

5. 能登半島沖地震

1993年2月7日22時27分頃、能登半島北東端禄剛崎沖の南西から北東へ伸びる海底の高まり付近でM6.6の地震が発生し、輪島で震度5、高田、伏木、富山、金沢で震度4を記録した(図Ⅱ-5-1)。珠洲市正院町飯塚火宮神社本殿、拝殿が裏山から崩れてきた山土で押しつぶされたのをはじめ、住宅の全半壊、道路の陥没、トンネルの陥没、土砂崩れなどの被害があった。また、石川県で重傷1名、軽傷28名、新潟県で軽傷1名の人的被害がでた。この地震による津波は輪島で0.5m、直江津で0.2mであった(阿部・岡田, 1993)。

京大防災研上宝観測所と東大地震研信越地震観測所の観測網のデータを統合して求めた本震と余震の震源分布は図Ⅱ-5-2, 3の通りである。ほとんどの震源は深さ10~15kmに分布する。本震の震源要素は震源時27分43.7秒、震央137.3127° E, 37.6407° N, 深さ14.9kmである。佐渡の東大深浦観測点で観測された多数の余震のTフェーズやいくつかの観測点に見られるpPフェーズ(Tsukuda et al., 1994)、京大木ノ浦臨時観測点における余震のS-Pが1.5~3秒に分布していること(京大防災研, 1993a)は震源の深さが比較的浅いことを支持する。震央は海底の高まりの地形や活断層とよく対応する。しかし大きな余震分布およびCMT解から推定した地震断層面の延長が海底の断層に一致しない。

初動による本震の発震機構は東西圧縮の横ずれ型の断層運動を示すが(図Ⅱ-5-4)、トータルな震源の像を示すCMT解は北西-南東圧縮の逆断層型である(図Ⅱ-5-5)。図Ⅱ-5-6のように、広帯域、高ダイナミックレンジの地震波形によると多重型の地震で、最初の地震が横ずれを起こし、その後逆断層の主断層が生成されたと解釈できる。余震については、様々な型を示す。いずれにせよ能登半島地域は信越地域と同じ日本海東縁に沿った短縮テクトニクス地帯で、そこでは北東-南西走向の逆断層が発達しているが、今回の地震の発生もその短縮運動の一環であろう。

余震回数は最初の10時間はベキ関数 $n = at^{-p}$, $p \sim 1.0$ で減少し、その後は指数関数を当てはめると $\tau = 5.5$ 日で減衰しつつある(図Ⅱ-5-7)。

この地震について直前の前震は確認されていない。1992年12月に前駆的な微小地震活動があった(図Ⅱ-5-8)。

この地震に伴う能登半島におけるコサイスマミックな地殻変動は、驗潮(図Ⅱ-5-9)、水準測量(図Ⅱ-5-10)からも検出されていない(国土地理院, 1993, 1994)。

能登半島北部の宝立観測点において全磁力が1990年頃から永年変化の傾向に異常変化が認められると報告されている(京大防災研究所, 1993b)。

この地震の1日半前から茨城県の波崎と千葉県の千倉において、鋼管深井戸の地中電界鉛直成分に異常が見られた(防災科学技術研究所・通信総合研究所, 1993)。また、能登半島北部において12月から地震発生までの期間に自然電位異常が観測された(長尾ほか, 1994)。

