三角は臨時観測点(22地点)、濃灰色四角および薄灰色三角は、防災科学技術研究所の Hi-net 地震観測網および名古屋大学の定常地震観測点を表す。大きな灰色丸と太線は、2001年東海沖・中部日本海陸統合深部構造探査 (Iidaka *et al.*, 2003) の爆破点(6地点)と受振測線(328受振点)を表す。小さな丸は、非火山性の深部低周波微動の震央分布をあらわす。白丸とダイヤモンドは、名古屋大学および気象研究所が新設する三河、森町震源(仮称)の位置を示す。

Fig. 8 (a) Location map of seismic station for the ACROSS experiment from Nov. 2004 to Sept. 2005. (b) is an enlargement of the ACROSS source and the temporal seismic stations during the period 2004-2005. Stars and solid triangles represent the locations of ACROSS sources at Toki city, Gifu, and twenty-two temporal seismic stations, respectively. Solid squares and grey triangles denote seismic stations of the Hi-net seismic network developed by NIED and permanent seismic network of the Nagoya University. The locations of the six chemical explosions and 328 receivers of the seismic experiment in central Japan in 2001 (Iidaka *et al.*, 2003) are represented by grey circles and thick solid lines, respectively. Small open circles show the epicenters of deep low-frequency tremor sources. Open circle and diamond show newly built ACROSS source locations prepared by Nagoya Univ. and by Metrological Research Institute, respectively.

となる初動振幅で観測されることがわかった。図 10 に、土岐震源からの震央距離 54 ~ 74 km における、40 日間のスタッカ得られた伝達関数の時間波形を示す。これらの波群の伝播経路を同定するため、東海沖・中部日本海陸統合深部構造探査 (Iidaka *et al.*, 2003) の陸域の波形記録を用いて、東海・中部地方の 2 次元速度構造モデルを作成した(図 11)。このモデルを用いて、グラ

フ理論 (藤江, 1999; Fujie *et al.*, 2000; 藤江ほか, 2003; Kubota *et al.*, 2005) で計算した理論走時、および有限差分法 (Larsen, 2000) で計算した合成波形と、観測から得た伝達関数の時間波形とを比較した。図 12a-d は、モデル測線上にアクロス震源を想定した場合の波線の伝播を示したものである。また、図 13a は、地表面での水平方向の单一力を震源とした場合に観測される速度波形

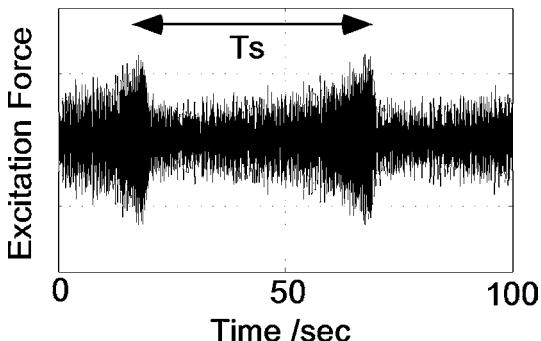


図 9 アクロス送信信号のスイープ(チャーブ)波形(横軸は時間、縦軸は力の単位)。信号の繰返し周期(スイープ長)Tsは50秒。搬送波周波数13.01 Hzで、10 ~ 20 Hzの帯域でスペクトル振幅が平坦になるような変調方式を採用(国友・熊澤, 2004b)。発生する力の一次モーメントは周波数の自乗に比例し、観測期間中は最大  $5.5 \times 10^4$  N程度となった。

Fig. 9 The source time function of the ACROSS signals transmitted from the Toki source during the observation period. Frequency-modulated (chirp) signals include frequency-components from 10 to 20 Hz band with a carrier frequency of 13.01 Hz in a sweep duration period of 50 sec. (Kunitomo and Kumazawa, 2004b). The excitation force is proportional to the square of frequency, and the maximum is approximately  $5.5 \times 10^4$  N during this observation period.

