

## Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922.

Von A. Sieberg und B. Gutenberg.

In der Nacht vom 10. zum 11. November 1923 verzeichneten alle Seismometer der Erde ein Weltbeben von besonderer Stärke. Es ließ sich sofort feststellen, daß der Herd desselben in Chile liegen mußte.

Die ersten Herdbestimmungen waren jedoch sehr ungenau. So glaubte der inzwischen verstorbene chilenische Seismologe Montessus de Ballore eine etwa 120 km vom wahren Herd entfernt liegende Stelle als das Epizentrum des Bebens betrachten zu müssen, eine Bestimmung, die sich allerdings nur auf eine einzige Seismometeraufzeichnung in Santiago de Chile stützen konnte. Der französische Erdbebendienst in Straßburg suchte den Herd auf Grund der Aufzeichnungen an 18 europäischen Erdbebenwarten an einem Ort, der nicht weniger als 600 km vom wahren Herd entfernt liegt. Die nachstehenden Untersuchungen ergeben, daß das Epizentrum des Bebens, das abends 11<sup>h</sup> 33<sup>m</sup> stattfand, in der Nähe der Stadt Vallenar gelegen hat, und zwar landeinwärts.

Die vielfach verbreitete Annahme, daß das Epizentrum im Meere zu suchen sei, ist abzulehnen.

Wenn trotz der Stärke des Bebens so wenig Verluste an Menschenleben eingetreten sind, es wurden vielleicht 600 getötet, so ist das darauf zurückzuführen, daß von dem Beben wenig besiedelte Gegenden betroffen wurden.

Es ist mit besonderem Dank zu verzeichnen, daß der Reichsanstalt für Erdbebenforschung durch ihren Auslandsdienst eine Fülle von Beobachtungsmaterial zugegangen ist, wodurch eine exakte Bearbeitung des Bebens ermöglicht wurde. Ganz besonders zu Dank verpflichtet ist dieselbe Herrn Prof. Dr. J. Brüggén in Santiago de Chile, der umfangreiche Ermittlungen über das Beben anstellte und das gesammelte Material der Reichsanstalt übergab. Hauptsächlich durch seine Bemühungen ist es möglich geworden, eine eingehende makroseismische Untersuchung des Bebens durchzuführen.

Die makroseismische Bearbeitung des Bebens erfolgte durch Herrn Regierungsrat Prof. Dr. Sieberg, während die Bearbeitung der Seismometeraufzeichnungen, deren Überlassung wir den in- und ausländischen Mitgliedern der Deutschen Seismologischen

Gesellschaft sowie auch mehreren anderen Erdbebenwarten danken, in entgegenkommender Weise von Herrn Dr. Gutenberg in Darmstadt übernommen wurde. Die mühevollen zeichnerischen Wiedergabe der Seismogramme besorgte Fr. Töpfer.

O. Hecker.

Erster Teil.

### Die Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen.

Von A. Sieberg.

#### I. Das Schüttergebiet des Erdbebens.

Das Zentrum des Erdbebens umfaßt den Südabschnitt der Wüste Atacama zwischen dem Copiapóflusse und dem Querriegel der Cordillera de Doña Ana, der die Andenkette mit dem zur Küstencordillere gehörenden Cordon del Romero verbindet, sowie den unbewohnten Westhang der Anden in einer nicht näher bestimmbarer Breite. Die Nordgrenze des makroseismischen Schüttergebietes ist unbekannt; hingegen wissen wir, daß seine Südgrenze die Küste zwischen Valdivia und Puerto Montt schneidet, was nach dieser Richtung hin einer Reichweite von rund 1400 km entspricht. Trotz des recht unsicheren Verlaufes der Isoseisten, die sich infolge des dünnen Netzes von Beobachtungsorten nur ganz schematisch ziehen lassen, scheint doch die alte Erfahrungstatsache wieder bestätigt, daß die große Achse des Schüttergebietes dem Streichen der Gebirge folgt, während quer zum Streichen eine schnellere Abnahme der fühlbaren Bebenstärke nach Osten und Westen unverkennbar ist. In diesem Falle entzieht es sich aber leider der Beurteilung, ob die im Azimut verschiedene Abnahme der Bebenstärke nur eine scheinbare ist, dadurch hervorgerufen, daß die Untergrundverhältnisse die Abschwächung der Bebenenergie stark beeinflussen, oder ob tatsächlich auch die wahre Bebenstärke quer zum Streichen schneller abnimmt als in der Streichrichtung. Auffällig ist jedenfalls, daß das Schüttergebiet mit den Isoseisten niedriger Grade den ganzen Kontinent bis zum Atlantischen Ozean bei der La Plata-Mündung überquert, dem nach dieser Richtung hin eine Reichweite von weit mehr als 1500—1600 km entsprechen würde. Zu denken gibt dabei die Tatsache, daß die Bebenstärke in Buenos Aires und La Plata bestimmt vom V. Grade gewesen ist. Man möchte da fast an ein Auslösungsbeben im Osten denken, dessen Schüttergebiet sich irgendwo in der Pampa mit demjenigen des Hauptbebens

vereinigt. Da genügende Zeitangaben für die Erschütterung im Osten fehlen und im kritischen Zwischengebiet auch die Bebenstärke nicht festzustellen ist, läßt sich diese bedeutungsvolle Frage leider nicht entscheiden. Eine Zeitlang ging das Gerücht, die Osterinsel, die in einem Epizentralabstande von nicht weniger als 3800 km dem offenen Ozean entragt, sei infolge des Bebens untergegangen. Dieses Gerücht, gegen das sich die Fachwelt gleich von Anfang an sehr skeptisch verhielt, konnte die Bark »Falcon« nach ihrer Rückkehr von der Osterinsel als falsch erklären; wie auch gar nicht anders zu erwarten war, ist das Beben dort nicht einmal gefühlt worden.

## II. Die Bebenwirkungen

im Zerstörungsgebiet (1) ergeben folgendes Bild, das für die Ermittlung des Epizentrums von grundlegender Bedeutung ist.

Tab. I. Erdbebenwirkungen im Hauptschüttergebiet.

Ort	Epizentral-entfernung*) Δ km	Einwohner-zahl	Getötete Menschen		Verwundete Menschen	Gebäude		Bebenstärke I—XII
			S	%		beschädigt	unbewohnbar	
Vallenar	58	6 000	333	5.6	600	alle	alle	XI
Gut Loncomilla	70	?	4	?	?	alle	alle	XI
Freirina	90	2 600	112 180	3.6	15	alle bis	auf 1	X
El Transito	41	?	2	?	?	?	?	X
San Felix	54	?	6	?	?	?	?	X
San Antonio	72	700	?	?	?	alle	fast alle	X
Tierra Amarilla	113	1 000	?	?	?	alle	fast alle	X
Copiapó	128	11 000	64	0.6	100	alle	85 %	IX
Huasco	72	420	12	2.9	?	alle bis	auf 3	IX
Rivadavia	167	?	?	?	?	fast alle	viele	IX
Vicuña	176	1 700	.	.	?	alle	einige	IX
Yerba Buena	51	?	1	?	?	die meisten	viele	IX
Carrizal Alto	87	1 000	.	.	.	zahlreiche	?	VIII
La Serena	186	15 000	.	.	3	90 %	30	VIII
Carrizal Bajo	109	1 000	.	.	?	zahlreiche	?	VII
Caldera	172	2 500	.	.	?	manche	?	VII
Rodeo	224	?	.	.	.	manche	.	VII
Chañaral	89	2 000	.	.	.	wenige	.	VI—VII
Coquimbo	196	15 000	.	.	.	.	.	VI

\*) Als Epizentrum wurde das von B. Gutenberg seismometrisch ermittelte angenommen. Die Epizentralentfernungen sind nach den Kartenblättern 1:500 000, República de Chile, Oficina de Mensura de Tierras, bestimmt, die die Reichsanstalt J. Brügggen in Santiago de Chile verdankt.

**XI. Grad:** Unter den wenigen Ortschaften, die sich im zentralen Gebiet des Erdbebens befinden, hat Vallenar am meisten gelitten. Dieses Städtchen von etwa 6000 Einwohnern, 384 m hoch auf beiden Ufern des Huascoflusses gelegen, ist so gut wie vollständig vernichtet worden; einzig und allein die Kirche blieb in gutem Zustande erhalten. Von den Trümmern wurden 333 Menschen erschlagen, also 5 1/2 % der Bevölkerung, und mehr als 600 Personen erlitten mehr oder minder schwere Verletzungen. Im Erdboden bildeten sich zahlreiche Spalten, denen Wasser und Schlamm entquoll. Beim Zusammenbruch des benachbarten Gutes Loncomilla verloren 4 Menschen das Leben. Nahe dem Gute Fonda Paona, an den sehr hohen und steilen, aus älteren Schottern gebildeten Ufern des Huascoflusses, rutschte ein mit Eukalyptusbäumen bepflanztes Landstück von 300 m Länge 200 m weit ab, ohne daß die Bäume umgefallen wären.

**X. Grad:** Nur wenig geringer waren die Bebewirkungen in dem Städtchen Freirina, das gleichfalls im Huascotal liegt und nur 2600 Einwohner zählte. Hier wurden alle Häuser bis auf eins zerstört, 12 Leute getötet und 15 schwer verwundet; außerdem gab es in der näheren Umgebung noch 80 weitere Tote. Landeinwärts, am Westrande der Anden, kamen sowohl in El Transito als auch in San Felix einige Menschen ums Leben, ein Zeichen für erhebliche Bautenzerstörungen, obschon diese nicht näher angegeben sind. Von der gleichen Größenordnung waren auch die Bebenwirkungen am Oberlaufe des Copiapóflusses. In San Antonio, dem in 1000 m Seehöhe gelegenen Endpunkt der Eisenbahn, von wo aus ein Übergang über die Anden nach Argentinien führt, sind alle Mauern eingestürzt, Felder und Wege wegen der entstandenen Erdspalten unbegebar. Das tiefer gelegene Bergwerksdorf Tierra Amarilla behielt kaum ein Haus in bewohnbarem Zustande. Bodenrisse verschiedener Länge, Breite und Tiefe, denen stellenweise Wasser entquoll, klapften auf, und durch Senkungen des Untergrundes wurden Eisenbahnschienen verbogen; Erdrutsche und Felsstürze gingen von den benachbarten Hängen nieder. In den Bergwerken kam es zum Zusammenbruch von Stollen. Gleichzeitig mit dem Beben wollen einige Personen schlangenförmige elektrische Entladungen beobachtet haben.