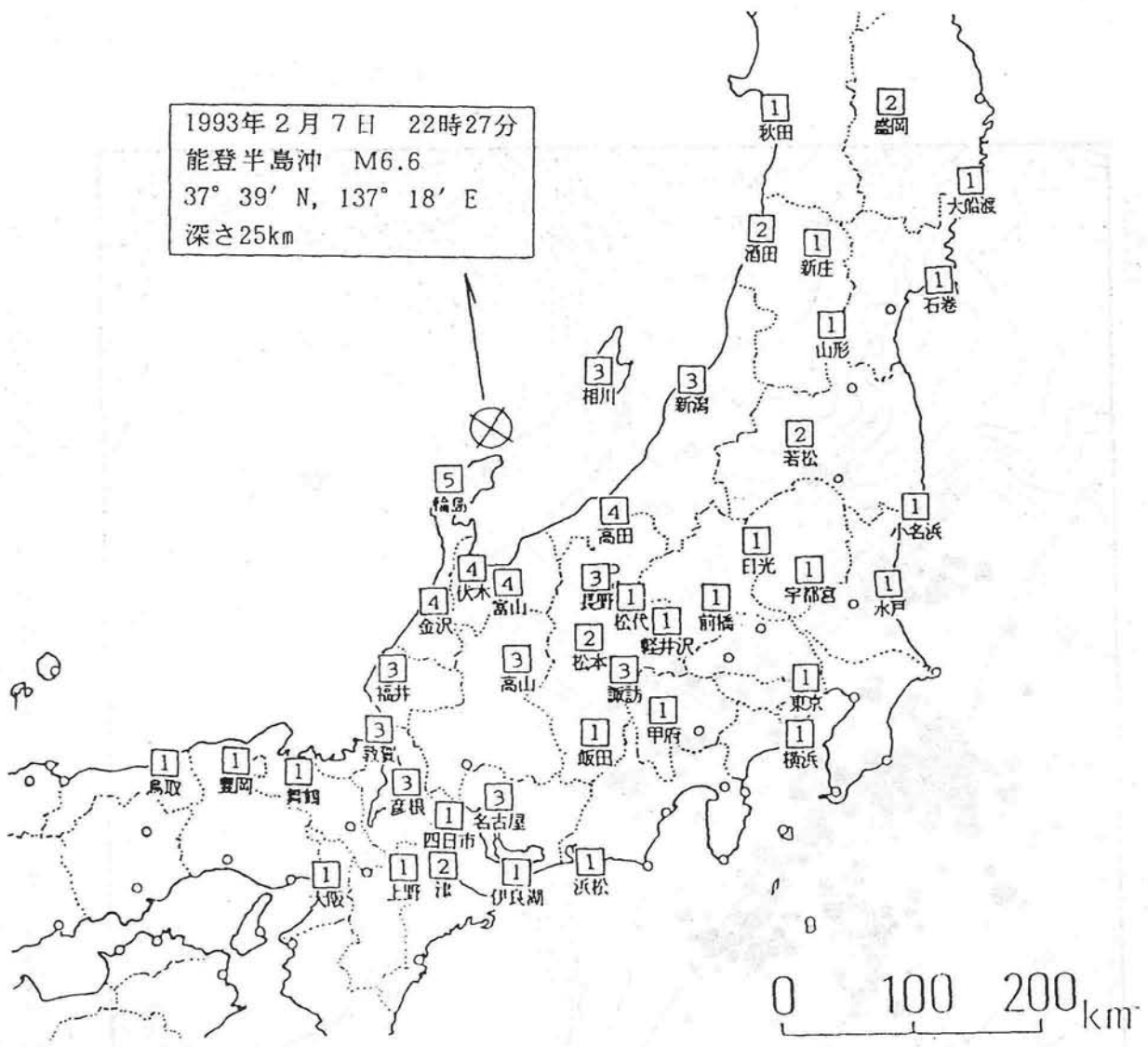
これまでの主要な地震の発震機構や活断層の調査によると能登半島は概ね北西-南東方向の地殻圧縮場にある。能登半島と富山湾周辺の活断層には、南西-北東の走向をもつ優勢なものがある。七尾から羽咋にいたる邑知低地帯断層系は長さ20kmを越えるもので、歴史地震はないがM7の地震が数1000年の間隔で発生しているらしい。ほかの断層は比較的小さい(発生する地

震は M 6 以下)。今度の地震活動域には優勢な潜在的断層が存在するのかもしれない。1985年10月18日には、今回の震源域のすぐ西で北西-東南圧縮、逆断層型の発震機構をもつ M5.7の地震が発生した(京都大学防災研究所通信総合研究所, 1986)。これも潜在断層の存在を示唆しているように見える。

[佃 為成]

参 考 文 献

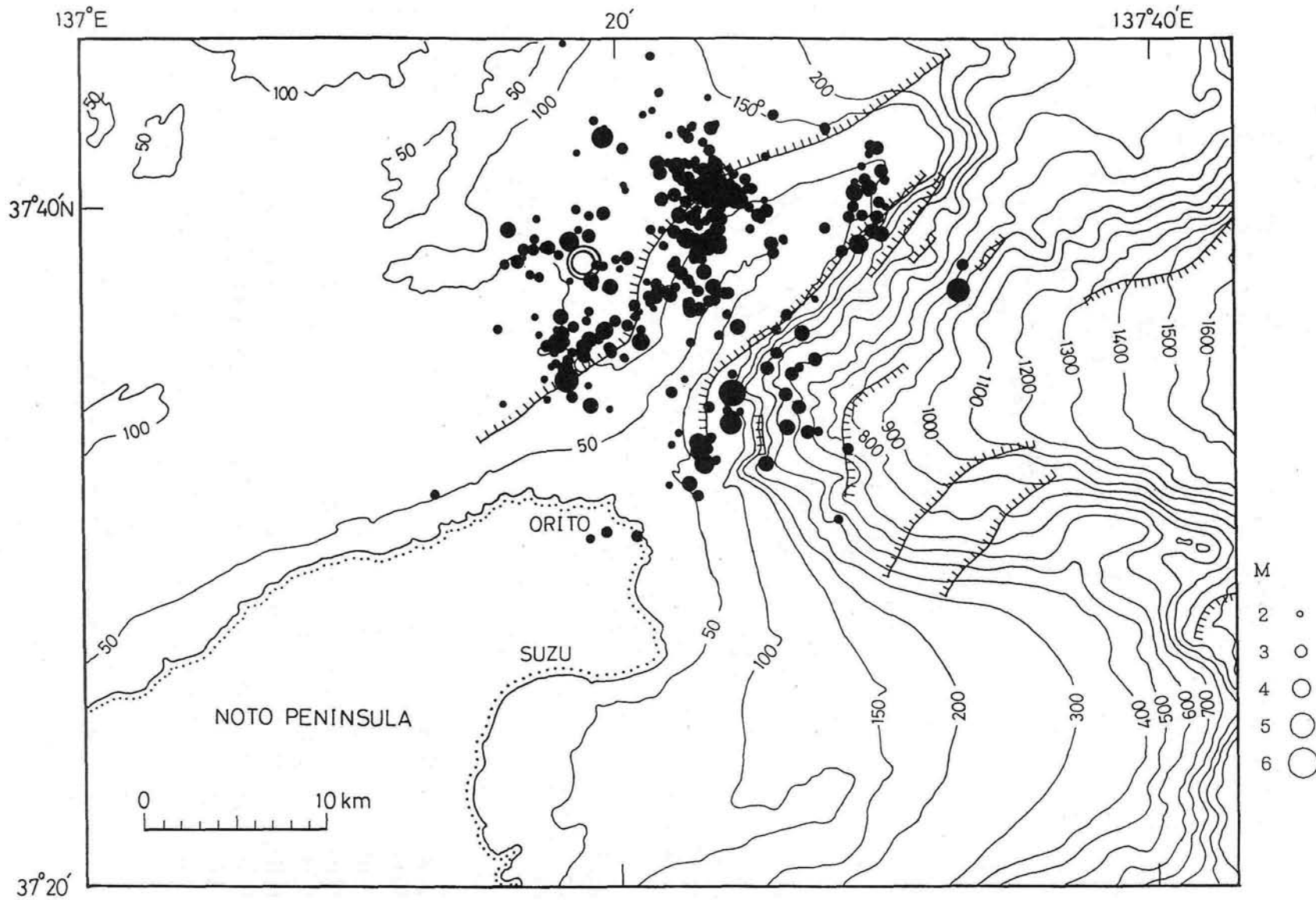
- 1) 阿部邦昭・岡田正実：日本地震学会講演予稿集(1993), No. 2, 171.
- 2) 防災科学技術研究所・通信総合研究所：地震予知連絡会会報, 50(1993), 496-500.
- 3) 気象庁地震予知情報課：地震予知連絡会会報, 50(1993), 478-485.
- 4) 北浦 勝(研究代表者)：文部省科学研究費(重点領域研究)自然災害の予測と防災力 研究成果, 1993, 78pp.
- 5) 国土地理院：地震予知連絡会会報, 50(1993), 528-536.
- 6) 国土地理院：地震予知連絡会会報, 51(1994), 632-639.
- 7) 京都大学防災研究所：地震予知連絡会会報, 36(1986), 296-304.
- 8) 京都大学防災研究所：地震予知連絡会会報, 50(1993 a), 486-495.
- 9) 京都大学防災研究所：地震予知連絡会会報, 50(1993 b), 501-504.
- 10) 長尾年恭・朝井与志哉・河野芳輝・上田誠也：地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集, 1994, 320.
- 11) Tsukuda, T., H. Wada, K. Sakai and K. Ito : Bull. Earthq. Res. Inst., 69(1994), 1-18.



