

1986年8月24日長野県東部の地震調査報告*

気象庁地震観測所**

1. 緒言

1986年(昭和61年)8月24日11時35分頃長野県東部を震源とする中規模の地震が発生し、小県郡丸子町周辺で軽微な被害が生じた。震度分布を図1に示す。本震の震源は気象庁発表の他、地震観測所の群列地震観測網によっても求められており以下に示す。気象庁 発震時: 1986年8月24日11時34分58.9秒

震央: 北緯36度19.2分 東経138度19.6分
深さ: 4 km

マグニチュード: 4.9

群列地震観測システム

発震時: 1986年8月24日11時34分58.98秒

震央: 北緯36度19.8分 東経138度14.4分

深さ: 5.7 km

マグニチュード: 4.2

また気象官署で観測された有感地震とその震度を表1に示す。

表1. 有感地震と震度の表

8月24日 11時35分	M4.2	震度Ⅲ: 長野, 軽井沢
		震度Ⅱ: 松本, 松代, 前橋, 秩父
		震度Ⅰ: 河口湖
11時52分	M3.2	震度Ⅰ: 松本
9月 4日 1時 2分	M3.4	震度Ⅱ: 松本
9月 5日 2時29分	M3.8	震度Ⅱ: 軽井沢
		震度Ⅰ: 松本, 長野, 松代
9月 5日 4時22分	M3.1	震度Ⅰ: 松本
9月 7日 0時34分	M3.7	震度Ⅱ: 松本
		震度Ⅰ: 松代

なお丸子町消防署によれば9月7日0時34分, 9月7日22時22分, 9月9日14時30分, 9月12日0時21分の4回の地震を感じ, 8月23日21時57分の前震でも地震を感じた地域があったと報告されている。

松代の各種地震計による地震波形を付図に示す。

この地域における過去の地震としては1912年8月17日に上田市付近で発生したM5.7だけがあげられる。今回の地震はこの地震に比べ規模はかなり小さいが、本震及び最大余震に伴う2つの余震活動をともなった活動経過はよく似ている。本震の余震活動は順調に減衰したが、13日後には最大余震(M3.8)が起り本震よりはむしろ活発な余震活動をともなった。これら2つの活動について震源の深さ分布, 統計的性質, 発震機構等について比較調査をおこなった。また今回の地震発生にともない地震観測所の歪地震計では歪ステップが観測され同時に地震に先立つ変化がみられたので詳細な解析をおこなった。

2. 地震観測および解析

気象庁各官署他, 地震観測所の群列地震観測システムにより本震, 余震の観測が行われ, 多数の余震について震源やマグニチュードが求められた。さらに気象官署・大学・国立防災科学技術センター(以下防災センターとする)のデータを用いて, 本震等の震源の深さ, メカニズムについて調査した。

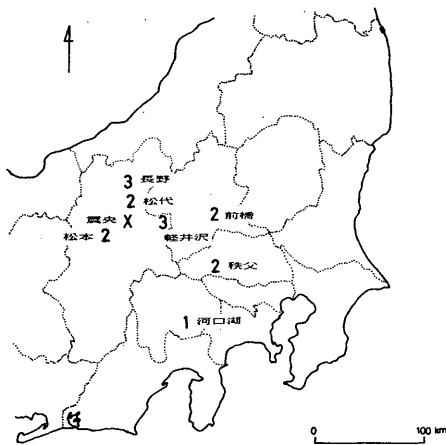


図1. 1986年8月24日長野県東部地震の震度分布(気象庁調査)
×印は震央を表す。

* Report on an Earthquake in the Eastern part of Nagano Prefecture, on August 24 1986. (Received Jan. 16, 1987)

** Seismological Observatory, Japan Meteorological Agency

関 彰・泉 末雄・牧 正・柏原静雄・涌井仙一郎・北村良江・長田芳一・三上直也・柿下 毅・永井 章・西脇 誠・流 精樹

2-1 地震活動

8月23日から10月31日までの期間、松代群列地震観測システムにより震源が決定された地震総数は453個である。その時間別回数を図2に示す。地震活動は本震(M=4.2)の余震活動(第1活動期)と9月4日以降の最大余震(M=3.8)の活動(第2活動期)とに分けられ、第2活動期の方が地震数では約2倍程度活発である。また両活動とも前震活動をともなっている。M≥1.1の地震420個の規模別累積度数分布を第1、第2活動期に分け図3に示す。Gutenberg-Richterの式 $\log N(M) = a - bM$ (N: 累積度数, M: 規模)のb値は各々1.03, 0.97となり両活動期のb値に大きな差は見られない。2つの活動期について経過時間と日別余震回数の関係を図4に示す。改良大森公式 $N(t) = K \cdot (t+c)^{-p}$ のp値は各々1.11, 1.18で群発地震でみられるような小さい値ではない。

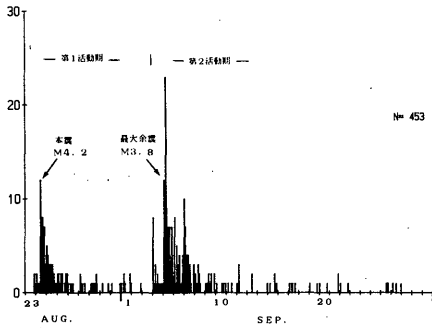


図2. 1986年8月24日長野県東部地震の時間別地震回数
第1・2活動期の余震は各々本震(M4.2), 最大余震(M3.8)に伴う。

全期間の震央分布(図5)において北東-南西に約4km・幅2kmのほぼ楕円の余震域がみられる。本震・最大余震の震源の深さを調べるため気象庁の他、大学・防災センターのデータを用いた。Mikumo (1966)のC4A3地殻構造モデルでのアレイ震源に対する走時残差と震央距離との関係を図6に示す。標準偏差は約1秒であるが、残差の距離変化が少ないことから、用いた地殻構造モデルは適切だと考えられる。震源の深さの最適値を求めるため震源の深さに対する残差の標準偏差の変化を調べ本震、最大余震について図7に示した。走時データの範囲を小さくすると震源が深くなる傾向がある。標準偏差の極小値を示す値から本震の深さは4.0km、最大余震の

