

第146回

地震予知連絡会資料

-トピックス-

海底諸観測の開発状況

2002年2月18日

東北大学大学院理学研究科

海底地殻変動観測システムの開発と試験観測の進捗状況

東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センター 藤本博巳

1. はじめに

GPS 等の精密測地観測による地殻変動の研究の進歩は目覚ましい。しかし固体地球表面の主たる変動帯はプレート境界であり、その大部分は深海底にある。精密測地観測に光や電波は欠かせないが、海水中では光も電波も 100 m も届かない。プレートは全体としては一定速度で運動しているが、プレートの沈み込みに伴う大地震は間欠的におきていることなど、プレート境界の変動の実態はよく分かっていないが、海底の観測が重要であることは陸上の観測が示している。図 1 に示すように東日本近傍の大地震はほとんど海底で起こっており、その全てが余効変動を伴っていることが知られている（上田、2002）。三陸はるか沖地震に伴って、海底では陸上の 20 倍程度の地殻変動が起こったと推定されている（図 2 : Heki et al., 1997）。電波が使えない海底の変動を解明するために海底地殻変動観測が重要であり、そのためには、陸とは異なる観測システムの開発が必要である。

海中で電波の代わりに利用できるのは音波である。電波に比べて音波による計測の効率はきわめて悪いが、海上のキネマティック GPS 測位と組み合わせれば、沈み込み帯におけるセンチメートルオーダーの海底測地観測は実現できそうである。海中の音速は、温度、圧力、塩分濃度により増加するから、その影響を差し引く工夫が必要である。この意味で、音波を用いて海底の上下変動を精密に観測することは難しい。代わりに利用できるのは、海底圧力観測であり、陸上では沿岸の潮位観測に相当している。気象海象の変動は海底圧力にもかなり影響するが、複数点の観測データの差をとることにより、その影響をほとんど差し引くことができる。傾斜と歪の観測は、原理的には陸上の孔内計測システムを利用できるが、装置の設置や、電力の供給、観測データの回収などが経費の面で問題である。

2. 水平変動の観測

(1) 電波と比べた音波の特製

音波の減衰 拡散損失（球面状に拡散、距離の 2 乗に比例）と吸収損失（特に高周波）

10-20 kHz で 10-20 km 程度

低周波 電波（GHz 帯）に比べて 5 桁ほど低い → バンド幅が狭い

低速度 電波に比べて 5 桁ほど低い → 低い繰り返しレート

(2) 精密音響測距

パルス圧縮技術（相関処理：時間軸を延ばす、チャープ信号：周波数帯域を広げる）

音速補正 深海底が有利

6 km で 1 cm → 温度：0.0005℃、塩分濃度：0.0015‰、圧力：水深換算で 15 cm

音線の折れ曲がり 水平音響測距の難しさ（図 3 参照）

音波の往復時間の測定（海流、時計のドリフト）

(3) GPS 音響結合海底精密測位 (概念図: 図 4)

精密音響測位

3 ~ 4 台の精密音響測距装置を用いた海上位置の精密測位

音速変化の影響をキャンセル (海洋の水平成層構造を仮定: 図 5)

深海底の精密測位には水深の 1.5 倍の距離の精密測距が必要

海半球計画の下で最大計測距離 14 km の音響測距装置は開発 (図 6)

海上の音響測位とキネマティック GPS 測位の結合

船また海上ブイ: 音響素子と 3 台の GPS アンテナと動揺観測装置 (図 7)

海上キネマティック GPS 測位: 長基線の観測が問題

仙台-東京間 (310 km) の陸上観測 (図 8): 水平分解能約 1 cm、測地測量と一致

基線長 350 km の海上測位 (図 9): 3 つのアンテナの測位分解能は約 1 cm

三陸沖における試験観測の進捗状況 (一部設置未了): 図 10、図 11

3. 上下変動の観測

(1) 海底差圧観測の特性 (図 12)

海底圧力計測の分解能: 水深換算で約 1 cm

潮汐成分は大きい、理論とよく一致し、補正可能

差圧観測により、気象海象変動の影響がキャンセルされる

センサーのドリフトは一定であり、差圧の場合、月に水深換算で 1 cm 程度

(2) 2000 年三宅島神津島近海群発地震の例

群発地震の中心部 (My2) とその外側 (My1) の差圧観測値が沈降を示唆 (図 13)

推定された群発地震中心部の沈降は、陸上 GPS 観測に基づく地殻変動源モデルから

推定される海底上下変動と比べて、大きな違いはない (図 14)。

4. 傾斜・歪みの観測

(1) 傾斜観測: 高分解能 (1 億分の 1 程度が目安) → 地震前の変動の観測に重要

露岩の上では、流れをさければ地球潮汐は観測できる (Tolstoy et al., 1998) .

沈み込み帯: 厚い堆積層、うねりの影響 → 深海掘削孔内計測 (日本海溝陸側)

堆積層の表面でどの程度の傾斜が観測できるか?

(2) 歪み観測: 応力分布を知るために重要、高分解能

深海掘削孔内計測が不可欠 (日本海溝陸側)

(3) 深海掘削船「ちきゅう」と孔内計測 (図 15)

参考論文

Heki K, S. Miyazaki, H. Tsuji, Nature, 386 (6625): 595-598, 1997.

Tolstoy, M., et al., Phys. Earth, Planet. Inter., 108, 129-141, 1998.

上田英樹、東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士論文、234 頁、2002.

