

35. Zwei merkwürdige Wellengruppen bei einigen Erdbeben in Kwantô und die dritte Mitteilung über den vorlaufenden Teil der Erdbebenbewegungen.

von Takeo MATUZAWA und Takaharu FUKUTOMI.

(Vorgelegt am 17. Mai, 1932.—Eingegangen am 20. Juni, 1932.)

1. Zwei merkwürdige Wellengruppen beim Idu Bebenschwarm in 1930.

Bei fast allen in Tôkyô beobachteten Beben vom Idu Bebenschwarm, über den schon eine Menge Berichte¹⁾ erschienen ist, hatten sich zwei verhältnismäßig langperiodische Wellengruppen gezeigt; z. B. Pl. LIX Fig. 2a. Im vorliegenden ist das Beginn der ersten Gruppe mit U_1 und das der zweiten mit U_2 bezeichnet.

Erstens muß es festgestellt werden, ob diese Bewegungen sich fortpflanzen oder stationär sind. Dazu kann man ohne weiteres Laufzeitverhältnisse benutzen. Die Verteilung der hier benutzten Stationen und die hier behandelten Bebenherde sind in Fig. 1 gezeigt.

1) Ausser von R. TAKAHASHI zitierten Arbeiten (*Bull. Earthq. Res. Inst.*, 10 (1932) 143) noch;

Berichte über Nord-Idu Beben, *Kensindihô* (Berichte über Erdbeben), 5 (1931).

K. TANAHASHI, *Kaiyô-Kisyôdai-Ihō*, 39 (1931), 1-34.

A. IMAMURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9 (1931), 36-43; *Jap. Journ. Astr. Geophys.*, 8 (1930-31), 51-65.

K. SAGISAKA, *Geophysical Magazine*, 4 (1931), 147-155.

H. HONDA, *Geophys. Mag.*, 4 (1931), 185-213; 5 (1932), 69-88.

S. FUJIWHARA u. T. TAKAYAMA, *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, 29 (1931), 131-137.

T. TERADA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 10 (1932), 29-35.

EARTHQ. RES. INST., *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 10 (1932), 261-263.

K. IHARA u. K. ISHII, *Journ. of Geography*, 44 (1932).

Geological Map of the North-Idu Earthquake District, *Journ. of Geography*, 44, Nr. 516 (1932).

R. TAYAMA, *Saitô Hōonkwaï Hōkoku*, 11 (1931).

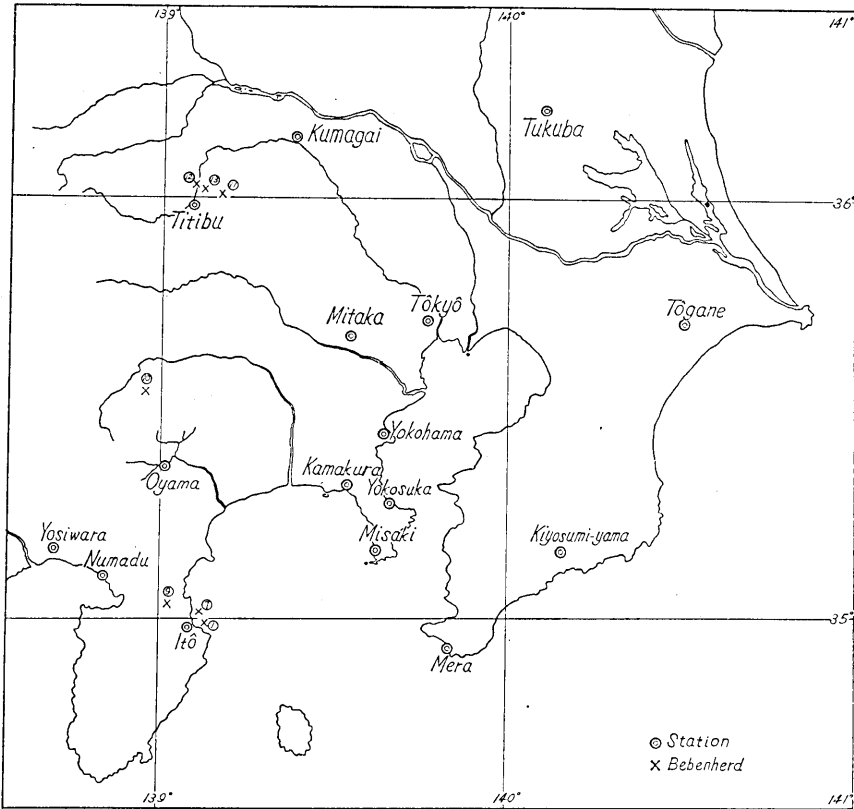


Fig. 1. Ziffer im Kreis bezieht sich auf die Bebennummer im Abschnitt 1 im Text.
Alle Beben bis Nr. 6. stimmen beinahe mit Nr. 1. überein.

(1) Beben von 1930 III 8. 19^h 54^m 48·7^s (Hongō Beob.) (Pl. LX, LXI. Fig. 3a, b, c, d)

Tabelle I.

Station	Kamakura	Mitakamura	Kiyosumi	Hongō (Tōkyō)	Tōgane
Δ km	51	89	94	97·5	146
P-U ₁	15·9	25·1	26·4	33·0	41·3
P-U ₂	36·6	56·9	Beginn unklar.	67·2	86·0

P-U bedeutet die Zeitintervalle in Sekunde zwischen dem Beginn des Bebens und dem Anfang der genannten Wellengruppe. Die gegebene

Anfangszeit ist bis auf weiteres die in Hongô, Tôkyô.

(2) Beben von 1930 III 13. 4^h 29^m 44^s.7 (Pl. LXII, LXIII, LXIV. Fig. 4a, b, c, d, e, f.)

Tabelle II.

Station	Kamakura	Mitaka	Kiyosumi	Hongô (Tôkyô)	Titibu	Tôgane
Δ	51	84	93	97.5	110	146
$P-U_1$	16.5	24.6	29.0(4.9)	27.6	39.1	48.3(4.0)
$P-U_2$	36.5(6.4)	56.0	58.5(4.9)	73.0		80.0(4.6)

Ziffern in klammern geben die herrschenden Perioden in der Gruppe. In diesem Falle beobachteten wir in Tôkyô noch eine große Bewegungsgruppe U_1' (Pl. LXII. Fig. 4a), $P-U_1' = 42.2$ s.

(3) Beben von 1930 III 15. 18^h 34^m 37^s (Pl. LXV, LXVI, LXVII. Fig. 5a, b, c, d, e, f)

Tabelle III.

Station	Misaki	Kamakura	Mitaka	Kiyosumi	Hongô (Tôkyô)	Titibu
Δ	47	51	84	93	97.5	110
$P-U_1$	15.0	Beginn unklar	25.6	25.0	$P-(U_1)$ 44.5(5.3)	37.3(1.9)
$P-U_2$	Beginn unklar	36.5		unklar		

Seismogramme dieses Bebens zeigten besonderes Aussehen als andere Itô-beben. Typisch ist der deutliche Eintritt und die Entwicklung der S phase. Die Vermutung liegt nahe, daß der Entstehungsmechanismus dieses Bebens anders als der der anderen wäre.

(4) Beben von 1930 III 21. 23^h 4^m 23^s.6.

Tabelle IV.

Station	Kamakura	Mitaka	Hongô (Tôkyô)
Δ	51	84	97
$P-U_1$	16.7	27.0	Beginn unklar
$P-U_2$	Beginn unklar	56.5	72.0

(5) Beben von 1930 III 22. 17^h 50^m 51.57 (Pl. LXVIII. Fig. 6)

Dieses Beben war das allerstärkste vom Itô Bebenschwarm und von S. Sagisaka²⁾ ausführlich studiert worden. Wegen der Heftigkeit der Erschütterung wurden alle empfindliche Seismographen aus der Ordnung gebracht, und nur Apparate von niedriger Vergrößerung war benutzbar. Wir konnten darum nur Tôkyô Beobachtung ablesen.

Tabelle V. (Tôkyô)

Δ	$P-U_1$	$(P-U_1')$	$P-U_2$
97 km	28.6 ^s (7.75 ^s)	33.3 ^s (7.75 ^s)	71 ^s (6.8 ^s)

(6) Beben von 1930 III 30. 0^h 6^m 36.7^s.

Tabelle VI.

Station	Kamakura	Mitaka	Kiyosumi	Hongô (Tôkyô)
Δ	51	84	93	97
$P-U_1$	18.3	25.2	28.2(4.78 ^s)	30.0(3.62)
$P-U_2$	37.0	unklar	53.3(3.8)	72.0(7.75)

(7) Beben von 1930 IV 1. 23^h. (Pl. LXIX, LXX. Fig. 7a, b)

Tabelle VII.

	Misaki	Hongô (Tôkyô)
Δ	47 km	96.0 km
$P-U_1$	15.3 ^s	29.6 ^s
$P-U_2$	32.2 ^s	69.0
		$P-U_3$ 119

U_1 von Misaki ist durch große Schwingungen bedeckt und nicht feststellbar. U_3 in Tôkyô Aufnahme (besonders in der vertikalen Komponente) ist merkwürdig.

2) S. SAGISAKA, *Geophysical Magazine*, 4 (1931), 147-155.

(8) Beben von 1930 V 12. 21^h.

Nur Kamakura Beobachtung war benutzbar.

Tabelle VIII.

Δ	$P-U_1$	$P-U_2$
51 km	16·6	Anfang nicht feststellbar

(9) Beben³⁾ von 1930 XI 25. 16^h 6^m 9·9^s (Herd, nahe bei Ukihasi) (Pl. LIX. Fig. 2a, b.)

Der Herd dieses Bebens ist ziemlich entfernt von denen der oben erwähnten und doch die Entwicklung der genannten Wellengruppen ist musterartig, wie man leicht aus Fig. 2a, b, ersehen kann.

Tabelle IX.

Station	Kamakura	Hongô (Tôkyô)
Δ	56·5	101·5
$P-U_1$	13·7 (6·6)	33·5 (9·3)
$P-U_2$	31·0 (4·1)	66·5 (5·7)

2. Ähnliche Wellengruppen bei einigen anderen Beben.

Es kommt nun in Frage, ob sich diese Wellengruppen bei Beben in anderen Gegenden auch entwickeln können. Daran können wir mehrere gute Beispiele geben wie folgt.

(10) Beben⁴⁾ von 1931 VI 11. 15^h 16^m 19·9^s (Pl. LXXI, LXXII, Fig. 8a, b, c.)

Dieses Beben war von bedeutender Stärke, darum bei Stationen, die sich nur mit empfindlichen Seismographen versehen haben, konnten wir wegen zu großer Eigenbewegungen der Apparate nicht solche Wellengruppen genau abmessen, obgleich große Wellenschwebungen in ent-

3) A. IMAMURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9 (1931), 36-43; *Jap. Journ. Astr. Geophys.*, 8 (1930-31), 51-65.

4) N. NASU u. Ch. YASUDA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9 (1931), 511.

sprechenden Lagen in den Seismogrammen wahrgenommen wurden. Wir finden seinen Herd beinahe in derselben Lage wie N. Nasu⁵⁾ und Ch. Yasuda. (Fig. 1.) Trotzdem könne man in Fig. 8 Existenz der genannten Wellengruppen leicht bemerken.

Tabelle X.

Station	Titibu	Hongô	Tôgane
Δ km	15	76	142
$P-U_1$	Anfang unklar	25	47.5
$P-U_2$	33.2	49.3	Bewegung zu groß zur genauen Messung

(11) Beben von 1931 IX 23. 21^h 46^m 19^s (Pl. LXXIII, LXXIV.
Fig. 9a, b, c, d, e, f.)

Tabelle XI.

Station	Mitaka	Hongô	Oyama	Kamakura	Yosiwara	Tôgane
Δ km	50	63	73	83	104	125
$P-U_1$	16 (5.0)	22	21.4	Anfang unklar	33.7	38.6
$P-U_2$	33	38.9 U_3 60.0 (5.0)	51.5	55.0	unklar	88.5

(12) Beben von 1931 IX 24. 1^h 22^m 41.1^s (Pl. LXXV, LXXVI.
Fig. 10a, b, c, d, e).

Tabelle XII.

Station	Mitaka	Hongô (Tôkyô)	Misaki	Yosiwara	Oyama	Tôgane	Kiyosumi
Δ km	57	70	107	104	74	133	136
$P-U_1$	15.9	25.2	unklar	unklar	unklar	42.8	unklar
$P-U_2$	39.0	45.7 U_3 55.0				89.5	

(13) Beben von 1931 IX 24. 21^h 11^m 26^s (Pl. LXXVII, LXXVIII.
Fig. 11a, b, c, d, e, f).

5) N. NASU u. Ch. YASUDA, *loc. cit.*

Tabelle XIII.

Station	Mitaka	Hongô (Tôkyô)	Oyama	Kamakura	Misaki	Tôgane
Δ km	54	68	73	86	105	130
$P-U_1$	17.5	22.0	23.0	unklar	33.8	unklar
$P-U_2$	37.4	41.0	50.0		unklar	89.0
		U_3 66.0 U_4 80.6 (Vertikal)				

Diese drei Beben⁶⁾ sind Beispiele der Nachbeben, die dem starken Beben⁷⁾ vom 21. Sept. 1931 folgten, welches den westlichen Teil von Kwantô heimsuchte und durch welches Hunderter von Menschen umgekommen war. Bei diesen Fällen ist Bestimmung der Herde ungenauer als beim Idu Bebenschwarm, weil die Verteilung der Stationen ungünstiger war als beim vorigen Falle. (Fig. 1)

Wie in Figuren (9, 10, 11) ganz anschaulich gezeigt sind, können wir wieder merkwürdige Wellengruppen finden, die man den U_1 and U_2 Gruppen im vorigen Falle entsprechen lassen kann. Wir wollen also vorläufig diese Wellengruppen als dieselbe wie im vorigen Falle ansehen und deren Laufzeitkurven konstruieren.

3. Laufzeitkurven.

In Fig. 12 sind $P-U_1$ (Kreis) und $P-U_2$ (Dreieck) als Ordinate und Herdentfernung als Abszissa eingetragen. Man sehe, daß diese Bewegungen sich fortzupflanzen scheinen. Also wenn man Laufzeitkurve für P -Wellen weiß, dann kann man respektive Kurven für U_1 und U_2 finden.

Laufzeit von P -Wellen beim Nord-Idu Beben von 1930 XI 26. 4^h 02^m ist schon von H. Honda⁸⁾ und K. Sagisaka⁹⁾ studiert worden. Die Laufzeit beim Itô Beben von 1930 III 22. 17^h 50^m ist außer denselben Autoren auch von K. Hayata¹⁰⁾ studiert worden. Insofern es die beobachteten Materialien anbetrifft, abgesehen von ihren Methoden der Analyse, dürfen wir ruhig innerhalb der Messgenauigkeit ihre Resultate benutzen.

6) N. NASU und Ch. YASUDA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **10** (1932), 268-269;
H. HONDA, *Geophys. Mag.*, **5** (1932), 69-88.

7) N. NASU, *Disin* (Erdbeben), **3** (1931), 27-36.

8) H. HONDA, *Kensindihô*, **5** (1931), 93-109.

9) K. SAGISAKA, *Kensindihô*, **5** (1931), 55-92; *Geophys. Mag.*, **4** (1931), 185-213.