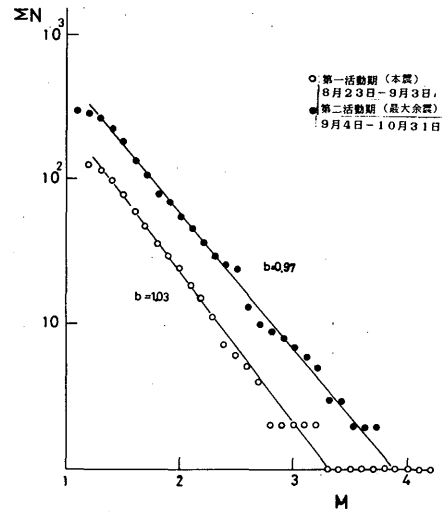


図3. 規模別累積度数分布
(a)第1活動期: 8月23日~9月4日, (b)第2活動期: 9月4日~10月31日. マグニチュードは松代の速度振幅による。

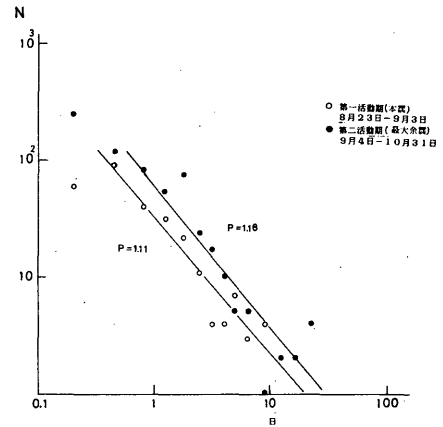


図4. 日別余震回数の減衰
(a)第1活動期: 8月23日~9月4日, (b)第2活動期: 9月4日~10月31日。

深さは2.5kmが最適と考えられる。

ルーチンの場合、験測者間でP波及びS波初動時刻を統一して験測することが難しく、余震の震源分布を詳しく比較するため、P波初動の明瞭な比較の大きな地震(M≥2.0)61個について統一した再験測を行い震源の再決定を行った。第1活動期の震央分布を図8aに、第2活動期の震央分布を図8bに示す。第1活動期の余震分布は北北東に配列し、第2活動期は本震震央付近に集中する傾向が強調され

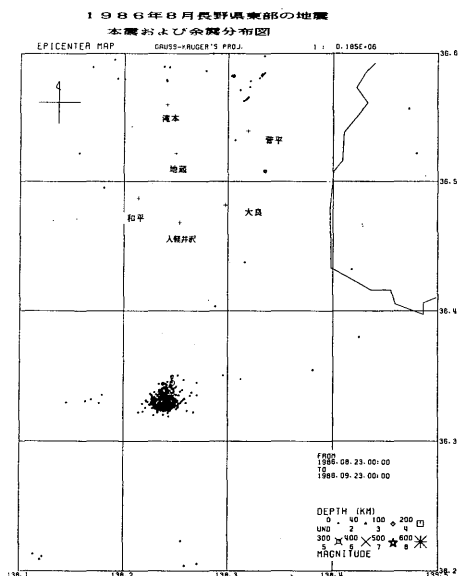


図5. 松代アレイによる1986年8月24日長野県東部の地震の余震分布
+印はアレイ観測点を表す。

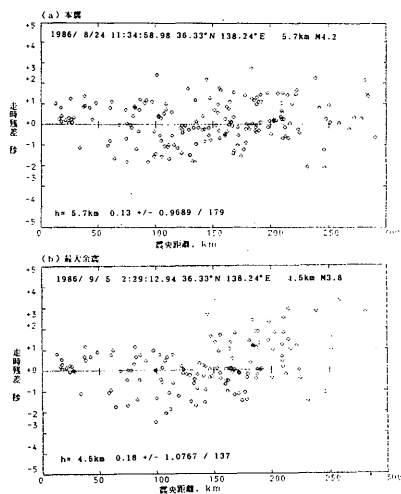


図6. 走時残差の距離変化
(a)本震(8月24日), (b)最大余震(9月5日).
震源はアレイ観測により, 地殻構造はMI KUMO' C4D(1966)による。

ている。

2-2 発震機構とモーメントの推定

気象庁・大学及び防災センターの観測点におけるP波初動のデータから本震と最大余震のメカニズムを求めた。図9に初動分布, 表2にメカニズム解を

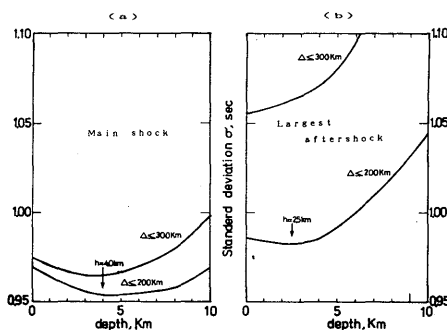


図7. 走時残差の標準偏差の深さ変化
(a)本震(8月24日), (b)最大余震(9月5日).

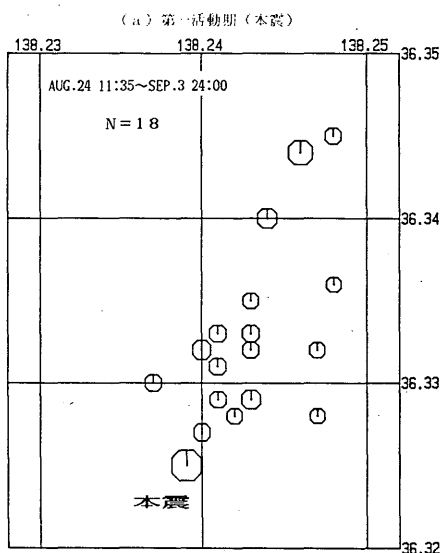
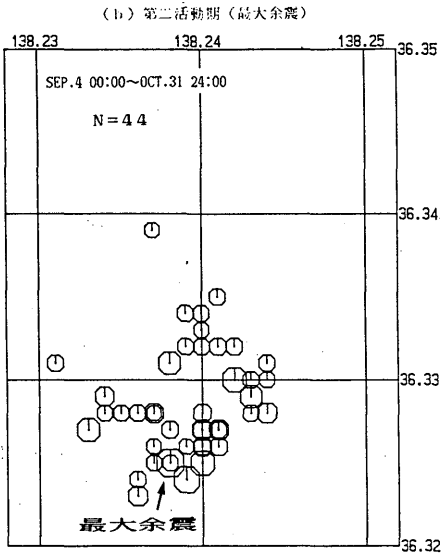


図8. 再観測による主な余震の震央分布図の比較 (M ≥ 2.0, n = 61)
(a)第1活動期(8月23日~9月4日)

示す。本震は西北西-東南東方向に主圧力軸をもつ逆断層型の地震で2つの節面の走行はともに北北東で第1活動期の余震分布(図8a参照)の走行と調和している。最大余震は本震とほぼ同じメカニズムで起こっている。他に前震と余震についてもメカニズムを調べたが8月23日21時04分, 21時57分の地震では主圧力軸が北北西-南南東のメカニズム解が得られた。

松代群列地震観測システムの長周期地震計によって観測された本震の波形と理論地震記象の比較によって本震の地震モーメントの推定を行った。理論記象は表3のような水平成層構造を仮定し, 前述のメ



(b)第2活動期(9月4日~10月31日).