各地の震度（気象官署）

- V：輪島
- IV：高田、伏木、富山、金沢
- Ⅲ：相川、新潟、長野、高山、諏訪、福井、敦賀、彦根、名古屋
- Ⅱ：盛岡、酒田、若松、松本、津
- I：秋田、大船渡、新庄、石巻、山形、小名浜、日光、宇都宮、水戸、松代、前橋、軽井沢、東京、横浜、甲府、飯田、浜松、伊良湖、四日市、上野、舞鶴、豊岡、鳥取、大阪

図Ⅱ-5-1 本震の震度分布（気象庁による）



図Ⅱ-5-2 余震震央分布と海底活断層 (Tsukuda et al., 1994)。海底地質構造図は海上保安庁水路部による (第6334号と第6334S号)。二重円は本震。震源データは図Ⅱ-5-3と同じ。

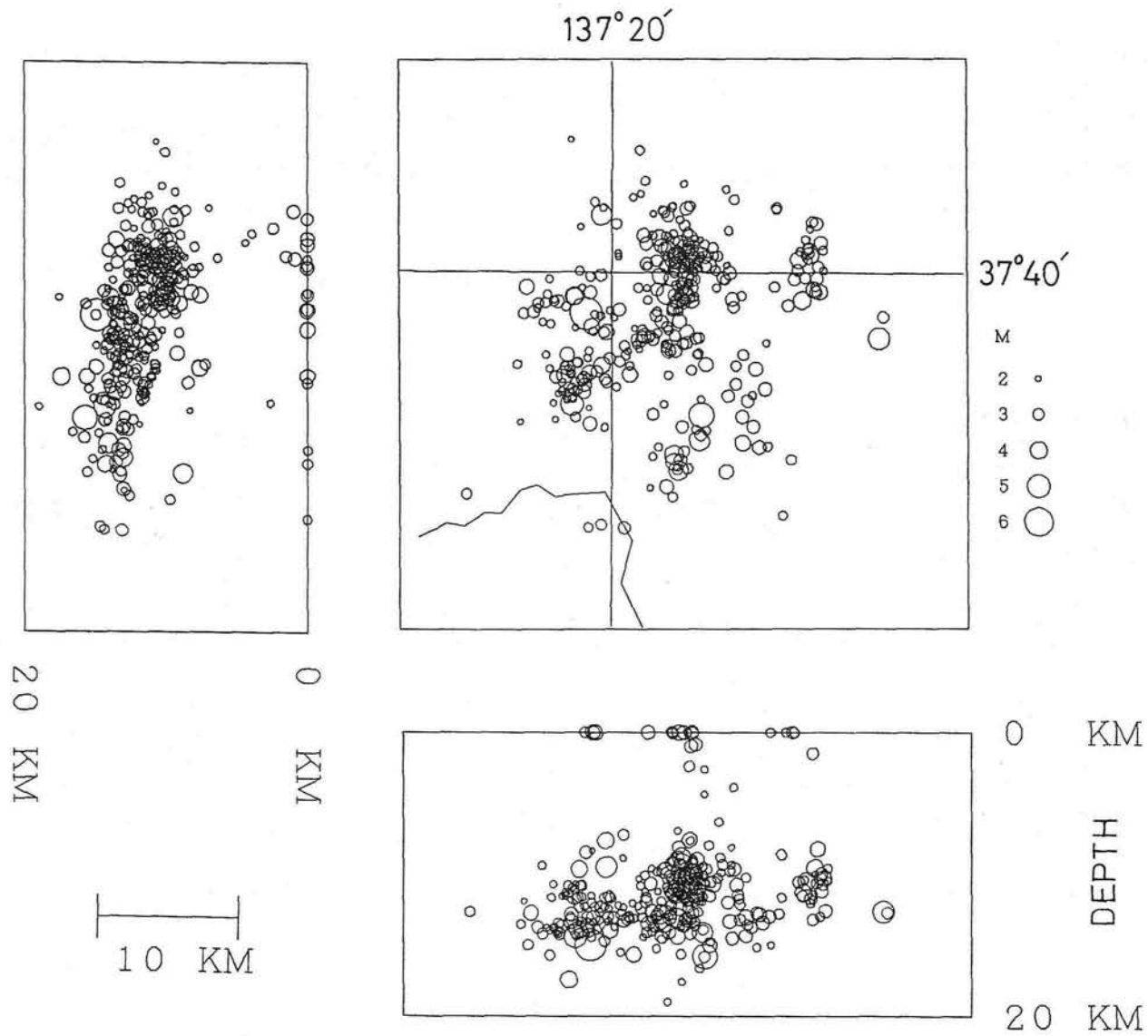
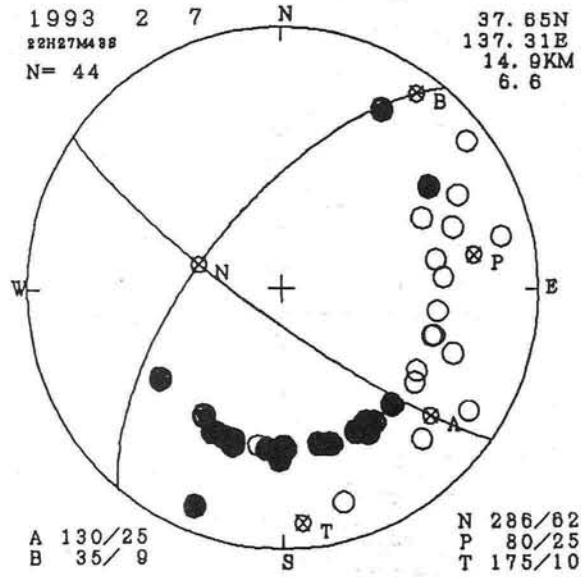


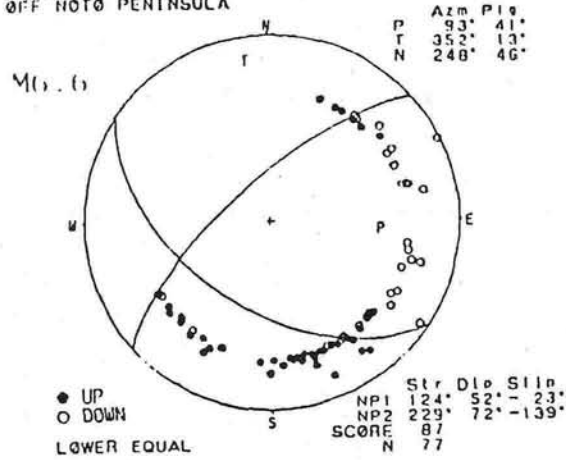
図 II - 5 - 3 余震分布 (Tsukuda et al., 1994)。震源は上宝観測所と信越観測所の読み取りデータを統合して決めた。



(a)

P波初動によるメカニズム解
(本震) (余震)

1993. 2. 7 22:27
OFF NOTO PENINSULA



(b)

1993. 2. 8 02:06
OFF NOTO PENINSULA

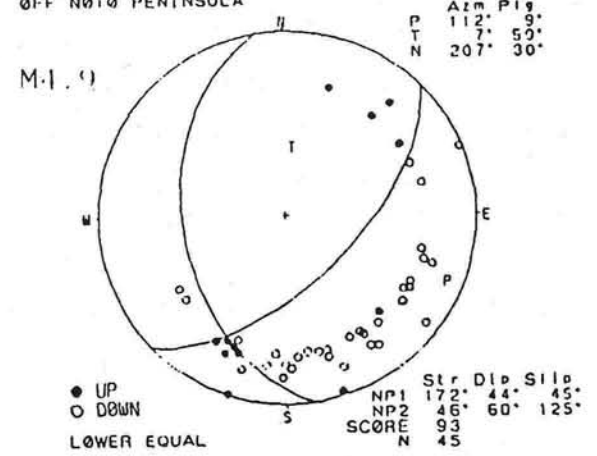
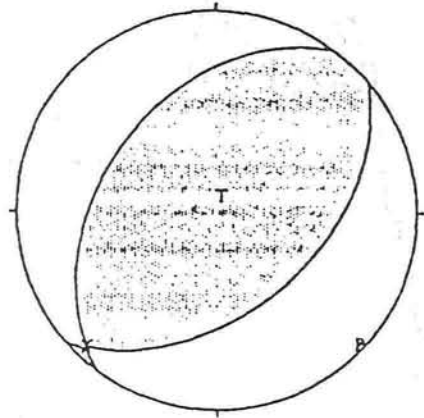