10) K. HAYATA, *Kensindihô*, **5** (1931), 155-170.

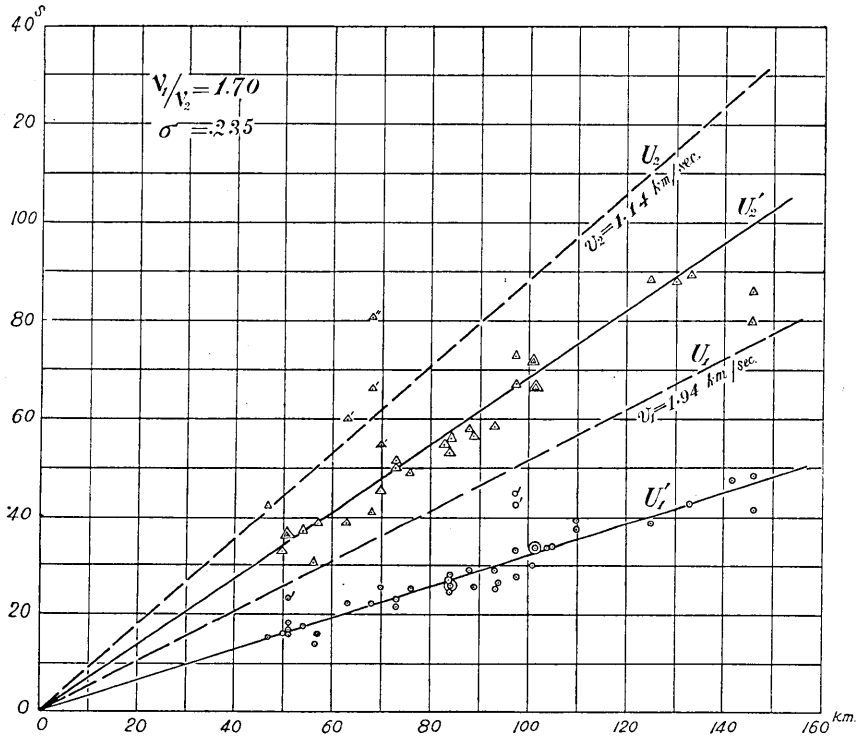


Fig. 12.

Nach H. Honda ist die Laufzeit des Nord-Idu Bebens vom 1930 Nov. 26 wie folgt.

Tabelle XIV.

Δ km	0	10.	20	30	40	50	60	70	80	90	100
T sec	0.0	2.8	5.2	7.4	9.5	11.5	13.4	15.1	16.8	18.4	19.9

Damit haben wir Laufzeitkurven für U_1 und U_2 konstruieren können (Fig. 12). Die scheinbare Fortpflanzungsgeschwindigkeiten jeder Gruppe kommen respektiv als $U_1=1.94$ km/sek. und $U_2=1.14$ km/sek. heraus, weil sich es dabei ungefähr um geradlinige Kurven handelt.

4. Deutung der U_1 und U_2 Wellengruppen.

Legt man sich die Frage vor, in welcher Weise diese Bewegungen zutage treten, so ist zweierlei denkbar; erstens ließen sie sich respektiv

als Dilatations- und Scherungswellen in einer oberen Schicht deuten, die von ähnlicher Natur sein möge, wie wir¹¹⁾ einmal vorausgesetzt hatten, zweitens könnten sie Oberflächenwellen vom Love-typ und Rayleigh Typ in geschichteter Erdoberfläche sein.

Existenz solcher oberflächlichen Schicht in Kwantô scheint uns ganz wahrscheinlich, abgesehen von Zahlenwerten, die wir damals angenommen hatten. E. Wanner¹²⁾ bestätigte die Verwandtschaft zwischen seismologisch beobachteten Tatsachen ähnlich wie bei uns und der geologisch bekannten Molassenschicht in der Nähe von Zürich.

Nun im Falle, daß sich die Störungsquelle in solcher Schicht befindet, ist die erste Möglichkeit ohne weiteres klar. In der Tat schienen alle die oben erwähnten Beben von geringer Herdtiefe zu sein. (Manchmal geringer als 1 km geschätzt.)

Der zweite Fall ist theoretisch ziemlich kompliziert zu behandeln. Ohne Schichtung ist die Entstehung der Love-Wellen im homogenen Medium überhaupt unmöglich. Dispersion der Rayleigh-Wellen ist auch nicht der Fall, abgesehen von H. Nakano¹³⁾ behandelten besonderen Fall. Also wenn man mehrere Wellenzüge mit verschiedener Fortpflanzungsgeschwindigkeit behandeln soll, ist die Voraussetzung der Schichtung unbedingt notwendig. Im geschichteten Medium unterliegen beide Love- und Rayleigh Wellen¹⁴⁾ der Dispersion.

Insofern es den Formalismus anbetrifft, weil die Dispersionsformen der beiden Wellen ähnlich sind (Fig. 13a, b.), können wir uns der Resultate von K. Sezawa¹⁵⁾ und G. Nisimura bedienen, die sie von einer Sorte Welle berechneten, unter der Annahme, daß das Amplitudenverhältnis der vertikalen Komponente zur horizontalen unabhängig von der Wellenlänge sei.

Nach ihnen beschränken sich die Wellenzüge nur im Wellenbereich zwischen der mit Geschwindigkeit in der unteren Schicht sich fort-pflanzenden Welle und der Welle mit Geschwindigkeit in der oberen Schicht. Dort ist auch gezeigt, daß eine besondere Welle mit bestimmten Wellenlänge herrscht, die durch die Dispersionsverhältnisse der Medien bestimmt wird.

Einer¹⁶⁾ von uns studierte einmal die Fortpflanzung der Erdbeben-

11) T. MATUZAWA, K. HASEGAWA u. S. HAENO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 4 (1928), 85-106.

12) E. WANNER, *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, 32 (Köppen Bd. 1) (1931), 231-241.

13) H. NAKANO, *Geophys. Mag.*, 1 (1928), 255-303.

14) K. SEZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 3 (1927), 1-18.

15) K. SEZAWA u. G. NISHIMURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 8 (1930), 330-335.

16) T. MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 5 (1928), 1-27.

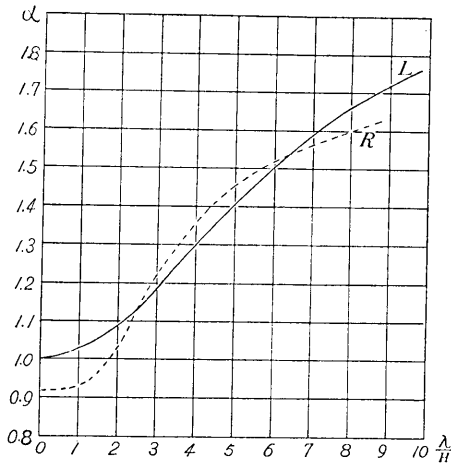


Fig. 13 a. $\left(\frac{\mu_1}{\mu_2} = \frac{1}{5}, \rho_1 = \rho_2, \lambda_1 = \mu_1, \lambda_2 = \mu_2\right)$

Dispersion der Rayleigh (R)- und Love (L) Wellen. α : Geschwindigkeit (Einheit; Geschw. der Scherungswelle in der oberen Schicht.) λ : Wellenlänge. H : Schichtdicke.

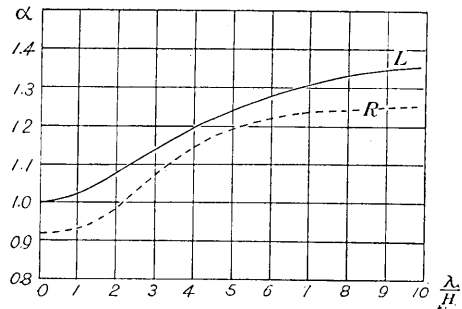


Fig. 13 b. $\left(\frac{\mu_1}{\mu_2} = \frac{1}{2}, \rho_1 = \rho_2, \lambda_1 = \mu_1, \lambda_2 = \mu_2\right)$

wellen in Japan und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der \bar{P} Welle ergab sich zu 5.0 km/sek, die der \bar{S} zu 3.15 km/sek. Also ohne Voraussetzung noch einer dünnen Schicht mit kleiner Wellengeschwindigkeiten kann man überhaupt nicht die U_1 und U_2 Wellen erklären, wenn man sie auf die Oberflächenwellen beziehen will.

Im Falle wie in der vorher erwähnten ersten Möglichkeit wollen wir natürlich nicht die Ko-existenz der Oberflächenwellen ausschließen. Allerdings ist das ganze durch Seismographen registrierte Ensemble nichts anders als ein Potpourri der Körperwellen, Oberflächenwellen, der durch Körperwellen induzierten Oberflächenschwingungen (sich nicht selbständig fortpflanzende Welle) von H. Nakano,¹⁷⁾ der durch mosaikartige Struktur der Erdkruste erzeugten Wiederhallen¹⁸⁾ u. s. w.

Was die U_1 und U_2 Wellen anbelangt, halten wir die erste Möglichkeit für wahrscheinlicher als die zweite, weil das Verhältnis der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der U_1 Welle zu der der U_2 , 1.70, schwierig zu erklären ist mit der Annahme der Oberflächenwellen. Von der Bewegungsrichtungen der Bodenteilchens wollen wir hier nichts sagen, da die Korrektur der hier gebrauchten Seismogramme etwas schwierig und

17) H. NAKANO, *Jap. Journ. Astr. Geophys.*, 2 (1925), 233-326.

18) K. SEZAWA u. G. NISHIMURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 8 (1930), 323-330.

unsicher ist, besonders wenn sich die Bewegungen in der Mitte des gestörten Teils des Seismogrammes befinden.

5. Ergänzung zur $P-P_1$ Beobachtung und Umrechnung der auf die obere Schicht in Kwantô bezogenen Zahlenwerte.

Als wir¹⁹⁾ vor einigen Jahren dieses Problem behandelt hatten, hatten wir keine Idee von makroskopischen Werten, d. h. effektiven Werten der Fortpflanzungsgeschwindigkeit jeder Wellen in der genannten Schicht, darum hatten wir damals vorläufig die durch Laboratoriumsexperiment bestimmten Zahlenwerte als solche angenommen. Jetzt wollen wir die Werte für U_1 und U_2 nämlich 1·94 km/sek. und 1·14 km/sek. respektiv als Geschwindigkeit der Dilatations und der Scherungswelle in der Schicht annehmen. Dann müssen wir den damaligen Wert der Schichtdicke ändern. Die Methode der Rechnung kann dasselbe sein.

Zuerst möchten wir hier das Beobachtungsmaterial ergänzen. Damals hatten wir die P_1 Phase nur in Tôkyô und Kamakura beobachtet. In Kwantô stehen heutzutage neun Stationen zu unser Verfügung. Darum sind wir jetzt imstande, etwas allgemeineres von der Phase zu sprechen. In der nachstehenden Tabelle (Tabelle XV) sehen wir die $P-P_1$ Dauer auf verschiedener Station.

Tabelle XV.

$P-P_1$ Dauer in Sekunde.

Die gestrichene Nummer bezieht sich auf die im ersten Abschnitt erwähnten Beben.

	Beben	Tôkyô	Kama- kura	Mitaka	Misaki	Titibu	Tôgane	Kiyosu- mi	Yosiwa- ra (vor- läufig)
1	1930 II 21 8 ^b			1·68					
2	III 4 3 ^b			1·35					
3	III 4 5 ^b			1·36					
4, 1'	III 9 4 ^b		1·25	1·29					
5, 2'	III 13 4 ^b			1·47	1·3				
6	III 14 14 ^b	1·45	1·20	1·45	1·15				
7, 3'	III 15 18 ^b	1·55			1·05				
8	III 19 10 ^b	1·6		1·47	1·63				
9, 4'	III 21 23 ^b	1·71	1·15	1·8	1·32				

(Fortsetzung folgt.)

19) T. MATUZAWA, K. HASEGAWA u. S. HAENO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 4 (1928), 85-106.

Tabelle XV. (Fortsetzung.)

Beben		Tôkyô	Kama- kura	Mitaka	Misaki	Titibu	Tôgane	Kiyosu- mi	Yosiwa- ra (vor- läufig)
10, 5'	III 22 17 ^h	1·35							
11	III 26 14 ^h		1·46						
12	III 27 1 ^h		1·41						
13, 6'	III 30 0 ^h		1·37	1·38	1·47				
14, 7	IV 1 23 ^h	1·54		1·50	1·68				
15	V 10 2 ^h				1·7				
16, 8'	V 12 21 ^h		1·2			1·54			
17	V 17 5 ^h					1·30		1·65	
18, 9'	XI 25 16 ^h	1·45	1·27						
19, 10'	1931 VI 11 15 ^h						1·5		
20, 11'	IX 23 21 ^h			1·5			1·63		
21, 12'	IX 24 1 ^h			1·32				1·2	1·56
22, 13'	IX 24 21 ^h			1·8			1·75		
Mittel		1·52	1·29	1·49	1·41	1·42	1·62	1·42	1·56

Der Mittelwert für alle Stationen ergibt sich zu 1·47 sek.

Wir sehen also, daß diese Erscheinung in fast allen Teilen von Kwantô beobachtet wird, abgesehen von Tukuba, wo wir noch nicht sie feststellen kann und zwar die Station auf einem Granitmassive steht. Merkwürdig ist der kleine Wert, 1·29 sek, für Kamakura. Es ist auch ganz bemerkenswert, daß die genannte Phase sich in solcher Stationen wie Tôkyô, Mitaka, Tôgane, ganz deutlich entwickelt, wo sie auf lockeren Boden stehen.

Da unsere Fälle sich um kleine Herdtiefe handeln, können wir die Schichtdicke unter der Voraussetzung des kritischen Einfallswinkels an der unteren Grenze der Schicht berechnen. Die $P-P_1$ Dauer t_{PP_1} wird gegeben durch

$$t_{PP_1} = d \left\{ \frac{1}{U_2 \cos i_{PS}} - \frac{1}{U_1 \cos i_{PP}} + \frac{1}{v_1} (\tan i_{PP} - \tan i_{PS}) \right\},$$

worin d , Schichtdicke; U_1 , Geschwindigkeit der P Welle in der oberen Schicht; U_2 , Geschwindigkeit der S Welle in der oberen Schicht; v_1 , Geschwindigkeit der P Welle

in der unteren Schicht; $\sin i_{PP} = \frac{U_1}{U_2}$; $\sin i_{PS} = \frac{U_2}{v_1}$; $\sin i_{SS} = \frac{U_2}{v_2}$;

v_2 , Geschwindigkeit der S Welle in der unteren Schicht.

Nun haben wir

$$v_1 = 5.0 \text{ km/sek.}, v_2 = 3.15 \text{ km/sek.}, U_1 = 1.94 \text{ km/sek.}, U_2 = 1.14 \text{ km/sek.}$$

Daraus kommen heraus

$$\begin{array}{lll} \sin i_{PP} = 0.388, & \sin i_{PS} = 0.228, & \sin i_{SS} = 0.362 \\ i_{PP} = 22^\circ 50', & i_{PS} = 13^\circ 10', & i_{SS} = 21^\circ 13' \\ \cos i_{PP} = 0.922, & \cos i_{PS} = 0.974, & \cos i_{SS} = 0.922 \\ \tan i_{PP} = 0.421, & \tan i_{PS} = 0.216, & \tan i_{SS} = 0.388. \end{array}$$

Also $d = 3.83 \text{ km.}$

Dieser Wert ist erheblich kleiner als der damalige Wert 7.0 km. Nun tritt eine wichtige Frage auf, wie wir die damals beobachtete dritte phase²⁰⁾, die durch „3“ gekennzeichnet und als (SP) Welle gedeutet wurde, andeuten sollen.