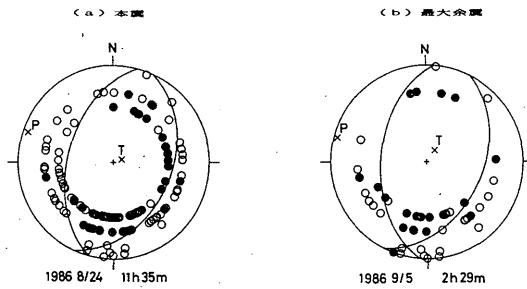


図9. 初動分布と発震機構(下半球投影)
(a)本震(8月24日11時35分, M 4.2), (b)最大余震(9月5日02時29分, M 3.8). 黒丸は押し, 白丸は引き, P; T軸は主圧力軸, 主張力軸を表す.

表2. メカニズム解

	節面1		節面2		P軸		T軸	
	傾斜方向	傾斜角	傾斜方向	傾斜角	傾斜方向	傾斜角	傾斜方向	傾斜角
本震	115°	39°	285°	51°	290°	6°	71°	82°
最大余震	116°	43°	275°	49°	285°	3°	31°	79°

傾斜方向は北から時計回りに, 傾斜角は水平から下方まで計った値である.

カニズム解についてDWFE法(Olson et al., 1984)で計算した. 図10に観測波形と震源の深さ6.2kmの場合の理論波形の比較を示す. 主としてS波部分で振幅を合わせると, 本震のモーメントは0.7~1.0×

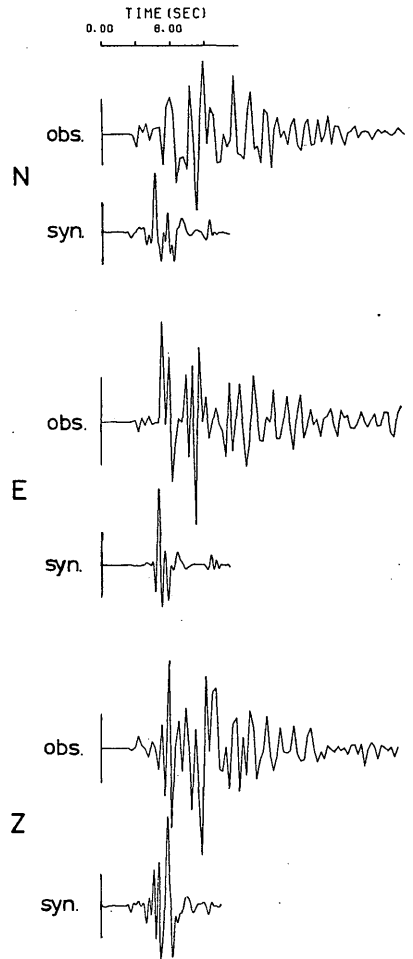


図10. 松代局長周期地震計の観測波形と合成波形(3成分)
合成波形は表2の地殻構造モデルとモーメント 0.8×10^{23} dyne · cmによる.

表3. 松代の理論記象の計算のため仮定した地殻構造

層の厚さ(km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	密度(g/cm)
1.4	4.4	2.5	2.5
20.2	6.0	3.4	2.7
15.0	6.8	3.9	3.0
	7.8	4.4	3.2

10^{23} dyne · cmと推定され, 他の観測点での59型地震計の波形の計算やストレイステップの量ともほぼ調和している. この地震モーメントの値からモーメ

ントマグニチュード M_w (Kanamori, 1977) を求めると $M_w = 4.5 \sim 4.6$ になる。また表面波マグニチュード (Dziewonski and woodhouse, 1983) を推定すると $4.4 \sim 4.5$ となり、気象庁の M 値はこれらに比べやや大きい。

2-3 波形を用いた解析

最大振幅を記録した位相について 各地の気象台、測候所の地震記象に、表面波と思われる波が観測さ

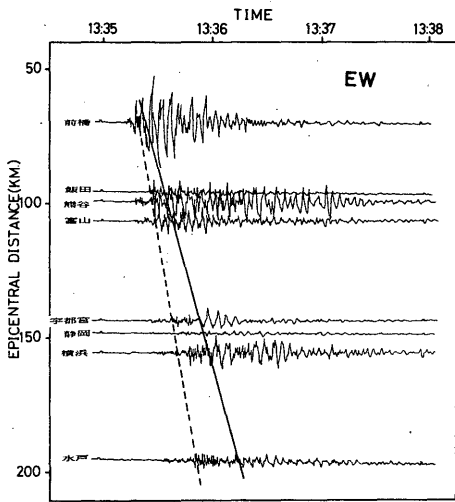


図11. 1986年8月24日長野県東部の地震の59型地震計東西成分の地震記象
実線は表面波、破線はS波の到着時を表す。

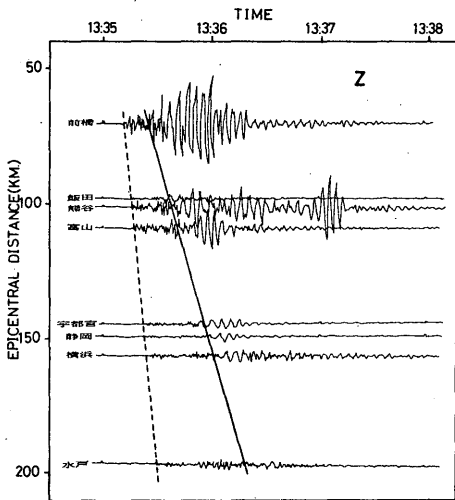


図12. 1986年8月24日長野県東部の地震の59型地震計上下動成分の地震記象
実線は表面波、破線はS波の到着時を表す。

れているものがいくつかあった。それらは主に関東地方のものであり、松代地震の際に東京など関東地方で近地表面波が観測されている (気象庁, 1968)。図11、図12にそれぞれ59型地震計東西、上下動成分の記象を震央距離順に示す。破線は図11ではS波、図12ではP波の発現時刻を結んだものである。これからP波の速度は約 7.1 km/sec 、S波の速度は約 3.7 km/sec となる。実線は表面波らしき波の到着時刻を結んだものである。これから東西動成分では約 2.5 km/sec 、上下動成分では約 2.3 km/sec の速度が得られる。図13に東京 (●)、宇都宮 (○)、熊谷 (☆) の上下動成分の記象から読み取った周期と群速度の関係を示す。群速度の値が吉井 (1967) の結果と対応することや分散性が認められることからこれらの波は表面波であると考えられる。