(水平動成分) 図 13b は観測域を拡大し、得られた伝達関数の時間波形と重ねたものである。この結果、この観測域では、(1)下部地殻上面付近に水平に広がる低速度層( $V_p \sim 5.5$  km/s)からの反射波が比較的大きな振幅で出現する、(2)地殻最下部(モホ面)からの反射波 PmP や、沈み込むフィリピン海プレートの上面からの反射波 PxP は後続部にあまり大きくない振幅で現れることが予想され、観測された時間波形の特徴と調和的であることが明らかになった。また同時に、(3)土岐震源からの信号によって PmP や PxP をより大きな振幅で観測しようとする場合には、より南方域へ観測点を展開する必要があることも示した。

以上のようにアクロスによる能動監視観測は、

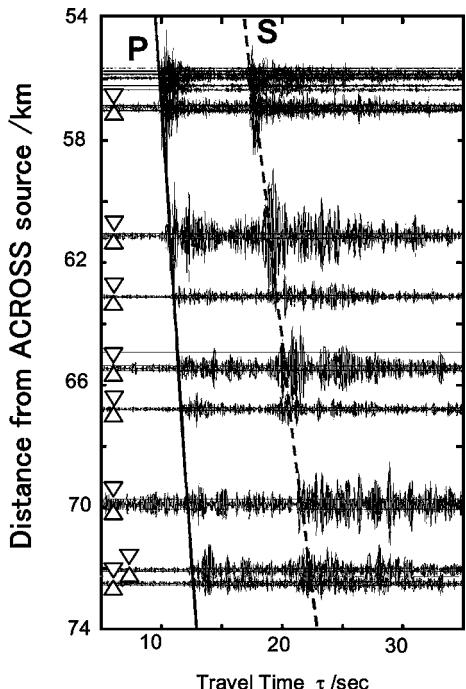


図 10 観測から得られた Hrr 成分(ラディアル方向の单一力に対するラディアル方向の変位成分)の伝達関数の時間波形。土岐震源からの震央距離  $\Delta = 54 \sim 74$  km の観測点で、40 日間の観測記録をスタックをして得た伝達関数。2つの三角印の幅は、時間領域での観測誤差の標準偏差の 2 倍に相当する。実線と点線は P 波と S 波の理論走時を示す。各初動の後続に幾つかの反射波の到達が認められる(Tsuruga *et al.*, 2005)。

Fig. 10 Transfer function of Hrr in the time domain for all stations from 54 to 74 km offset distances with a stacking period of 40 days. Thin solid and dotted lines represent the theoretical travel times of refracted P- and S-waves, respectively. Several seismic phases have amplitudes greater than noise levels (after Tsuruga *et al.*, 2005).

実用化実験の途上にあるが、これらの実験から、極めて微小な振幅のアクロス信号でも適切な地震観測とデータ処理によって、地下深部からの反射波等を観測精度を量量化した上で同定できることが検証できた。よって今後の東海地域でのアクロス能動監視観測において、ターゲットとする地下

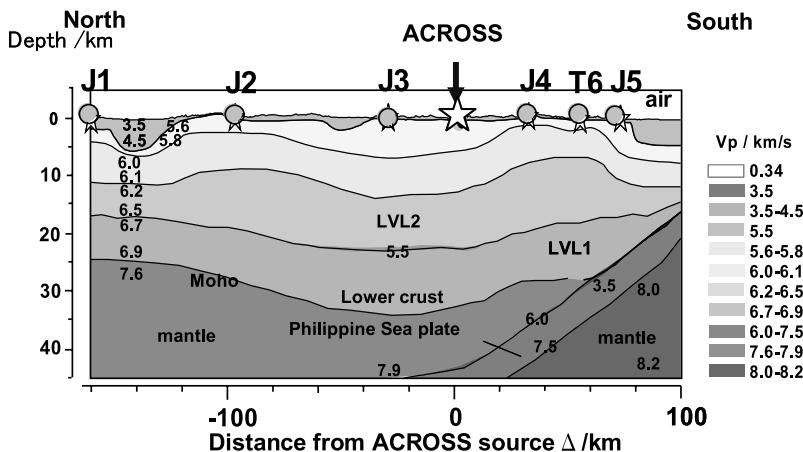


図 11 2次元 P 波速度構造モデル。上部地殻および下部地殻の厚さは、各々 15 ~ 20 km, 10 ~ 13 km 程度。本モデルは 2 つの低速度層：海洋プレート上面 (LVL1) と下部地殻上面 (LVL2) を有する (Tsuruga *et al.*, 2005)。反射面 LVL1 は、Iidaka *et al.* (2003) が強い PP 反射波を説明するために提案した構造モデル中の海洋プレート上面の低速度反射層の位置や速度と調和的である。

Fig. 11 P-wave velocity structure model used in this study. The thickness of the upper crust is approximately 15 to 20 km, and the lower one is 10 to 13 km. This model has two low-velocity-layers located at the surface boundary of Philippine Sea Plate (LVL1) and at the upper boundary of the lower crust (LVL2) (after Tsuruga *et al.*, 2005). The former reflective layer was also suggested by Iidaka *et al.*, (2003) to explain the strong PP reflection phase in the seismic records.