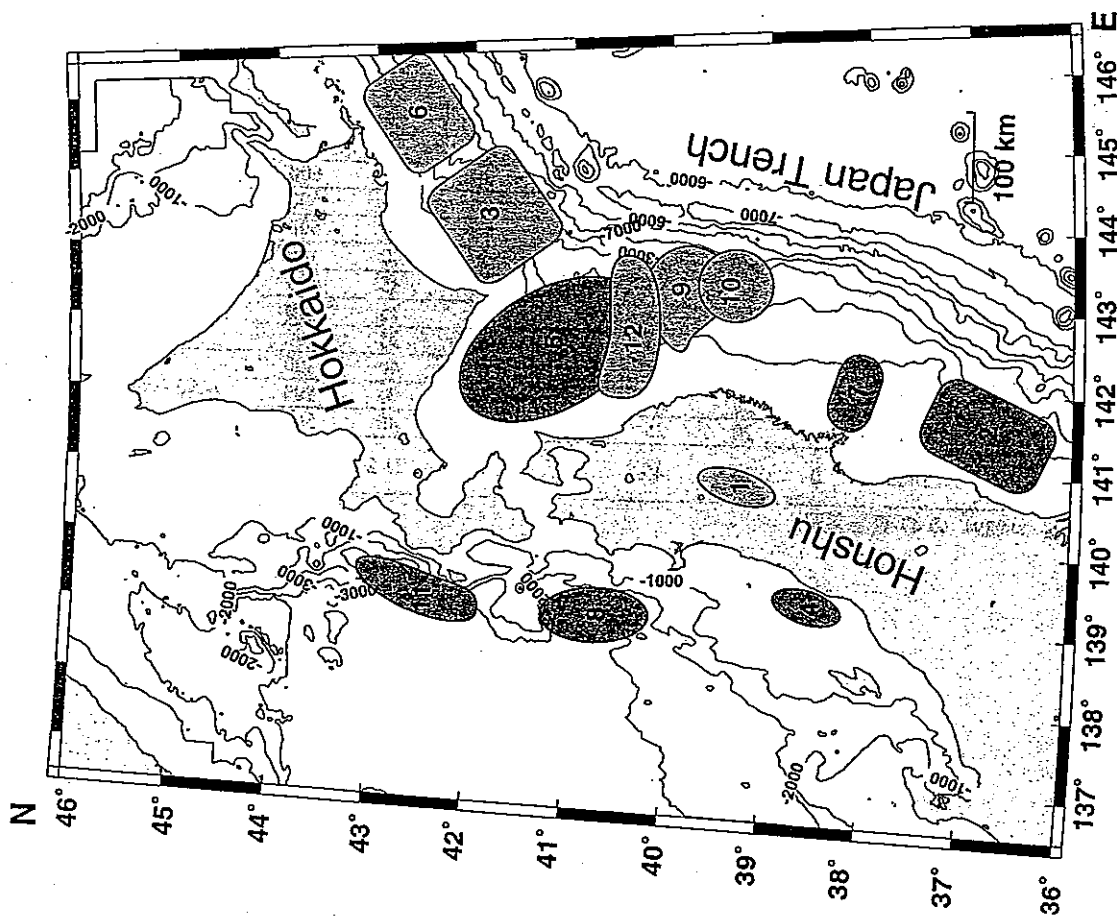


図1 本研究で余効変動の調査を行う6つの地震の震源域(濃い影の領域)と、これまでに調査が行われている地震の震源域(薄い影の領域)。1, 1896年陸羽地震; 2, 1938年福島県沖地震; 3, 1952年十勝沖地震; 4, 1964年新潟地震; 5, 1968年十勝沖地震; 6, 1973年根室半島沖地震; 7, 1978年宮城県沖地震; 8, 1983年日本海中部地震; 9, 1989年三陸沖地震; 10, 1992年三陸沖地震; 11, 1993年北海道南西沖地震; 12, 1994年三陸はるか沖地震。
これら全ての地震に、顕著な余効変動が認められた(上田, 2002)。

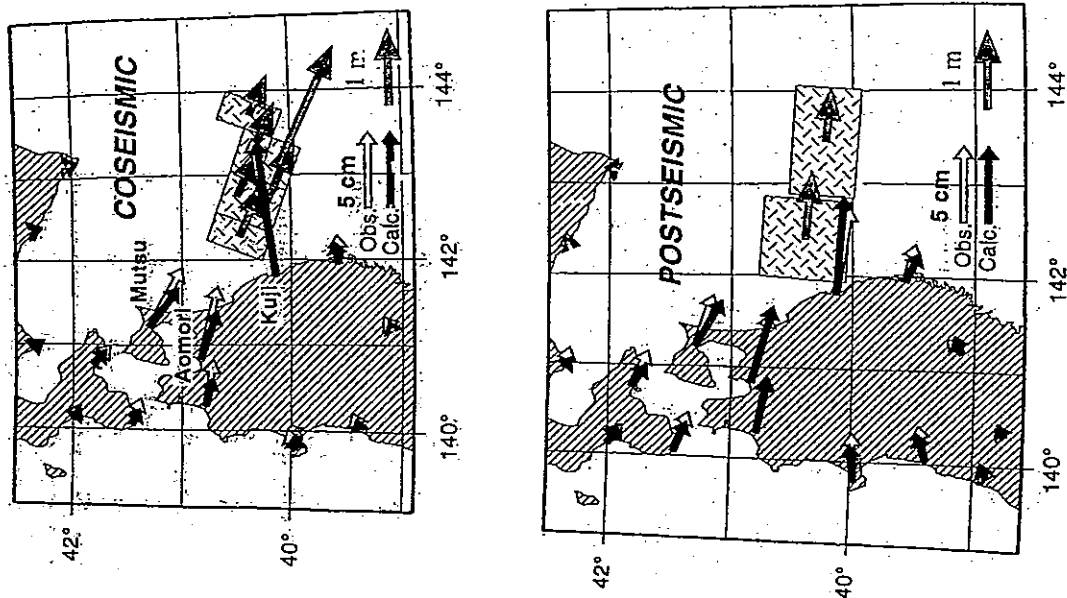


図2 1994年三陸はるか沖地震に伴う地殻変動と余効変動(Heki et al., 1997).
陸上の観測データに比べて海底では約20倍の変動が推定されている。