Wäre die „3“ Phase (SP) Welle, müsste laut dieser Zahlenwerte die „3“— S Dauer für Herdentfernung auch ungefähr konstant sein. Wir hätten besser diese Phase als solche²¹⁾ ähnlich irgend einer der PP^*S , P^*S , P^*PP^*S , $\overline{PP^*S}$, oder $\overline{PP^*PP^*S}$ deuten sollen. Um Mißverständnis zu vermeiden, möchten wir hier hinzufügen, daß wir damit nicht dieselbe Phase sondern nur ähnlichen Mechanismus meinen.

In Horizontalkomponenten muß bei den Wechselwellen die Welle, die an die Oberfläche als S Welle eintritt, viel deutlicher sein als die, die als P eintritt und umgekehrt in Vertikalkomponenten, weil der Emergenzwinkel sehr groß (beinah vertikal) werden soll, besonders wenn sich die Station auf lockeren Boden befindet, wie wir schon einmal bemerkt hatten.²²⁾

Tatsächlich konnte S. Haeno²³⁾ zwei ganz kleine Fortpflanzungsgeschwindigkeitsgruppen in der Nähe von der Universitätsstation in Hongô, Tôkyô, finden. Ganz neu hat T. Suzuki²⁴⁾ auch eine ähnliche Tatsache durch Messung des wirklichen Emergenzwinkels der Erdbebenwellen an der Oberfläche festgestellt. M. Hasegawa's Kritik²⁵⁾ an diesen Punkt ist natürlich nicht der Fall, weil er nicht die Brechung der S

20) T. MATUZAWA, K. HASEGAWA u. S. HAENO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 4 (1928), 85-106.

21) T. MATUZAWA, K. YAMADA u. T. SUZUKI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7 (1929), 241-260.

22) T. MATUZAWA, K. HASEGAWA u. S. HAENO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 4 (1928), 102.

23) S. HAENO, *Jap. Journ. Astr. Geophys.*, 8 (1931), 39-50.

24) T. SUZUKI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 10 (1932), 517-530.

25) M. HASEGAWA, *Zeits. f. Geophys.*, 6 (1930), 94.

Welle behandelte. In anderen Worten hätte er weitere Brechungen der (PP) und (PS) Wellen vergleichen sollen. Tatsächlich tritt die P_1 phase ganz deutlich auf bei Stationen auf lockerem Boden wie Tôkyô, Mitaka oder Tôgane. Damit ist es auch verständlich, daß nach E. Wanner²⁶⁾ in Zürich $i_2=SP$ nur selten identifiziert werden kann trotz der außerordentlichen Deutlichkeit der (PS) Phase.

6. Andere Bestätigung mit ($P-S$) Dauer beim Itô-Bebenschwarm.

Beim Itô Bebenschwarm in 1930 konnten wir den Bebenherd genau (ungefähr ± 2 km) finden, darum lieferte er eine günstige Gelegenheit die ($P-S$) Dauer als Funktion der Herdentfernung genau zu studieren. Die auf mehrere Stationen beobachtete ($P-S$) Dauer wird in der folgenden Tabelle gezeigt. (Tabelle XVI).

Tabelle XVI.

($P-S$) Dauer beim Itô Bebenschwarm von 1930. Die erste Ziffer, ($P-S$) Dauer in sek.; die zweite, Herdentfernung in km.

Erdbeben				Misaki	Kamakura	Mitaka	Kiyosumi	Tôkyô	Titibu
1930	II	21	8 ^h			12·6; 84			
	III	4	3 ^h			11·4; "			
	III	4	5 ^h			11·1; "			
	III	9	4 ^h		8·31; 51	12·0; "			
	III	9	19 ^h		8·55; "	10·9; "	11·7; 94	13·3; 97·5	
	III	13	4 ^h	7·3; 49	8·47; "		13·1; 93	12·3; "	
	III	14	14 ^h	7·5; "	8·25; "	11·5; "			12·6; 110
	III	15	18 ^h	8·1; "	8·05; "	11·7; "	13·0; 93·5	14·4; "	13·7; "
	III	19	10 ^h	7·46; "	7·92; "	12·3; "		11·8; "	13·5; "
	III	21	23 ^h	7·25; "	8·26; "	12·8; "		14·5; "	13·2; "
	III	22	17 ^h					13·5; "	
	III	26	14 ^h		8·77; "			14·1; "	
	III	27	1 ^h		8·48; "				
	III	30	0 ^h	7·35; 49	8·4; "	11·7; 84	12·5; 93	13·75; 97·5	
	IV	1	23 ^h	7·95; 47		11·8; 81	11·6; 95	13·05; 96·0	13·3; 105
	V	10	2 ^h	6·6; 49	8·5; 51				
	V	12	21 ^h	7·3; "					13·3; 110
	V	17	5 ^h				11·0; 93		14·05; "

26) E. WANNER, *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, 32 (Köppen Bd. 1) (1931), 231.

Nun wollen wir eine lineare Gleichung zwischen Herdentfernung und $(P-S)$ Dauer, $\Delta = a\tau + b$, bestimmen, und zwar innerhalb 90 km Herdentfernung; denn wir müssen Verwechslung der Phasen mit P^* , S^* , u. s. w. vermeiden. Mit der Methode der kleinsten Quadrat sind a und b als $a=8.02$ und $b=12.74$ km bestimmt. (Fig. 14).

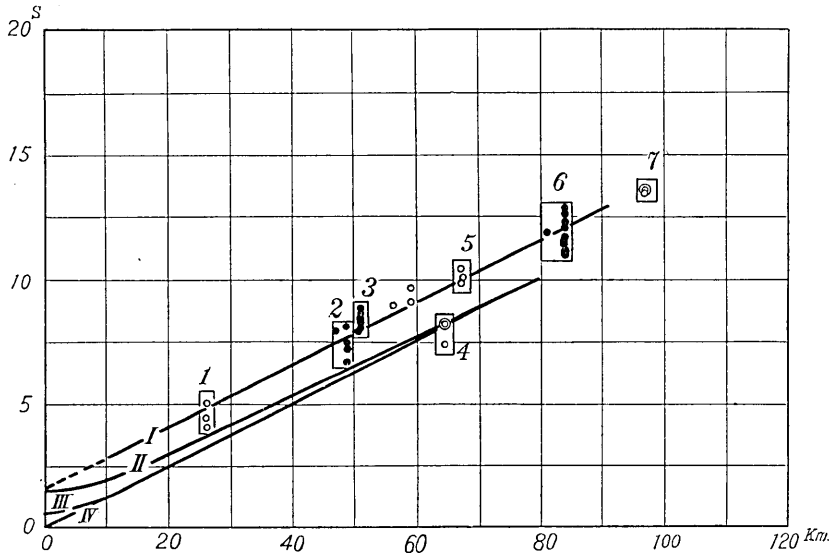


Fig. 14.

- Kurve I; $\Delta = 8.02 t - 12.74$, Gruppe 1; Numadu, Gruppe 5; Yokohama,
 „ II; $\sqrt{\Delta^2 + 12^2} = 8.02 t$, „ 2; Misaki, „ 9; Mitaka,
 „ III; $\sqrt{\Delta^2 + 4^2} = 8.02 t$, „ 3; Kamakura, „ 7; Tôkyô.
 „ IV; $\Delta = 8.02 t$, „ 4; Mera,

Es ist ganz merkwürdig, daß für $\Delta=0$, $\tau=1.59$ sek, oder man kann genauer so sagen, daß diese Linie parallel zur Linie $\Delta=8.02 t$ (Kurve IV in Fig. 14) und zwar um 1.59 Sekunden später läuft. Diese Erscheinung kann nicht durch den Einfluß der Herdtiefe zu tage treten, wie Kurven III (Herdtiefe 4 km), II (Herdtiefe 12 km) deutlich zeigen. Hier muß die Rede sein, daß Misaki Werte kleiner und Kamakura Werte größer als Mittelwert sind.

Um dogmatischen Schluß zu vermeiden, wollen wir auch auf die vom Zentral Meteorologischen Institute veröffentlichten Wert²⁷⁾ achtgeben. In Fig. 14 sind sie mit Kreis eingetragen worden. In Ziffern ergeben sie sich in der folgenden Tabelle. (Tabelle XVII)

27) *Kisyôyôran* (1930).

Tabelle XVII.

Erdbeben			Numadu	Yokosuka	Mera	Yokohama	Tôkyô
1930	III	9 19 ^h	4.1; 26.1		8.2; 64.6	10.0; 67.4	13.5; 96.9
	III	22 17 ^h	5.0; "	9.7; 59.1	7.3; "	9.8; "	13.4; "
	V	17 5 ^h	4.4; "	9.1; "	8.2; "	10.4; "	13.6; "

Abgesehen von den Werten für Mera, die merkwürdigerweise auf der Linie $\Delta = 8.02 t$ liegen, können fast alle Werte innerhalb der Meßgenauigkeit als solche, die durch $\Delta = 8.02 t - 12.74$ ausgedrückt werden, angesehen werden.

Nun tritt die Frage hervor, in welcher Weise diese Erscheinung entsteht. Unter der Annahme der Existenz dünner Oberflächenschicht könne man sie als natürliche Folge klar machen, wenn sich die Störungsquelle in der Schicht befindet.

Die ($P-S$) Dauer wird wie folgt ausgedrückt für Wellen, die in die untere Schicht eingedrungen sind.

$$\begin{aligned} t_{\tau_s} &= \frac{1}{U_2} \{ (2d-h) \cos i_2 + \Delta \sin i_2 \} - \frac{1}{U_1} \{ (2d-h) \cos i_1 + \Delta \sin i_1 \} \\ &= \Delta \left(\frac{1}{v_2} - \frac{1}{v_1} \right) + (2d-h) \left(\frac{\cos i_2}{U_2} - \frac{\cos i_1}{U_1} \right), \end{aligned}$$

worin, d , Schichtdicke; h , Herdtiefe; $\sin i_1 = \frac{U_1}{v_1}$; $\sin i_2 = \frac{U_2}{v_2}$.

Nun kann man unseren vorher gesprochenen Wert (1.59 sek.) als $(2d-h) \left(\frac{\cos i_2}{U_2} - \frac{\cos i_1}{U_1} \right)$ andeuten. Was die Störungsquelle anbetrifft, können wir vielleicht sie nicht punktweise bestimmen, sondern nur makroskopisch innerhalb der Genauigkeit der Größenordnung von Wellenlänge der zur Quellenbestimmung benutzten Welle, was dasselbe in der modernen Atomphysik ist, wie einer²⁸⁾ von uns einmal bemerkt hatte. Darum wollen wir vorläufig für effektiven Mittelwert von h die Schichtdicke annehmen. Dann ergibt sich die Schichtdicke zu

$$d = 4.09 \text{ km (für } h = d)$$

laut des Ausdruckes $d = 2.05 + \frac{h}{2}$.

Dieser Wert ist beinah gleich dem vorigen 3.83 km. (für $h = 3.6$ ist er fast dasselbe.)

28) T. MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 5 (1928), 24-25.

Also mahnt die Methode der Herdbestimmung durch Benutzung der ($P-S$) Dauer zu einiger Vorsicht. Ähnliche Bemerkung könnte man zur Bestimmung der Proportionalitätskonstante k unter Voraussetzung der Linearität zwischen Epizentralentfernung und ($P-S$) Dauer $\Delta = k\tau$ hinzufügen, weil man nur makroskopischen Wert²⁹⁾ von k bestimmen kann, insofern sich die Bebenbeobachtung auf die Oberfläche beschränkt. Das makroskopische k kann sich natürlich stetig ungeachtet der Schichtung der Erde ändern, wie man es sich laut der Arbeit von A. Imamura³⁰⁾ u. a. klar machen kann.

Man kann auch eine gewisse unregelmäßige Verteilung der Eintrittszeit der Bebenwellen erwarten, wie H. Honda³¹⁾ und K. Wadati³²⁾ erwähnt haben, wenn die Einsatzbestimmung genügend genau sind.

Alles vor allem sehen wir hiermit, daß man im großen und ganzen die oben erwähnten drei Erscheinungen, d. h. die U_1 und U_2 Wellen, die ($P-P_1$) Dauer und die Anomalie der ($P-S$) Dauer, unter Voraussetzung der Existenz einer dünnen oberflächlichen Schicht in Harmonie bringen kann.

April 1932, Tōkyō.

Nukigaki (Zusammenfassung)

Idu-Disin-gun no Naka no Disin, Titibu-tihō no Disin nado Singen no asai to sinzerareru Disin ni arawareta tokubetuna Nami no Mure U_1 , U_2 wo sirabeta. Hyōmen tikai aru Atusa no Sō wo kangaeru koto ni yotte korera wo setunei sureba Tyosyara ga mae ni nobeta koto no aru ($P-P_1$) ya, korera no Disin ni oite mirareta ($P-S$) no Anomalie nado tonō Kwankei ga taihen umaku takerareru.

Summary.

Some earthquakes in western Kwantō, which were believed very shallow seated, revealed two particular wave-groups U_1 and U_2 (Fig. 2). Assuming a thin surface layer and these waves as P and S waves in the layer, we can find close connections between this and other two pheno-

29) Werde $k = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2}$ als mikroskopisch gedeutet, könne man $k = \frac{\delta \Delta}{\delta \tau}$ als makroskopisch ansehen.

30) A. IMAMURA, F. KISHINOUE u. T. KODAIRA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7 (1930), 471-487.

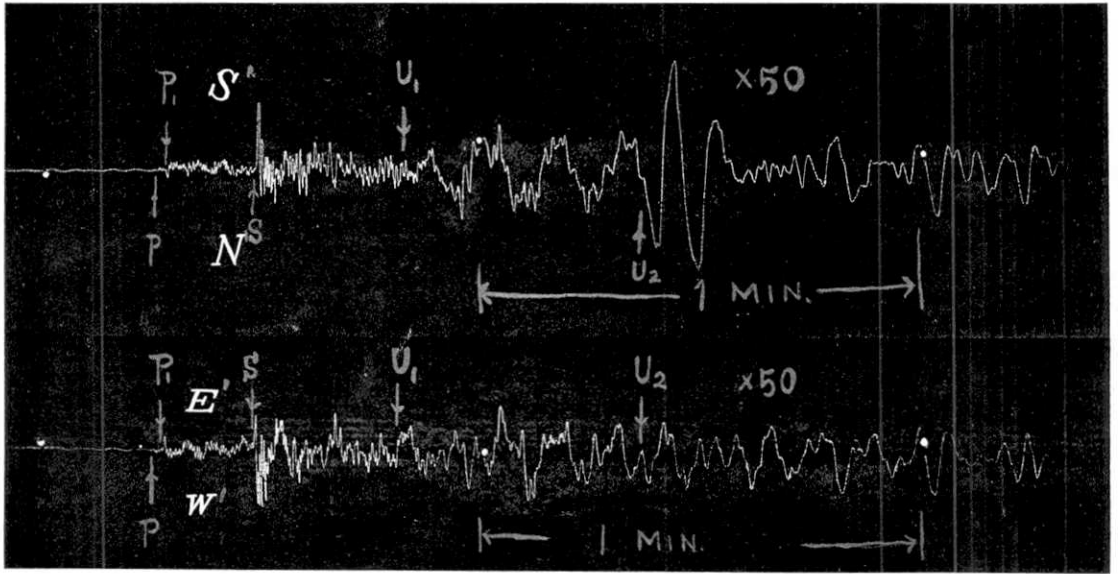
31) H. HONDA, *Kensindihō*, 5, Nr. 1, (1931).