構造の状態変化に由来する地震波の振幅や位相の変化の検出が期待できる。

### 3) 非アスペリティ監視のための能動監視観測の展望

能動監視を実現するためには、基礎となる各種技術の更なる精度の向上や、データ処理法の改良、アレイ観測法の確立、また従来のように主に P 波を利用した探査だけでなく、地下の流体などの構造特性に敏感に反応する S 波の利用などが不可欠である。それと同時に、実用化に向けた野外観測による研究も要求される。その一環が上述の東海地域における能動監視観測計画である。

東海地域では、2005 年度より名古屋大学、気象研究所によって、新たな弾性波アクロス震源が建設されている。愛知県豊橋市・三河震源（名古屋大学、図 8 中白抜き丸印）と静岡県浜松市・森町震源（気象研究所、図 8 中ダイヤモンド）であ

る。既に連続稼動している土岐震源（日本原子力研究開発機構、図 8 星印）とあわせ、近い将来この 3 つの震源による同時多重送信が可能になる。そこで地震観測においては、まず始めにこれまでの観測や今後の人工震源などによる構造探査から、より詳細な地下構造のマッピングが必要である。その上で、巨大地震の発生に関与すると予想される領域をターゲットとした能動監視に取り組む。その際には、防災科学技術研究所や大学などの既存の定常地震観測網の利用と共に、より適した観測デザイン（観測アレイの配置や装置、観測方法等）をもつ複数の稠密アレイの展開が重要となる。

このように、浜名湖北東域を中心とする東海地域をはじめとした陸域における地下の能動監視観測では、既存の地震観測とも連携しながら、アレイ化した震源・観測システムによって、高精度か

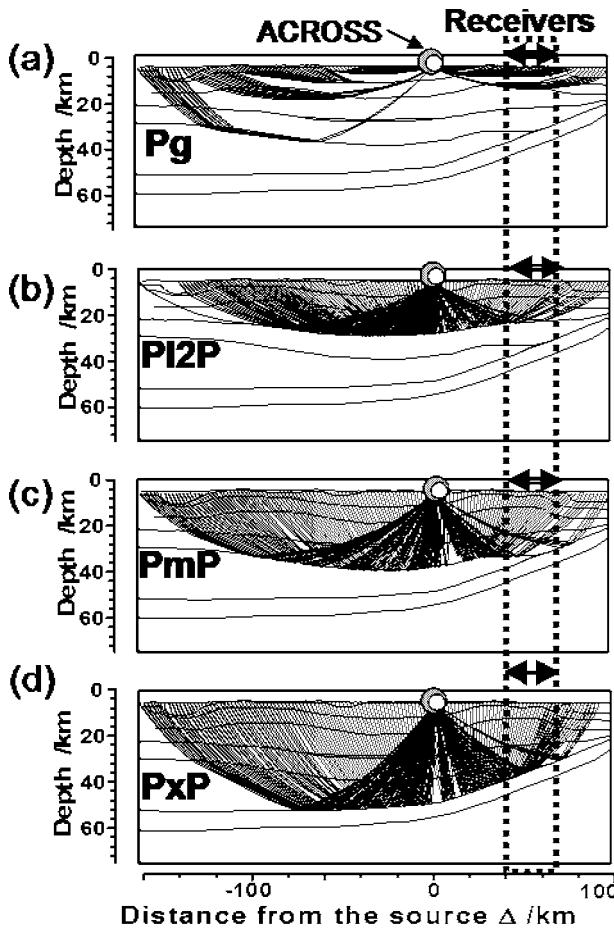


図 12 アクロス震源( $\Delta = 0 \text{ km}$ )を仮定した場合の波線図(レイダイヤグラム):(a)地殻内を屈折し初動として出現する屈折波Pg, (b)下部地殻上面LVL2からの反射波Pl2P, (c)地殻最下部(モホ面)からの反射波PmP, (d)フィリピン海プレート上面からの反射波PxP. 矢印の範囲は本研究の観測域を示す(Tsuruga *et al.*, 2005).

Fig. 12 The ray paths (diagrams) from a virtual ACROSS source located at  $\Delta = 0 \text{ km}$  of (a) the refraction phases, Pg, through the crust, and reflected phases (b) Pl2P from the upper boundary of the lower crust, (c) PmP from the bottom of the lower crust, and (d) PxP from the surface of Philippine Sea Plate. Arrows show the temporary observation zone of this study (after Tsuruga *et al.*, 2005).