**IX. Grad:** Die schön angelegte Stadt Copiapó (11 000 Einwohner) hat zwar auch noch erheblich gelitten, aber doch nicht so schwer wie die bisher genannten Ortschaften. 40 % der Gebäude wurden sofort vollständig vernichtet, darunter die Pfarrkirche und das Theater, weitere 45 % mußten wegen ihres baufälligen Zustandes niedrigerissen werden; aber die übrig bleibenden 15 %, darunter die Intendanz, das Gericht, die Sparkasse, die Post und das Telegraphenamts konnten durch Ausbesserung der Schäden wieder bewohnbar gemacht werden. Rutschungen und Zerreißen des Bodens legten auf dem allgemeinen Friedhof eine Anzahl von Leichen frei. Wie aus den zahlreichen Berichten hervorgeht, trat in Copiapó das Erdbeben als eine etwa 3 Minuten anhaltende Folge von Wellenbewegungen mit eingeschalteten Vertikalstößen auf, die viele Fliehende zu Boden warfen. Erstickender Staub wirbelte aus den zusammenbrechenden Gebäuden auf, unter deren Trümmern 64 Tote und rund 100 Schwerverletzte begraben wurden. Manche Einwohner behaupteten, sie hätten rote Flammen wie Blitze gesehen, andere aber streiten dies entschieden ab. Unmittelbar nach dem Beben durchbrach der Mond für kurze Zeit die dichte Wolkendecke, und 2 Stunden später setzte ein leichter Sprühregen ein, für jene Gegend eine seltene Erscheinung. Von ungefähr der gleichen Stärke waren die Bebenwirkungen im

Hafendorfe Huasco an der Mündung des gleichnamigen Flusses, das trotz seiner 420 Einwohner gute öffentliche Gebäude und Kupferschmelzen besitzt. Sämtliche Häuser sind eingestürzt bis auf drei, die aber nicht mehr bewohnbar waren. Am Elqui-flusse ist in dem gut angelegten Städtchen Vicuña kein Haus ohne Risse geblieben, und manche Häuser mußten abgebrochen werden, während diejenigen minderwertiger Bauart fast sämtlich dem Beben zum Opfer fielen. Vollständig zerstört sind auch die höhere Knabenschule, eine weitere Schule, das Gouvernementsgebäude und das Polizeiamt; erheblich beschädigt wurde die Kirche. Jedoch gab es keine Toten. Auch weiter aufwärts im Elquital fehlte es nicht an schweren Gebäudeschäden. Viele Häuser sind eingestürzt, die übrigen unbewohnbar geworden. Namentlich sind allenthalben die aus runden Leesteinen aufgebauten Umfassungsmauern (pircas) der Felder, die den Erderschütterungen nur geringen Widerstand entgegensetzen können, zusammengefallen. Besonders in dem Gebirgsdorf Rivadavia hat das Beben große Schäden verursacht, die aber in den Berichten nicht näher bezeichnet sind. In Yerba Buena sind viele Häuser eingestürzt, wodurch 1 Einwohner das Leben verlor.

VIII. Grad: Carrizal Alto, dessen 1000 Einwohner vom Bergbau und Hüttenbetrieb leben, ist schwer beschädigt worden. Einen besseren Einblick in die Bebenwirkungen bekommen wir weiter im Süden. Recht erheblich waren sie in der verhältnismäßig großen Stadt La Serena (15000 Einwohner), die, etwa 4 km von der Küste entfernt, auf stufenförmigen Terrassen des Elqui-flusses liegt. 90% der Häuser wurden durch Risse beschädigt, 30 Gebäude sind unbewohnbar geworden, darunter das Lazarett; schwer beschädigt wurde die Intendanz. Mehrere Häuser begannen zu brennen. Infolge des Umfallens von Masten wurden die elektrischen Leitungen an mehreren Stellen unterbrochen. Einzelne Einwohner behaupten, gleichzeitig mit dem Erdbeben hätten sich elektrische Entladungen gezeigt, was von anderen energisch bestritten wird. Sicher scheint festgestellt zu sein, daß weder Störungen des Erdmagnetismus noch Erdströme aufgetreten sind. Auf dem Nordufer des Flusses öffneten sich Bodenspalten, aus denen Wasser austrat; trotzdem verhielten sich Brunnen und Quellen normal.

VII. Grad: Bei den schweren Beschädigungen, die in der 36 km von Carrizal Alto gelegenen, fast ebenso großen Hafenstadt Carrizal Bajo entstanden sind, geht aus den Berichten nicht mit Sicherheit hervor, wieweit sie Folge des Erdbebens oder der Seismischen Woge sind. In Caldera sollen die Erdbebenschäden erheblich gewesen sein; Einzelheiten sind nicht berichtet worden. Der vor der Küste auf der Höhe von Caldera vorbeifahrende Dampfer »Flora« fühlte ein Seebeben, das unter der Besatzung eine große Panik hervorrief.

Von einem Orte in den interandinen Hochflächen, nämlich von Rodeo in der Bruchsenke von Iglesia, wissen wir, daß Gebäudeschäden aufgetreten sind, bestehend im Einstürzen von Mauern, Abfallen von Gesimsen u. dgl.

VI. Grad: Von den in diese isoseiste Zone entfallenden Orten sei nur Coquimbo erwähnt, weil es kaum mehr als 10 km von La Serena entfernt und gleichsam dessen Hafen ist. Hier trat das Erdbeben bloß als »temblor« auf, der keinen nennenswerten Gebäudeschaden angerichtet hat, trotzdem an mehreren Stellen Spalten im Erdboden entstanden. Dagegen litt die Stadt in ganz ungewöhnlicher Weise unter den verheerenden Wirkungen der Seismischen Wogen.

Bemerkungen über die Bauweise in Nordchile. Für die Beurteilung der Bebenwirkungen ist eine Studie von Bergassessor Linnemann (2) von Be-

deutung, die sich mit den Folgen des Erdbebens zu Copiapó vom 4. Dezember 1918 befaßt. Hieraus seien folgende Ergebnisse mitgeteilt:

„Die ältesten und billigsten Häuser des regenarmen Nordens, in denen die arme Bevölkerung lebt, sind die »Tapiales«. Man braucht sie für Außenmauern sowie für die hauptsächlichsten Innenmauern. Sie bestehen aus Blöcken von 1 m Höhe, 1,5 m Breite und 60 cm Dicke, die aus lehmigem Material, das vom Copiapófluß abgelagert ist, nur durch Zusammenpressen und Formen hergestellt sind. Die Blöcke werden bis zur Höhe von 2 m übereinander gestellt, gewöhnlich ohne irgendwelche Armierung oder Mörtel. Meist gebraucht man nicht einmal die Vorsicht, durch Stroh die Widerstandsfähigkeit des Materials zu erhöhen, das wegen der großen Menge des darin enthaltenen Sandes recht locker ist. Gewöhnlich stellt man auf diese Blöcke noch einige Reihen »Adobes«, luftgetrocknete Ziegel von  $30 \times 60 \times 10$  cm aus demselben Material; auf diesen ruhen die Dachsparren. Die Mauern bedeckt man außen mit einer dünnen Schicht Lehm. Das Dach, das meistens flach ist, besteht auch in den anderen Konstruktionsarten aus einer mit Schilf oder Rohr bedeckten Armierung. Um es gegen Wind und Regen zu schützen, bedeckt man es ebenfalls mit einer dünnen Lehmlage. Diese wird mit der Zeit schlecht, aber nicht allenthalben; man muß sie deshalb alle zwei Jahre ausbessern, was geschieht, indem man jedesmal eine neue Schicht Lehm auf das Dach schmiert. So bilden sich im Verlauf von einigen Jahren sehr dicke Lehmschichten, die die Stabilität in Frage stellen und gegen Erschütterungen sehr wenig widerstandsfähig sind. Eine zweite, ihrer Billigkeit wegen viel gebrauchte Bauart sind die Adobehäuser, deren Material dasselbe ist wie das der Tapiales; aber die Mauern sind dünner, so daß das ganze Gebäude leichter ist. Die Aufstellung der Adobes und ihre oberflächliche Bedeckung mit Lehm ist ebenfalls dieselbe. Häufig wird mit Holz eine fachwerkähnliche Bauart durchgeführt. Diese Abänderung bildet in gewisser Weise einen Übergang zu den modernen Konstruktionen, die teurer sind und vorzugsweise aus Rohr und Brea bestehen. Die »Brea«, einen Strauch, vereinigt man in dünnen Bündeln und stellt sie zwischen senkrechte, ziemlich nahe aneinander stehende Pfähle; dann bedeckt man alles mit einer Schicht von Lehm in der gewöhnlichen Weise. Der Zusammenhalt ist in diesem Falle viel größer. Wenn man »Guayaquilrohr« braucht, so nagelt man zwischen die senkrechten Balken horizontal die Rohrstäbe, einen über den anderen. Auf diese Weise entstehen Rohrschichten, eine innere und eine äußere; der Hohlraum zwischen ihnen wird nicht ausgefüllt. Diese Bauweise ist sehr dauerhaft und dank ihrer Elastizität sehr widerstandsfähig gegen Erschütterungen. Doch ist sie nicht sehr verbreitet wegen ihrer hohen Kosten, da das Rohr aus Ecuador importiert werden muß. Man findet diese Bauweise hauptsächlich in den Geschäftshäusern und in den Privathäusern der vermögenden Gesellschaftsklassen.“

Gelegentlich des Copiapóbebens vom 4. Dezember 1918 wurden von Linnemann 1630 Häuser untersucht, von denen  $440 = 26,8\%$  aus Tapiales,  $349 = 21,3\%$  aus Adobes,  $405 = 24,7\%$  aus Brea und  $446 = 27,2\%$  aus Guayaquilrohr bestanden. Auf diese verteilten sich die Bebensschäden wie in Tab. II angegeben.

Bei der Bestimmung der Bebenstärke wurde die zwölfteilige Mercalli-Cancani-Skala in der Bearbeitung von Sieberg (3) zugrunde gelegt. Die Isoseisten in der beigegebenen Karte Abb. 1 konnten wegen der geringen Anzahl von Beobachtungsorten nur

Tab. II. Gebäudeschäden beim Copiapóbeben vom 4. Dezember 1918. Nach Linnemann.

Bauart	Zahl der Häuser	Völlig zerstört	Stark beschädigt	Wenig beschädigt
		%	%	%
Tapiales	440	56.6	31.4	12
Adobe	349	16.3	30.4	53.3
Brea	405	8.4	20	71.6
Guayaquilrohr	446	0.9	5.6	93.5

ganz schematisch gezogen werden, wobei berücksichtigt werden muß, daß gerade das Hauptschüttergebiet, die Wüste Atacama, sehr dünn besiedelt ist und nur vereinzelte größere, zusammenhängende Ortschaften besitzt. Unter diesen Umständen würde es ein fruchtloses Beginnen sein, wenn man versuchen wollte, irgendwelche Zusammenhänge der Bebenwirkungen mit dem geologischen Aufbau des Geländes zu ermitteln, zumal die Ortschaften fast ausschließlich in den Flußtalern liegen, deren feuchte Schwemmländer gewissermaßen die fruchtbaren Oasen in den weiten Flächen der regenarmen und sterilen Wüste bilden. Wenn ich zwei Isoseisten der höchsten Grade den Flußtalern folgen lasse, dann dürfte das durch die stets zu beobachtende Verstärkung der Bebenwirkungen im Schwemmlande berechtigt sein. Das allgemeine Bild der Bebenausbreitung würde sich selbst dann nicht wesentlich ändern, wenn man dem einen oder anderen Ort auf Grund der gemeldeten Bebenwirkungen eine um  $\frac{1}{2}$ —1 Grad höhere oder geringere Bebenstärke beimessen wollte, als hier geschehen ist.