32) K. WADATI, *Geophys. Mag.*, 4 (1931), 259-283.

mena, the $(P-P_1)$ durations, which we discussed before, and the anomaly of $(P-S)$ duration observed in the case of the Itô swarm earthquakes in 1930.

Resumé.

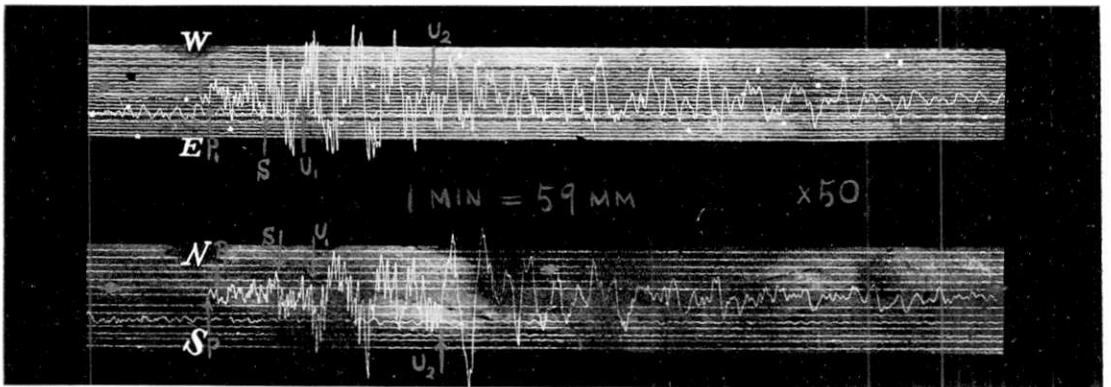
Quelques tremblements de terre dans l'Ouest Kwantô, dont les hypocentres ont été supposés de petite profondeur, ont manifesté deux groupes d'ondes très remarquables, U_1 et U_2 (Fig: 2). En admettant qu'il y aie une couche superficielle dans la terre et considerant cette groupes d'ondes come P et S dans la couches, nous pouvons trouver une connection très intime entre ce phénomène et autres deux, c. d. la durée d'ondes $(P-P_1)$, que nous avons discutée autrefois, et une anomalie de la durée $(P-S)$ observée lors des seisms à Itô 1930.



P: 1930 XI 25 16^h 6^m 9^s.9 (Hongô, Tôkyô)
 E'W' V=50 T=6^s.0 v=1.4 r=1.76
 N'S' 50 6.1 1.45 1.58

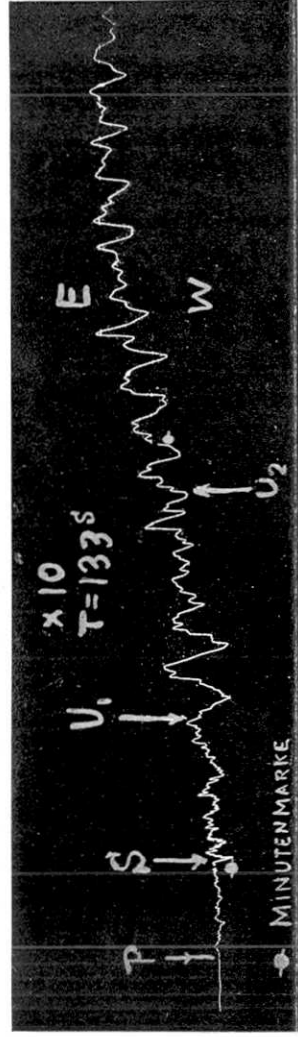
Fig. 2 a.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



Kamakura, 1930 XI 25 16^h 6^m.
 EW V=50 T=6.4 v=1.5
 NS =50 4.2 1.5

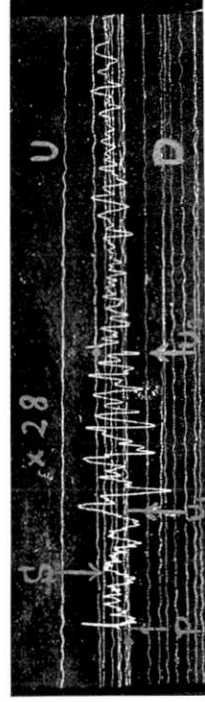
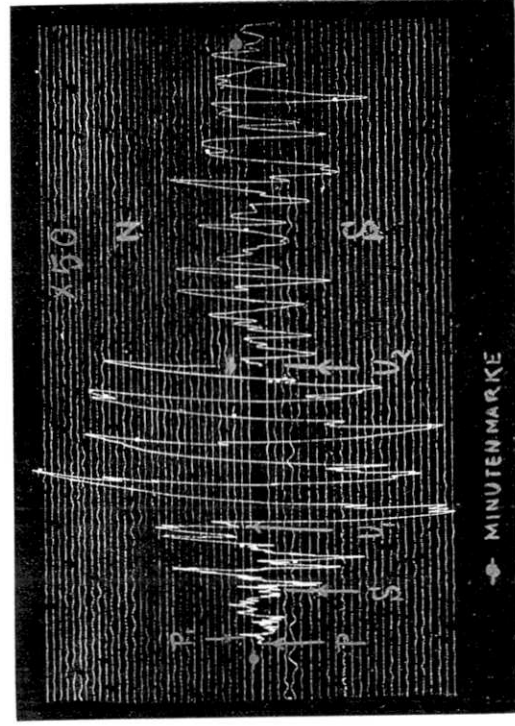
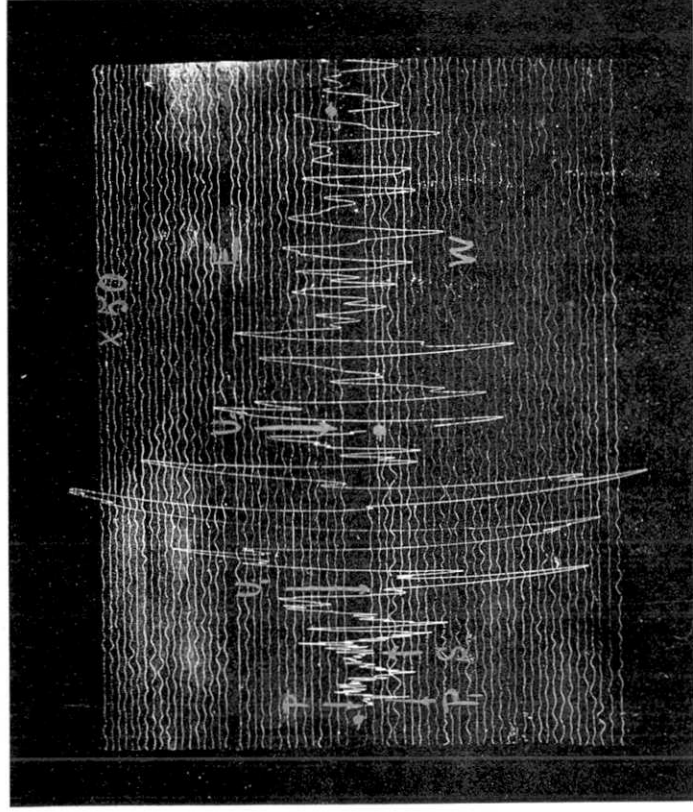
Fig. 2 b.



Hongō, 1930 III 9 19^h 54^m 48^s.7.

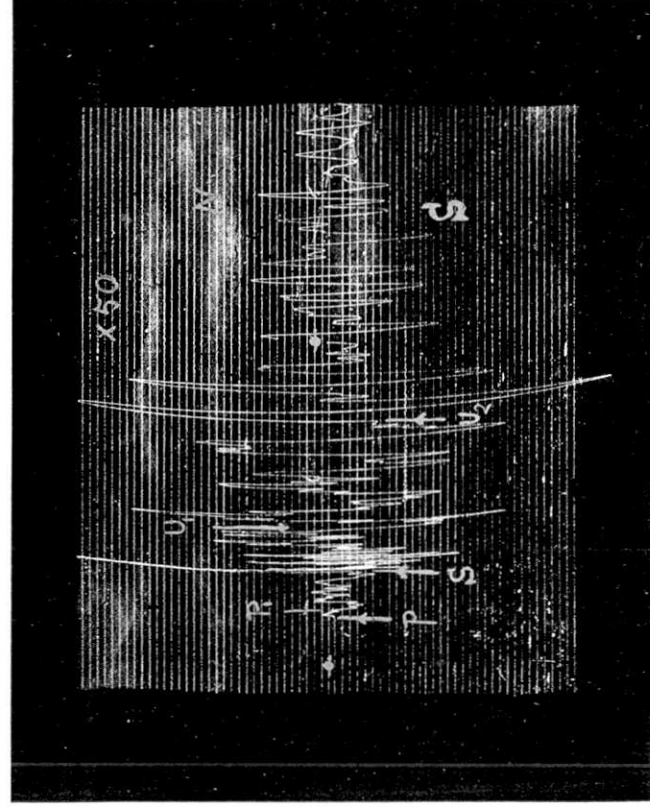
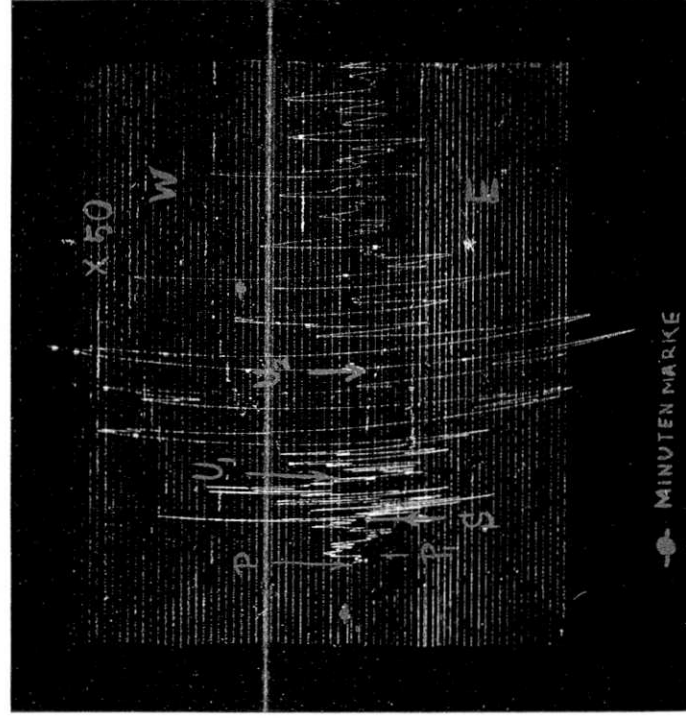
V=10 T=133^s v=2.5

Fig. 3 a.



Mitakamur., 1930 III 9 19^h 54^m.

Fig. 3 b.

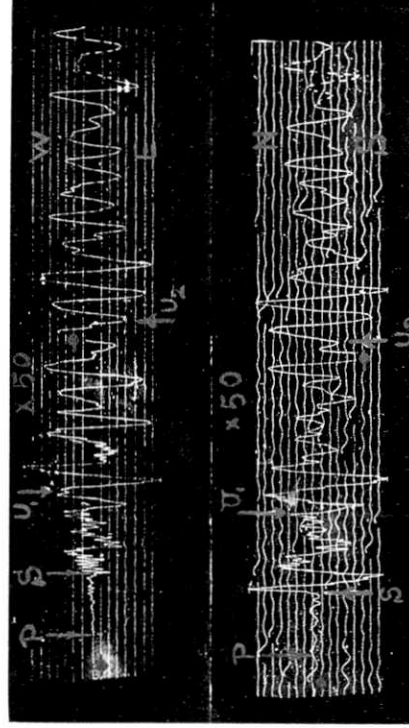


Kamakura, 1930 III 9 19^h 54^m.

V = 50

Fig. 3 c.

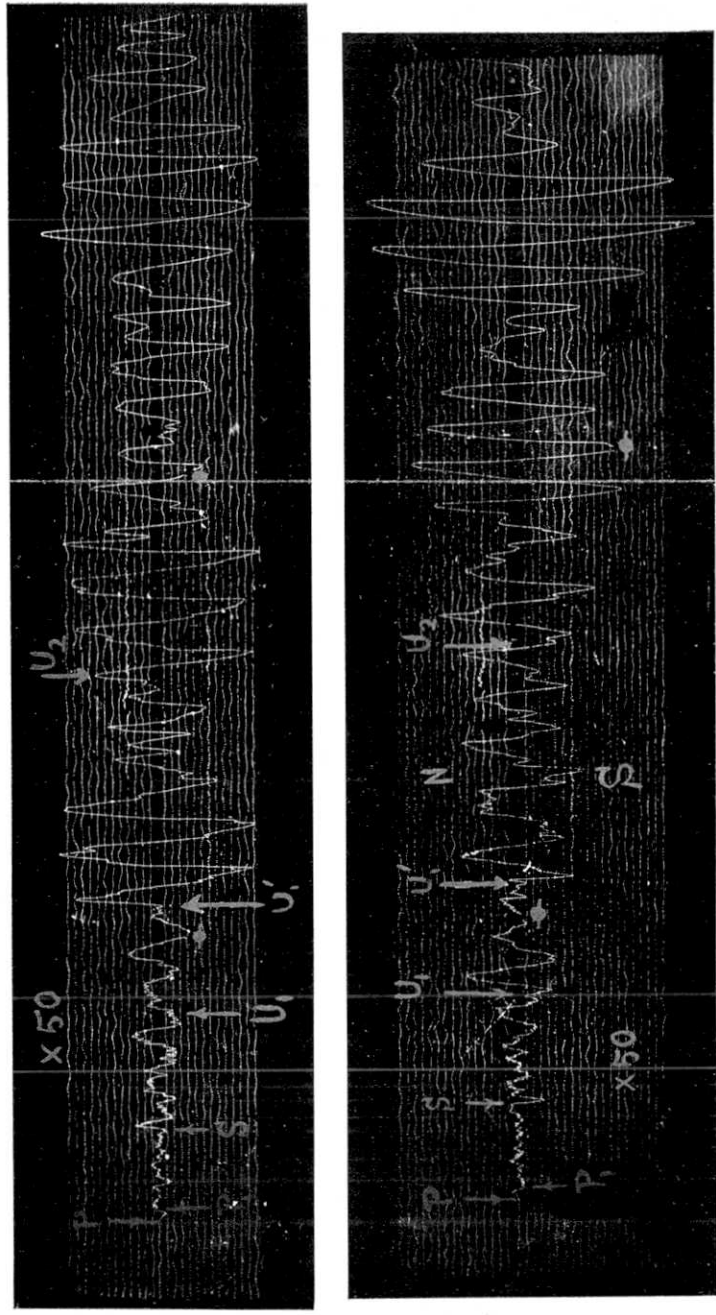
(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



Kiyosumi-yama, 1930 III 9 19^h 54^m.