つ高密度の観測体制が望まれる。

## V. 海底ケーブルによるリアルタイム連続監視システムの提案

海岸から遙か離れた海溝軸寄りの震源域の場合, GPSによりプレート間固着度を推定するのには解析解に任意性が大きく, 海底での地殻変動観測(Ando, 2005; Fujimoto *et al.*, 2005)も将来の有力な観測手段ではあるが, まだ精度や地震発生時の災害軽減に効果的なリアルタイム性に課題がある。

図7に示したように, プレート境界で起きる巨大地震発生のメカニズムを解明し, 地震災害軽減に生かすには常時監視をリアルタイム化した観

測システムの導入が必要である。常時監視が可能な観測網としては, 陸上には防災科学技術研究所のHi-netなど, 海域では陸上から海溝へ向かってのびる数本の海底ケーブルシステムがある(笠原, 1997; Kasahara, 2005c)。北から, 海洋研究開発機構の釧路沖海底観測ケーブル, 東大地震研究所の三陸沖海底地震計ケーブル, 気象庁の房総沖の海底地震計ケーブル, 防災科学研究所の相模湾~大島海底地震・地殻変動観測ケーブル, 気象庁の御前崎沖海底地震ケーブル, そして海洋研究開発機構の室戸沖の海底観測ケーブルがある。しかし, 陸上の地震計の配置密度に比べて遙かに疎である。海域にも陸上に匹敵するような海底地震計の観測網が必要である(笠原, 2005a, b)。米