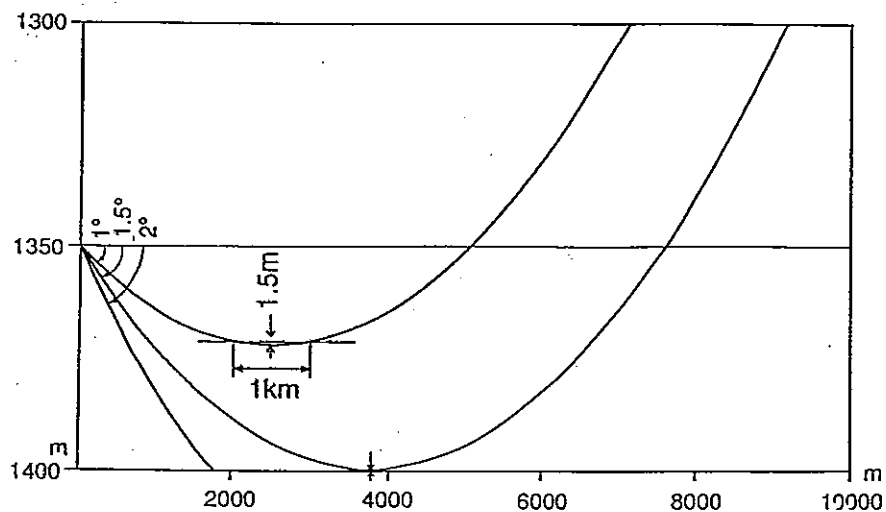


図3 海底間の水平音響測距。深海では圧力の効果で音波は上向きに曲がるので、谷地形を選んでも、数 km の測距が限度。

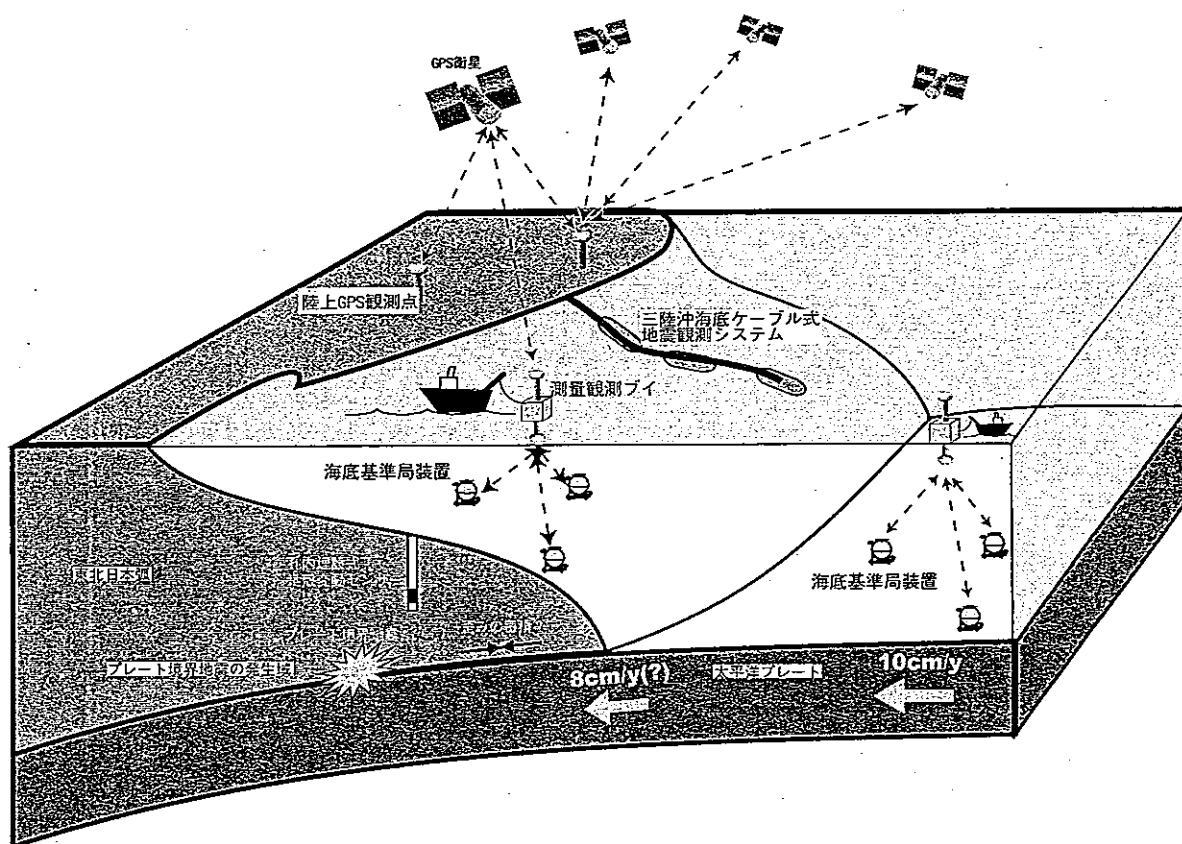


図4 GPS 音響結合方式の海底精密測位の概念図。

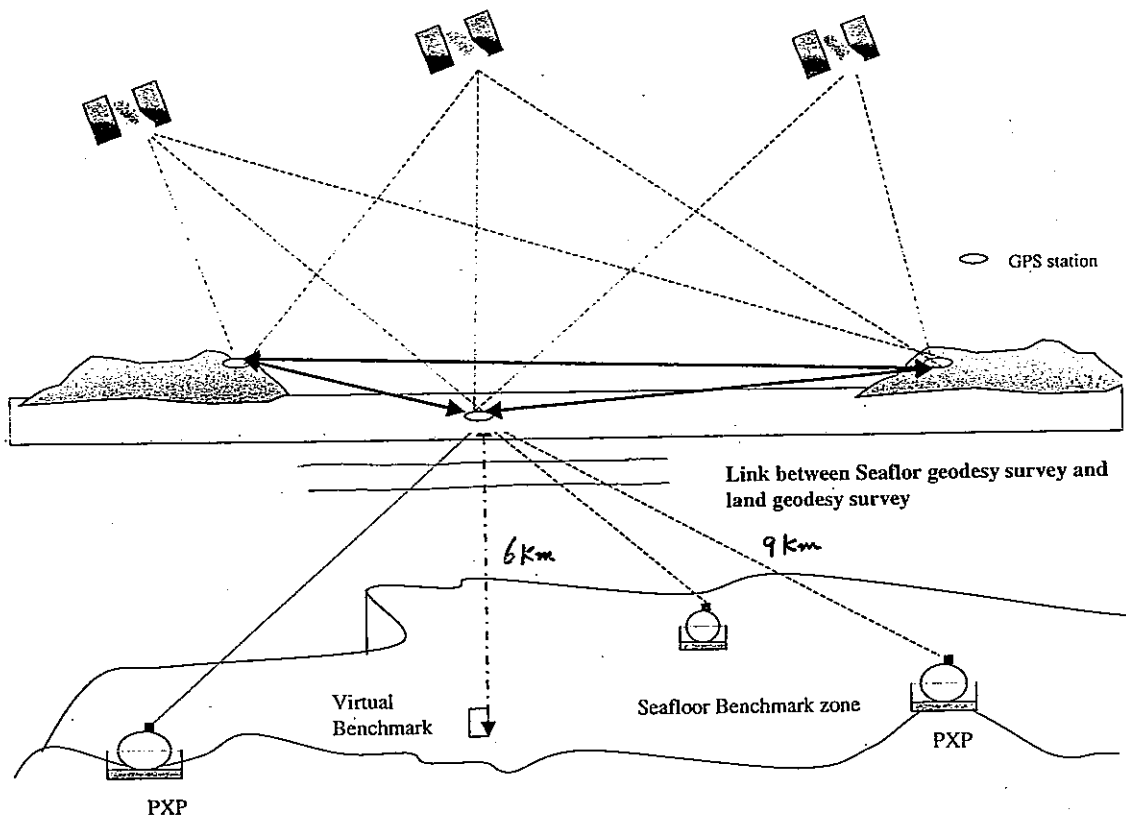


図5 3-4台の海底音響トランスポンダーを用いて海洋変動の影響をキャンセル方法の概念図。短周期の変動を除けば、海洋は水平成層構造をなしており、音響測距による海底の位置は、上下には動くが、水平方向には動かない。水深6kmの海底の精密測位には、約10kmの精密音響測距が必要。