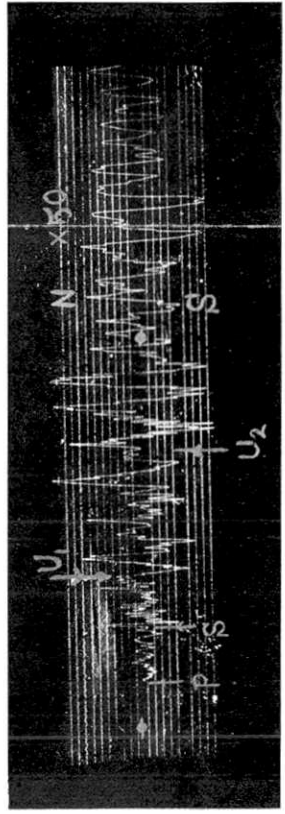
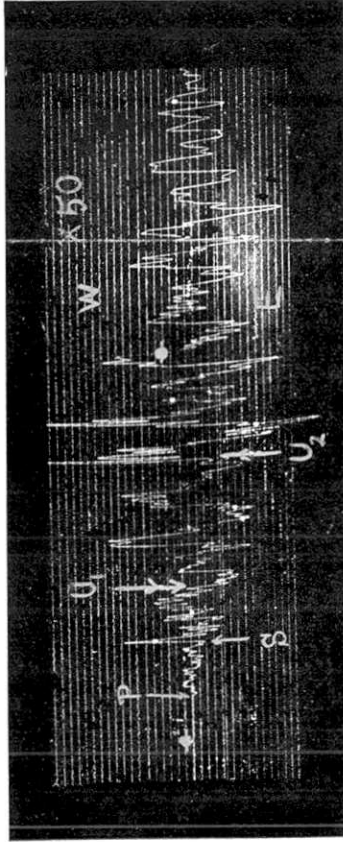
V = 50

Fig. 3 d.



Hongō, 1930 III 13 4^h 29^m 44^s.7.

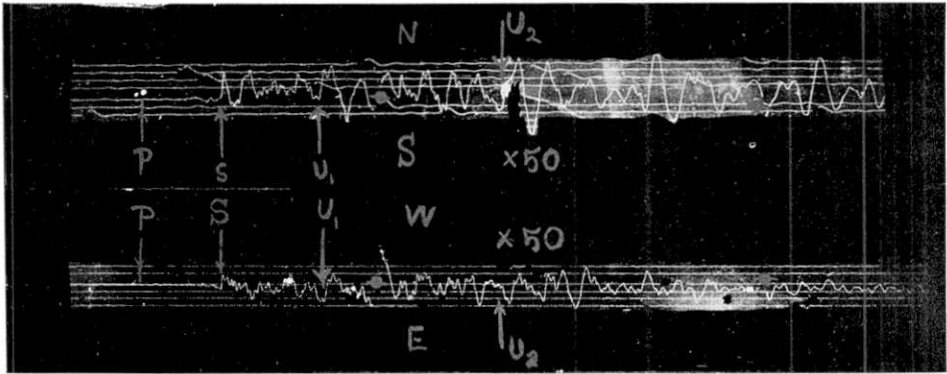
Fig. 4 a.



Kamakura, 1930 III 13 4^h 29^m.

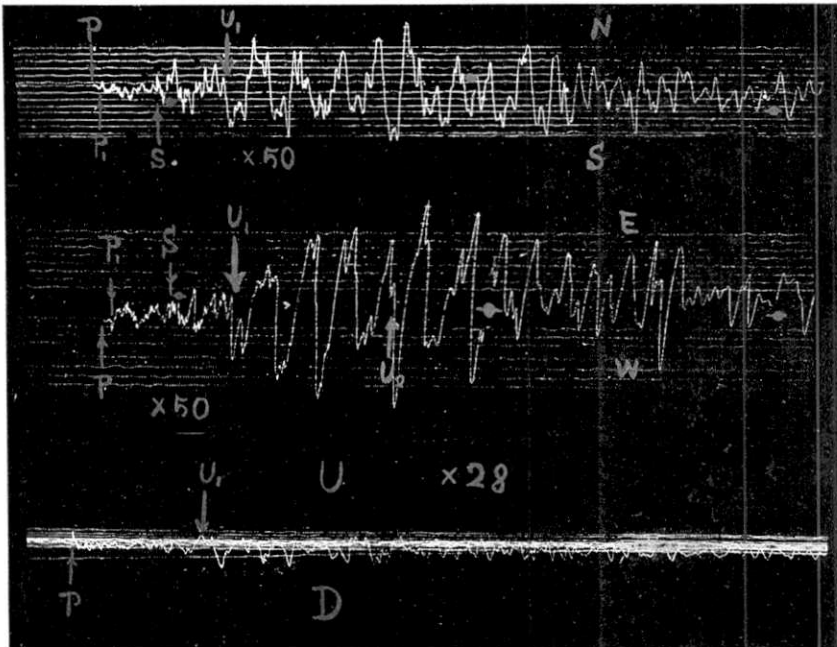
Fig. 4 b.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



Kiyosumi-yama, 1930 III 13 4^h 29^m.

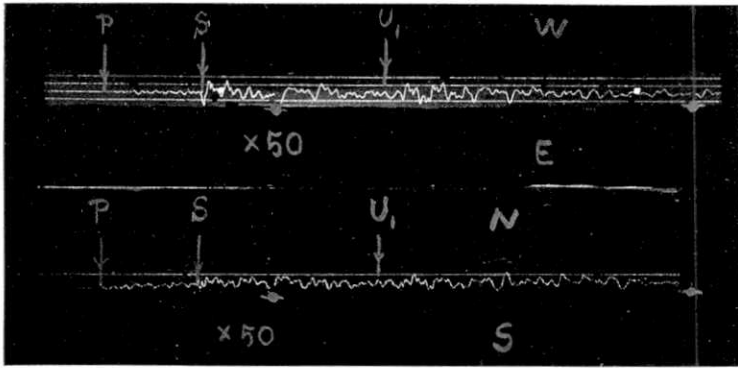
Fig. 4 c.



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

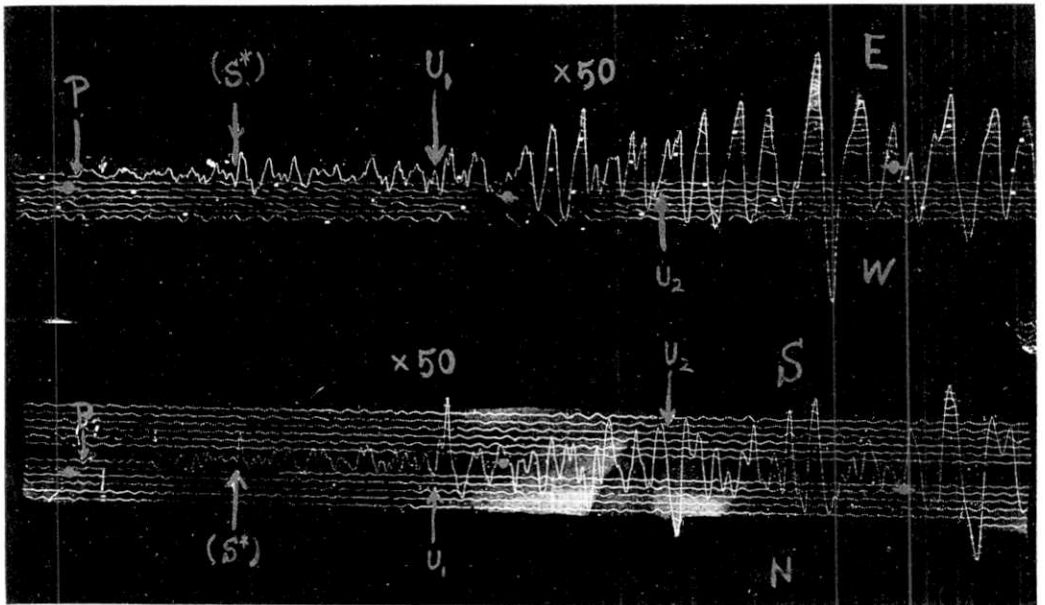
Mitakamura, 1930 III 13^d 4^h 29^m.

Fig. 4 d.



Titibu, 1930 III 13^d 4^h 29^m.

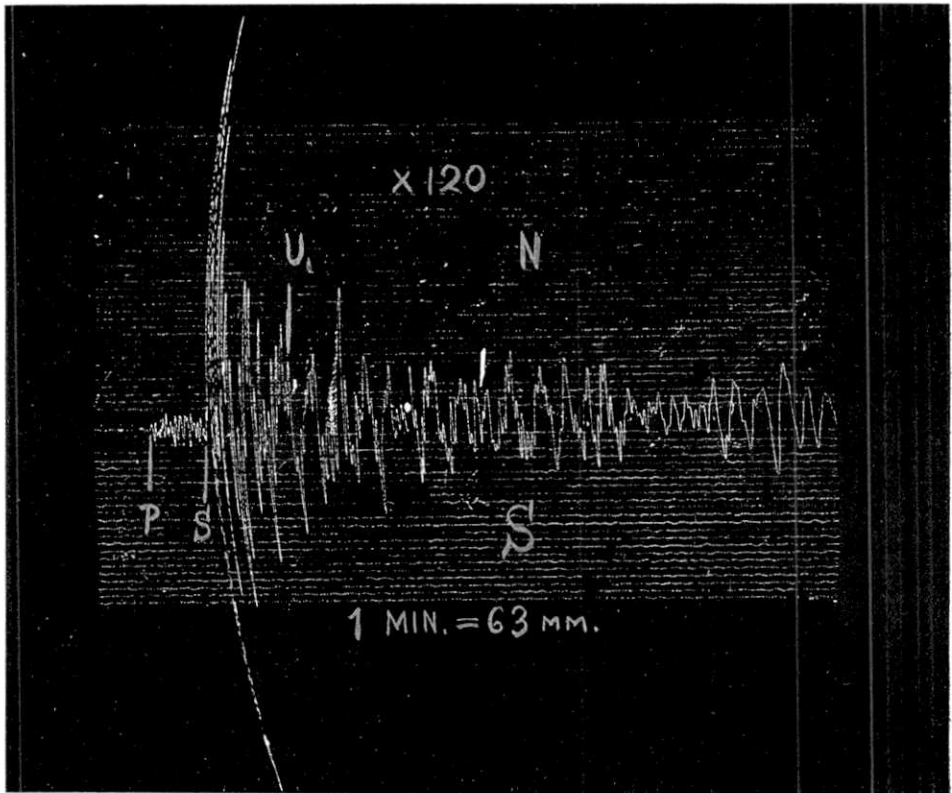
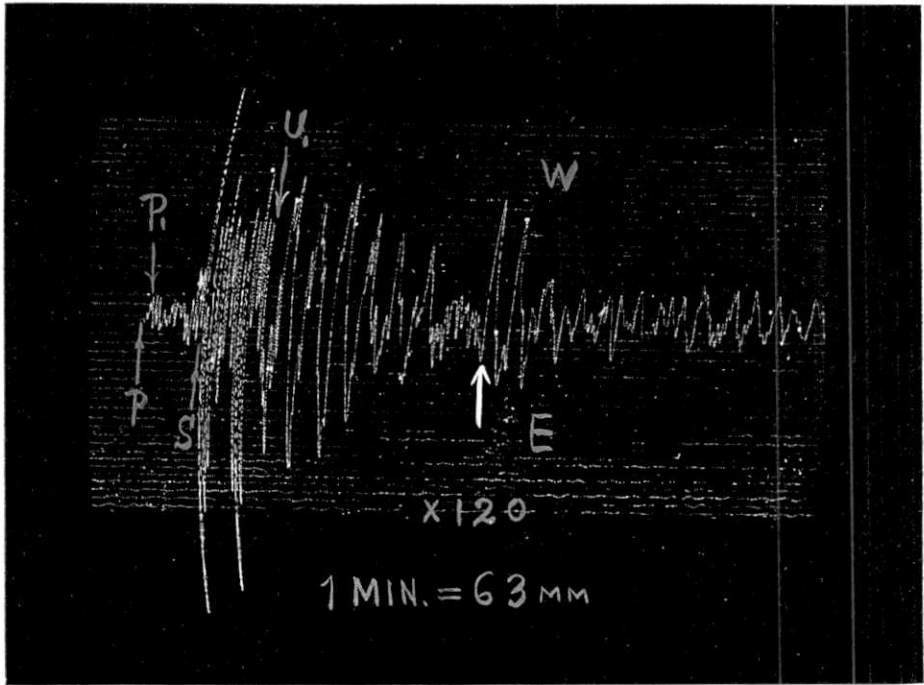
Fig. 4 e.



Tôgane, 1930 III 13^d 4^h 29^m.

Fig. 4 f.

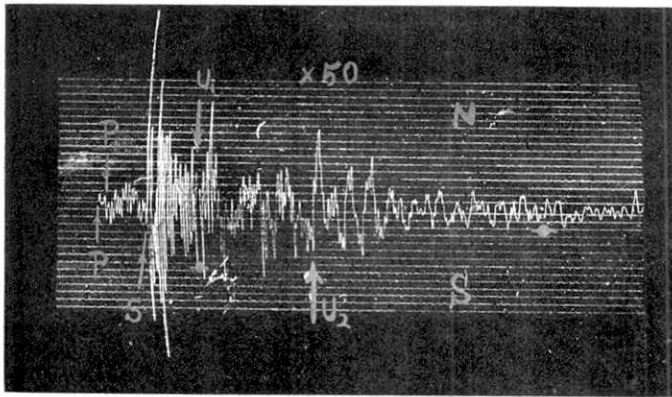
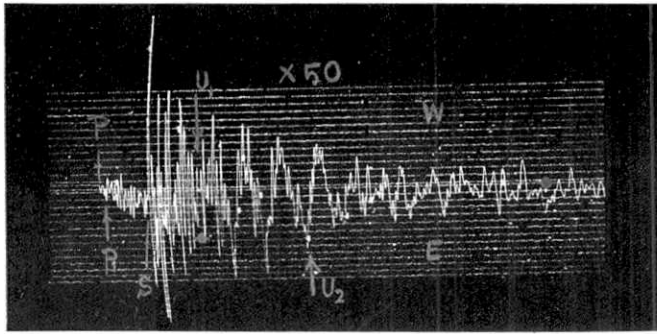
(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

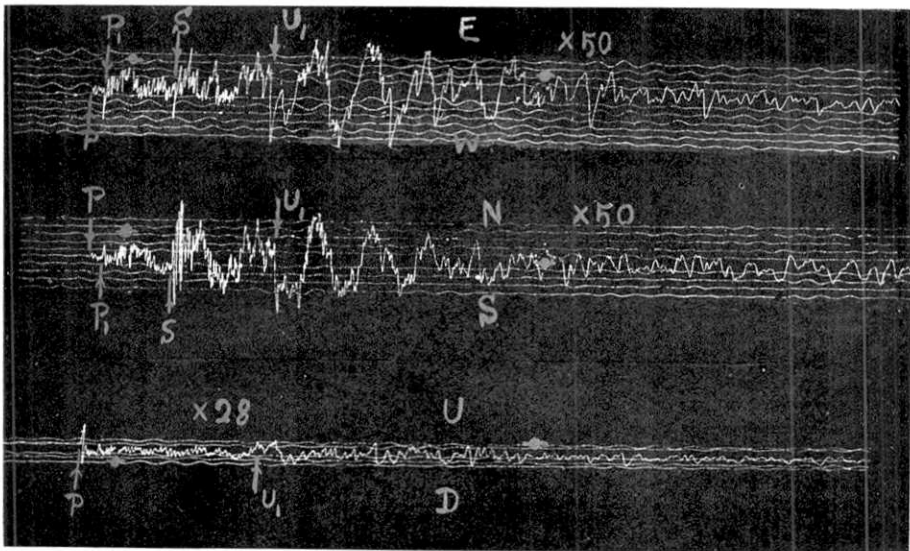
Misaki, 1930 III 15^d 18^h 34^m.