図 II - 5 - 4 初動による本震の発震機構。(a) 大学の観測網による (Tsukuda et al., 1994)。(b) 気象庁による (気象庁地震予知情報課, 1993)。

model[CMT.b03]

body waves (10.0 12.0 20.0 22.0 mHz)

ANMO CCM COR HRV KONO SHK TATO TSK TUC



1993 38 13 27 45.4 10.6 (0.0)
37.78(37.70) 137.25(137.30) 10.0(10.0)km
 $M_0=2.67e+25$ (dyn \cdot cm) $M_w=6.2$ tau= 3.6
 $2.7e+25$ $-1.2e+22$ $-2.7e+25$ (dyn \cdot cm)
49/48/99 217/42/81
cps= 0.00 I/D= -0.0%
variance reduction 32.3%

図 II - 5 - 5 世界の観測点 9 点による CMT 解 (東大地震研 Realtime Seismology 院生グループによる)。

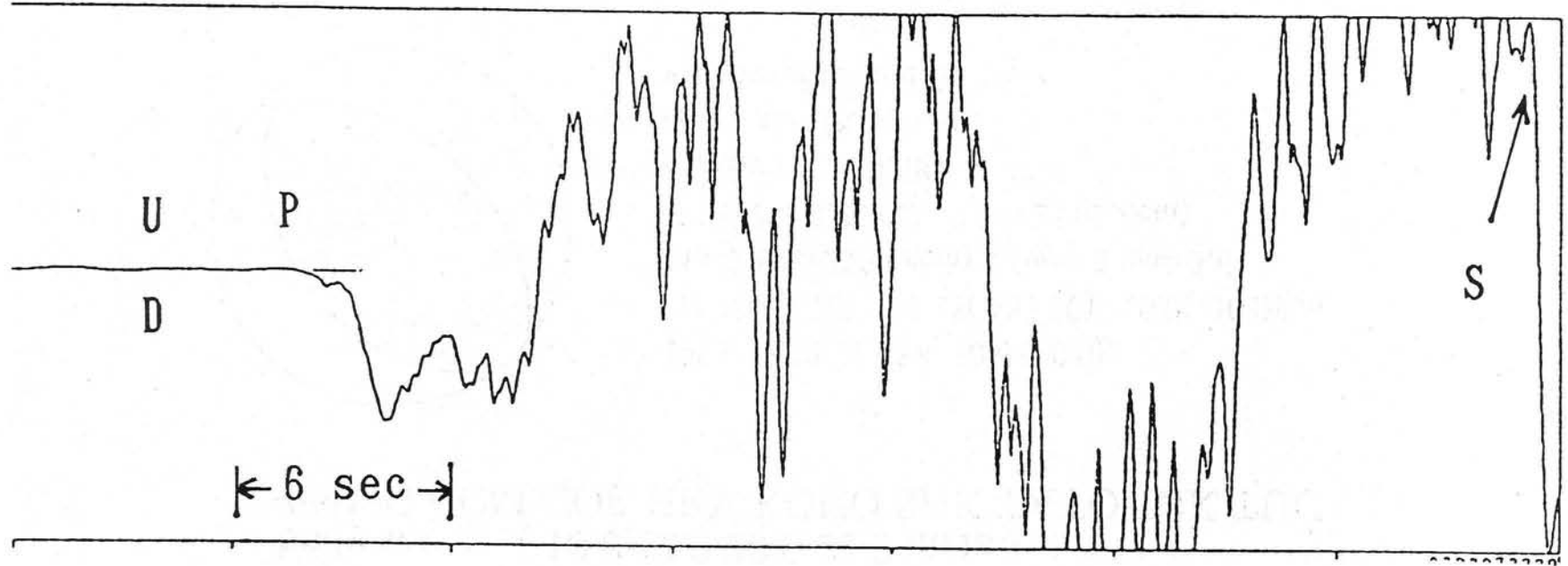
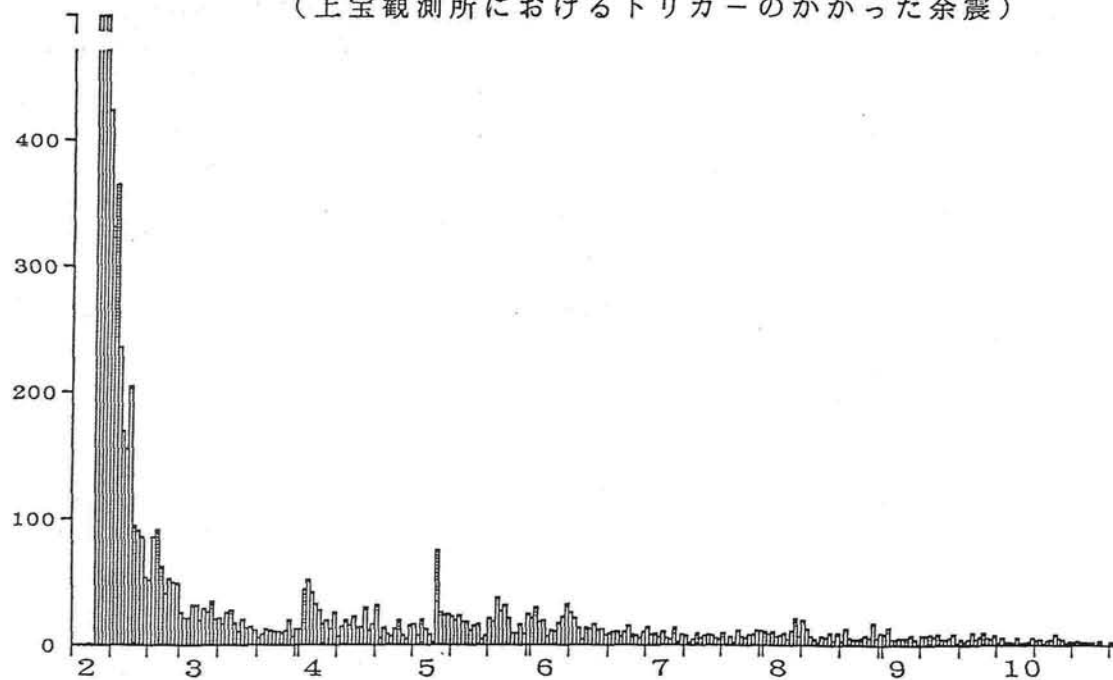