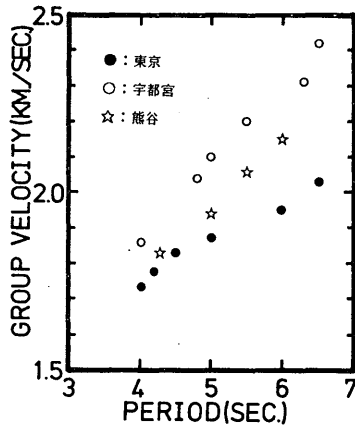


図13. 表面波の山谷の到着時刻から読み取った群速度と周期の関係
(●: 東京, ○: 宇都宮, ☆: 熊谷)

表層の構造に対する理論波形を計算し表面波の部分を観測波形と比べた。計算には、DWFE法 (Olson et al., 1984) を使った。図14の a は前橋 (震央距離 70 km)、b は宇都宮 (同 144 km) の東西動成分の計算波形と観測波形を、また、c に計算に使った地殻構造のモデル (Imagawa et al., 1984) を示す。震源の深さは、松代アレイでは 5.7 km 、気象庁では 4 km 、他機関のデータも加えた再計算では 4 km であるが、ここでは表層の最深部あたりということで 3.74 km とした。宇都宮、前橋ともに観測波形と似た表面波が得られた。また、今回のように表面波のあらわれた近地地震のマグニチュードを決定する際、最大振幅を表面波でとらえがちとなり、そのためやや大きめに

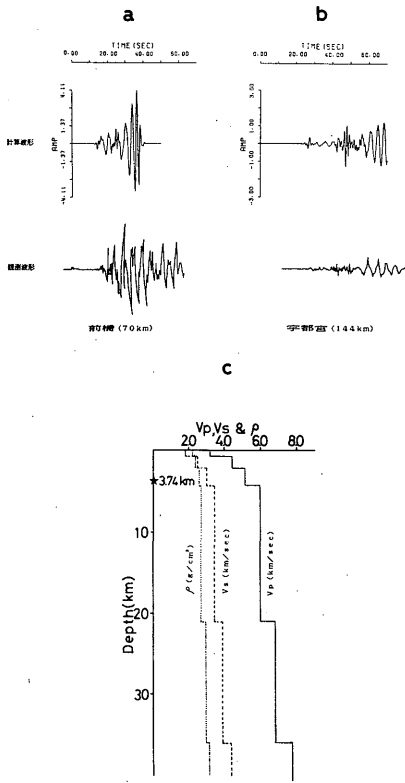


図14. 計算波形と観測波形の比較
(a)前橋の東西動成分 (b)宇都宮の東西動成分 (c)地殻構造モデル

見積る傾向がある。表面波の観測されている記象で、表面波の出現前の最大振幅からマグニチュードを決定し直すと、全体の記象での最大振幅による値と比べ、0.1~0.5程小さく見積られた。松代アレイによるマグニチュードの決定は、最大振幅がS波部分で求められており、表面波部分で最大振幅を求めた観測点を含む気象庁の値より小さくなっている。

パルス幅の計測 小地震の断層パラメータをP波パルス幅から求める方法が検討されてきた(O'Neill, 1984; 牧, 1985)。小地震の震源を円形断層面のすべりと考える場合(Sato and Hirasawa, 1973)、一定の速度で半径rまですべりが拡大する過程と、その後の停止過程に分けることができる。また、これら二つの過程の間に破壊の成長過程を入れる考えもある(Boatwright, 1980)。震源において拡大と停止からなる変位は、その速度記録からみれば2つの半サイクルをなす。図15のaに震源での三角形変位(0.10, 0.0, 0.10 sec), bには距離25km, 速度6.4

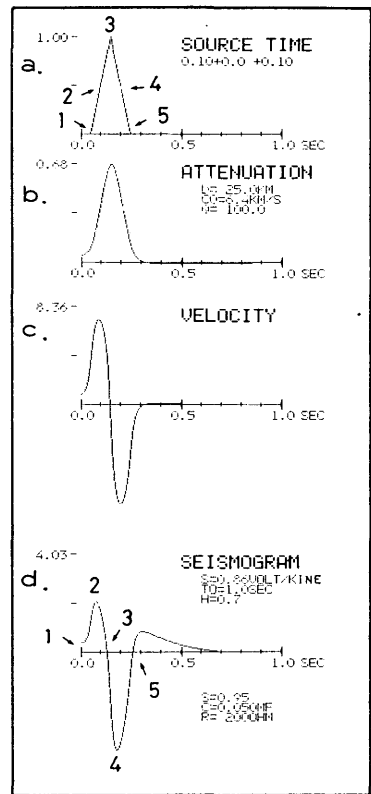


図15. 速度波形の合成
(a)震源変位の時間関数 (b)伝播経路による減衰波形 (c)速度波形 (d)速度型地震計記録

km/sec, 減衰係数 $Q = 100$ の場合の変位波形を, cにはその速度波形を, dには速度型地震計記録波形を示す。d上の点1~5の計測により速度波形の特徴を表すことができる。波形の立ち上がり1からゼロクロス3までの時間をすべりの拡大に要する時間, 次のゼロクロス5までの時間を停止時間と考えることができる。

松代アレイ7観測点での観測速度波形(1986年8月25日10時02分, $M = 2.7$)を距離順に図16aに示すが、半サイクル後の波形の違いが各観測点間にみられる。また、アレイの西側(WDR, MAT, TKM局)ではP波到着の遅れがうかがえる。ここでは、滝本局の波形についてのみパルス幅の計測を行った。実際の計測はグラフィック・ディスプレイに波形を表示してカーソルで1~5の点の読み取りを行った。図17にはパルス幅とマグニチュード(松代)の関係を示す。ここに示したパルス幅は図16bの1~3の時間差を