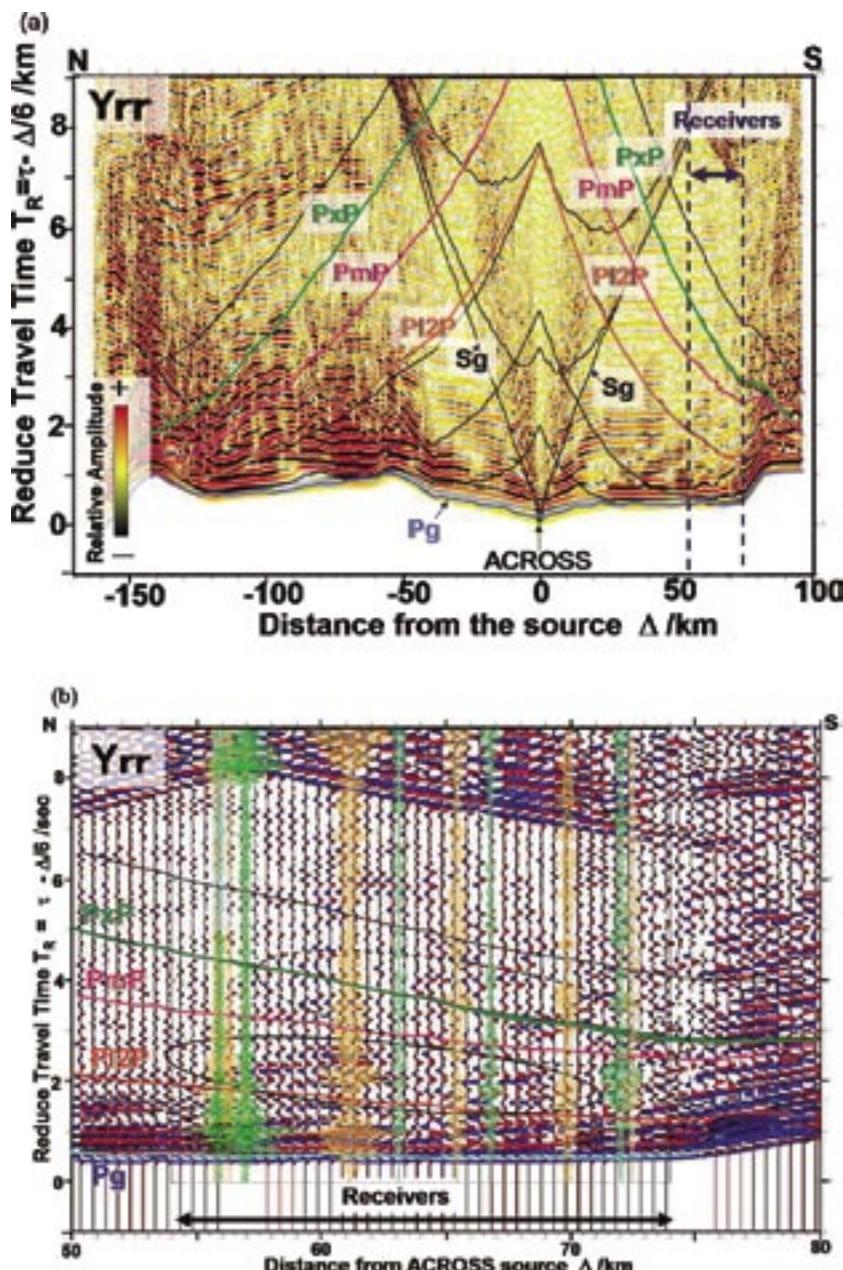


図 13 (a) 仮想アクロス震源(距離  $\Delta = 0$  km に水平方向の單一力)を仮定した場合の合成波形( $V_r = 6$  km/s で走時を補正). 震源関数は、中心周波数 4Hz のゼロ位相 Ricker 波を使用. (b) 観測域で得られた伝達関数の時間波形と、モデルから計算された合成波形の震央距離  $\Delta = 50 \sim 80$  km 範囲の拡大 (Tsuruga *et al.*, 2005).

Fig. 13 (a) Reduced synthetic velocity seismograms in the horizontal component assuming a horizontal single force at a virtual ACROSS source at  $\Delta = 0$  km. A 4-Hz (zero-phase) Ricker wavelet was used as the source time function. (b) Comparison of transfer function obtained by the ACROSS Tokai experiment with synthetic seismograms at offset distances of 50–80 km (after Tsuruga *et al.*, 2005).

国、カナダは共同で米国西海岸のカスケーディア～ファンデフカにかけての東太平洋に海底ケーブル・ネットワークを構築するネプチューン計画を実施中である(笠原, 2005b; Kasahara, 2005c)。ヨーロッパにも同様な動きがあり、台湾でも台湾の東側の海底に海底観測ケーブルを敷設する計画がある(笠原, 2005b)。このような国際状況を踏まえ、日本周辺の海域でも、上記の観測網に匹敵、あるいはそれ以上の海底観測ケーブルの早急な整備が必要となる。

その際、海域の反射面の連続監視を目的とする海底ケーブル観測と、さらに能動的な監視観測を可能にする人工震源(地震波アクロスなど)を組み合わせることを提案する。東南海海域には海底ケーブル・ネットワークが計画されており、数年後に設置される見通しである。もし、紀伊半島東海岸沿いに弾性波アクロス震源を設置できれば、東南海海底ケーブルシステムと組み合わせて東南海海域の地震発生を事前に監視できるだろう。既存の海底観測ケーブルの地震計でも、連続記録がGPS時計に合わせて高精度に時刻管理されていれば、適切な処理を行うことでアクロス信号の受振に利用可能であるが、新しく海底観測ケーブルを設計する際には、GPS時刻への同期ラインを持つこと、地震計出力をA/D変換するときのサンプリング・クロックにGPS精度の同期をとること、またデータフレームも精度良く管理されることが望ましい。具体的には、アクロス信号の送受信では、前述の通り、スタッカ処理等によって高品質データを取得するため、GPS時計による数マイクロ秒精度の時刻管理を行う。そこで受振器は、GPS時計を用い内部のA/Dサンプリング・クロックと1秒または1分間に入るデータ数(データフレーム長)との同期をとるなどの技術向上が必要になる。このような精度向上技術の導入は、汎用性があり、他の観測においても有効な技術である。

アクロスによる地下の能動監視は、弾性波を用いたものだけでなく、電磁波を用いた電磁アクロスもある(中島ほか, 2004; Nakajima *et al.*, 2005)。電磁アクロスは、現在はまだ基礎的研究

の段階ではあるが、地下の電気伝導度・誘電率分布のコントラストやその時間変化を監視する目的で開発が進められている。将来、電磁アクロスも併設すればプレート境界などの流体(特に水)の移動を監視できると期待される。

解決すべき課題はあるが、リアルタイムで能動監視観測を海陸両域で実施することで得られる地下の情報は、将来の地震発生予測の定量化や、地震災害の軽減において多大な貢献をすると確信する。

## VI. まとめ

沈み込むプレート境界の大地震はプレート間が強く固着している部分(アスペリティ)で起きると考えられるようになった。それ以外のプレート間は緩く固着しており、非地震性すべりを起こしながらプレートの沈み込みに伴うひずみを解放しているだろう。このような場所は、アスペリティに対して「非アスペリティ」と呼ぶことができるだろう。すべりの速さによって準静的すべり領域や定常すべり領域などと呼ばれる。近年の研究から、非アスペリティの領域の運動がアスペリティの領域の変化と関連していることが明らかになった。もし、両者の状態変化を刻々知ることができれば、巨大地震の発生の定量的予測に大きく近づくことができる。