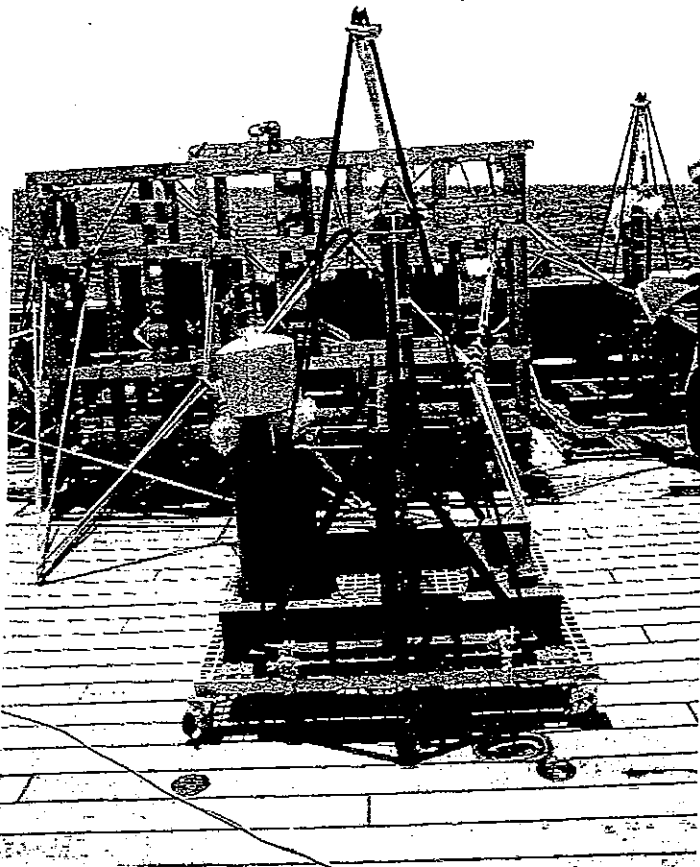


図6 音響トランスポンダー（水深9km、最大計測距離14km）を圧力計とともに設置し、測位観測後、圧力計を回収する。

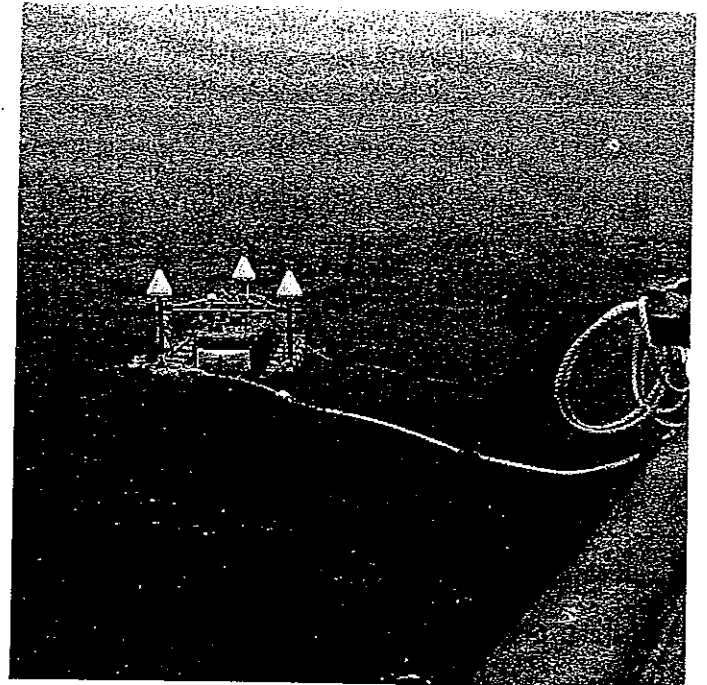


図7 3台のGPSアンテナ（2m間隔）と音響トランスジューサを搭載した海上ブイ。

BUO1 w.r.t. AOB (L=310km)

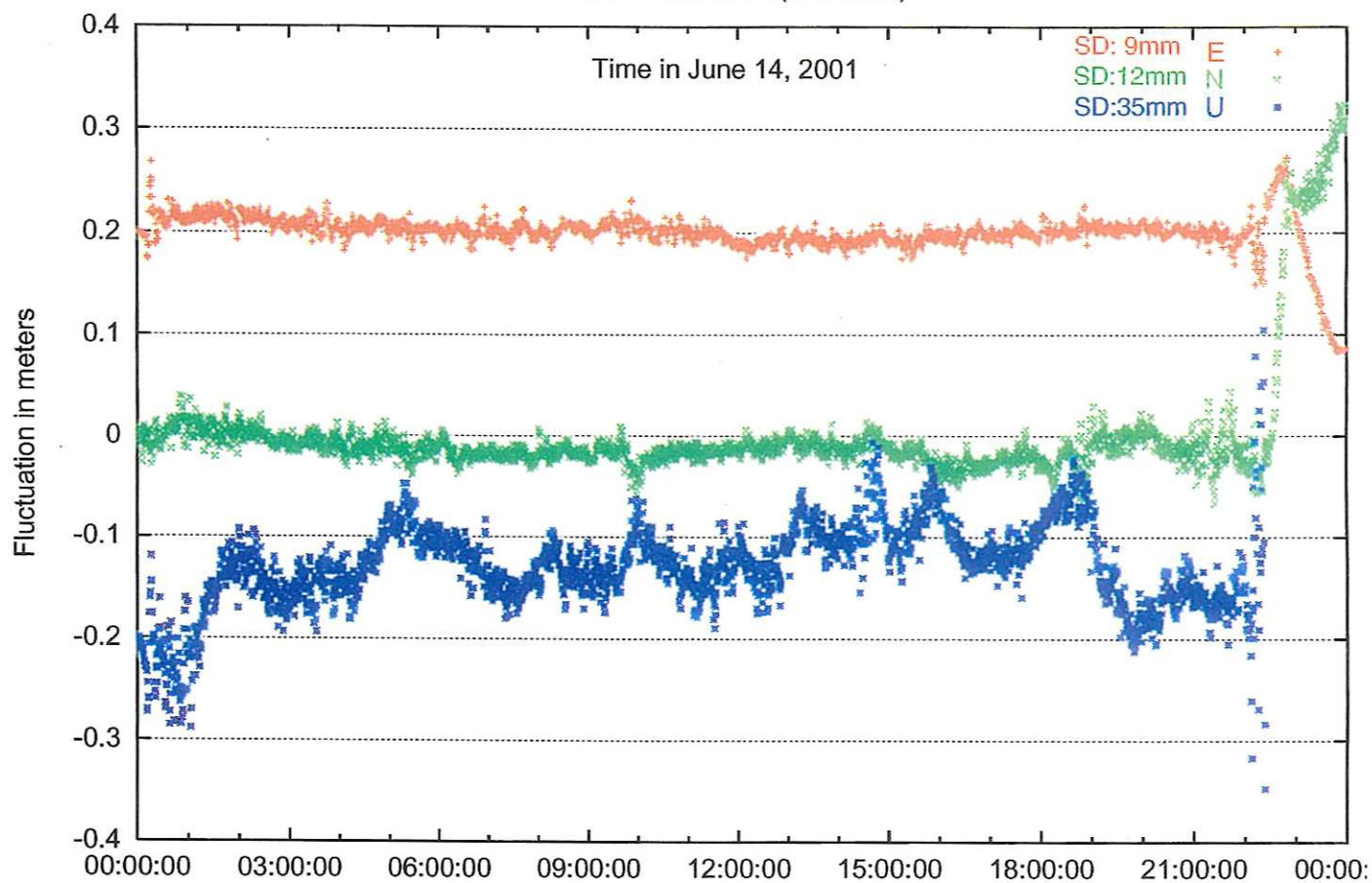


図8 仙台-東京間 (310km) におけるキネマティック GPS 測位データ (陸上試験).