図 II - 5 - 6 マルチプルショックを示す波形 (東大地震研筑波TSKのSTS-1)。

$\Delta = 320\text{km}$ S-P $\sim 30\text{s}$

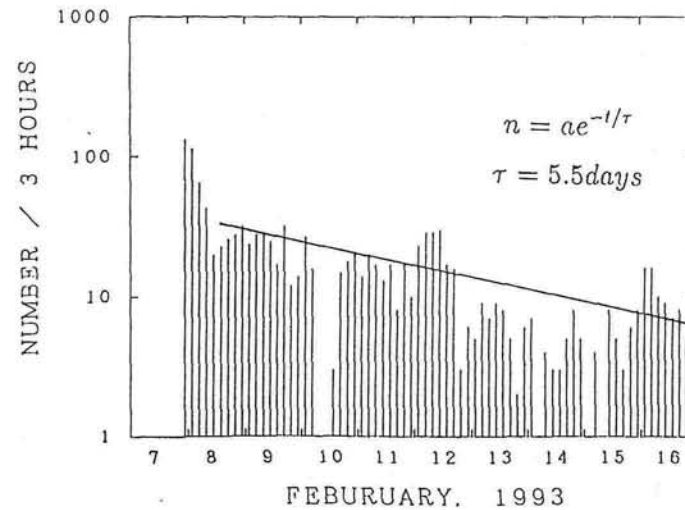
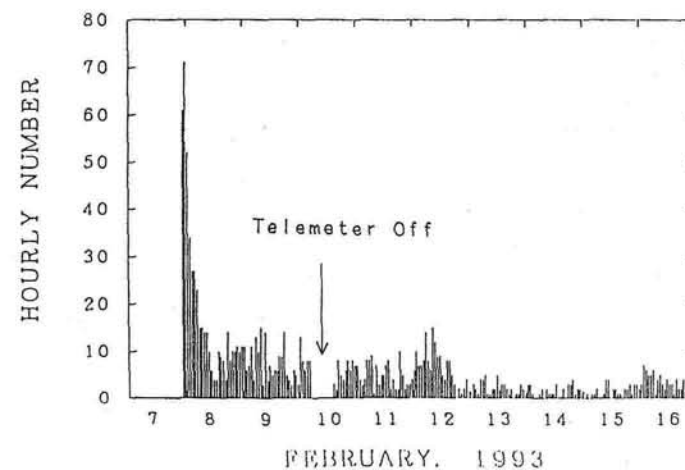
余震回数の日別頻度

(上宝観測所におけるトリガーのかかった余震)



(a)

AFTERSHOCKS (OFF NOTO PEN.)



(b)