**Das Epizentrum.** Als wichtigstes Ergebnis der makroseismischen Untersuchung unseres Bebens müssen wir die Feststellung bezeichnen, daß das Beben seinen Ursprung in den festländischen Teilen der Erdhaut Nordchiles genommen hat, rund 110 km von der Meeresküste entfernt. Alle makroseismischen Befunde deuten darauf hin, daß das Epizentrum nicht weit von Vallenar gelegen haben kann, und zwar in der Richtung landeinwärts. Dies bezeugt die ganz ausgesprochene Abnahme der Bebenstärke vom Westrande der Andenkette gegen die Küste; denn bei dieser Abnahme handelt es sich nicht allein um diejenige der scheinbaren Bebenstärke, die durch die geologisch-tektonischen Untergrundsverhältnisse beeinflusst ist, sondern auch um diejenige der davon befreiten wahren Bebenstärke, obgleich sich ein zahlenmäßiger Betrag der Untergrundkoeffizienten (4) in diesem Falle nicht ermitteln läßt. Genauer vermag man makroseismisch die Lage des

Epizentrums nicht anzugeben, weil in der fraglichen Gegend Ortschaften und damit die Beobachtungsmöglichkeiten fehlen. Sicherlich beruht es nicht auf bloßem Zufall, daß die von B. Gutenberg in Darmstadt, unabhängig von mir in Jena, vorgenommene Berechnung des Epizentrums auf Grund zahlreicher und zum Teil recht einwandfreier instrumenteller Aufzeichnungen, die der zweite Teil dieser Veröffentlichung enthält, zu einem Ergebnis (S. 31) geführt hat, das mit dem der makroseismischen Untersuchung eine Übereinstimmung zeigt, wie sie besser nicht erwartet werden kann.

**Die Lichterscheinungen.** Daß in Copiapó, Tierra Amarilla und La Serena gelegentlich des Erdbebens Lichterscheinungen in der Atmosphäre beobachtet worden sind, darf kaum bezweifelt werden, trotzdem es von manchen Leuten bestritten wird. Aber so wie die Verhältnisse liegen, zwingt auch in diesem Falle nichts zur Annahme, das Leuchten habe irgend etwas mit der Natur des Bebens zu tun gehabt; denn, wie wir sehen werden, genügt eine ganz einfache und näher liegende Deutung. Aus La Serena ist gemeldet, daß infolge des Erdbebens sowohl Brände ausgebrochen als auch Masten der elektrischen Leitungen umgefallen sind, wobei es Kurzschlüsse gegeben haben muß. Widerschein erklärt das Aufleuchten am Firmament zwanglos und ausreichend. Mit Kurzschlüssen der im Erdbeben schwingenden elektrischen Leitungsdrähte muß auch in Tierra Amarilla und Copiapó gerechnet werden, trotzdem keine ausdrückliche Erwähnung vorliegt. Von Copiapó wissen wir außerdem, daß eine dichte Decke niedriger Regenwolken den Widerschein begünstigte.

### III. Die Entstehungsursache des Erdbebens.

Neben dem ausdrücklich bezeugten Ruhigbleiben der benachbarten Vulkane sprechen alle Anzeichen, namentlich die gewaltige Größe von makro- und mikroseismischem Schüttergebiet, schon ohne weiteres dafür, daß wir es mit einem Dislokationsbeben zu tun haben. Als solches bezeichnen wir ja die physikalischen Folgerscheinungen jeder geologischen Weiterbildung einer Störung (Dislokation) des Schichtbaues (Tektonik) in der spröden Erdhaut infolge von überreifen Spannungszuständen. Welcher Art die tektonischen Vorgänge sein mögen, die im vorliegenden Falle zur Ansammlung von potentieller Energie und zu deren schließlicher Umwandlung in die kinetische Energie der Erdbebenschwingungen geführt haben mag, wollen wir nachstehend untersuchen. Den Schlüssel zum Verständnis bietet uns der Aufbau des Westrandes von Südamerika

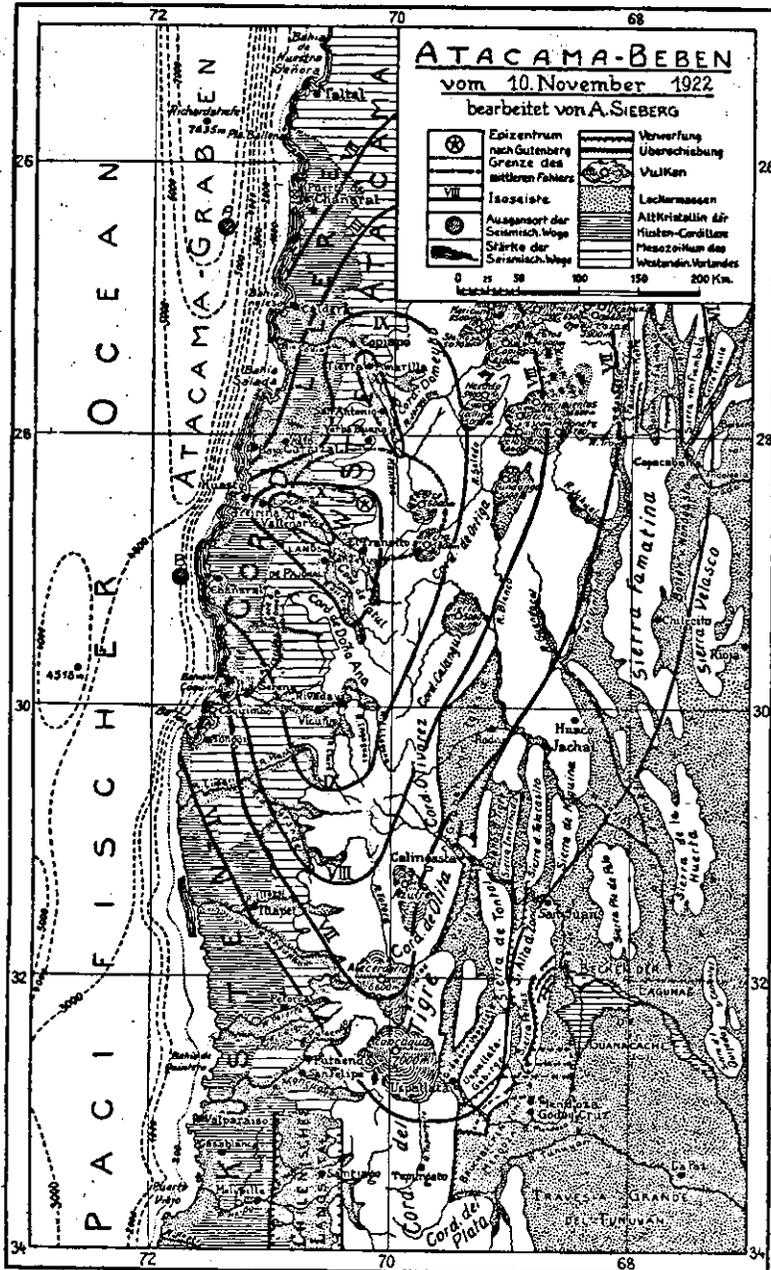


Abb. 1. Übersichtskarte des Hauptschüttergebietes.

südlich des Wendekreises des Steinbocks, namentlich im Lichte derjenigen Forschungsergebnisse, die wir G. Steinmann (5) in Bonn und seinen Schülern sowie Walther Penck (6) verdanken.

**Der allgemeine Aufbau von Chile.** Dieser Westabschnitt Südamerikas zerfällt schon, rein orographisch betrachtet, in vier schmale, meridional verlaufende Streifen, die auch in ihrem inneren Aufbau grundsätzliche Verschiedenheiten zeigen. Sie seien in der Reihenfolge von Osten nach Westen besprochen:

1) Die Cordillere der Anden ist eine gefaltete Hochgebirgskette, deren erste Anfänge während der Trias aus einem mesozoischen Geosynklinalmeer hervorgegangen sind. Damals, und namentlich vom älteren Tertiär ab, legten sich an ältere Gebirge durch Schub von Westen her immer neue Faltenstränge, die älteren noch enger miteinander verschweißend. In jüngerer Zeit trat Bruchzerstückelung hinzu, die hauptsächlich zur Herausbildung von Längsbrüchen, in untergeordnetem Maße auch zu Querbrüchen führte. Mit der Bruchzerstückelung war der reichliche Austritt von Magmen verbunden, so daß dem Gebirge zahlreiche mächtige Vulkane, tätige und erloschene, wie Fremdkörper aufgesetzt sind.

2) Das Westandine Vorland begleitet als schmaler Streifen ebenen oder hügeligen Landes den Westfuß des Gebirges. Sein Untergrund besteht in der Hauptsache aus flach gelagerten mesozoischen Gesteinen. Die Einzelheiten von Bau und Entstehung werden uns weiterhin noch eingehend beschäftigen.

3) Die Küstencordillere ist, wie R. A. Philippi (7) hervorhebt, ein breiter Landrücken mit wellenförmiger Oberfläche, aufgebaut aus altkristallinen Gesteinen, vorwiegend granitischen. Dieser stellenweise unterbrochene Höhenzug begleitet von der Insel Chiloe an die ganze Südostküste des Kontinentes bis südlich von Taltal, wo er bei der Punta Ballena ins Meer ausstreicht. Die Granite der Küstencordillere zersetzen sich leicht, weil sie viel Feldspat enthalten. Deshalb sind diese Granitberge meistens abgerundet, haben sanfte Hänge, geringe Höhe oder bilden gar, so namentlich im Norden, Platten mit wellenförmiger Oberfläche; am steilsten pflegen sie nach dem Meere zu abzufallen.

4) Eine schmale Tiefseerinne von mehr als 4 km Tiefe begleitet die Küste in geringem Abstand. Sie birgt die größten Tiefen des Südostpazifischen Ozeans, so die Richardstiefe (7635 m) im Atacamagraben und die Haekeltiefe (5667 m) im Valparaisograben.

Diese Zerlegung der Erdkruste in meridional verlaufende Streifen

ist nach Steinmann, Brüggén (8) u. A. das Ergebnis von jungtertiärer Bruchzerstückelung. Dabei verschoben sich die Schollen auf den Längsbrüchen in vertikaler Richtung mit dem Ergebnis, daß der Senkungsprozeß von Phasen örtlicher Hebung unterbrochen wurde. Demzufolge ist die Bezeichnung Küstencordillere falsch; denn es handelt sich ja nicht um ein Faltengebirge, sondern um einen Horst. Das Westandine Vorland in einer Länge von rund 6000 km und einer Breite von 100—200 km entspricht mit dem in der Lücke Taltal-Arica unter dem Meer versenkten Stück etwa dem Ostafrikanischen Grabensystem mit der Fortsetzung im Roten Meer und im Jordangraben. Der Bruchcharakter des Großen Chilenischen Längstales zwischen Santiago und Puerto Montt, das sich weiter südwärts im Meeressund zwischen dem Festland und der vorgelagerten Inselreihe fortsetzt, ist schon lange behauptet und neuerdings von J. Brüggén nachgewiesen worden. Hier haben wir es mit einem Grabenbruch zu tun nach Art des Oberrheintalgrabens zwischen Schwarzwald und Vogesen. Nördlich von Santiago, in der Provinz Aconcagua, wird das Westandine Vorland bergig, weil sich viele Querriegel von den Anden aus gegen die Küstencordillere verschieben. Aber diese Querrücken weisen in der fast gleichbleibenden Höhe von etwa 1200—1300 m eine Reihe von niedrigen Einsattlungen auf, die kaum anders als die nördliche Fortsetzung des Großen Chilenischen Längstales gedeutet werden können.