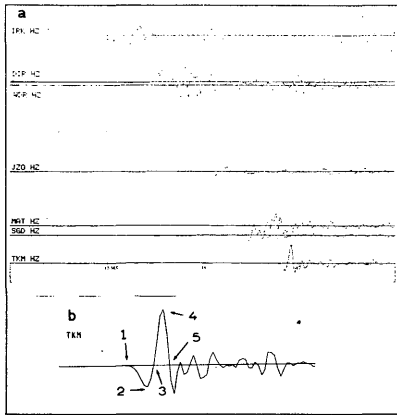


図16. 余震のアレイ観測記録とパルス幅の計測 (1986年8月25日10時02分, M 2.7)
(a)地震記録 (b)滝本局のパルス幅計測

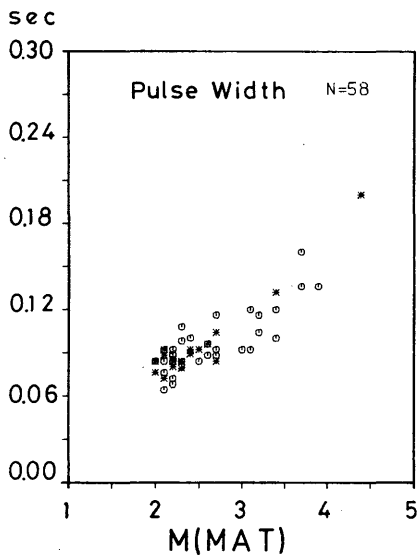


図17. 速度パルス幅のマグニチュード依存, マグニチュード(M)は松代局の速度振幅による。
*印は第1活動期, □印は第2活動期の余震を表す。

表す。速度記録の第1パルス幅で表されるすべりの拡大時間即ちすべりの拡がり, 地震規模と直線関係をもっていることが示されている。また, この関係において8月24日からの第1活動期(*印)と9月4日からの第2活動期(□印)の間には顕著な違いは認められない。

3. 地殻変動観測

石英管伸縮計および水管傾斜計による地震の前駆的变化及び地震時のステップ変化について述べる。石英伸縮計は, NS, EWの2成分からなり, いずれも最大スパン 100 mで, 図18に示す様に基線の間中に, NSでは2ヶ所, EWでは3ヶ所センサーが設けられている。今回の調査では各センサーによる観測結果(NS₃₀, NS₁₀₀等)の他に, 各センサー間の伸縮量を算出(NS₃₀₋₇₀, NS₇₀₋₁₀₀等)し, 抗内の伸縮分布についても述べる。図18中, 例えばNS₃₀とあるのは, 基点から30mの伸縮量を, NS₃₀₋₇₀はNS₃₀とNS₇₀間の伸縮量を意味する。水管傾斜計はNS, W成分共スパン約100mである。

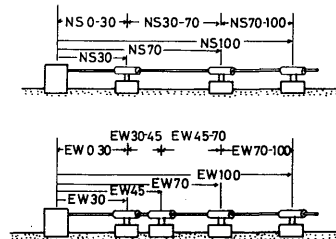


図18. 石英管伸縮計の概念図

3-1 地震の前駆的な変化

図19は1985年1月1日から1986年9月27日の期間における伸縮, 傾斜の変化を示し, 点線は地震の発生時を示す。伸縮計, 傾斜計とも記録の変化の大きい箇所は降雨時に対応している。図23は地震を含む8月24日00時から8月26日00時にかけての記録で, 約12時間周期の変化は地球潮汐である。伸縮計 NS成分において8月24日09時ごろの縮みが伸びに変わ

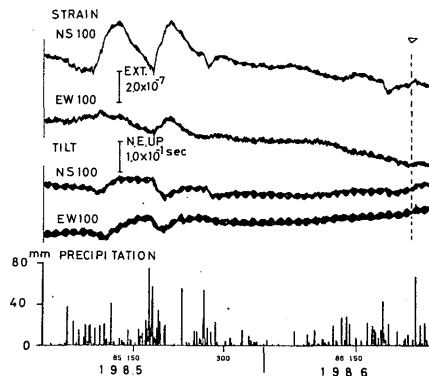


図19. 地震前の伸縮・傾斜変化。

る時点(谷)からステップ変化まではやや急な伸びになっており、地震発生2～3時間前からの変化がみられる。この傾向はEW成分にも認められる。図20のbはこの地震直前の変化をより詳しく見るために地球潮汐成分を除去したものである。地球潮汐の除去はペルチェフ・フィルターで地球潮汐成分以外を除いた後、K2, S2, M2, N2, K1, P1, O1, Q1の主要8分潮を仮定し最小2乗法により、振幅、位相を決定した後、潮汐成分を再合成(図中A)し観測データ(図中B)から差し引くことで行った。図から地震の約3時間前から急激な変化のあることがわかる。しかし図中の19日～21日にも似た様な変化が認められる。この様な変化の原因としては真の地殻変動の外に観測坑内の気圧及び温度変化の影響が

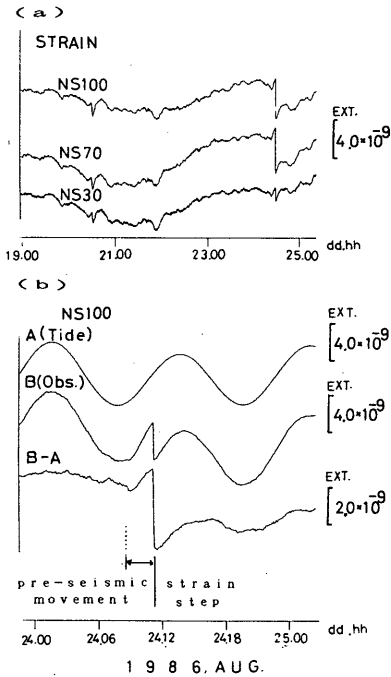


図20. 伸縮変化から潮汐成分を除去した記録。(a)伸縮計NS成分の潮汐成分除去(8月19日～25日)(b)地震前後のデータの潮汐成分除去 A; 潮汐成分, B; 観測値, B-A; 潮汐成分を除去した記録。

考えられる。図21は伸縮変化と坑内の気圧・温度変化の関係を、1時間から6時間の周期についてフィルター処理をほどこして対比したものであり、いずれの帯域でも伸縮変化は気圧又は温度の影響を受けている。坑内の温度変化は気圧の断熱的変化による