図 II - 5 - 7 余震回数変化。(a) 上宝観測所宝立観測点。(b) 信越地震観測所舩倉島観測点。

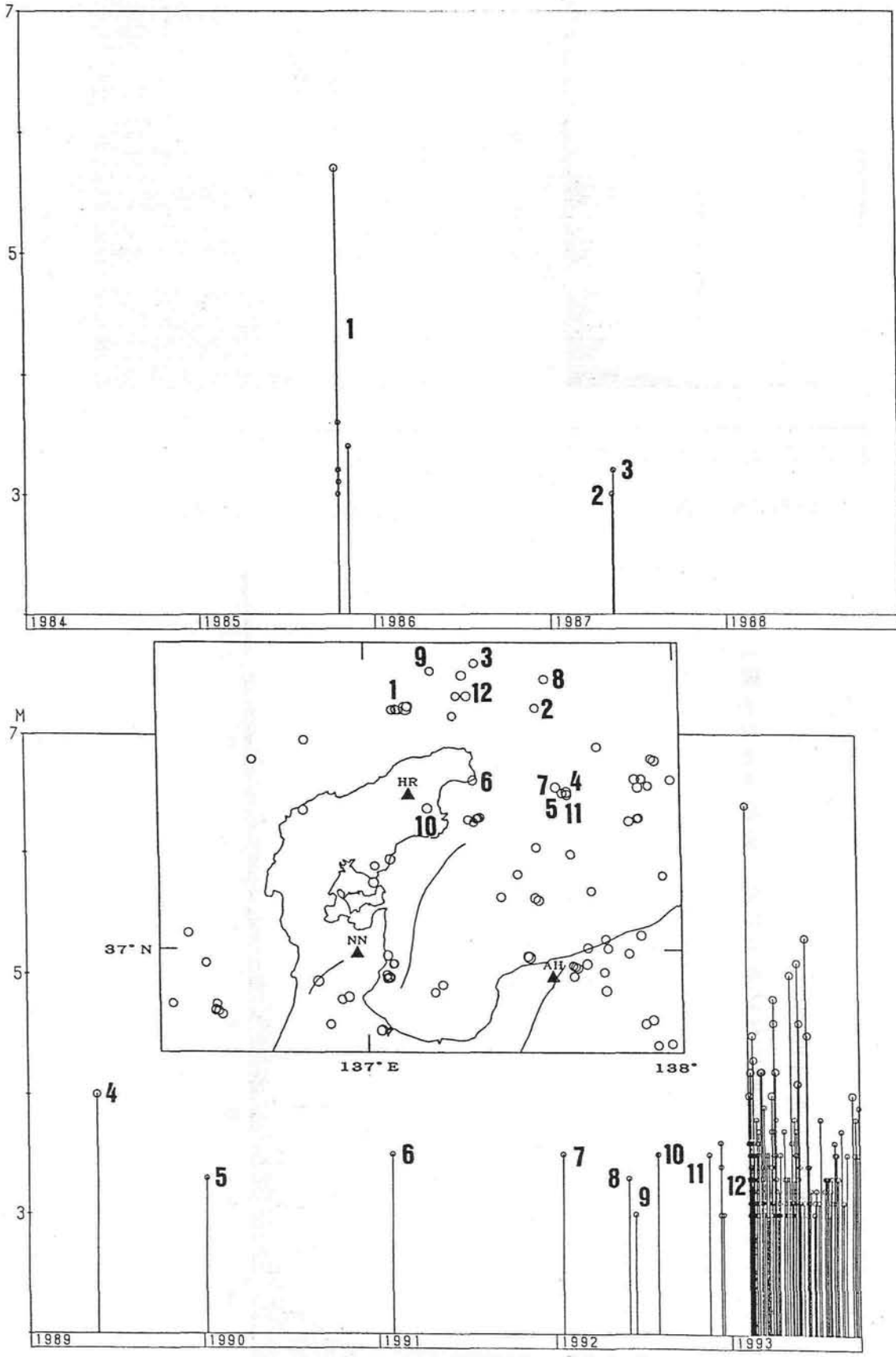


図 II - 5 - 8 前駆的活動 (京都大学防災研究所, 1993a)