**Die Tektonik der Atacama.** Das Hauptschüttergebiet unseres Bebens, die Wüste Atacama, ist der nördliche Abschnitt des Westandinen Vorlandes einschließlich der Küstencordillere. Letztere tritt hier im Oberflächenbilde schon stark zurück, zumal sie auf der Strecke zwischen dem Huascoflusse und Caldera von jungen Sedimenten überdeckt ist. Diese bestehen in der Hauptsache aus eozänen, also jungtertiären Küstenablagerungen, meistens fossilreichen Sandsteinen mit tonigen Bindemitteln. Bei Caldera sind darüber auf weiter Fläche quartäre Ablagerungen in fast horizontalen, schwach gegen das Meer geneigten Schichten ausgebreitet. Hinter der ziemlich steilen Küste steigt in Stufen, verhältnismäßig sanft, eine Sandwüste empor bis zum Fuße der Anden, die sich schroff aus der Wüste erheben. Im Untergrunde finden sich nach Pissis eruptive Felsmassen verschiedenen Alters neben Schollen von rotem Sandstein und mesozoischem Kalk.

Schon E. Sueß (9) verglich den Bau der Atacama mit demjenigen des Californischen Längstales, und die neueren Forscher, vor allem Steinmann, erblicken darin eine Fortsetzung des Graben-

bruches des Großen Chilenischen Längstales, die durch die Querriegel am Aconcagua unterbrochen ist. Steinmann erklärt die Lücke in der Küstencordillere zwischen Taltal und Arica als den Ausbiß eines jungen Einbruchs, bei dem eine der Brasilien-Guayana-Masse ähnliche alte Kontinentalmasse unter den Fluten des Südostpazifischen Ozeans versank. Später, vermutlich im Altquartär, entstand durch weitere Bruchsenkung die heutige Küstenlinie, deren Bestehen zur mittleren oder jüngeren Quartärzeit durch die gehobenen Terrassen und Muschelbänke angezeigt wird. So bildete sich der Horst der Küstencordillere mit einer Sprunghöhe, die seewärts mehrere Kilometer ausmacht; wird doch heute der Rand der versunkenen Kontinentalmasse durch die größten Tiefen des Südostpazifischen Ozeans mit der langen Rinne von Lima- (5868 m), Arequipa- (6867 m), Atacama- (7635 m) und Valparaisograben (5667 m) gekennzeichnet. Auch die heute von der Wüste Atacama eingenommene Scholle, ein Teil des verlandeten mesozoischen Geosynklinalmeeres, hat mitsamt von Teilen der Anden mehrfach vertikale Verschiebungen durchgemacht. Dafür sprechen neben bestimmten Sedimentablagerungen auch die Terrassen des Huascoflusses, die längs der Meeresküste bis nach Caldera und Coquimbo hin ihre Fortsetzung finden. Die Stadt Vallenar, die im Huascotale rund 53 km von der Küste entfernt liegt, ist von einem in 5 Terrassen ansteigenden Amphitheater umschlossen, dessen Durchmesser 16—17 km beträgt gegenüber einer sonstigen Talbreite von nur 6—7 km.

**Der Zusammenhang unseres Bebens mit der Lokaltektoneik.** Das Erdbeben vom 10. November 1922 erweist sich als eine gewichtige Stütze der Ansicht, die Atacama sei, ebenso wie das Große Chilenische Längstal, ein Grabenbruch, dessen Bruchränder den Westanden und der Küstencordillere entlang laufen. Inwieweit die früheren zerstörenden Beben der Atacama (10) gleichfalls zur Stütze herangezogen werden können, entzieht sich der Beurteilung, solange wir nicht aus der Verbreitung der Hauptschüttergebiete wissen, in welcher Gegend die Epizentren zu suchen waren und wie sich der Abfall der Bebenstärke gegen die Küste gestaltet hat. Zu derartigen Untersuchungen fehlt uns bis jetzt leider das Beobachtungsmaterial.

Als feststehende Tatsache können wir folgendes bezeichnen: Das Beben vom 10. November 1922 ist auf dem festen Lande, am Westfuße der Anden etwa zwischen Vallenar und San Antonio, also rund 110 km vom Meere entfernt, entstanden. Unter Berücksichtigung der Verhältnisse, die in anderen, tektonisch genauer erforschten Bebengebieten an-

getroffen worden sind, müssen wir unbedingt ein Bruchbeben annehmen und den Gedanken an ein Faltungsbeben zurückweisen. Dies führt zur weiteren Annahme, der Westhang der Anden werde wenigstens auf der genannten Strecke durch eine Bruchversenkung, eine Verwerfung gebildet. Zum Bebenherde wurde diese Dislokationsfläche dadurch, daß die auf beiden Seiten wachsende Spannung den Reibungswiderstand bzw. die Festigkeit der verzahnenden Gesteinsmassen überschritt; eine plötzliche, ruckweise Vertikalverschiebung der Schollenränder, die die Erdbebenwellen erregte, mußte wieder für einige Zeit das Kräftegleichgewicht herstellen. Dieser Vorgang muß, wie aus dem Vergleich der Bebenwirkung mit den von Sieberg (11) aufgestellten Charakterklassen der Erdbeben hervorgeht, mit der Entbindung sehr großer Energiemengen in einem Herde verbunden gewesen sein, der aus sehr großer Tiefe bis nahe an die Erdoberfläche gereicht hat. Trotzdem die Vertikalverschiebung so klein gewesen ist, daß sie zu sicht- und meßbarer Erdbebendislokation anscheinend nicht geführt hat, ist sie doch ein Zeichen dafür, daß in jener Gegend die gebirgsbildenden Kräfte leben und an der Arbeit sind, durch die Summierung winziger Einzelbewegungen im langen Verlaufe geologischer Zeitabschnitte schließlich jene gewaltigen, oft nach Kilometern messenden Dislokationen zustande zu bringen, die wir im Gelände mit Staunen nachweisen.

Vom theoretischen Standpunkte aus betrachtet besteht die grundlegende Bedeutung unseres Bebens darin, daß bei dieser Gelegenheit wohl zum erstenmal durch einwandfreie makro- und mikroseismische Beobachtungen der Nachweis für die Entstehung von Groß- und Weltbeben auch auf festländischem Boden Nordchiles, weit ab von der Meeresküste, erbracht worden ist. Denn in den Fachkreisen herrschte bis jetzt die Annahme, die schweren Beben Nordchiles hätten ihren Herd unterhalb der Tiefseeegräben. Vor allem bei denjenigen Beben, die von Seismischen Wogen begleitet waren, erschien die submarine Entstehung als über jeden Zweifel erhaben. Auch diese Ansicht ist jetzt hinfällig geworden, und das uns zugegangene Beobachtungsmaterial über die Seismischen Wogen bietet uns, so lückenhaft es auch ist, wertvolle Einblicke in deren Entstehung.

#### IV. Verlauf und Wirkungen der Seismischen Wogen.

Etwa  $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$  Stunde nach dem Erdbeben — genauere Zeitangaben liegen nicht vor — begann an der chilenischen Küste jenes verderbliche Wandern von Wassermassen, das als Seismische Wogen oder mit dem japanischen Worte Tsunami bezeichnet wird und

eine traurige Berühmtheit erlangt hat. Die Wasserbewegung begann allenthalben mit einem Zurückweichen der Wassermassen unter den Ebbestrand. Dann rückte eine hohe Woge vor und lief brandend auf den Strand auf, die Fluthöhe überschreitend. Dieser Vorgang wiederholte sich vor dem Epizentralgebiet des Erdbebens mindestens dreimal, wobei die zweite Woge die gewaltigste gewesen ist. Nur im Norden liegen die Verhältnisse anders; aus Caldera wird berichtet, das Zurückebben und Vorfluten sei mehr als zwanzigmal erfolgt, und in Chañaral war die dritte Woge die schlimmste. Diese Verschiedenheit in Süd und Nord wird uns noch beschäftigen. Nahe dem Ursprungsort der Seismischen Wogen waren deren Wirkungen verheerend. Der Anprall der Wassermassen zerstörte Bau- und Wegeanlagen, warf Eisenbahnzüge von den Schienen herunter, schleuderte Fahrzeuge aufs Trockene und schwemmte Trümmer nebst zahlreichen Menschen beim Rückzug mit sich ins Meer hinaus. An der Mündung des Elquiflusses drangen die Seismischen Wogen in die Flußaue  $1\frac{1}{2}$  km vor, bis in die Nähe von Compania Baja bei La Serena. So vervollständigten die Meeresfluten die vom Erdbeben hervorgerufenen Zerstörungen, ja übertrafen sie, ganz besonders auffällig zu Coquimbo und Chañaral, noch bei weitem. Über die Wirkungen der Seismischen Wogen geben Tab. III und die anschließend mitgeteilten Einzelheiten Aufschluß.

Tab. III. Wirkungen der Seismischen Wogen.

Ort	Getöbete Menschen	Zerstörte Gebäude	Der Woge größtes Vorrücken		Wogenstärke I—VI	Bebenstärke I—XII
			vertikal	horizontal		
Coquimbo	60	> 800	3.15 m	568 m	VI	VI
Strand vor La Serena	?	fast alle	5	750	VI	VIII
Carrizal Bajo	.	fast alle	?	?	VI	VII
Chañaral	17	fast alle	?	> 100	VI	VI—VII
Caldera	.	viele	5	150	V	VII
Tongoi	.	zahlreiche	?	?	V	VI
Küste vor Illapel	.	11	?	?	IV	V—VI
Huasco	.	?	?	?	IV	IX
Antofagasta	.	einige	5	125	IV	VI
Taltal	.	.	?	?	III	VI
Constitución	.	.	4	?	III	V
Talcahuano-Concepción	.	.	?	?	II	IV—V
Coronel	.	.	?	?	II	IV
Hilo (Hawaii)	.	.	?	?	III	.
Choshi (Japan)	.	.	?	?	I	.
Osaka (Japan)	.	.	?	?	I	.

VI. Grad: Am schwersten ist wohl Coquimbo heimgesucht worden. Es wurden nicht nur die Molen, Lagerhäuser und Schienenwege zerstört, Eisenbahnwagen umgestürzt, sowie eine Laatschute aufs Trockene geworfen, sondern auch der Stadtteil Baquedano mit 800 Häusern und Teile des Vorortes Victoria vollständig weggeschwemmt, wobei es 60 Tote gab. Nach den Messungen des Ingenieurs Alejandro Varela Muñoz hat der vom Meere erreichte äußerste Punkt eine Entfernung von 568 m vom Strand und eine Höhe von 3 m 15 cm gehabt. Ein Schiff auf hoher See in der Höhe von Coquimbo hat weder die Seismischen Wogen noch das Beben wahrgenommen. Auf dem Strande, der La Serena vom Meere trennt, umspülte die erste Welle die Gebäude am Hafen schwach, rief aber bereits im Hafen die ersten Zerstörungen hervor. Nach etwa 5 Minuten erfolgte erneuter Rückzug bis 150 m vom Ebbestrand. Hierauf folgte eine 5 m hohe Welle, welche die größten Störungen verursachte und am flachen, von Dünen besetzten Strande bis auf 750 m landeinwärts fast alle Gebäude mit sich riß. In die Flußaue des Elquiusses drang die Seismische Woge  $1\frac{1}{2}$  km weit bis in die Nähe von Compania Baja vor. Nach weiteren 5 Minuten zog sich das Meer zum drittenmal zurück, um noch einmal schwächer wiederzukehren. Zu Carrizal Bajo wurde die Eisenbahnmole und die Ortschaft vollständig in Trümmer gelegt. Wenn auch aus den Berichten nicht zu ersehen ist, wieweit das Erdbeben an den Zerstörungen beteiligt war, so werden wir doch nach der ganzen Sachlage kaum fehlgehen, wenn wir den Seismischen Wogen den größeren Teil des angerichteten Schadens beimessen. In Chañaral rückte die erste Woge ruhig vor bis zur Straße Merino Jarpa, einige Häuser umspülend. Der zweite Rückzug erfolgte, ebenfalls ruhig, ohne Erregung des Meeres, mehr als 40 m weit. Die zweite Woge drang stärker und mit größerer Wassermasse, aber gleichfalls ohne Wellenschlag und Brecher, 60 m weit vor, sämtliche Häuser der Straße überschwemmend. Das dritte Vorrücken war das schlimmste. Ein gigantischer Wasserberg schwemmte den ganzen tief gelegenen Teil der Stadt weg, wobei es 17 Tote gab; 10 Minuten lang hielt sich das Wasser auf seiner größten Höhe.