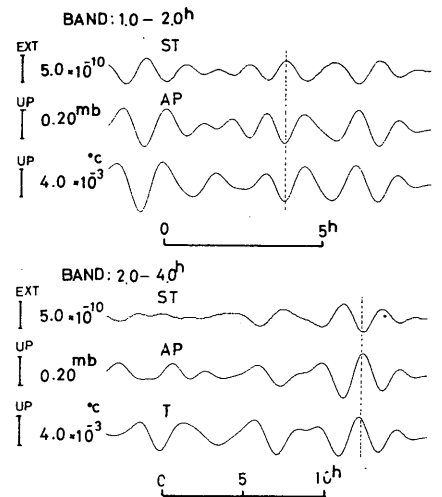


図21. 伸縮変化(NS 100)と気圧, 温度変化の関係。

ことが知られている(永井他, 1985)ので今回の伸縮変化は気圧の直接的な影響よりも温度の影響によるものと考えられる。図22は伸縮変化が温度のみに依存するとして温度係数を求め温度補正を施した後地球潮汐成分を除去したものである。図20に見られた地震前2～3時間の変化は認められなくなる。

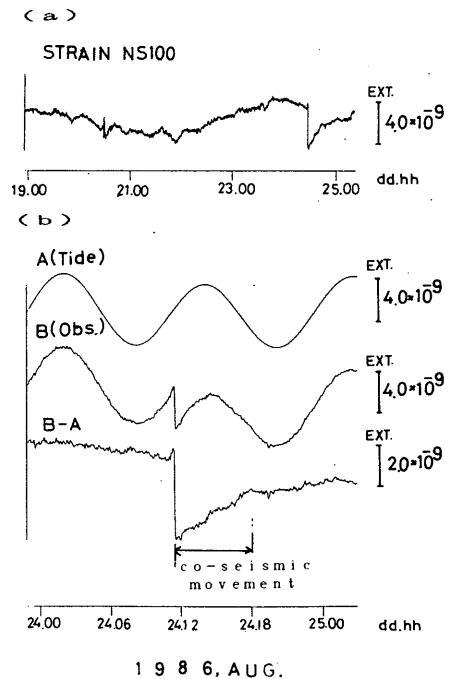


図22. 伸縮変化に温度を補正した後に潮汐成分を除去した記録。

長野県東部の地震は地殻変動測器の更新(1980年)以後観測所近傍で発生した最大の地震であったが、図19及び図22に示したように地震発生の前兆は認められなかったこととなる。

3-2 地震時のステップ変化と余効変動

本震に伴う地震時のステップ変化を図23及び図24に示す。図中の太い実線は本震の発震機構において地震モーメントを 4×10^{23} dyne・cmとした時に観測所で期待されるステップ量をSato and Matsu'ura (1974)の方法で計算したものである。図25の伸縮計によるステップ量はNS₃₀を除き計算されたステップ量よりかなり大きく、仮に岩盤の一部分に構造的に弱い部分や岩質の異なる境界などがあるとその部

分特性を反映して図示したような大きなステップとなる可能性がある。各センサー間の伸縮量(図24)のうち、NS₃₀₋₇₀やEW₃₀₋₄₅のように大きな値をもたらす箇所には岩盤の特異性があると考え、計算したステップ量と観測したステップ量の比較には、最も小さいステップ量が観測された成分を用いた。ステップ変化としてNS₀₀₋₃₀の 2.1×10^{-9} 、及びEW₇₀₋₁₀₀の 5.6×10^{-10} をとりあげると計算値はNS成分が 5.09×10^{-9} 及びEW成分が 1.35×10^{-9} と得られているので観測値に比べ両成分とも約2.4倍大きい。この相違は地震のモーメントを約 1.5×10^{23} dyne・cmとすると解消される。傾斜計によるステップは図25に示す様に計算値に較べかなり大きく、またBU(泡式-埋設型)-NSに見るようにセンスが反転している成分もあり地震の震源過程を直接反映しているとは考えにくい。図24でステップ後の変化を見ると約6時間(24日17時頃まで)の変化は前後に較べやや特異で、ステップによる変動を補う動きをしている事がわかる。これは余効変動のセンスがステップのセンスと逆になること(大塚, 1986)やマグニチュードと時定数の関係(山内, 1975)から一種の地震の余効変動と考えられる。しかし図24に見る変動量はステップ量とほぼ同量で、余効変動の大きさは大塚の結果と一致しない。温度補正はなされているが、変動量が約 3×10^{-9} とかなり小さいために気圧の影響も考慮する必要がある。

4. 現地調査

8月24日11時35分の地震で震央に近い小県郡丸子町では軽微な被害が発生した。8月25日には地震観測所、長野地方気象台が共同で、翌26日は地震観測所で丸子町周辺の被害と震度の現地調査を行った。被害の地点(図25)は小県郡丸子町消防署の報告にもとづくもので、現地調査でも確認されている。被害状況(表4)はブロック塀の崩壊、屋根瓦のずれ、ガラス(ショーウィンドウ)の破損、庭及び路肩に亀裂の発生(写真1~3)などいずれも軽微なものであった。また被害地点が丸子町の中丸子及び八日町に集中し南北に配列しているのは依田川に沿う河岸段丘の段差近くの地形の影響によると思われる。中丸子保育所の庭には地割れが現われた。全体の模式図を図26に示す。走向N80°Wに沿って長さ約17mにわたって地割れが現れ、それぞれの地割れの長さは数10cmから2mで雁行状の配列をしている。また、震度調査は地震観測所作成の震度調査票に基づ

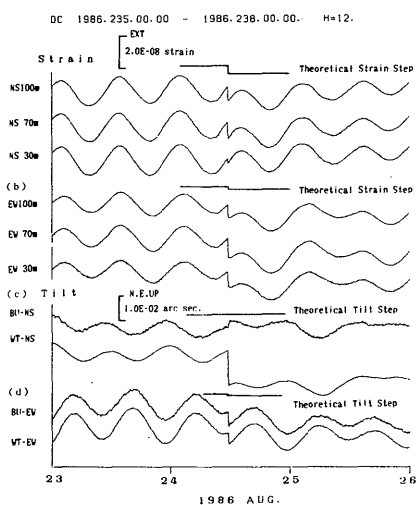


図23. 地震に伴う歪及び傾斜のステップ

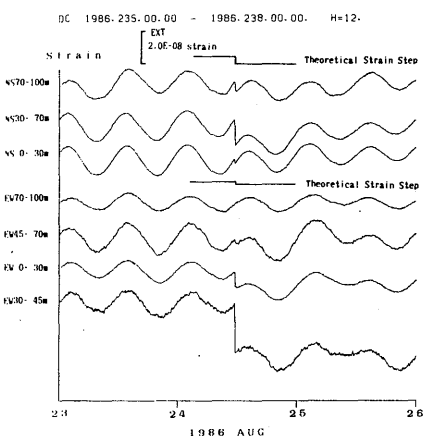


図24. 地震に伴う歪のステップ(各センサー間の値)