三陸沖の地殻構造調査から地震活動が極めて低い場所のプレート境界から非常に強いPP反射波が返ってくることが分かった。陸上でも、浜名湖北東の20～35kmの深さプレート境界で強い反射波が観測された。この場所では2000年6月以降スロースリップが観測され、非火山性微動もほぼ同じ場所に発生している。これら低地震活動域やスロースリップ領域は非アスペリティであり、強いPP反射波が観測される領域である。したがって地震波反射強度を観測し、非アスペリティの広がりをマッピングできれば、間接的にアスペリティをマッピングできるだろう。またリアルタイムで反射強度の時間的変動を監視すれば地震災害の軽減に役立つだろう。そこで我々は、より地震発生予測に迫るより定量的な方法のまとめ

としてEARSを提案した。EARSの主要要素は非アスペリティのマッピングとその能動監視、物理モデルの導入、そして得られた情報のリアルタイムでの解析と監視である。

本論文では、非アスペリティのマッピングの例として、海域でのOBSとエアガンによる地殻構造調査を挙げ、探査記録から地殻構造を求めるためのフォアワードモデリングやトモグラフィック・インバージョンにおける各種の注意点を述べ、地殻構造モデルが正しいことを確かめるためには理論波形計算との比較が有効であることなどを述べた。

また、能動監視観測システムとして弾性波・電磁アクロスを紹介した。特に弾性波アクロスによる2年以上の長期連続運転の実績と、浜名湖北東の反射面の常時監視評価試験観測で地下深部からの反射波群を同定できたことは、今後の監視観測へ向けた成果として記した。そして、今後、マッピングと能動監視の結果を有効に使うためには海域におけるリアルタイム連続監視観測システムが重要と考え、将来想定される海底ケーブル式地震計による観測システムには、汎用にもなる精密な時刻管理のシステムを導入し、アクロスのような常時能動監視システムの構築を提案した。

## 謝 辞

アクロス土岐送信を用いた東海周辺の能動監視評価観測は日本原子力研究開発機構東濃地科学ユニット、名古屋大学大学院環境科学研究科、静岡大学理学部の方々の協力を得て実施しました。また、OBSエアガンによる大陸棚確定調査の解析手法は海上保安庁海洋情報部の方々、日本大陸棚調査(株)、地球科学総合研究所(株)、川崎地質(株)の諸氏の協力の下に得られたことを感謝致します。また、地球科学総合研究所(株)の淺川栄一博士には有効な助言を頂いたことを感謝致します。東海・中部日本の構造モデルの作成にあたり、東海沖中部日本海陸統合深部構造探査の陸域データの使用を許可して頂きました。また、EARSをテーマとしたシンポジウム開催にあたり、東京大学の鳥海光弘博士、同地震研究所の飯高隆博士、日本原子力研究開発機構の熊澤峰夫博士には、貴重なご意見とご協力を頂きました。また、産業技術総合研究所の西澤修氏、

日本大陸棚調査(株)大島章一相談役には原稿の改善に大変有益なコメントを頂きました。記して感謝いたします。

## 文 献

Ando, M. ( 2005 ) Sea-floor crustal deformation observation vessel: Proposed construction for the coming Nankai trough earthquakes. in Proc. of " International Symposium on Marine Geosciences New Observation Data and Interpretation ", 5-7, Yokohama, Japan.

藤江 剛( 1999 ) 東京大学理学研究科博士論文 .

Fujie, G., Kasahara, J., Sato, T. and Mochizuki, K. ( 2000 ) Traveltimes and raypath computation: A new method in a heterogeneous media. *Geophysical Exploration( Butsuri-Tansa )*, **53**, 1-11.

Fujie, G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M. and Suyehiro, K. ( 2002 ) A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL013764.

藤江 剛・望月公廣・笠原順三( 2003 ) 均一格子を用いた走時・波線計算方法の拡張：反射波、変換波の計算 . 物理探査, **56**, 357-368.

Fujimoto, H., Hino, R. and Kanazawa, T. ( 2005 ) Sea-floor geodesy and ocean bottom submarine cable system. in Proc. of " International Symposium on Marine Geosciences New Observation Data and Interpretation ", 25-26, Yokohama, Japan,

Heki, K., Miyazawak, S. and Tsuji, H. ( 1997 ) Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, **386**, 595-598

Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. and Miyazaki, S. ( 1999 ) A slow thrust slip event following the 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channle, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.

Iidaka, T., Iwasaki, T., Moriya, T., Kumakawa, I., Kurashimo, E., Kawamura, T., Tamazaki, F., Koike, K. and Aoki, G. ( 2003 ) Configuration of subducting Philippine sea plate and crustal structure in the central Japan region. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 10.1029/2002GL016517.