データ処理上の問題から生ずる両端のデータを除けば、水平位置は 1 cm の精度で求まっており、測地測量の解析結果と一致している。

BASELINE TEST

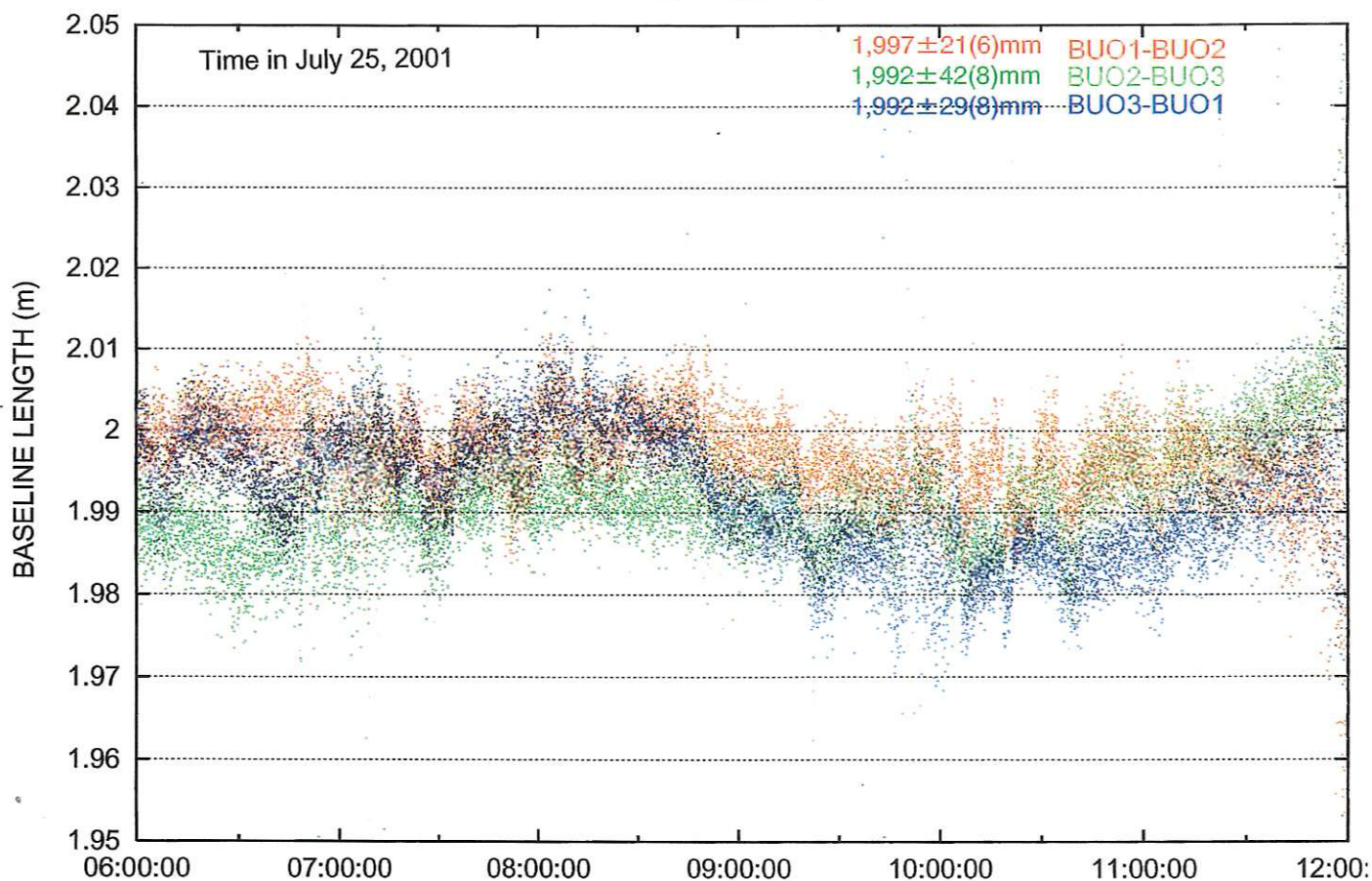


図9 基線長 350km におけるキネマティック GPS 測位の分解能。独立に求めた海上ブイの 3 つのアンテナの位置の違いから求めた 2 m 間隔のアンテナの距離。測位分解能は 1 cm 程度であることを示している。