Fig. 5 a.



Kamakura, 1930 III 15^d 18^h 34^m.

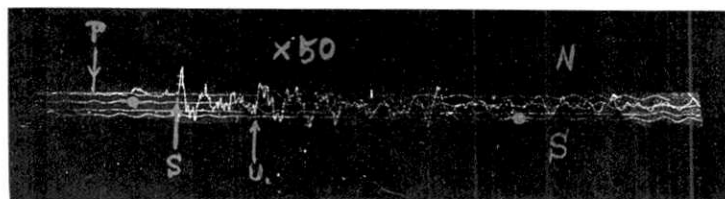
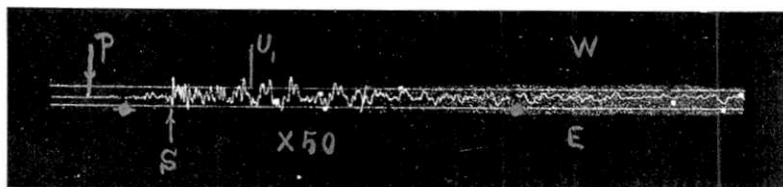
Fig. 5 b.



Mitakamura, 1930 III 15^d 18^h 34^m.

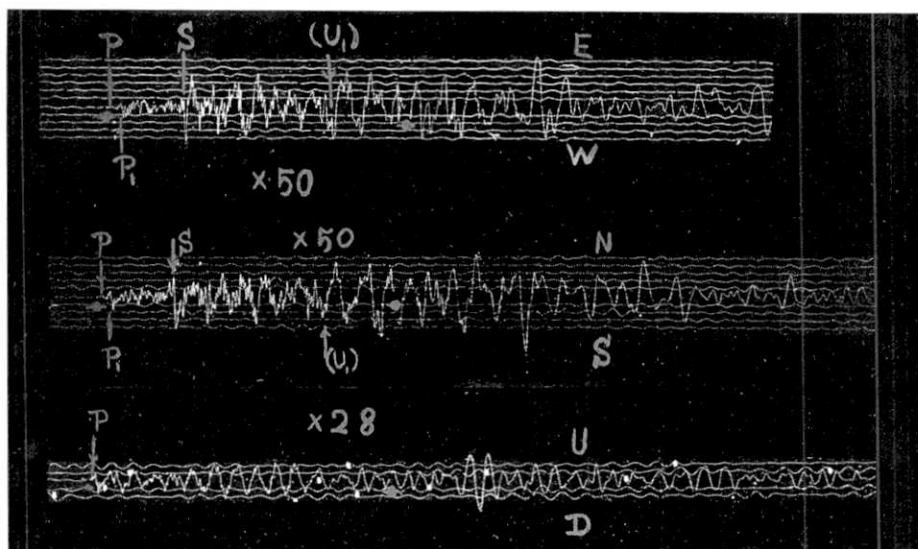
Fig. 5 c.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



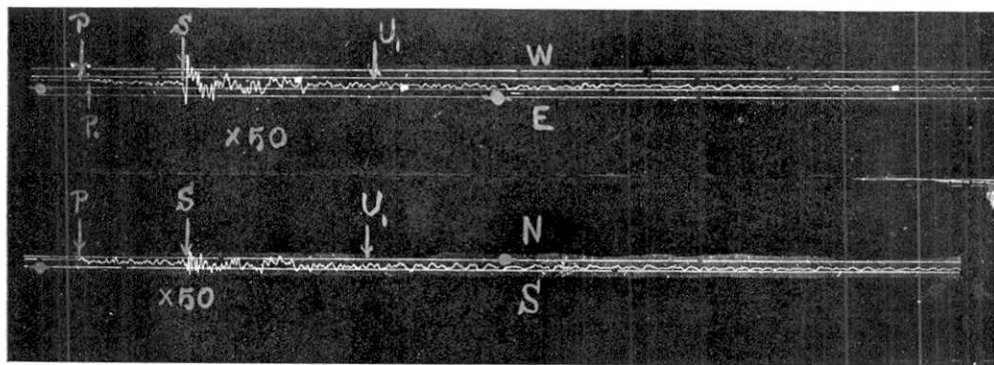
Kiyosumi-yama, 1930 III 15^d 18^h 34^m.

Fig. 5 d.



Hongô, 1930 III 15^d 18^h 34^m 37^s.

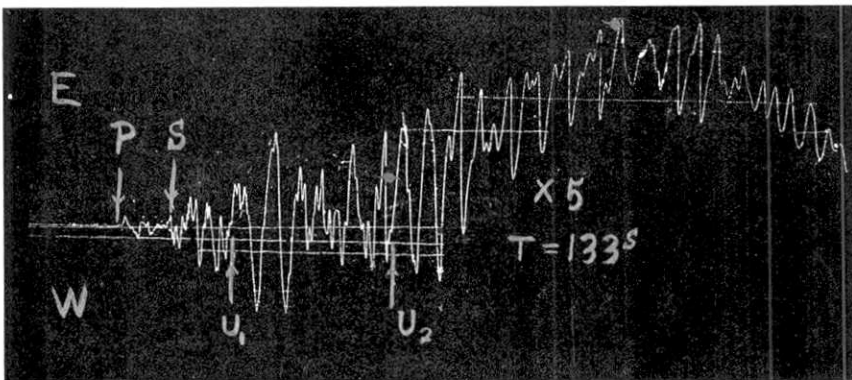
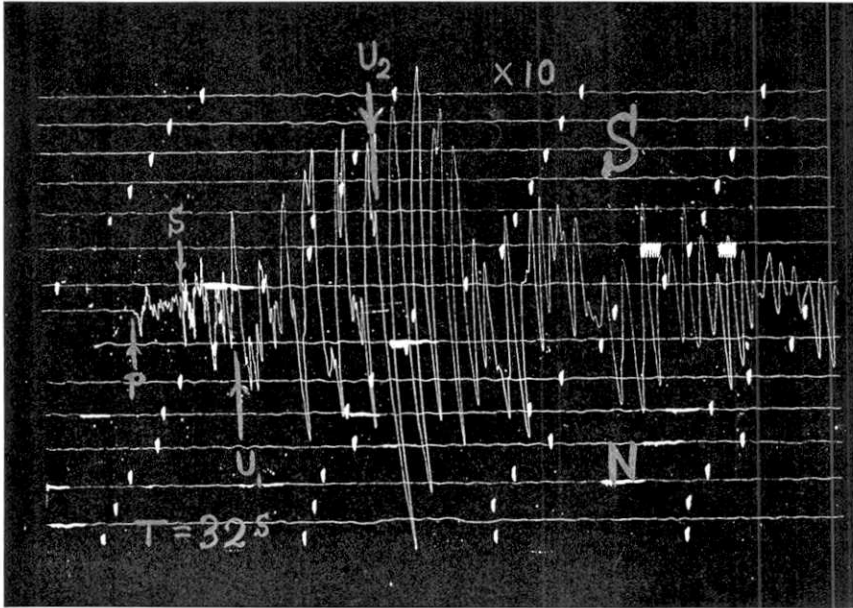
Fig. 5 e.



Titibu, 1930 III 15^d 18^h 34^m.

Fig. 5 f.

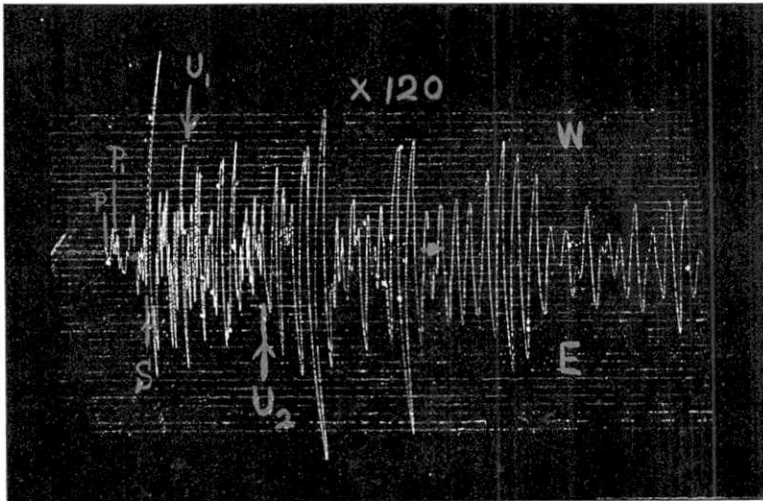
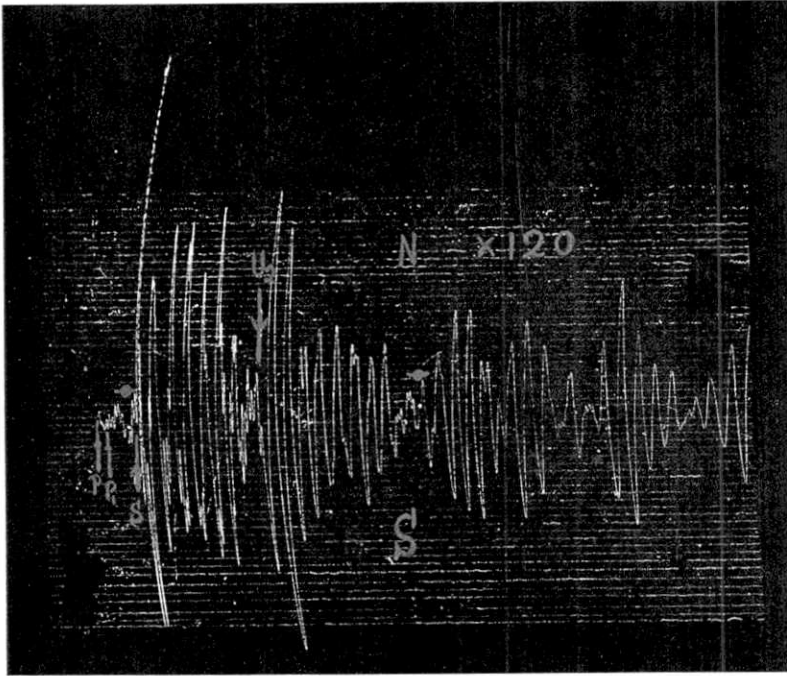
(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

Hongô, 1930 III 22 17^h 50^m 51.7^s.

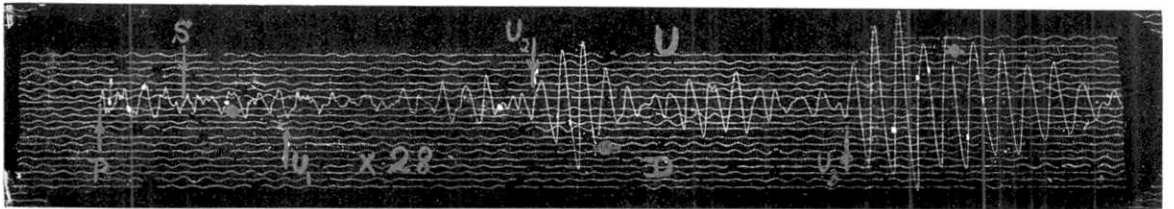
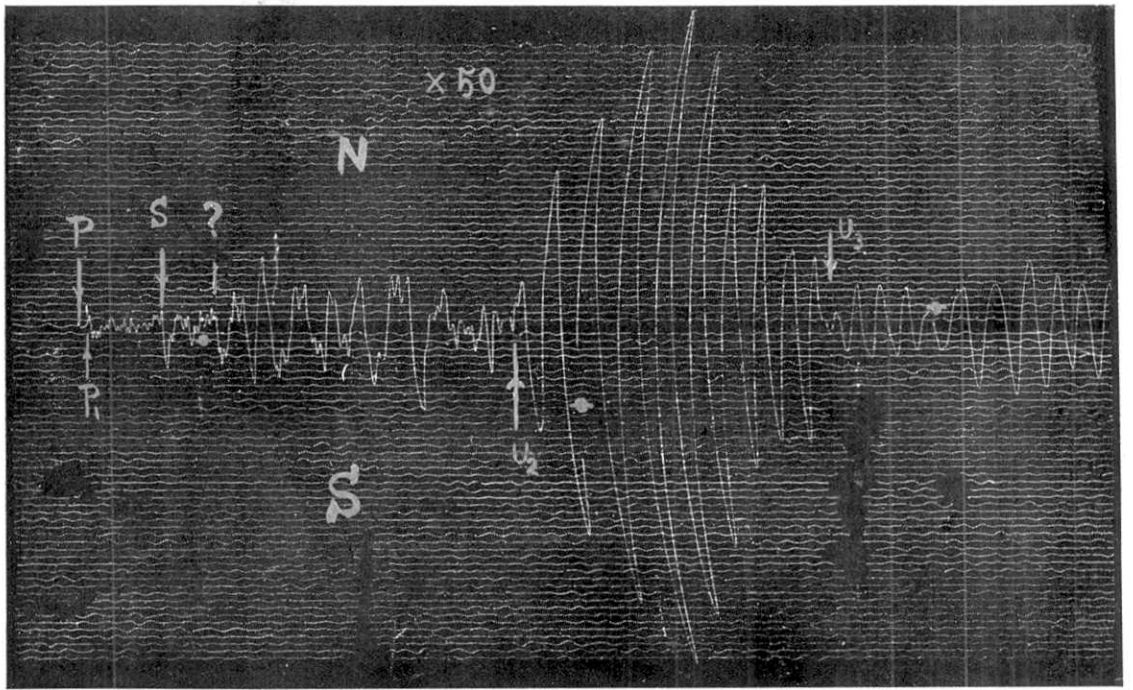
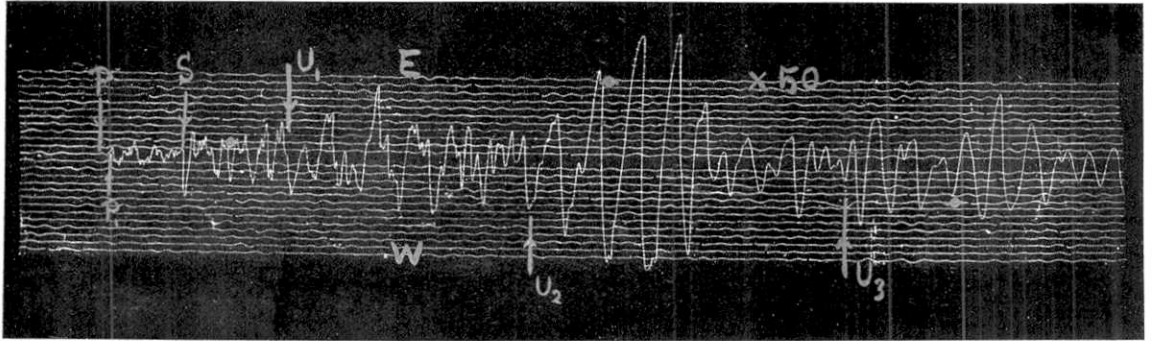
Fig. 6.