V. Grad: Beim ersten, langsamen Zurückziehen des Meeres in Caldera wurde der Rumpf des Panzerschiffes »Blanco Encalada« freigelegt. Dann erfolgte eine große Anschwellung des Meeres in Gestalt eines hohen Wasserberges, der sich ohne Brecher langsam dem Hafen zu bewegte. Mehr als zwanzigmal erfolgte das Zurückebben und Vorfluten. Die Mole, die Zollgebäude, die Eisenbahnwerkstätten wurden unter Wasser gesetzt und beschädigt, ganze Eisenbahnzüge fortgespült, aber keine Menschenopfer gefordert. Die größte Höhe am Strande, die das Wasser erreichte, betrug 5 m, die größte Reichweite 150 m. In Tongoi zerstörten die Seismischen Wogen die Fischerhäuser am Strande und die Eisenbahnlinie.

IV. Grad: An der ganzen Küste des Distriktes Illapel findet sich kein Hafen. Zerstört wurden dort der fiskalische Landungssteg und 11 Fischerhütten. In Huasco war der angerichtete Schaden nur gering; Einzelheiten sind nicht angegeben. Zu Antofagasta begann die Wasserbewegung mit schnellem Zurückzug, so daß die Mole völlig im Trockenen lag. Dann rückte die Wassermasse ca. 125 m weit über den Normalstand vor, riß Badehütten, sowie Fischer- und Arbeiterhütten fort und warf leichte Boote gegen Gebäude und Felsen. Der höchste Wasserstand betrug 5 m über Normal.

III. Grad: In Taltal gingen 8 Fischerboote verloren, desgleichen einige in Constitución; am zuletzt genannten Orte erreichte die Wasserhöhe 4 m.

II. Grad: Bei Talcahuano, dem Hafen von Concepción, und bei Coronel wurde lediglich starke Bewegung des Wassers festgestellt.

Die Seismischen Wogen pflanzten sich über die ganze Breite des Pazifischen Ozeans hinweg fort. So wurden in der Mitte des Nordpazifischen Beckens, zu Hilo auf der Insel Hawaii, also in 10500 km Abstand vom Ursprungsort, zahlreiche Sampans und andere Boote fortgeschwemmt, was dem III. Grade entspricht. Diese auffällig hohe Stärke, wenn man sie mit derjenigen in Südchile vergleicht, beweist, daß die Energieabnahme über den großen Tiefen des Weltmeeres eine viel geringere ist als in den flachen Küstengewässern. Ferner ist uns bereits bekannt geworden, daß die registrierenden Gezeitenmesser oder Mareographen zu Choshi und Osaka an der Küste Japans, in rund 17000 km Abstand, die Seismischen Wogen aufgezeichnet haben. Es ist wohl mit Sicherheit zu erwarten, daß mit der Zeit noch mehr Mareographenstationen im Bereiche des Pazifischen Ozeans Nachrichten über entsprechende Aufzeichnungen veröffentlichen werden.

Bekanntlich stellen die Seismischen Wogen Übertragungswellen (12) dar, also transversale Gravitationswellen besonderer Art. Denn im Gegensatz zu den gewöhnlichen Wasserwellen wandert bei diesen Wellen eine Wassermenge vom Ausgangsort zu einer anderen, oft weit entlegenen Stelle. Auf diese Weise entstehen nur ganz vereinzelt Wellenberge, die einsam in der Richtung des Impulses voranlaufen. Hierdurch unterscheidet sich die Übertragungswelle auch äußerlich von den nur in Schwärmen auftretenden gewöhnlichen Windwellen, während die Fortpflanzungsgeschwindigkeit die gleiche ist.

Im allgemeinen, wenigstens für den offenen Ozean, kann man annehmen, daß Höhe und Wirkungen der Seismischen Wogen nahe dem Ursprungsorte am bedeutendsten sind und mit wachsender Entfernung durch die innere Reibung der Wassermassen immer mehr abnehmen. Aber beim Auflaufen auf die Strandzone ändert sich der normale Charakter infolge der orographischen Verhältnisse, nämlich sowohl infolge der Strandböschung als auch infolge des Küstenverlaufes. Denn die anrückende Wassermasse wird, wenn sich die Meerestiefe verringert und seitlicher Ausgleich unmöglich ist, zum brandenden Aufstau gezwungen, wie bei der Bora (13). Infolgedessen kann die Wogenhöhe, die auf der Hochsee meistens unter 1 m bleiben dürfte, am Strande durch Aufstau viele Meter erreichen. So sind bei dem gewaltigsten Ereignis dieser Art, das wir kennen, bei der Krakatau-Woge in der Sundastraße vom 27. August 1883, an Javas Küste bei

Anjer 36 m, bei Telok-Batang sogar 40 m gemessen worden. Andererseits bieten vorspringende Küstenformen, die sich den anrückenden Wassermassen in den Weg stellen, den dahinter liegenden Küstenstreifen Schutz infolge von Schattenwirkung. Deshalb ist es eine bekannte Erfahrungstatsache, daß die Seismischen Wogen an Küsten meistens in sehr eng begrenztem Gebiete auftreten, so daß in geringer Entfernung vom Schauplatz heftiger Wirkung oft nicht einmal eine Spur von einer Welle zu bemerken ist. In unserem Falle muß vor allem die auffällige Abschwächung der von den Seismischen Wogen in Huasco hervorgerufenen Wirkungen auf diese Weise ihre Erklärung finden. Eine weitere, zufällige Rolle beim Zustandekommen von Gebäudeschäden spielt die Entfernung der Gebäude vom Strande.

Die Wirkungen der Seismischen Wogen lassen sich am besten übersehen, wenn man, ebenso wie für die Erdbebenstärke, eine empirische Skala aufstellt, wie dies in Tab. IV durch Sieberg geschehen ist.

Tab. IV. Skala für die Wirkungen Seismischer Wogen.

- I. Grad: Unmerklich. Nur von registrierenden Flutmessern aufgezeichnet.  
 II. Grad: Leicht. Eben erkennbare Störung der normalen Gezeitenströmung, keine Schäden.  
 III. Grad: Mäßig. Loseißen und Fortschwemmen von Booten; behelfsmäßige oder sonst wenig widerstandsfähige Bauten der Strandzone können leicht beschädigt werden.  
 IV. Grad: Stark. Fortschwemmen wenig widerstandsfähiger Bauten der Strandzone, wie Landungsstege, Badehäuser, Schuppen, Fischerhütten u. dgl.; Zerstörung von Wegen und Geleisanlagen; geringe Schäden an soliden Bauten aller Art.  
 V. Grad: Zerstörend. Erhebliche Schäden an festen Molen, Hafenanlagen und soliden Gebäuden; größere Schiffe werden aufs Trockene geworfen, Eisenbahnzüge fortgeschwemmt.  
 VI. Grad: Katastrophe. Zerstörungen schwerster Art in großem Umfange.

Bei der Deutung der so ermittelten Zahlenwerte muß man, im Hinblick auf unsere vorstehenden Darlegungen, stets im Auge behalten, daß es sich bloß um die scheinbare Wogenstärke handeln kann und nicht um die wahre, gerade so wie es bei den Angaben der Stärkegrade für Erdbeben der Fall ist. Die wahren Wogenstärken würden sich durch Anbringung eines orographischen Koeffizienten dann ermitteln lassen, wenn man in der Lage ist, die Wirkungen an Ort und Stelle zu studieren oder wenigstens Küsten- und Hafenkarten großen Maßstabes besitzt. Bei unserer Untersuchung konnten beide Hilfsmittel nicht zur Anwendung ge-

langen, so daß wir uns mit der andeutungsweisen Berücksichtigung allgemeinerer Gesichtspunkte zufriedengeben müssen.

#### V. Ausgangsort und Entstehungsursache der Seismischen Wogen.

Die sicherste Art, die ungefähre Lage des Ausgangsortes einer Seismischen Woge zu ermitteln, ist die Feststellung der Richtung, aus der sie an den verschiedenen Küstenorten herkam. Gute Anhaltspunkte hierbei gibt die Beobachtung verbogener, zerbrochener, verschobener und verschwemmter Gegenstände. Daneben ist die Kenntnis der Wogenstärke von Bedeutung. Denn einmal wird man kaum fehlgehen in der Annahme, daß die am stärksten betroffenen Küstengebiete dem Ausgangsort verhältnismäßig am nächsten gelegen haben. Außerdem wird man die Schattenwirkung in Rechnung ziehen können.

In unserem Falle fehlen leider fast alle Angaben, welche zur Richtungsbestimmung herangezogen werden könnten, ausgenommen die Schattenwirkung. Sorgfältige Prüfung sämtlicher Faktoren, die sich berücksichtigen lassen, ergeben zwei getrennte Ausgangsorte A und B mit den angenäherten Koordinaten:

$$\begin{array}{ll} \text{A:} & \lambda_1 = 71\frac{3}{4}^\circ \text{ W. Gr.} & \varphi_1 = 29^\circ \text{ S.} \\ \text{B;} & \lambda_2 = 71\frac{1}{2}^\circ \text{ W. Gr.} & \varphi_2 = 26\frac{1}{2}^\circ \text{ S.} \end{array}$$

Der erste und, wie wir wohl annehmen dürfen, primäre Ausgangsort A liegt auf dem schroffen Absturz zur Tiefsee, etwa 40 km vor der Küste halbwegs zwischen Huasco und La Serena; der zweite B am Steilabfall zum Atacamagraben zwischen Caldera und Chafaral, etwa 80 km vor der Küste.