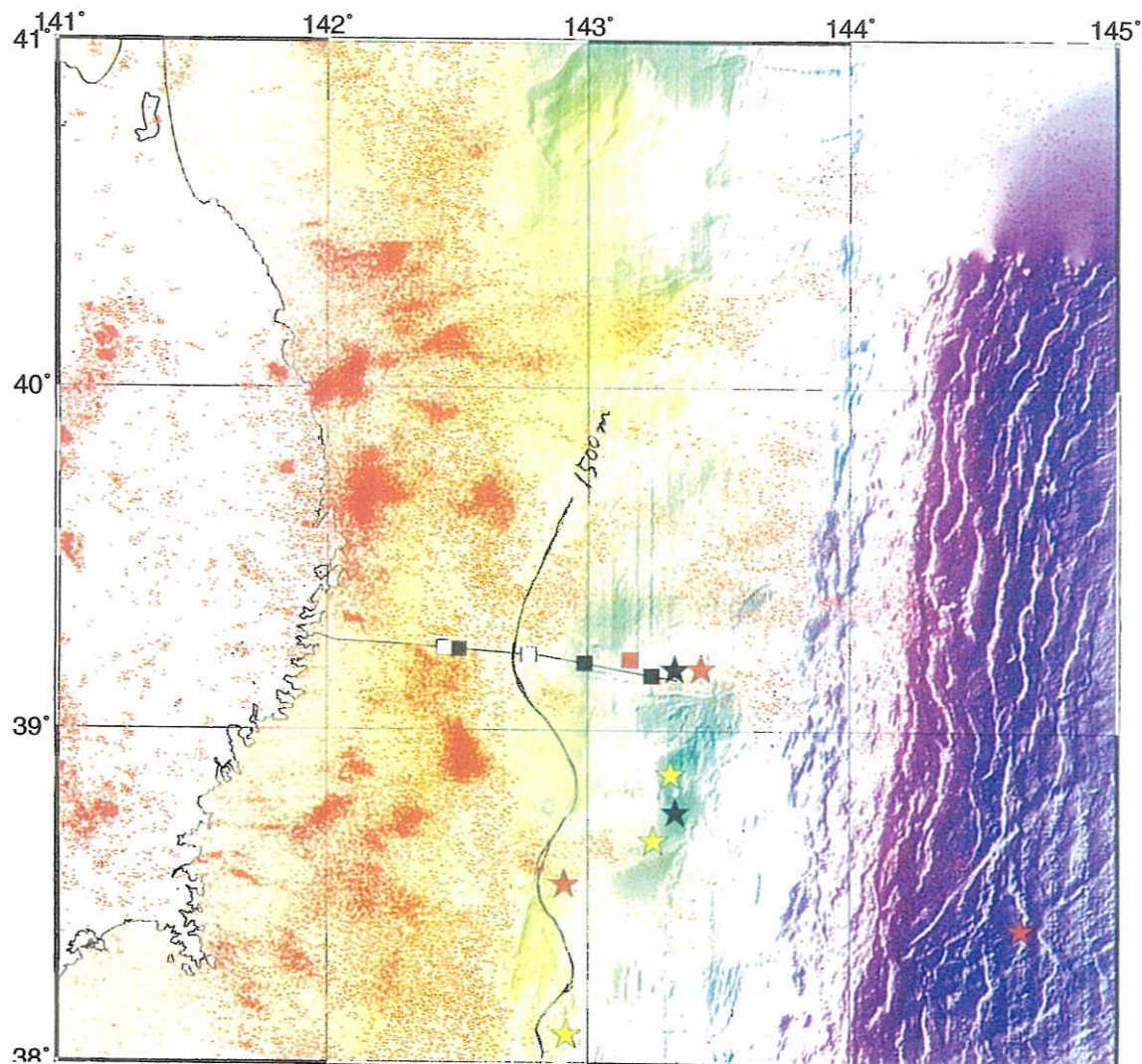


図10 三陸沖の海底観測装置。

- 赤い星印：GPS 音響結合方式の海底精密測位観測点（海半球計画）
- 黄色星印：GPS 音響結合方式の海底精密測位観測点（水路部）
- 黒い星印：海底孔内地震・地殻変重観測点（ODP・海半球計画）
- 黒い四角：海底ケーブル方式の地震計（東大地震研究所）
- 白い四角：海底ケーブル方式の津波計（東大地震研究所）

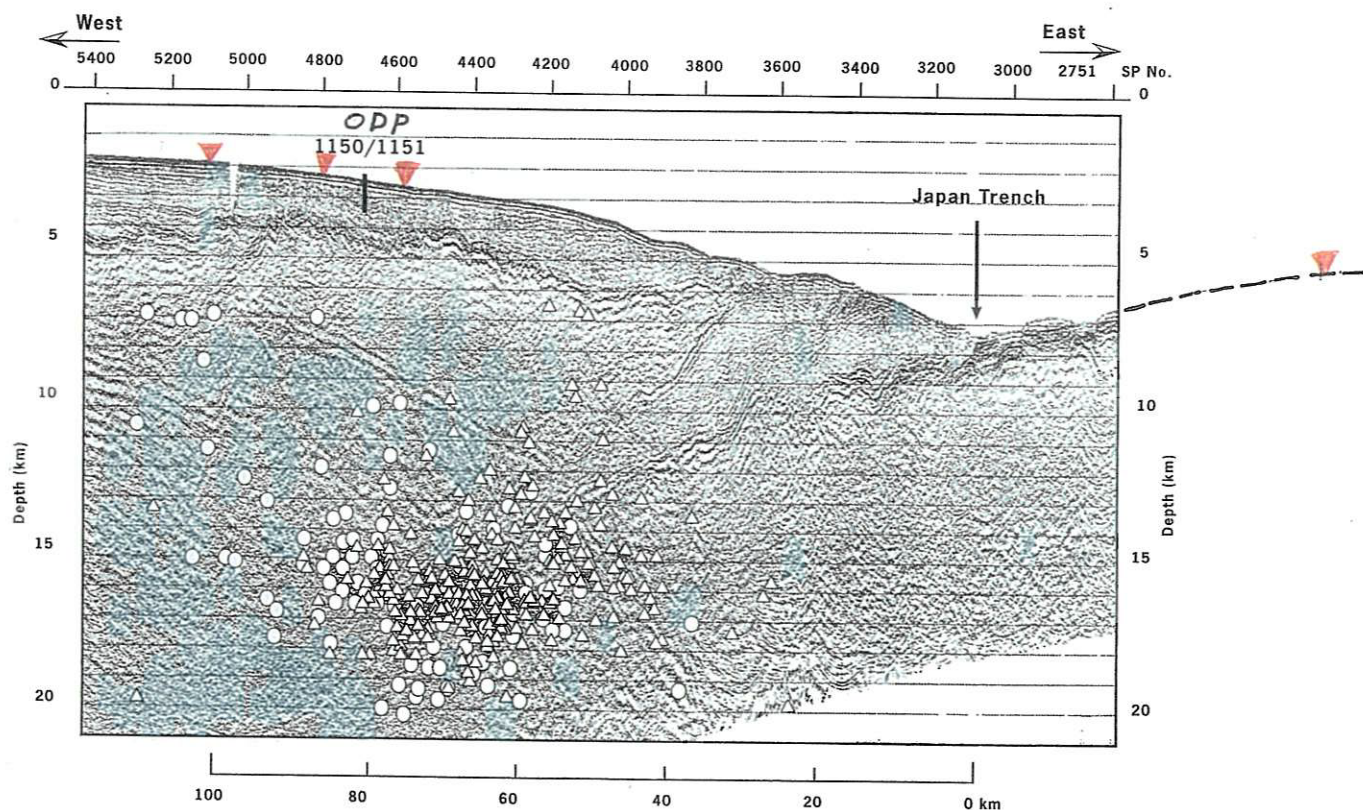


図11 三陸沖日本海溝の地殻構造断面と海底観測装置の位置。

(Suyehiro et al., (2000) に加筆).