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

Misaki, 1930 IV 1^d 23^h.

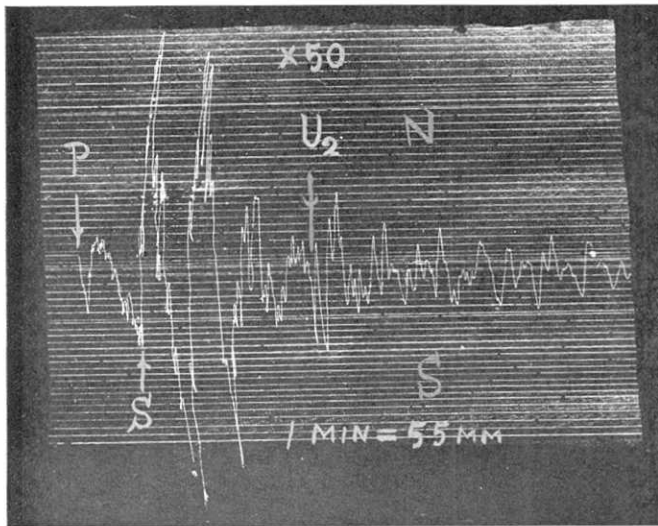
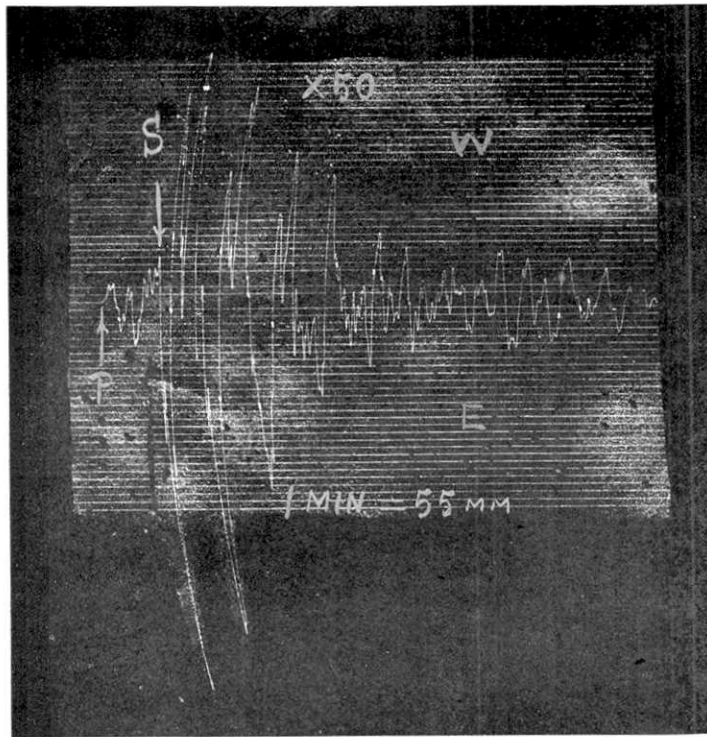
Fig. 7 a.



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

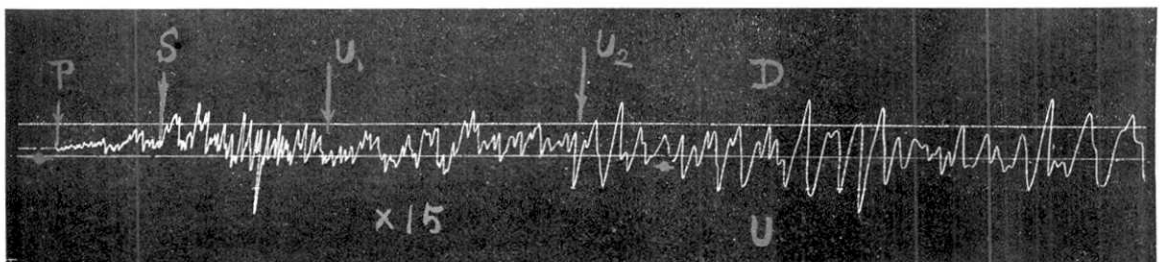
Hongō, 1930 IV 1^d 23^b.

Fig. 7 b.



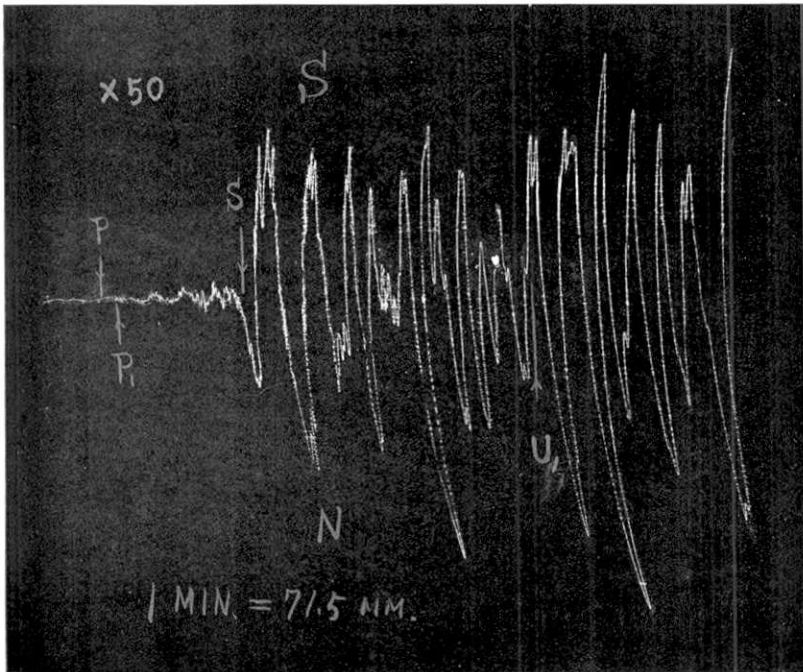
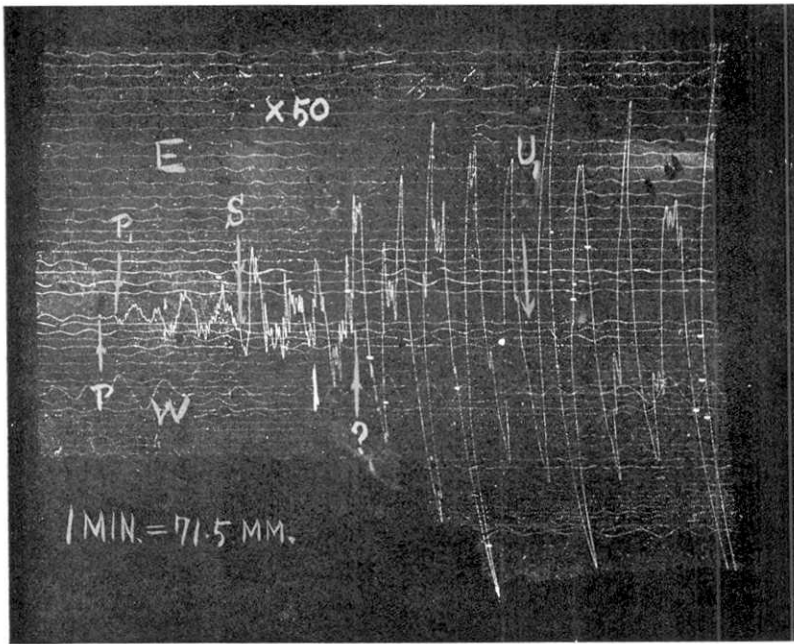
Titibu, 1931 VI 11^d 15^h 10^m.

Fig. 8 a.



Horogō, 1931 VI 11^d 15^h 10^m 19^s.9.

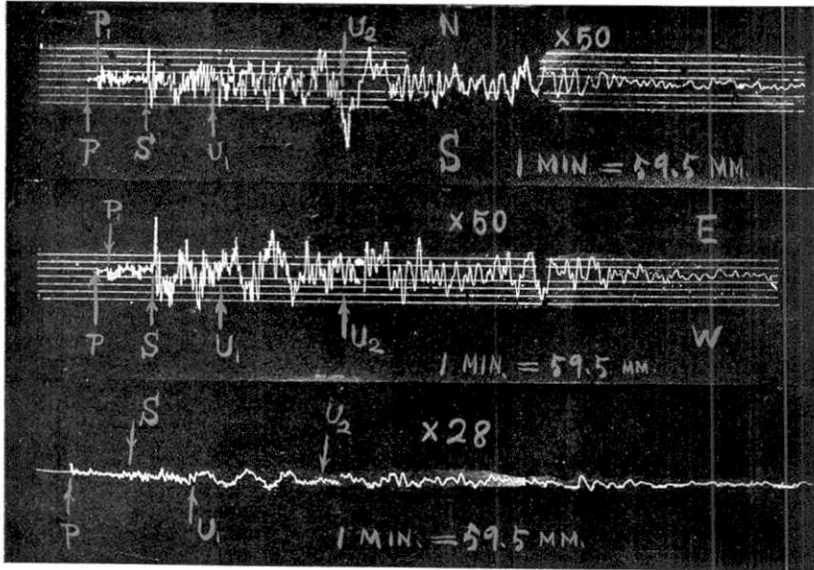
Fig. 8 b.



(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

Tôgane, 1931 VI 11^d 15^h 10^m

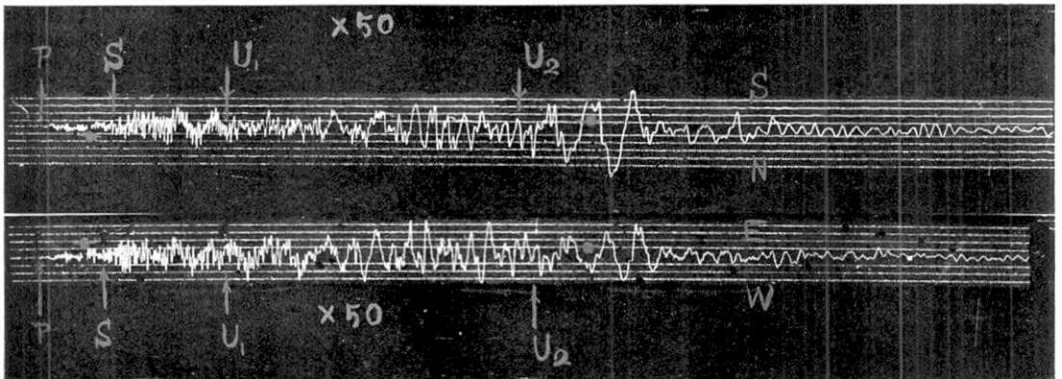
Fig. 8 c.



Mitaka, 1931 IX 23^d 21^h 46^m.

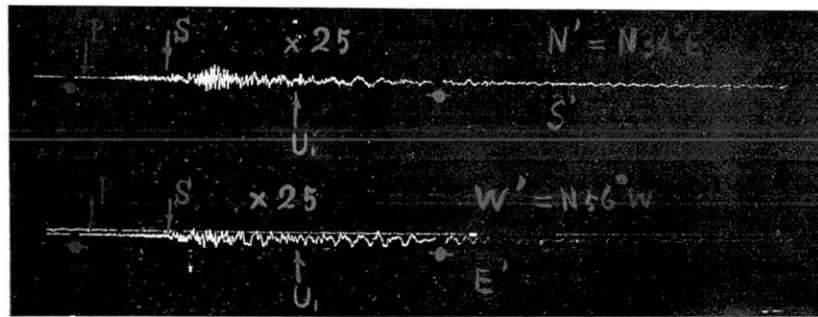
Fig. 9 a.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)

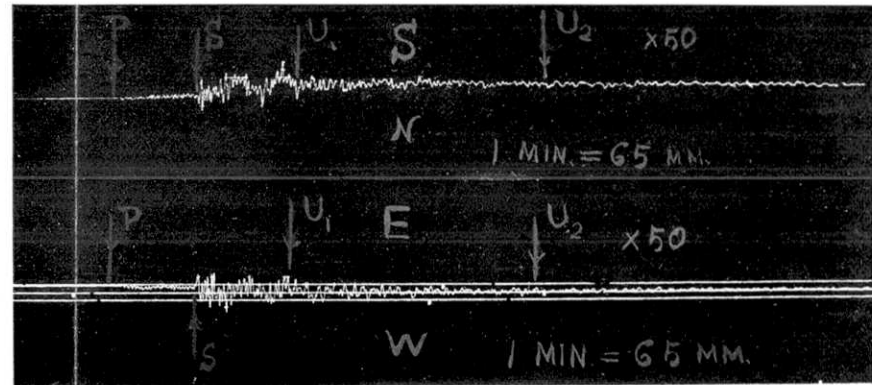


Hongô, 1931 IX 23^d 21^h 46^m 19^s.

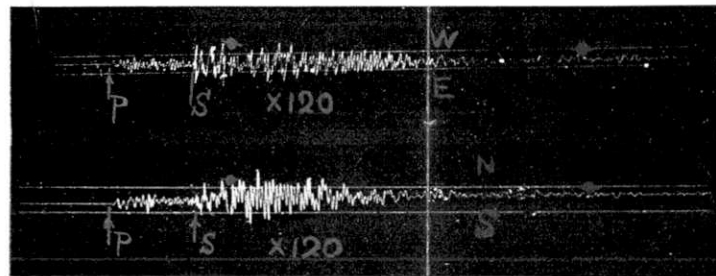
Fig. 9 b.



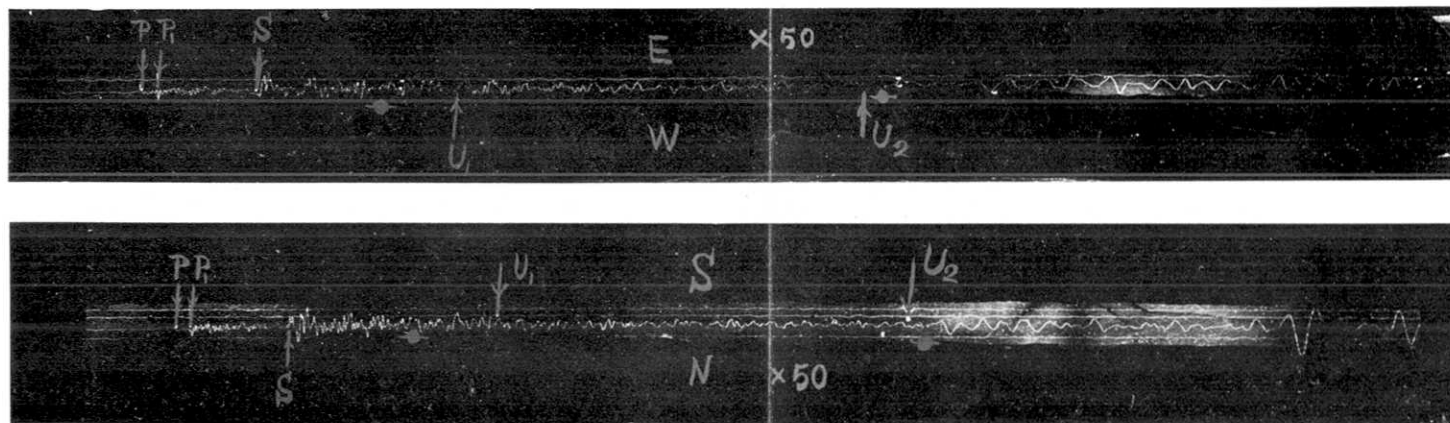
Yosiwara, 1931 IX 23^d 21^h 46^m.
Fig. 9 c.