輪島・柏崎・三国・小木各験潮場間の日平均潮位差

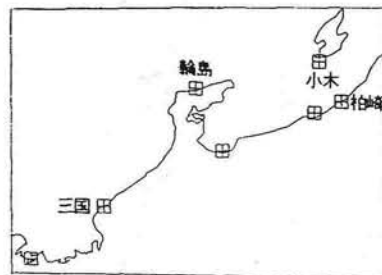
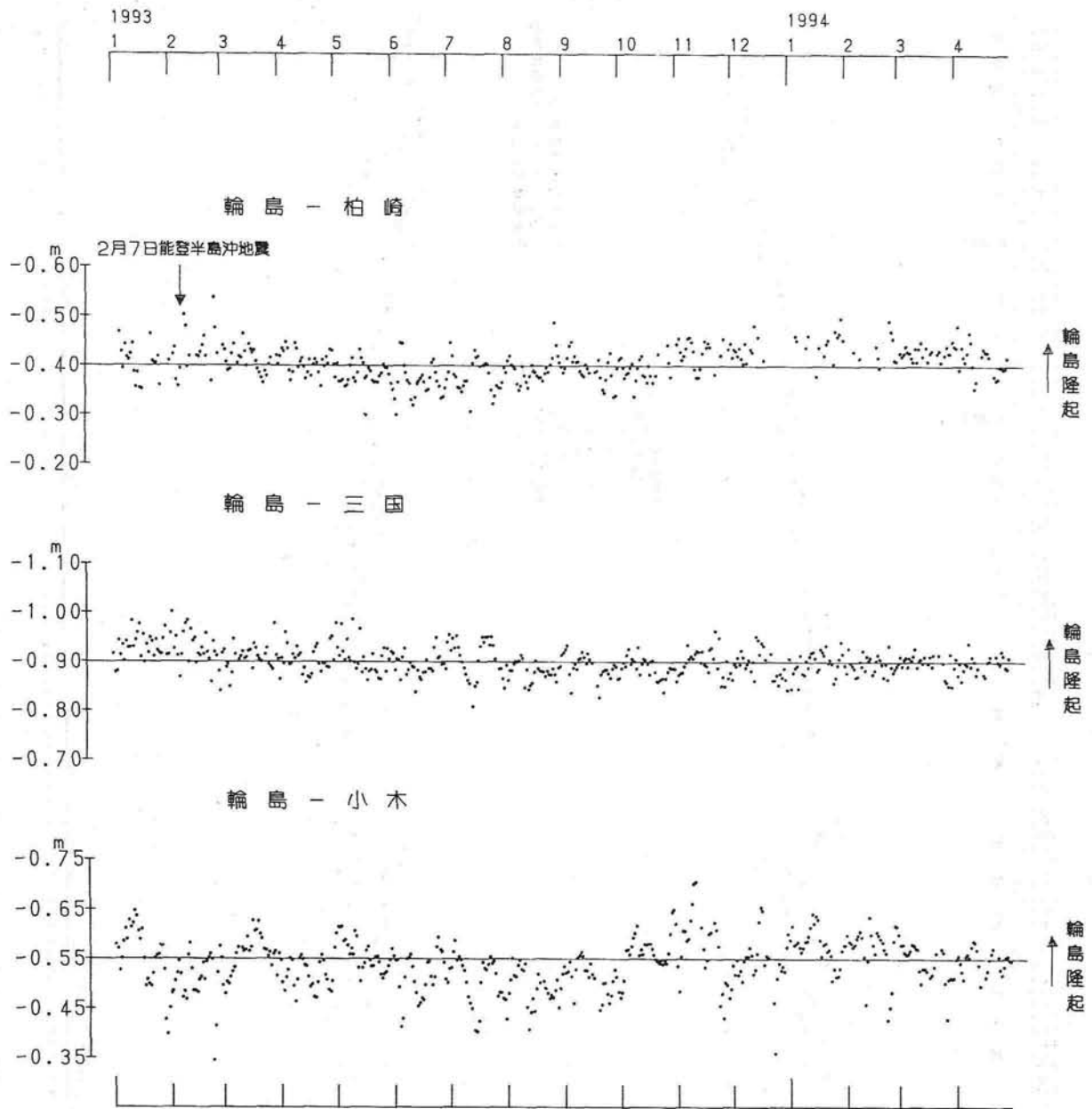
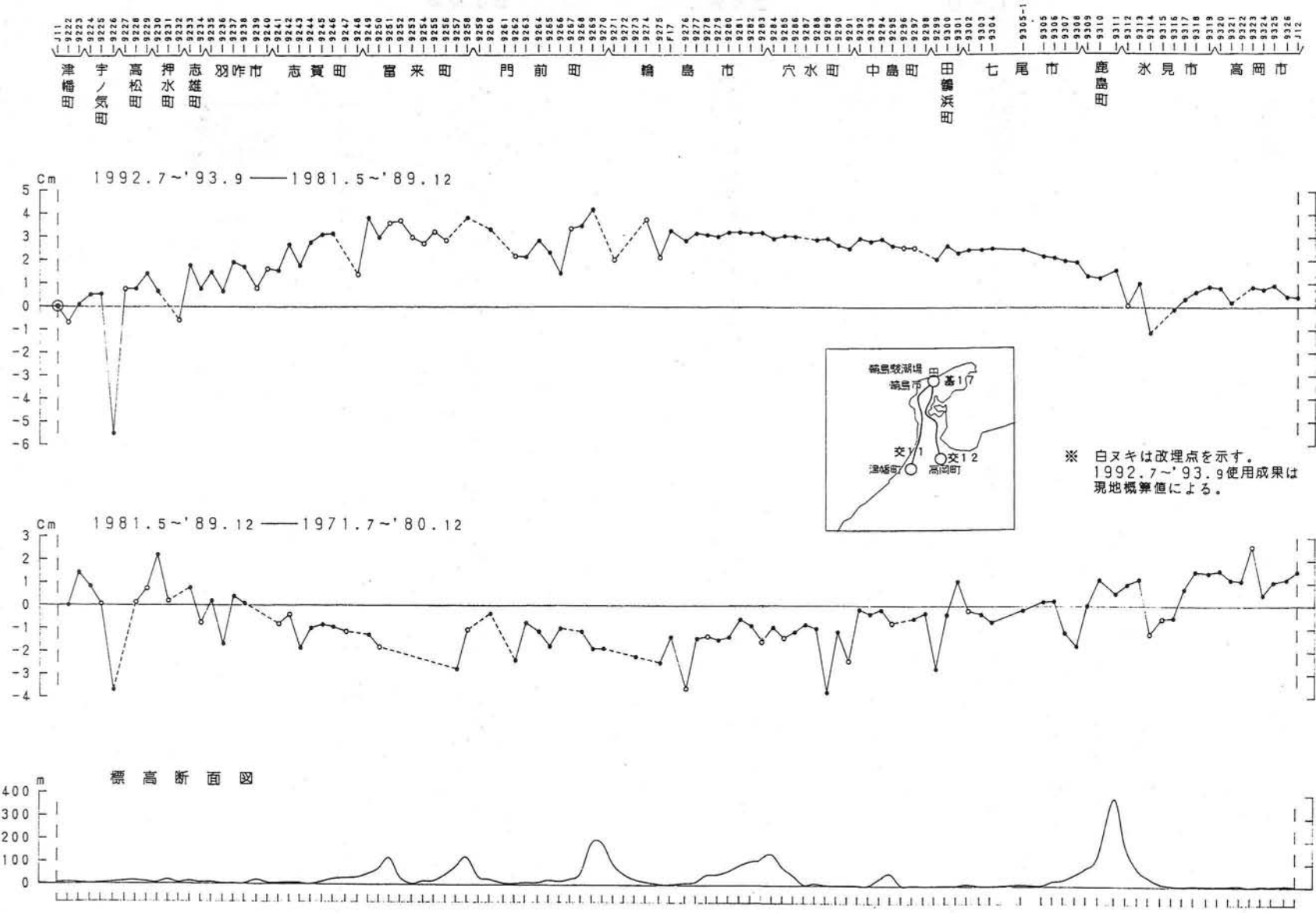


図 II - 5 - 9 輪島・柏崎・三国・小木間の日平均潮位差 (国土地理院による)

能登半島地方の上下変動



図II-5-10 能登半島の上下変動 (国土地理院, 1994)