Ikuta R. and Yamaokam, K. ( 2004 ) Temporal variation in the shear wave anisotropy detected using Accurately Controlled Routinely Operated Signal System( ACROSS ) *J. Geophys. Res.*, **109**, B09305, doi:10.1029/2003JB002901.

Ikuta, R., Yamaoka, K., Miyakawa, K., Kunitomo, T. and Kumazawa, M. ( 2002 ) Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL013974.

笠原順三( 1997 ) 国内におけるリアルタイム式海底地震観測の現状と将来 . 月刊地球, **19**, 743-747.

笠原順三(2005a)沈み込み帯の科学と海域地震観測.月刊地球号外, **51**, 5 10.

笠原順三(2005b)実時間海底環境観測に向けて. *Ship & Ocean Newsletter*, **126**, 2 3.

Kasahara, J. (2005c) Japanese efforts on the real-time monitor of the environmental changes in deep sea using submarine cables. in Proceeding of "International Symposium on Marine Geosciences New Observation Data and Interpretation", 109 112, Yokohama, Japan.

笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田汲事(1968a) Dunite の S 波異方性. 地震, **21**, 229 236.

笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田汲事(1968b) 異方性媒質中の平面波速度と球面波速度及びエネルギー伝播. 地震, **21**, 282 292.

笠原順三・松原忠泰・佐藤利典・是沢定之・片尾 浩(1995)ハイドロフォン付光磁気ディスク型海底地震計(MO OBS/H-1)の開発. 海洋音響学会, **22**, 253 267.

笠原順三・松原忠泰・佐藤利典・望月公廣(1997)高精度デジタル海底地震計 MO OBS-24 の開発. 海洋音響学会誌, **24**, 39 47.

笠原順三・望月公廣・上村 彩・中村美加子・日野亮太・山田知朗・佐藤利典・ペイマン・P. モグハダメ・西野 実・中村恭之・金沢敏彦(2003a)沈み込み帯の非アスペリティとそれを生じる物質. 地学雑誌, **112**, 811 827.

笠原順三・鳥海光弘・河村行雄 編著(2003b)「発生と水」. 東大出版会.

Kasahara, J., Tsuruga, K., Hasada, Y., Yamaoka, K., Kunitomo, T., Watanabe, T., Fujii, N., Yoshida, Y. and Kumazawa, M. (2004) A plan of continuous monitoring of seismic signature at the top of the subducting Philippine Sea plate using the ACROSS active monitoring method, Proc. 1st International Workshop "Active Monitoring in the Solid Earth geophysics", in Mizunari, Japan, S2 03.

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.-C., Hopper, J.R. and Dahl-Jensen, T. (2000) Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, **105**, 21, 591 21,614.

Kubota, R., Nishiyama, E., Murse, K. and Kasahara, J. (2005) Fast computation algorithm of raypaths and their travel times including later arrivals for a multi layered earth model, in Proceeding of "International Symposium on Marine Geosciences New Observation Data and Interpretation" 109 112, Yokohama, Japan.

熊澤峰夫・國友孝洋・横山由紀子・中島崇裕・鶴我佳代子(2000) アクロス: 理論と技術開発, 及び将来展望. 核燃料サイクル開発機構技報, **9**, 115 129.

國友孝洋・熊澤峰夫(2004a) 弹性波アクロスによるアクリティブ・モニタリング 弹性波アクロスの開発と東濃鉱山からの連続送信. 月刊地球号外, **47**, 26 33.

國友孝洋・熊澤峰夫(2004b) 弹性波アクロスによるアクリティブ・モニタリング 弹性波アクロスにおける送受信技術. 月刊地球号外, **47**, 44 52.

Larsen, S. (2000) "E3D" 2D/3D elastic finite difference wave propagation code. UCRL. (<http://www.seismo.unr.edu/ftp/louie/class/455/e3d>)

Linde, T.A. and Sacks, I. (1997) Slow earthquakes and the great Tonakai and Nankaido earthquakes. *Eos Trans., AGU*, **78** (46) Fall Meeting Abst., F156.

Matsu'ura, R., Yoshii, T., Moriya, T., Miyamachi, H., Sasaki, Y., Ikami, A. and Ishida, M. (1991) Crustal structure of a seismic-reflection profile across the Median and Akaishi Tectonic Lines, central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 497 516, 1991.