4回の圧力観測記録から推定される圧力差の線形ドリフト

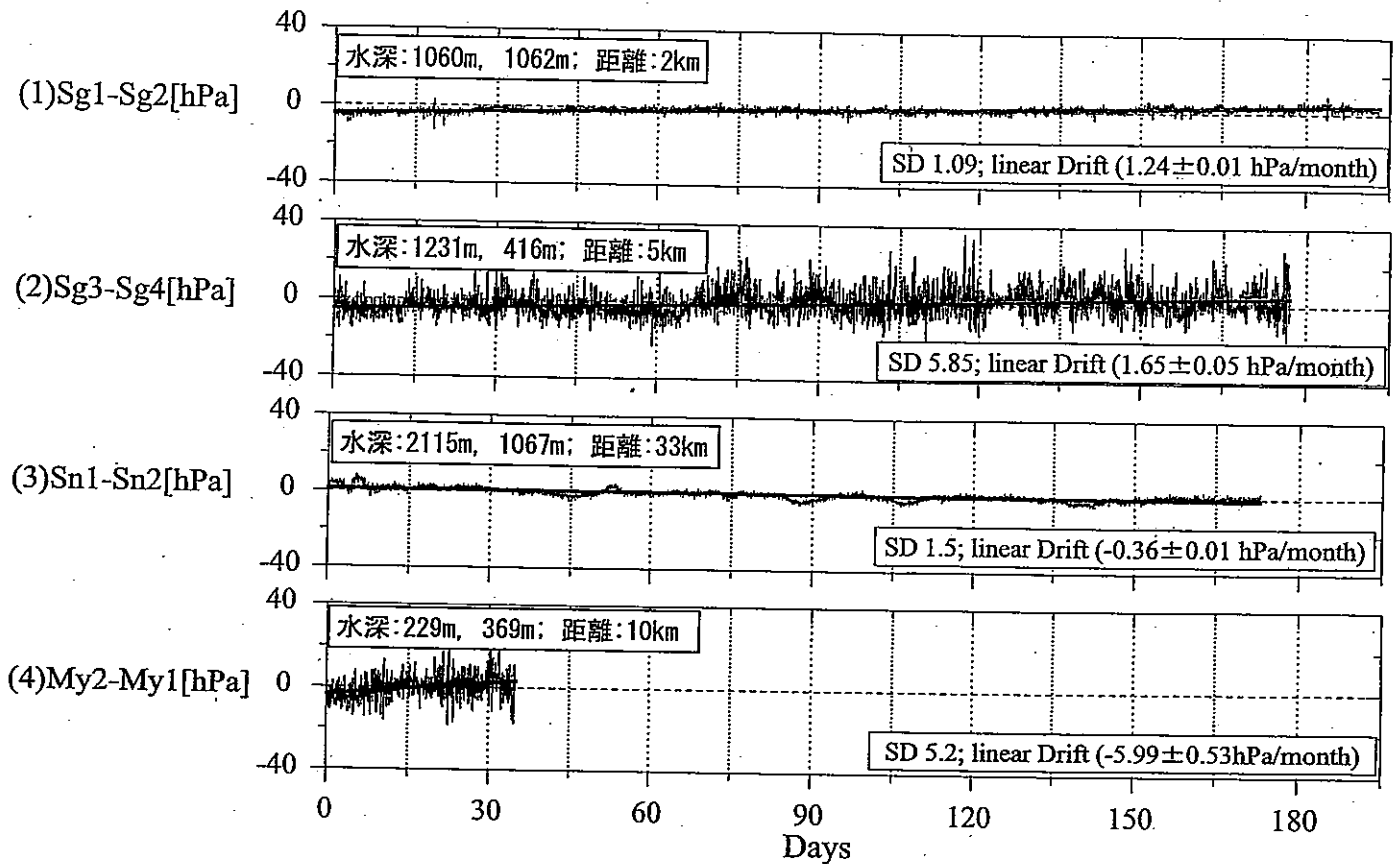
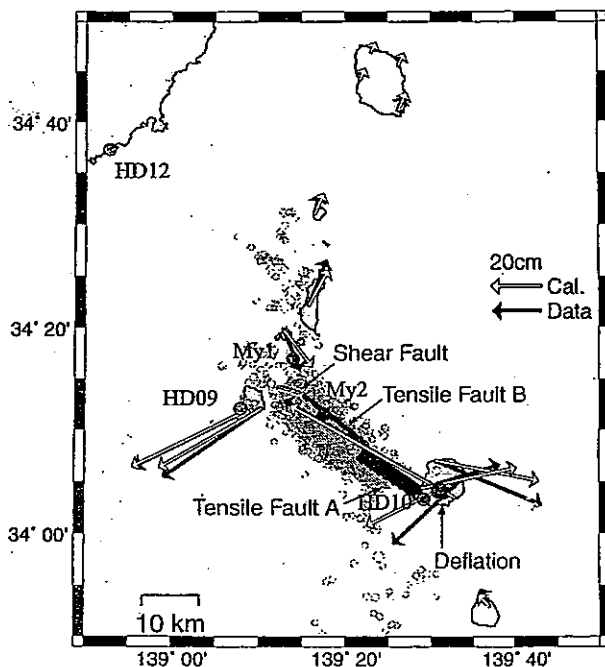


図12 2台の海底圧力計を用いた差圧観測の結果: 1cm/month程度のドリフトのみ。
(上から、相模湾北部、相模湾伊東沖、釜石沖、神津島近海)