Dieser überraschende Befund gewinnt an Wahrscheinlichkeit, wenn wir die Möglichkeiten (14) für die Entstehung unserer Seismischen Woge (Abb. 2) kritisch überprüfen. Daß eine Explosionswoge als Folge eines submarinen Vulkanausbruches nach der ganzen Sachlage nicht in Frage kommen kann, bedarf keiner weiteren Begründung, zumal keine Beobachtung vorliegt, die eine solche Annahme zu stützen vermöchte. Wir haben ferner gesehen, daß es sich bei unserem Beben um ein Bruchbeben gehandelt hat mit festländischem Herd. Ein submariner Dislokationsvorgang, an den man zuerst denken möchte, kann also zur Erklärung unserer Seismischen Woge nicht herangezogen werden. Mithin bleibt nichts anderes übrig als die Annahme, es wäre infolge der Erdbebenerstütterungen an submarinen Steilhängen zu subaquatischen Rutschungen gewaltiger Massen von Schlamm gekommen, die das Wasser weithin in Aufruhr

versetzten. In guter Übereinstimmung damit liegt der von uns angenommene Ausgangspunkt A, derjenige der Hauptwege, an der sehr steilen Böschung desjenigen Küstenabschnittes, dem mindestens der IX. Grad der Bebenstärke zukommt. Ferner spricht dafür der Umstand, daß sich das Wasser zuerst von der Küste zurückgezogen hat

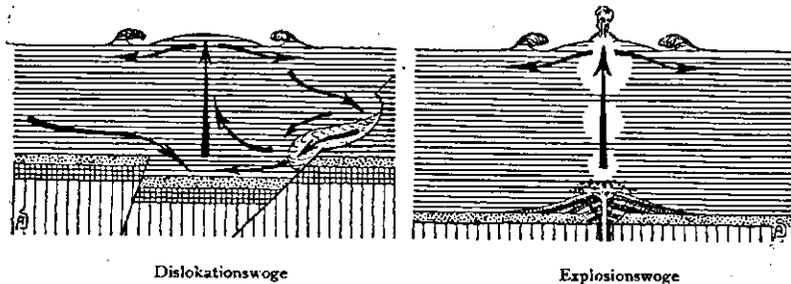


Abb. 2. Die Entstehung Seismischer Wogen.

und dann erst vorflutete. Daß außerdem am Steilabfall des Atacama-grabens in B ein besonderer subaquatischer Erdbeben durch das Erdbeben hervorgerufen worden sein kann, ist gar nicht zu bezweifeln. Es wäre sogar möglich, daß der Aufruhr der Wassermassen in A bei seinem Eintreffen in B dort den Anstoß zum Erdbeben gegeben hätte. Da Zeitangaben von genügender Genauigkeit fehlen, läßt sich diese Frage nicht entscheiden.

#### Literatur.

- 1) Für die geographische Charakteristik gab das Werk von K. Martin: »Landeskunde von Chile.« 2. Aufl., Hamburg 1923, wertvolle Anhaltspunkte. Die in unserer Übersichtskarte Abb. 1 gegebene Darstellung der geologischen Verhältnisse stützt sich hauptsächlich auf Angaben von Berghaus, Brackebusch, Brüggem, Domeyko, Loos, W. Penck, Sapper, Schiller, Sievers, Stappenbeck und Steinmann.
- 2) Nach handschriftlichen Mitteilungen von J. Brüggem in Santiago de Chile.
- 3) Sieberg, A.: »Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke.« G. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XI, S. 227. Leipzig 1912. — Vgl. dazu Tams, E., »Vereinheitlichung der Abschätzung von Erdbebenintensitäten.« Petermanns Mitteilungen, 68. Jahrg., S. 245. Gotha 1922.
- 4) Reid, H. F.: »The Mechanics of the Earthquake.« Bd. II von The Californian Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission, p. 55. Washington D. C. 1910. — Vgl. 14) S. 109 u. 162.
- 5) Zusammenfassend in Steinmann, G.: »Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynclinalen.« Geologische Rundschau, Bd. XIV, S. 69, Berlin 1923, sowie zahlreiche Sonderuntersuchungen.

- 6) Penck, W.: »Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien).« Bd. XXXVII der Abhandlungen der math.-physik. Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften. Leipzig 1920.  
— »Über die Form andiner Krustenbewegungen und ihre Beziehungen zur Sedimentation.« Geologische Rundschau, Bd. XIV, S. 301. Berlin 1924.
- 7) Philippi, R. A.: »Einige Worte über den unrichtigen Gebrauch des Wortes Cordillera in Chile.« Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, Bd. XXXIII, S. 393. Berlin 1898.
- 8) Nach mündlicher Mitteilung.
- 9) Sueß, E.: »Das Antlitz der Erde«, Bd. II, S. 665. Prag, Wien, Leipzig 1888.
- 10) Montessus de Ballore, F. de: »Historia Sismica de los Andes Meridionales.« Mehrere Bände. Santiago de Chile 1910—1916.
- 11) Sieberg, A.: »Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikroseismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik.« Veröffentlichungen der Hauptstation für Erdbebenforschung in Jena, Heft 1. Jena 1922.
- 12) Näheres findet sich in O. Krümmel: »Handbuch der Ozeanographie«, 2. Aufl. Bd. II, S. 23 ff. Stuttgart 1911. — Vgl. auch 14) S. 85 u. 91.
- 13) Über die Theorie der Bora vgl. O. Krümmel, S. 303, und M. P. Rudzki: »Physik der Erde«, S. 426 ff. Leipzig 1911.
- 14) Sieberg, A.: »Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.« Mit Beiträgen von B. Gutenberg. Jena 1923.

#### II. Teil.

### Die Bearbeitung der instrumentellen Aufzeichnungen.

Von B. Gutenberg.

#### VI. Das Beobachtungsmaterial.

Der folgenden Bearbeitung von instrumentellen Aufzeichnungen des Bebens liegen die Originalaufzeichnungen (O), Kopien von solchen (K), Nachdrucke (D) und Stationsberichte ohne Abbildung (B) von den in Tab. V (S. 30) angegebenen Stationen zugrunde; vgl. Taf. I—XVIII.

#### VII. Der Herd und die Herdzeit.

Leider waren nicht genügend zuverlässige Angaben herdnahe Stationen zur mikroseismischen Bestimmung der Herdkoordinaten und der Herdzeit vorhanden; andererseits genügten weder die Angaben über P von ferneren Stationen noch die von S—P, da die Laufzeitkurven für P — ganz abgesehen von der Möglichkeit, daß anormale P-Wellen ( $P_1$ ,  $P_2$  . . .) entsprechend den Untersuchungen von A. Mohorovičić (2) vorlagen — über  $\Delta = 100^\circ$  noch als



Tab. VI. Eintrittszeiten der Vorläufer.

$\Delta^\circ$	Nr.	P	P'	PP	PPP	$\overline{S_P P_S}$	S	PS	SS	SSS	Weitere Einsätze (bei S. 33 Fortsetzung)									
11.7	1	35 21	.	.	.	.	37 36	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
12.2	2	35 40	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
25.6	3	38.0	.	.	.	.	42.6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
67.7	4	43 37	.	.	.	.	52 32	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
73.4	5	44 33	.	.	m	.	54 00	.	.	2.5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
74.0	6	44 10	.	.	.	.	53 42	.	.	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
88.5	7	45 27	.	.	49.4	.	56.1	56.7	m	3.5	6.5	47.5	50.2	55.1	58.7*	.	.	.	.	.
89.5	8	45 14	.	.	49 20	.	56.1	56 54	.	6.8	.	52.3	58.0	2.1	.	.	.	.	.	.
90.4	9	45 40	.	.	.	.	56.2	56 35	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
90.6	10	45 46	.	.	.	.	56.6	.	57.4	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
94.8	11	46 04	.	.	.	.	56.8	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
95.3	12	46 03	.	.	50.5	.	56.3	.	59.0	.	.	49.3	54.1	11.5	.	.	.	.	.	.
96.6	13	46 09	.	.	50 33	.	57.0	57 21	58.9	4.3	8.3	53.9	57.7	58.0	11.7	.	.	.	.	.
99.7	14	46 30	.	.	.	.	57.5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
100.3	15	46 21	.	.	.	.	57.3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
100.6	16	46 35	.	.	.	.	.	57 52	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
100.8	17	46 34	.	.	.	.	.	57 46	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
100.9	18	46 06	.	.	.	.	57.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
102.4	19	46 22	.	.	.	m	57.6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
103.6	20	46 49	.	.	50.9	53.6	57.6	59.2	0.5	5.9	10.4	50.2	55.0	4.7	.	.	.	.	.	.
103.7	21	46 40	.	.	.	.	57.8	58.3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
103.7	22	46 38	.	.	.	m	58.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
103.7	23	46 42	m	32	51 00	53 36	57.6	.	0.1	5.8	10.5	51.6	53.1	56.0	57.9*	.	.	.	.	.
104.2	24	46 54	50	25	51 01 51 20	53 47	57.5	59.1	0.9	6.0	9.9?	49.0	57.9	9.0	13.9	.	.	.	.	.
104.2	25	?	.	.	51.1	53.7	57.3	59.2	1.0	5.9	10.0?	48.3	49.7	51.5	52.2*	.	.	.	.	.
104.4	26	46 45	51.0	.	51.3	53 54	57.4	59 40	0.3	6.1	10.4	50.3	53.4	54.9	56.8*	.	.	.	.	.
104.6	27	46 48	50 44	.	51 19	53.6	57.6	59.2	0.4 u. 1.0	6.4	10.3	50.0	53.0	55.9	56.9	.	.	.	.	.
104.6	28	46 48	50.8	.	51 15	53 45	57.6	.	0.6	6.1	.	58.1	3.6	5.5	6.7*	.	.	.	.	.
104.7	29	46 36?	50.7	.	51.2	.	57.5	59.2	0.5	6.2	10.3	49.0	51.5	52.7	55.6*	.	.	.	.	.
104.9	30	46 50	50.8	.	51.1	.	57.8	.	0.3	6.1	.	50.6	51.4	11.8	12.9	.	.	.	.	.
104.9	31	46 40	.	.	.	.	57.7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
105.3	32	46 55	50.8	.	51.3	54.2	57.4	59.2	0.5	7.0	10.6	50.3	59.6	5.1	.	.	.	.	.	.
105.8	33	46 50	50.6	.	51 09	54.4	57.6	.	0.8	6.4	10.5	47.5	49.1	51.8	55.5*	.	.	.	.	.
106.1	34	45 12?	.	.	.	.	.	.	0.9	6.1	.	49 <sup>m</sup> 20 <sup>m</sup>	57 <sup>m</sup> 12 <sup>m</sup>	58 <sup>m</sup> 12 <sup>m</sup>	.	.	.	.	.	.
106.3	35	47 00	50.8	.	51.4	54.0	57.7	.	0.9	6.6	11.0	50.2	51.9	54.3	58.3*	.	.	.	.	.
107.0	36	47 02	50.5	.	51.5	54.1	58.0	.	0.9	6.5	11.0	49.3	51.1	53.2	55.9*	.	.	.	.	.
107.2	37	47 00	50.7	.	51.5	53.8	58.1	.	0.8	7.1	.	51.9	56.9	5.5	9.5	.	.	.	.	.
108.4	38	?	.	.	51.5	.	.	.	.	.	.	2.5	.	.	.	.	.	.	.	.
108.8	39	47 10	51.2	.	51.6	.	58.0	59.9	1.2	7.3	.	50.2	52.0	56.0	1.9*	.	.	.	.	.
109.5	40	?	51 11	.	51 45	.	.	.	1.6	7.6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
110.1	41	47 26	.	.	.	.	57.8	59.1?	1.6	.	.	50.7	52.8	53.4	54.5	.	.	.	.	.
113.3	42	47 30	51.1	.	52 39	55.2	58.5	0.0	1.8	8.1	12.8	51.9	56.2	57.0	1.0*	.	.	.	.	.

Tabelle VI (Fortsetzung).