図25. 小県郡丸子町における被害地点、番号は表4参照

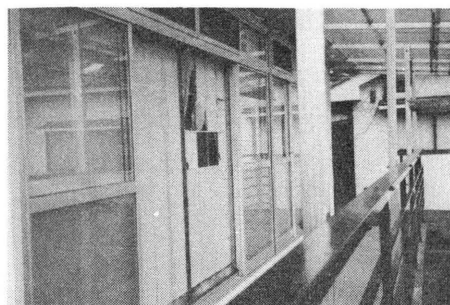


写真2 破れた障子戸（上丸子）



写真3 サッシ窓のわれ

中丸子保育所の庭に現れた地割れ
1986. 8. 26 測定

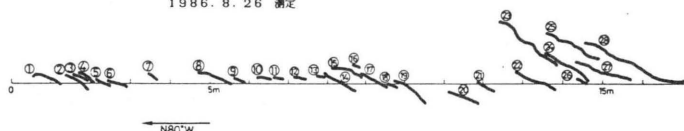


図26. 中丸子保育所の庭に現れた地割れ(1986年8月26日測量)

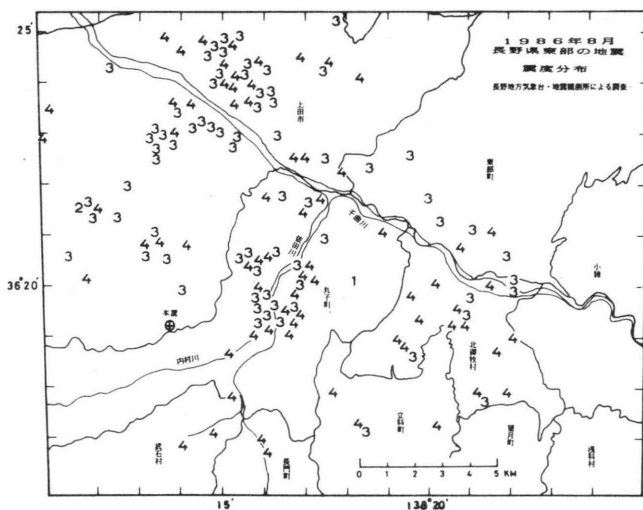


図27. 地震観測所及び長野地方気象台調査による震度分布

表4. 1986年8月24日長野県東部の地震による小県郡丸子町の被害地点

①中丸子1279-1	依田 忠夫宅: 大谷石積塙の崩壊
②中丸子1287	中山 和夫宅: 屋根瓦の落下, 庭に亀裂
③中丸子1290	中村 房一宅: 屋根瓦のずれ
④中丸子1178	中丸子保育所: 庭に亀裂, 窓ガラスが割れる
⑤中丸子1173	土肥 好人宅: 石垣の崩壊
⑥中丸子1023-1	横川 逸夫宅: 道路脇に亀裂, 窓ガラスが割れる
⑦上丸子162	吾妻 利雄宅: 石垣の崩壊
⑧上丸子172	竹花 洋一宅: 築土塙(コンクリートブロック積み)の 傘瓦のずれ及び落下, 門柱と塙との間の亀裂
⑨上丸子174	岩崎 高子宅: 大谷石積塙の亀裂
⑩上丸子175-11	木島 悟 宅: ブロック塙の亀裂及び崩壊
⑪上丸子438-6	栗木 増夫宅: 屋根瓦のずれ
⑫上丸子441-6	小山 勝利宅: ブロック塙の崩壊
⑬上丸子447-1	坂田 昭二宅: 煉瓦のずれ及び落下, 石垣のずれ,
⑭上丸子447	同上所有 : 水田陥没(段差のあった水田の埋目)
⑮上丸子447	: 墓地の墓石のずれ

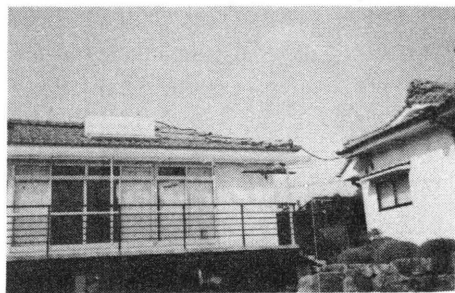


写真1 屋根瓦のずれ落ち(上丸子)

き上田市役所, 丸子町役場, 同消防署, 北御牧村役場及び近傍町村職員 189 名の協力を得て行った。震度分布を図27に示す。最大震度として丸子町を中心に震度4が報告され, 震度3, 4が混在しているのは地盤の影響によるものと思われる。

5. 結論と議論

1986年8月24日の長野県東部の地震について, 気象官署・松代群列地震観測網・大学・防災センター各観測網による観測データ, また長野地方気象台・地震観測所による震度被害調査により以下のことがわかった。

- (1) 本震は上田市・小県郡丸子町境界付近の極浅発地震(深さ約4km)であり, 地震規模として気象庁M4.9, 松代4.2であった。余震域の広がり, 松代長周期地震計記録の解析から地震モーメントは 10^{23} dyne・cmと求められた。地震メカニズムは西北西-東南東主圧力の逆断層である。本震に伴う余震活動は約10日間続いた。
- (2) 本震の発生にともない小県郡丸子町上丸子・八日町地区においてはほぼ南北に並んで瓦崩落・ガラス破損・石積塙の崩壊などの被害が生じ, 中丸子

保育所の庭ではN80°Wの方向に約17mにわたって雁行状の地割れが現れた。長野地方気象台・地震観測所の震度調査において, 丸子町隣接の上田市, 東部町, 北御牧村, 立科町, 長門町, 武石村では最大震度4が観測された。

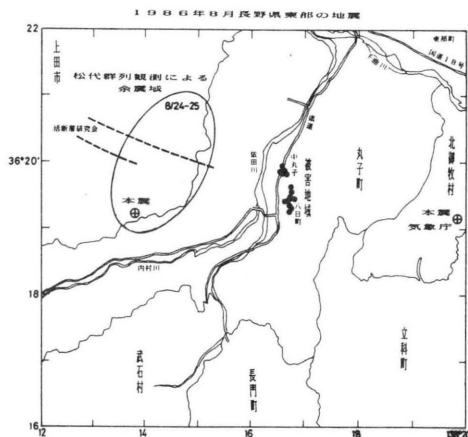


図28. 本震震央, 余震域, 被害地点及び活断層の比較

- (3) 最大余震は本震後13日にM3.8(松代)の規模で起こり余震活動をともない, 本震と比べ震源の深さと余震分布の形状が異なると考えられる。本震・最大余震には各々前震活動がともなった。
- (4) 地震観測所の歪地震計では本震にともない 10^{-9} のストレイン・ステップが観測された。
- (5) 今回の地震の震源域は周辺に比較して低活動域にあたり, 1912年(大正元年)の上田の地震とは異なる。図28には本震位置, 余震域, 被害地点及び活断層のリニアメントの位置を示す。震源域はこの活構造との関連が強いと思われる。