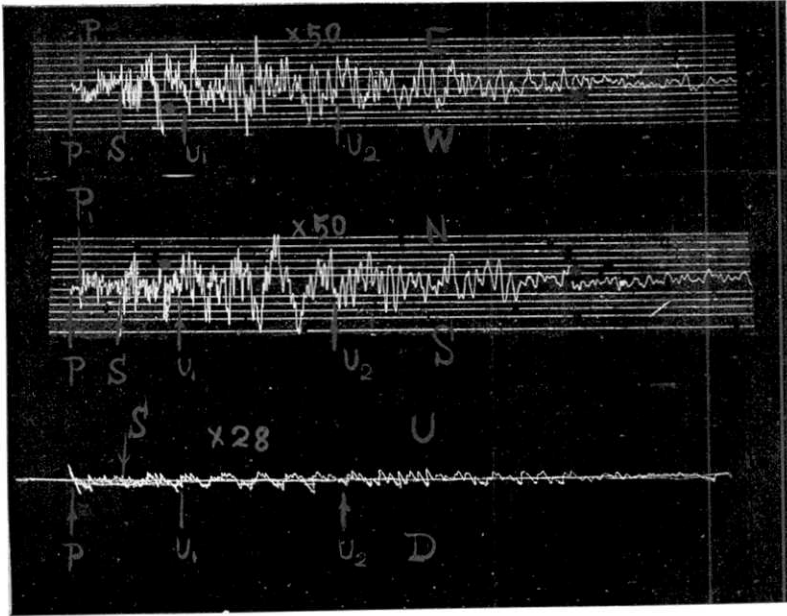
Oyama, 1931 IX 23 21^h.
Fig. 9 d.



Misaki, 1931 IX 23 21^h 46^m.
Fig. 9 e.



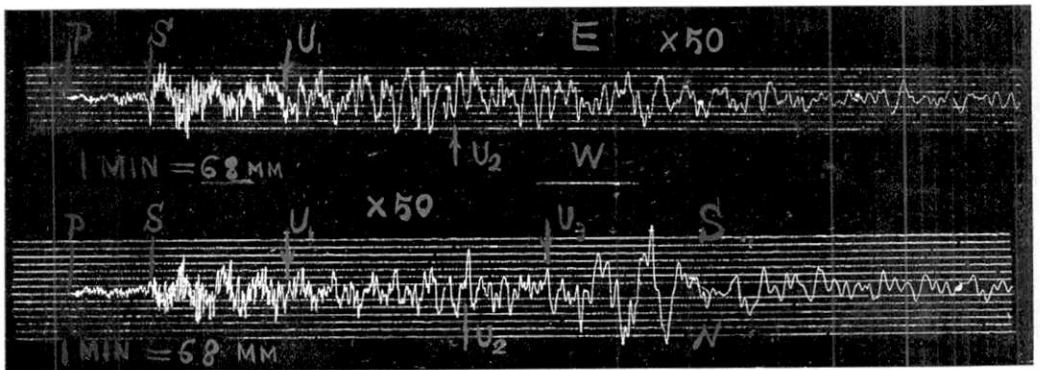
Tôgane, 1931 IX 23^d 21^h 46^m.
Fig. 9 f.



Mitakamura, 1931 IX 24 1^h 22^m.

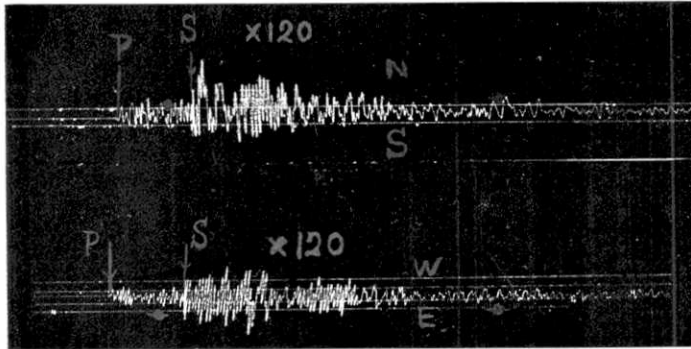
Fig. 10 a.

（震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富）



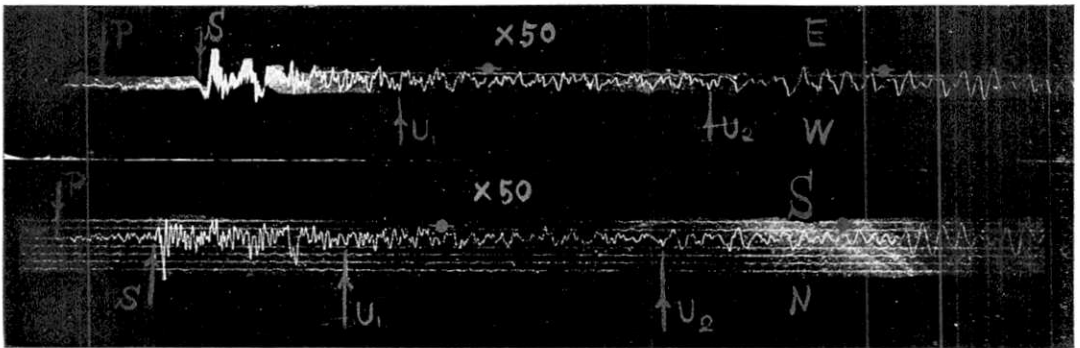
Hongô, 1931 IX 24 1^h 22^m 41^s.1.

Fig. 10 b.



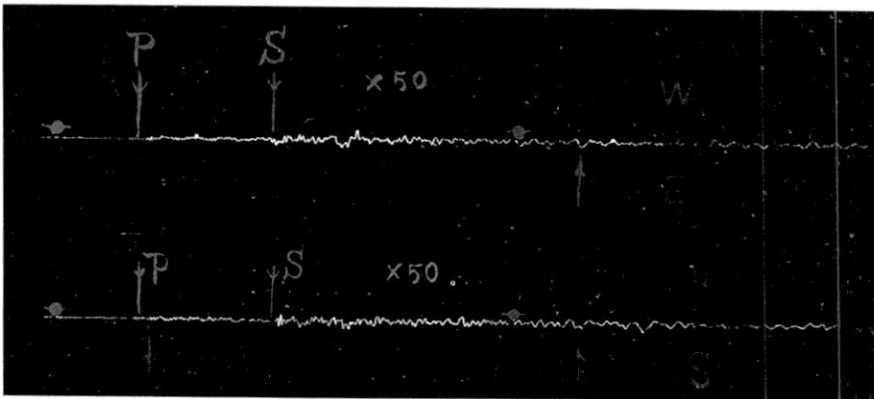
Misaki, 1931 IX 24 1^h 22^m.

Fig. 10 c.



Tôgane, 1931 IX 24 1^h 22^m.

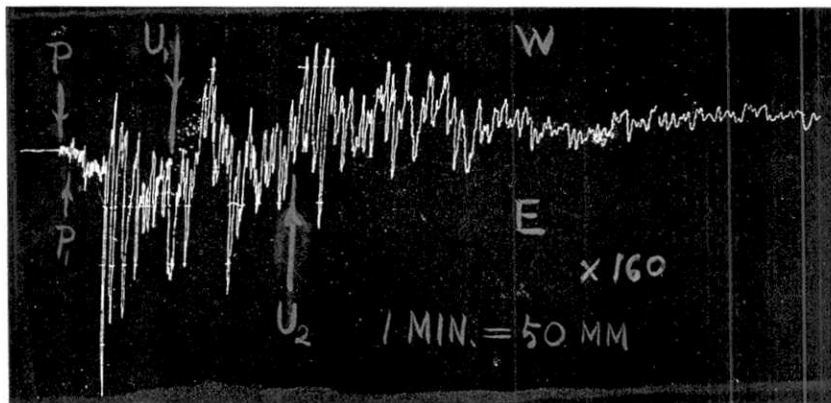
Fig 10 d.



Kiyosumi-yama, 1931 IX 24^d 1^h 22^m.

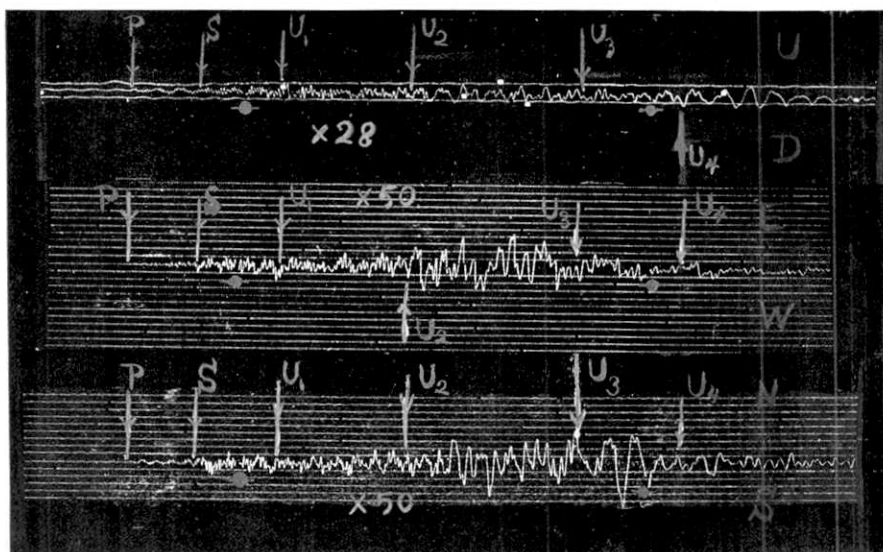
Fig. 10 e.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



Mitakamura, 1931 IX 24 21^h 11^m

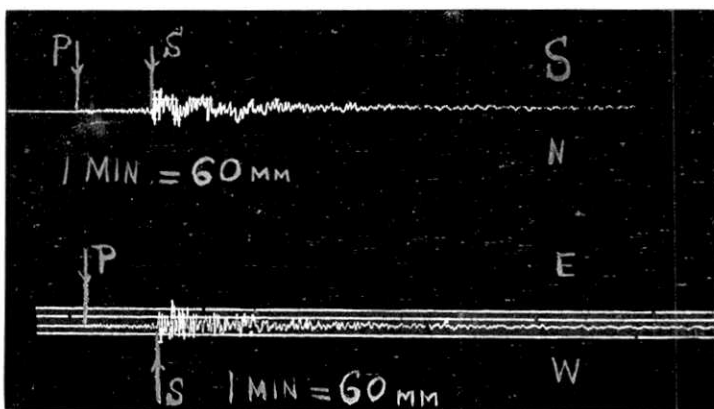
Fig. 11 a.



Hongô, 1931 IX 24 21^h 11^m 26^s.

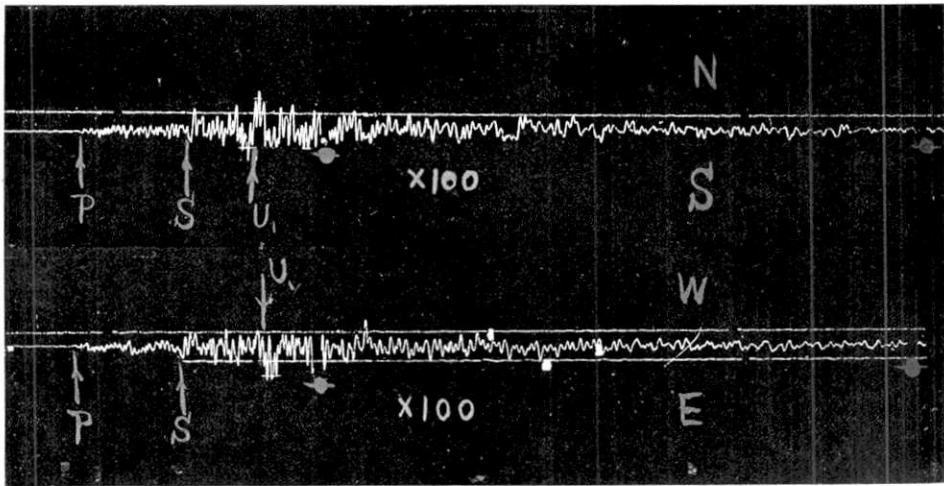
Fig. 11 b.

(震研彙報、第十號、圖版、松澤、福富)



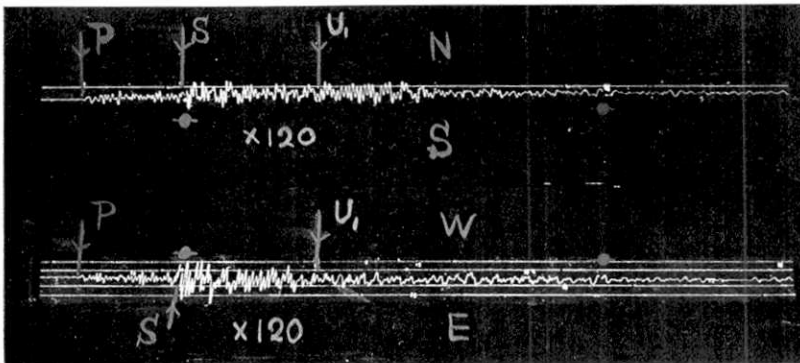
Oyama, 1931 IX 24^h 21^m 11^s.

Fig. 11 c.



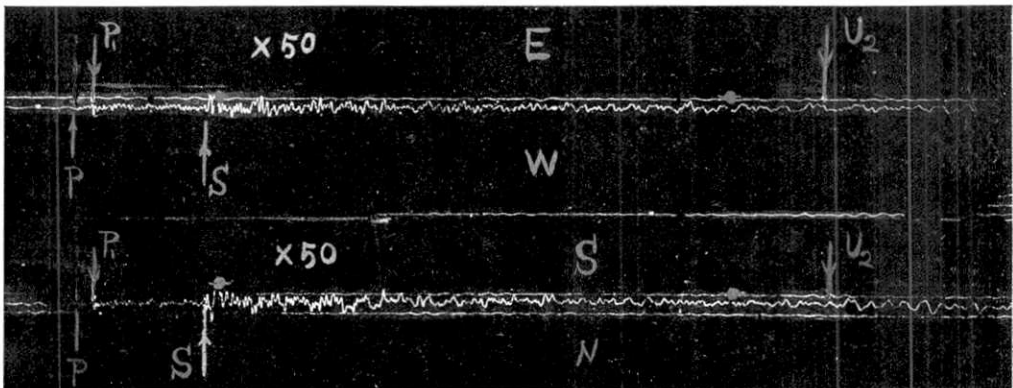
Kamakura, 1931 IX 24^d 21^h 11^m.

Fig. 11 d.



Misaki, 1931 IX 24^d 21^h 11^m.

Fig. 11 e.



Tōgane, 1931 IX 24^d 21^h 11^m.

Fig. 11 f.