Mochizuki, K., Nakamura, M., Kasahara, J., Hino, R., Nakamura, Y., Shinohara, M., Sato, T., Moghadam, P.P. and Kanazawa, T. (2005) Intense PP reflection beneath the aseismic forearc slope of the Japan Trench subduction zone and its implication of aseismic slip subduction. *J. Geophys. Res.*, **110**, B01302, doi: 10.1029/2003JB002892.

中島崇裕・熊澤峰夫・茂田直孝・國友孝洋・長尾大道・松本裕史(2004)電磁アクロス概論. 月刊地球号外, **47**, 174 178.

Nakajima, T., Kumazawa, M., Nagao, H. and Kasahara, J. (2005) An estimation of the EM-ACROSS signals transmitted from the submarine cable to monitor the conductivity in the Tokai Earthquake region. in Proc. of "International Symposium on Marine Geosciences New Observation Data and Interpretation" 5 7, Yokohama, Japan.

Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, S., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T. and Miyazaki, S. (2000) Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observation. *Tectonophys.*, **323**, 217 238.

西澤あすさ・金田謙太郎・片桐康孝・笠原順三(2005a) 九州パラオ海嶺南部の地殻構造. 2005 年地球惑星関連合同学会予稿集, J78 P001.

西澤あすさ・金田謙太郎・片桐康孝・笠原順三(2005b) 西フィリピン海盆北部の沖大東海嶺付近の地殻構造(2). 2005 年地球惑星関連合同学会予稿集, J78 004.

Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southeast Japan. *Science*, **296**, 1679 1681.

Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. and Kasahara, K. (2004) Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* **31**, 10.1029/2004GL020848.

Ozawa, S., Murakami, M. and Tada, T. (2001) Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**(B1), 787 802.

Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M. ( 2002 ) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009 1012.

Saiga, A., Yamaoka K., Watanabe, T. and Kunitomo, T. ( 2004 ) Continuous observation in travel time difference of ACROSS signal using seismic array Consideration of travel time in shear wave with daily variation. Proc. 1st International Workshop " Active Monitoring in the Solid Earth geophysics ", in Mizunami, Japan, S3 11.

Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. ( 2005 ) Earthquake source faults beneath Tokyo. *Science*, **309**, 462 464.

鶴我佳代子・國友孝洋・羽佐田葉子・熊澤峰夫・茂田直孝( 2004a ) ACROSS による ACROSS のための地震計 . 月刊地球号外, **47**, 34 43.

鶴我佳代子・國友孝洋・羽佐田葉子・熊澤峰夫・茂田直孝・笠原順三( 2004b ) 高品質信号取得のための ACROSS 稠密地震観測アレイ . 月刊地球号外, **47**, 95 104.

Tsuruga, K., Hasada, Y., Kunitomo, T., Kasahara, J., Ikuta, R., Watanabe, T., Yamaoka, K., Fujii, N., Kumazawa, M., Nagao, H., Nakajima, T., Saiga A. and Satomura, M. ( 2005 ) Monitoring of the state of inter-plate coupling using reflection phase Preliminary results using a long array , Proc. 2nd Workshop " Active geophysical Monitoring of the Earth Lithosphere "in Novosibirsk, Russia, 23 27. 上杉次郎, 荒井章司, 森下知晃, 松陰香子, 角島和之, 田村明弘, 阿部なつ江( 2003 ) オマーンオフィオライドにおけるマントル 地殻境界の実態と多様性 . 地学雑誌, **112**, 750 768 .

Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. ( 2004 ) Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB2683.

Yamaoka, K. and Ikuta, R. ( 2004 ) Feasibility of reflection monitoring for plate coupling using ACROSS System. Proc. 1st International Workshop " Active Monitoring in the Solid Earth geophysics ", in Mizunami, Japan, S3 12.

Yamaoka, K., Kunitomo, T., Miyakawa, K., Kobayashi, K. and Kumazawa, M. ( 2001 ) A Trial for Monitoring Temporal Variation of Seismic Velocity with ACROSS System. *Island Arc*, **10**, 336 347.

Yamaoka, K., Ikuta, R., Miyakawa, K., Kunitomo, T. and Kumazawa, M. ( 2002 ) A precise method for monitoring the temporal variation of wave propagation. in( Ogasawara, Ando, Yanagitani ed. )Seismogenic Process Monitoring: Experimental and Mining Seismology, Balkema Publisher, 379 397.

吉田康宏・上野 寛・松岡英俊・石川有三・國友孝洋・熊澤峰夫( 2004 ) 気象庁・Hi-net 観測点による東濃 アクロス波形の観測 . 月刊地球号外, **47**, 124 131.

( 2006 年 1 月 10 日受付, 2006 年 1 月 23 日受理 )