$\Delta^\circ$	Nr.	P	P'	PP	PPP	$\overline{S_P P_S}$	S	PS	SS	SSS	Weitere Einsätze (bei unten Fortsetzung)										
113.4	43	?	m	s	m	s	52 12	55.0	58.5	0.8	2.0	8.1	m	m	m	m	48.6	52.7	58.8	59.8*	
153.7	44	.	52	34	56.9	.	59.2?	8.1?	.	16.3	22.3	54.8	55.8	57.8	58.7*	.	.	.	.	.	
162.1	45	.	52	44	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
162.7	46	.	52	42	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
169.5	47	.	53	04	58.1	.	0.5?	8.8?	.	18.9	.	53.8	54.0	55.1	56.5*	.	.	.	.	.	

$\Delta^\circ$	Nr.	Weitere Einsätze:						$\Delta^\circ$	Nr.	Weitere Einsätze:							
88.5	7	m	m	s	m	m	m	103.7	23	m	s	m	m	m	m	m	
		4.9	9.1	.	.	.	.			58	09	2.7	4.1	9.5	11.5	12.0	13.1
104.2	25	52.8	58	02	3.3	4.9	13.8	.	104.4	26	58	02	8.7	.	.	.	.
104.6	28	9.5	11.6	14	.	.	.	.	104.7	29	59.5	1.1	2.1	5.0	5.5	7.9	13.4
105.8	33	0.0	7.5	8.5	14	.	.	.	106.3	35	59.8	9.2	10.3	12.8	.	.	.
107.0	36	4.9	6.8	10.0	14	.	.	.	108.8	39	2.3 (Z)	5.3	5.9	6.1	9.7	.	.
113.3	42	2.0	4.2	5.5	11.5	15.0	.	.	113.4	43	2	21	4.6	6.0	10.6	.	.
153.7	44	1.8	3.3	4.5	7.0	9.9	12.3	.	169.5	47	57.7	59.3	0.5	1.5	2.1	3.5	4.6
											5.1	6.2	7.3	10.6	11.1	14.3	16.3

differierten. Eine Erklärung für diese zunächst merkwürdig aussehende Erscheinung dürfte auf der Tatsache beruhen, daß zur Zeit des Bebens fast überall leichte Bodenunruhe herrschte, und irgendeine kleine Welle der Unruhe mit den bei  $\Delta > 90^\circ$  sehr schwachen P-Wellen verwechselt wurde. Auch bei den eingesandten Diagrammen von schwach vergrößernden Instrumenten war P mehrfach an einer Stelle anmarkiert, an der selbst bei starker Vergrößerung nur einige unregelmäßige Wellen zu finden waren, wie sie auch an anderen Teilen des Bogens durch die Bodenunruhe erzeugt worden waren. Diese Unsicherheit fällt bei starker Vergrößerung weg. Daß  $P_1$  oder  $P_2$  nach A. Mohorovičić (2) vielleicht in De Bilt ( $-6^\circ$ ) oder Straßburg ( $-10^\circ$ ), vielleicht auch an anderen Stationen auftrat, ist möglich, jedoch keineswegs sicher. Differenzen lassen sich sonst auch als Unsicherheiten der Laufzeitkurve, vor allem aber infolge der Unsicherheit der Herzzeit erklären; noch frühere Einsätze,  $P_4$ ,  $P_5$ , dürften aber selbst bei diesem außergewöhnlich heftigen Beben nicht vorgekommen sein, falls man nicht schon bei den herdnahen Stationen derartige Einsätze annimmt. In der Feststellung dieser Tatsache dürfte das Hauptergebnis der Untersuchung der Laufzeiten liegen, denn für Verbesserung der Laufzeitkurve für P kommt das Beben wegen der Unsicherheit des Beginnes nicht in Frage.

Die folgende Spalte zeigt die Eintrittszeit von P', d. h. der Longitudinalwelle, die den Kern durchlaufen hat (4). Für Distanzen

Tab. VII. Differenzen berechnete — beobachtete Eintrittszeiten der Vorläufer. (Oben nach eigenen Ablesungen, unten nach Berichten.)

Δ°	Nr.	Differenz berechnete — beobachtete Eintrittszeit bei													
		P		P'		PP		PPP		S <sub>1</sub> P <sub>1</sub> S		S	PS	SS	SSS
		m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
11.7	1	-	6	.	.	.	.	.	.	.	4	.	.	.	.
88.5	7	-	5	.	.	+ 0.2	.	.	.	+ 0.1	+ 0.2	.	.	+ 1.0	+ 0.1
95.3	12	-	5	.	.	+ 0.4	.	.	.	- 0.4	.	+ 0.4	.	.	.
96.6	13	-	6	.	.	.	.	20	.	+ 0.1	-	13	+ 0.1	0.0	.
103.6	20	+	1	.	.	- 0.2	.	- 0.2	.	+ 0.2	+ 0.4	.	+ 0.4	0.0	+ 0.1
103.7	23	-	6	.	.	.	9	-	7	14	0.0	.	0.0	- 0.2	- 0.1
104.2	24	+	3	.	.	.	17	-	11	6	- 0.2	+ 0.2	+ 0.7	0.0	.
104.2	25	.	.	.	.	- 0.1	.	- 0.2	.	0.0	+ 0.3	.	+ 0.8	- 0.1	.
104.4	26	-	7	+ 0.3?	.	+ 0.1	.	.	.	0	- 0.1	.	+ 0.1	0.0	- 0.2
104.6	27	-	4	.	.	0	+	.	4	- 0.3	- 0.2	+ 0.2	+ 0.1	+ 0.3	- 0.4
104.6	28	-	6	+ 0.1	.	.	.	0	-	12	- 0.1	.	+ 0.3	0.0	.
104.7	29	-	17?	0.0	.	- 0.1	.	.	.	0.0	+ 0.2	.	+ 0.2	- 0.4	.
104.9	30	-	4	0.0	.	- 0.2	.	.	.	+ 0.3	.	.	0.0	.	.
105.3	32	0	0.0	.	.	0.0	.	+ 0.1	.	- 0.1	+ 0.1	.	+ 0.1	- 0.3	.
105.8	33	-	6	- 0.2	.	.	.	15	+ 0.2	0.0	0.0	.	+ 0.3	- 0.4	.
106.3	35	0	0.0	.	.	- 0.1	.	- 0.2	.	0.0	.	.	+ 0.3	- 0.1	.
107.0	36	-	1	- 0.4	.	- 0.1	.	- 0.2	.	+ 0.3	.	.	+ 0.2	- 0.3	.
107.2	37	-	3	- 0.2	.	- 0.1	.	- 0.5	.	+ 0.4	.	.	0.0	.	.
108.8	39	-	2	+ 0.2	.	- 0.2	.	.	.	+ 0.2	+ 0.2	.	+ 0.1	+ 0.1	.
113.3	42	0	- 0.2	.	.	+	.	13	+ 0.1	0.0	.	.	0.0	0.0	0.0
113.4	43	.	.	.	.	-	.	14	- 0.1	0.0	+ 0.4?	.	+ 0.2	0.0	.
153.7	44	.	-	10	+ 0.1	.	.	.	.	- 0.6?	- 0.2?	.	.	+ 0.1	+ 0.1
169.5	47	.	+	4	- 0.2	.	.	.	.	.	+ 0.1?	.	.	- 0.1	.

Δ°	Nr.	Diff. ber. — beob. Eintrittszeit bei					Δ°	Nr.	Diff. ber. — beob. Eintrittszeit bei					
		P	PP	S <sub>1</sub> P <sub>1</sub> S	S	PS			P	PP	S <sub>1</sub> P <sub>1</sub> S	S	PS	
		m	s	m	s	m		m	s	m	s	m	s	m
12.2	2	+	6	.	.	.	100.8	17	-	1	.	.	- 25	.
25.6	3	-	0.3	.	.	- 0.1	100.9	18	-	30	.	.	- 0.1	.
67.7	4	+	4	.	.	.	102.4	19	-	21	.	.	+ 0.3	.
73.4	5	+	16	+ 0.5?	.	+	103.7	21	-	8	.	.	+ 0.3	.
74.0	6	.	0	.	.	+	103.7	22	-	10	.	.	0.0	.
89.5	8	-	24	0.0	0.0	+	104.9	31	-	14	.	.	+ 0.2	.
90.4	9	-	3	.	0.0	-	106.1	34	-	1 47?	.	.	.	+ 0.3
90.6	10	+	2	.	+ 0.3	.	108.4	38	.	.	.	.	.	.
94.8	11	-	2	.	+ 0.2	.	109.5	40	.	+	6	.	.	+ 0.4
99.7	14	.	0	.	+ 0.4	.	110.1	41	+	8	- 27?	- 0.1	.	+ 0.4
100.3	15	-	12	.	+ 0.1	.	162.1	45	.	.	- 13	.	.	.
100.6	16	.	0	.	.	-	162.7	46	.	.	- 15	.	.	.

über 143° stimmen die beobachteten Werte mit den theoretisch gefundenen innerhalb der Fehlergrenzen überein. Für Distanzen unter 143°, wo es sich um gebeugte Wellen handelt (welcher Art, wurde noch nicht festgestellt), trifft dies zwar auch zu, es handelt sich dort aber möglicherweise um mehrere Gruppen von gebeugten Wellen.

Der Beginn von PP scheint im allgemeinen von Δ = 100° ab 0,1 bis 0,2 Min. früher einzutreffen, als nach der Laufzeitkurve zu erwarten wäre, ist jedoch infolge der Überlagerung durch P' zwischen Δ = 104° und 113° meist gestört und schwer festzulegen. Diese Tatsache ist besonders deutlich in De Bilt zu erkennen.

PPP trifft in einer Reihe von Fällen etwa der Rechnung entsprechend oder ein wenig früher ein.

Die nun folgende Welle S<sub>1</sub>P<sub>1</sub>S, die im Kern longitudinal, im Mantel transversal schwingt (5), wurde meist als »S« angesehen, kann aber schon ihrer flachen Laufzeitkurve wegen nicht S sein. Nur in Wien wurde dieser Einsatz richtig gedeutet. Berechnete und beobachtete Eintrittszeiten stimmen gut miteinander überein.

S kam in Europa bald nach der vorigen Welle; die Eintrittszeiten erscheinen etwas zu spät, vielleicht, weil der Beginn von S in der recht starken Bewegung verlorengegangen ist; zum Teil ist S überhaupt nicht festzulegen.

In erhöhtem Maße gilt dies von PS, das die größten Amplituden in diesem Diagrammgebiet besitzt.

SS scheint etwas zu früh zu kommen, doch sind seine Eintrittszeiten und noch mehr die von SSS sehr unsicher.

Von den in der Rubrik »weitere Einsätze« der Tab. VI ausgemessenen Wellen rühren mehrere wohl von den nach S<sub>1</sub>P<sub>1</sub>S eintreffenden Wellen S<sub>1</sub>P<sub>1</sub>P<sub>1</sub>S (6) oder von PPS, das kurz nach PS folgt, oder dem noch später zu erwartenden P<sub>1</sub>P<sub>1</sub>P<sub>1</sub>P her; letzteres ist besonders in einigen Z-Komponenten ausgeprägt. Auch die dreimal an der Erdoberfläche reflektierten Wellen PPPP und SSSS scheinen mehrfach in dieser Spalte vertreten zu sein. Schließlich reihen sich andere Einsätze zu Kurven, deren Verlauf und Bedeutung nicht sicher feststellbar war.