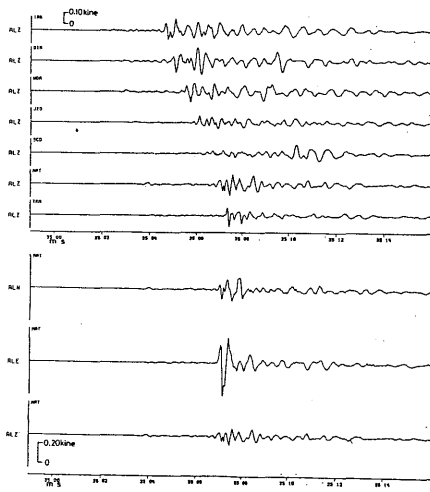
謝辞 震度・現地調査にあたりお世話頂いた上田市, 小県郡丸子町, 北佐久郡北御牧村役場関係者に御礼申し上げます。とくに丸子町消防署の皆様には被害調査の資料を使用させて頂きました。観測データの照会にこころよく応じて頂いた東京大学地震研究所地震予知観測室・信越地震観測所, 京都大学防災研究所付属鳥取微小地震観測所・北陸微小地震観測所・上宝地殻変動観測所, 名古屋大学地震予知観測地域センター, 国立防災科学技術センターの各機関の関係者に感謝申し上げます。また長野地方気象台を始め各官署・測候所には地震記象・資料の提供を頂

きました。東京大学地震研究所松田時彦教授には中丸子保育所の地割れについての有意義な助言を頂き感謝致します。

参考文献

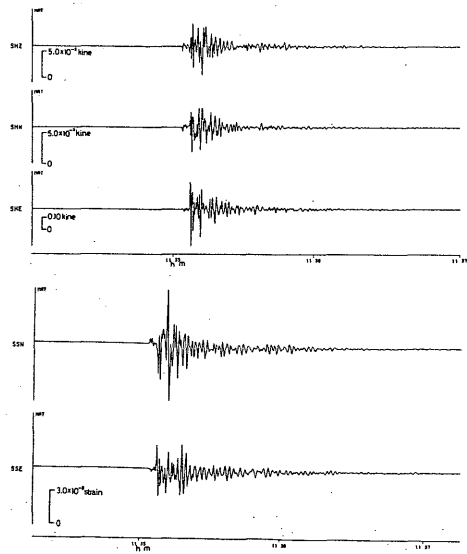
- Boatwright, J. (1980) : A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 70, 1-27.
- Dziewonski, A. M. and J. H. Woodhouse (1983) : An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *Journ. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- Imagawa, K., N. Mikami and T. Mikumo (1984) : Analytical and semiempirical synthesis of nearfield seismic waveforms for investigating the rupture mechanism of major earthquakes, *Journ. Phys. Earth*, 32, 317-388.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, *Journ. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- 活断層研究会 (1981) : 日本の活断層一分布図と資料, 東京大学出版会
- 気象庁 (1968) : 松代群発地震調査報告, 気象庁技術報告第62号
- 牧 正・高橋正義 (1985) : 小地震の震源パルス幅の観測と解析, 昭和60年地震学会秋期大会講演
- Mikumo, T. (1966) : A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data, *Bull. Earthq. Res. inst.*, 44, 965-1007.
- 永井章, 柏原静雄, 上地清市, 山岸要吉 (1984) : 松代における地殻変動の連続観測(Ⅲ), 気象庁地震観測所技術報告, 5, 32-41.
- Olson, A. H., J. A. Orcutt and G. A. Frazier (1984) : The discrete wavenumber/finite element method for synthetic seismograms, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 421-460.
- O'Neill, M. E. (1984) : Source dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 74, 27-20.
- 大塚成昭, 大村誠, 藤森邦夫, 田中豊 (1986) : 六甲断層地域で観測された1984年山崎地震による特異な地殻変動, 地震2, 第29巻, 3, 403-417.
- Sato, T. and T. Hirasawa (1973) : Body wave spectra from propagating shear cracks, *Journ. Phys. Earth*, 21, 415-431.
- Sato, R. and M. Matsu'ura (1974) : Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium, *Journ. Phys. Earth*, 22, 213-221.
- 山内常生 (1975) : 地震に伴う弾性余効について, 測地学会誌, 第21巻, 2, 75-80.
- 吉井敏尅 (1967) やや長周期地震計で記録された短周期ラブ波, 北大地球物理研究報告, 17, 1-6.

a 各観測点のアレイ短周期地震計上下動記録 ($T_0=1.0$ 秒, $h=0.70$)



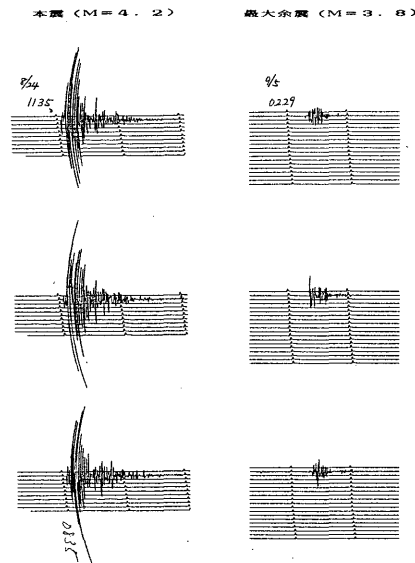
b 松代局のアレイ短周期地震計記録 ($T_0=1.0$ 秒, $h=0.70$)

c 松代局の長周期地震計記録 ($T_0=30$ 秒, $h=1.0$, 速度記録)



d 歪地震計記録 (スパン 100m, 測定帯域 1-1000秒)

付図 松代における1986年8月24日長野県東部の地震の記象
 (a)アレイ観測点における短周期上下動地震記録(低感度)
 (b)松代局における3成分短周期地震記録(低感度)
 (c)松代局における長周期地震計記録(速度型)
 (d)歪地震計記録



(e)本震及び最大余震の地震記象の比較
 (長周期地震計・速度記録)