178日から243日の約2ヶ月間のGPSデータを用いて推定した地殻変動源モデル



2点間の海底圧力の差の変化

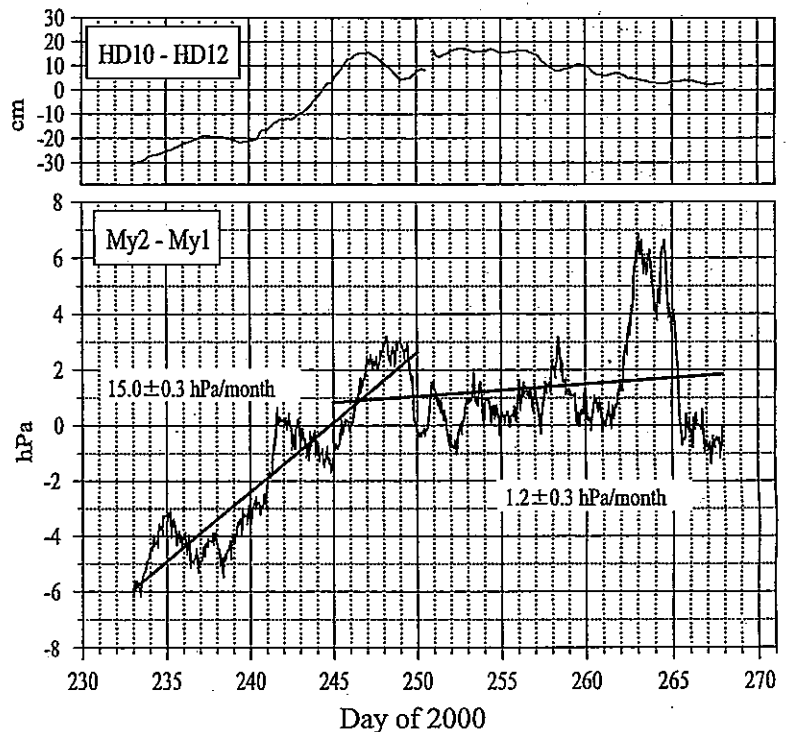
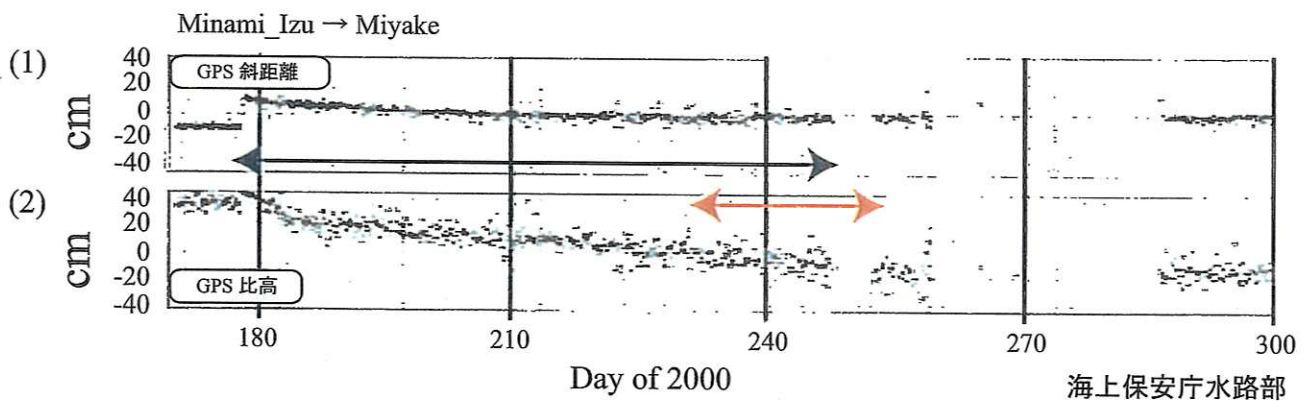
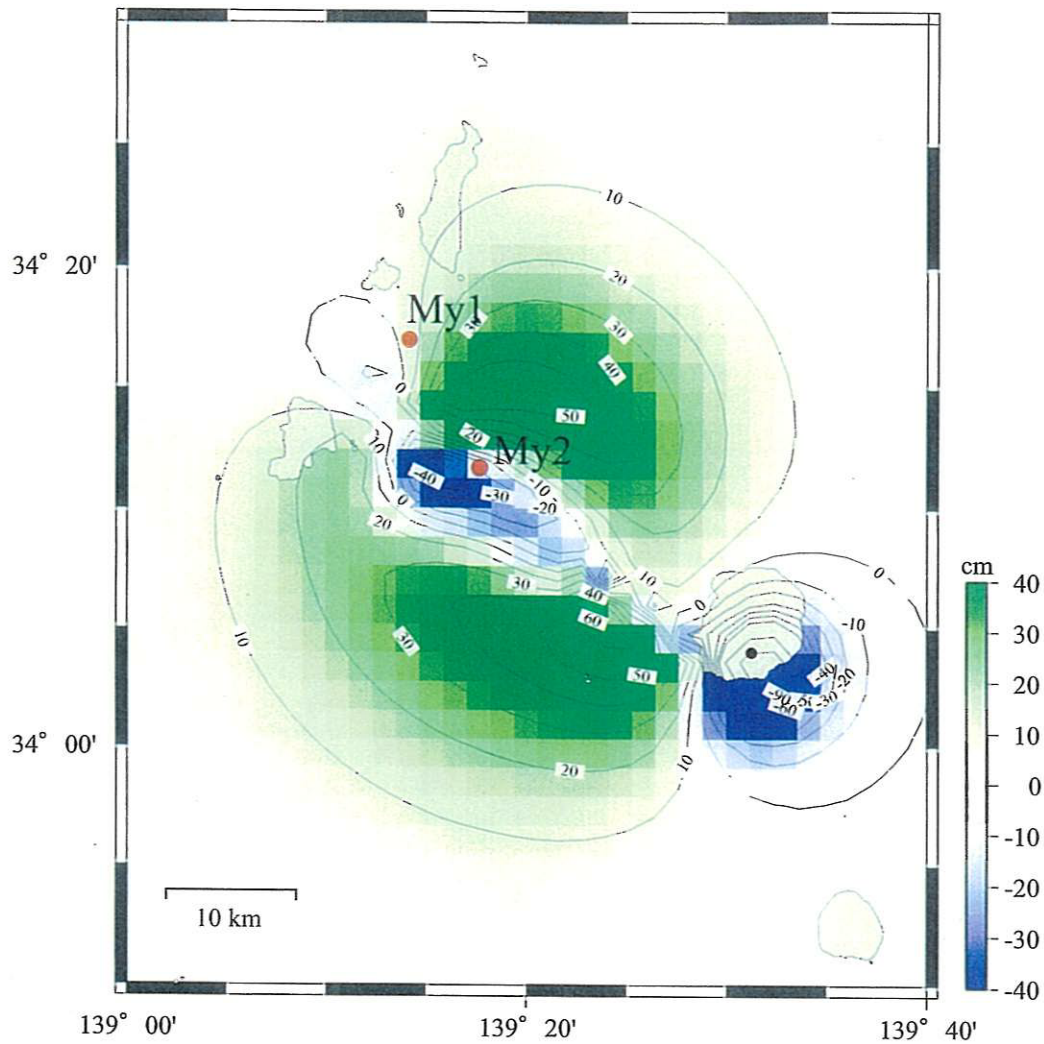


図13 2000年三宅島神津島近海群発地震域における海底圧力観測で検出された海底の沈降。2台の海底圧力計(My1, My2)の観測データの差は、247日ごろを境にトレンドが1桁以上変わっており、247日以前の変動は、群発地震帯の上に設置したMy2の水深がMy1に対して増加した、つまり沈降したことを示している。その上のHD10-HD12は、三宅島の験潮所のHD10が南伊豆のHD12に対して、振幅は大きいと同じ時期に沈降したことを示している。

陸上のGPS地殻変動記録より推定された 三宅島の地殻変動源モデルから計算された 鉛直変位



地殻変動モデルの推定に用いられた期間(66日間)
 My2-My1 約21[cm/month]

海底圧力計により推定された地殻変動観測期間(15日間)
 My2-My1 約15[cm/month]

図 14 2000 年三宅島神津島近海群発地震域の地殻変動源モデル (Nishimura et al., 2001)
 により推定された海底沈降量と海底圧力観測の結果には、大きな違いはない。

図15 深海掘削船
「ちきゅう」と
孔内計測支援シ
ステム「べんけ
い」(JAMSTEC)