Die Amplituden lassen sich im vorliegenden Falle zu einer zahlenmäßigen Untersuchung nicht verwerten, da die Überlagerungen infolge der wiederholten Stöße das Bild trüben. Besonders hingewiesen sei auf die offensichtliche Abnahme von P zwischen Δ = 96,6° (Barcelona) und Δ = 103,7° (De Bilt), von wo ab es überhaupt nur bei stärkerer Vergrößerung zu finden ist. In Tabelle VIII ist das Amplitudenverhältnis PP:P eingetragen, soweit

die Stationen zuverlässig arbeitende Instrumente besaßen. Die Angaben können infolge der erwähnten Umstände nur als rohe Werte gelten, sie stimmen jedoch vorzüglich zu den seitherigen Ergebnissen und sprechen insbesondere dafür, daß zwischen  $96,6^\circ$  und  $103,6^\circ$  (auf Grund früherer Untersuchungen etwa  $102^\circ$ ) der Beginn der außen am Erdkern gebeugten P-Wellen zu suchen ist. Die Amplituden der übrigen Vorläufer, insbesondere von S, lassen sich infolge der komplizierten Verhältnisse nicht verwerten.

Tab. VIII. Verhältnis der Amplituden bei den einmal reflektierten und den direkten longitudinalen Vorläufern (PP:P).

Nr.	12	13	20	23	25	26	27	28	29	30	32
$\Delta^\circ$	95.3	96.6	103.6	103.7	104.2	104.4	104.6	104.6	104.7	104.9	105.3
PP:P	3.7	3	7	4 $\frac{1}{2}$	10	5	7	12	9	8	5
Nr.	33	35	36	37	39	42	43	Nr.	44	47	
$\Delta^\circ$	105.8	106.3	107.0	107.2	108.8	113.3	113.4	$\Delta^\circ$	153.7	169.5	
PP:P	7	6	10	8	10	12	> 15	PP:P	1.9	3	

Die Perioden der Vorläufer lagen in Europa, wie erwähnt, außergewöhnlich hoch. Zwar traten nebenbei auch verschiedene normale Perioden auf, 4 und 12 Sek. seien besonders genannt, doch zeigten die Diagramme bei allen Vorläufern Hauptperioden, die selten unter 18 Sek. betrugen und fast überall zwischen 24 und 28 Sek., vereinzelt, insbesondere bei den reflektierten Transversalwellen, sogar noch höher lagen.

### IX. Der Beginn der Oberflächen- und Wiederkehrwellen.

**Allgemeines.** Die Untersuchung der Oberflächenwellen bei Fernbeben wurde bisher stark vernachlässigt. Man wußte, daß Wellen auf dem größten Kreis einmal direkt vom Herd zur Station laufen (Symbol „M“), dann aber auch in entgegengesetzter Richtung über den Gegenpunkt (Symbol „W<sub>II</sub>“), und daß beide nach einer weiteren Umkreisung der Erde nach mehreren Stunden zum Herd und dann wieder zur Beobachtung an der Station gelangen können (als „W<sub>III</sub>“ bzw. „W<sub>IV</sub>“), falls das Beben heftig genug war. Neuere theoretische Untersuchungen (1), 2) haben ergeben, daß mehrere Gruppen von Wellen mit verschiedenen Geschwindigkeiten die Erde umkreisen müssen, davon eine als reine Scheerungswellen mit deren Oberflächengeschwindigkeit  $V_0$ , eine andere spezielle als die schon früher bekannten Rayleighwellen mit theoretisch etwa 8% geringerer, noch andere von kompliziertem Bau mit wesentlich über  $V_0$  liegender

Geschwindigkeit. Andererseits ergibt sich (nach 16, 17, 18), daß theoretisch bei der Erde die Oberflächenwellengeschwindigkeit mit der Periode der Wellen anwachsen muß.

Die Betrachtung der Aufzeichnungen des Atacamabebens zeigt nun zum ersten Male zweifelsfrei, daß vor den Scheerungs- und Rayleighwellen eine Gruppe von Oberflächenwellen existierte, die sich besonders durch hohe Perioden (über 1 Minute) äußerlich hervorhob, während bei einer zweiten Gruppe, welche vermutlich eine Überlagerung von Scheerungs- und Rayleighwellen darstellte, die Wellenperiode mit etwa  $\frac{3}{4}$  Minute begann und nach und nach über bestimmte besonders ausgeprägte Werte (36–30 Sek., ca. 24 Sek., 22–16 Sek.) absank.

Die folgenden Abschnitte stellen einen ersten Versuch dar, in großen Zügen die Eigentümlichkeiten der verschiedenen Arten von Oberflächenwellen festzustellen und ihre Ursachen zu suchen. Durch die in Gang befindliche Bearbeitung von Auslandsdiagrammen des gleichen Bebens, ferner von Aufzeichnungen des Tongabebens vom 26. Juni 1917, sowie der Japanbeben vom 1. und 2. September 1923 sollen diese Untersuchungen dann fortgesetzt werden.

Die Oberflächenwellen des Atacama-Bebens begannen an denjenigen Stationen, die Instrumente mit hinreichender Vergrößerung für sehr lange Wellen besaßen, mit Perioden von über 1 Minute, denen dann Wellen mit Perioden von  $\frac{1}{2}$ –1 Minute folgten, die nach und nach bei weiter sinkender Periode in die Maximalwellen übergingen. Der Beginn der Wellen mit Perioden von über 1 Minute, die wir kurz als »L-Wellen« bezeichnen wollen, war meist als Überlagerung über die Vorläuferbewegung zu erkennen (besonders gut ausgeprägt z. B. in Zi-ka-wei). Eine entsprechende L<sub>II</sub>-Welle (Herd – Gegenpunkt – Station) war ebenfalls meist sehr deutlich (z. B. Bericht von Sydney »Ein anormaler Wellenzug, nicht W<sub>II</sub>«). Die L<sub>III</sub>- und L<sub>IV</sub>-Wellen standen überhaupt in keinem Zusammenhang mehr mit den normalen Wiederkehrwellen; die Einsatzzeiten wurden als die unbekannter Wellen ausgemessen, und erst aus den Laufzeiten ergab sich zweifellos, daß es sich um L<sub>III</sub> bzw. L<sub>IV</sub> handelte. Besonders deutlich sind alle L-Wellen z. B. in Königsberg und Upsala aufgezeichnet. Da sich die neuen L-Wellen offenbar weitgehend von den übrigen Oberflächen- und Wiederkehrwellen unterscheiden, sollen sie gesondert betrachtet werden.

Die Perioden T konnten infolge der meist unsicheren Form infolge von Überlagerungen nur ungefähr gemessen werden. Es ergab sich bei L<sub>I</sub>:  $80 \leq T \leq 150$  Sek.; bei L<sub>II</sub>:  $90 \leq T \leq 150$  Sek.;

bei  $L_{III}$ :  $120 \leq T \leq 150$  Sek.; bei  $L_{IV}$ :  $130 \leq T \leq 150$  Sek., d. h. meist  $2-2\frac{1}{2}$  Minuten.

**Die Laufzeiten.** Tab. IX gibt die beobachteten Eintrittszeiten des Beginnes aller L-Wellen. Aus ihnen wurden dann für die verschiedenen Strecken die entsprechenden mittleren Geschwindigkeiten  $V_L$  berechnet. Aus dem Mittel der europäischen Stationen scheint sich zu ergeben, daß  $V_L$  im Laufe der Zeit etwas abnahm. Möglicherweise ist dies jedoch nur dadurch vorgetäuscht, daß bei  $L_{II}$  und in erhöhtem Maße bei  $L_{III}$  und  $L_{IV}$  der Beginn der Wellen nicht genügend vergrößert wurde, um erkennbar zu sein, vielleicht hängt die größere Geschwindigkeit von  $L_I$  auch mit den Vorgängen bei dessen Entstehung zusammen. Andererseits zeigt sich klar, daß die Geschwindigkeit der L-Wellen unter Kontinenten und Ozeanen

Tab. IX. Eintrittszeiten und Geschwindigkeiten der L-Wellen.

$\Delta^\circ$	Nr.	Eintrittszeit von				$V_L$ in km/sec. berechnet aus						
		$L_I$	$L_{II}$	$L_{III}$	$L_{IV}$	$O-L_I$	$O-L_{II}$	$O-L_{III}$	$O-L_{IV}$	$L_I-L_{II}$	$L_{II}-L_{IV}$	$L_I-L_{III}$
		5h min	6h min	7h min	8h min							
88.5	7	10 $\frac{1}{2}$	?	43	?	4.34	?	4.36	?	4.37	?	?
95.3	12	14	21	45	58?	4.23	4.50	4.38	4.36?	4.42	4.25	4.66
96.6	13	13	22	47	?	4.44	4.45	4.35	?	4.33	?	4.22
103.6	20	15	20?	?	?	4.53	4.42?	?	?	?	?	4.35
103.7	23	17	?	?	?	4.35	?	?	?	?	?	?
104.2	24	16	20	?	?	4.46	4.39	?	?	?	?	4.37
104.2	25	16	21	?	?	4.47	4.36	?	?	?	?	4.29
104.6	27	15 $\frac{1}{2}$	17	?	?	4.53	4.51	?	?	?	?	4.52
104.6	28	16	19	?	?	4.48	4.43	?	?	?	?	4.42
104.7	29	15 $\frac{1}{2}$	21	46	48 $\frac{1}{2}$	4.44	4.35	4.46	4.45	4.43	4.23	4.23
104.9	30	16 $\frac{1}{2}$	22	?	?	4.44	4.31	?	?	?	?	4.23
105.3	32	?	16	48	?	?	4.55	4.41	?	?	?	?
105.8	33	15	16	49	?	4.64	4.54	4.39	?	4.33	?	4.42
107.0	36	17?	18?	?	?	4.47?	4.46?	?	?	?	?	4.39
107.2	37	19	20?	49	53?	4.31	4.35?	4.40	4.36	4.35	4.36	4.39
108.8	39	17	18	51	?	4.53	4.40	4.38	?	4.33	?	4.29
113.3	42	19 $\frac{1}{2}$	18	51	49	4.50	4.32	4.43	4.38	4.40	4.42	4.20
113.4	43	18	14	52	49	4.64	4.48	4.41	4.38	4.33	4.30	4.37
106.1	34	17 $\frac{1}{2}$	17 $\frac{1}{2}$	?	?	4.37	4.48	?	?	?	?	?
153.7	44	34 $\frac{1}{2}$ ?	?	?	?	4.70?	?	?	?	?	?	?
169.5	47	42	53*	13*	24	4.52	4.39	4.45	4.40	4.42	4.42	?
Mittel 7-43	—	—	—	—	—	4.46	4.43	4.40	4.38	4.37	4.31	4.36

Die mit \* bezeichneten Minutenzahlen beziehen sich auf die vorangehende bzw. folgende Stunde.

nicht wesentlich verschieden ist, wie einmal der Vergleich zwischen den europäischen und pazifischen Stationen ergibt; dann zeigen sich aber bei den verschiedenen Wiederkehrwellen im Gegensatz zu den kurzperiodischen Oberflächenwellen keine Unterschiede. Während  $L_I$  rund 5000 km Land und 6600 km Ozean durchquert hat (Südamerika 3300 km, Atlantik 6600 km, Rest Spanien und Mitteleuropa); hat die in Süddeutschland eintreffende  $L_{II}$ -Welle fast 19000 km im Boden des Pazifischen Ozeans (bei den norddeutschen Stationen auch ein kleines Stück von Australien) durchlaufen und nur etwa halb so weit den eurasischen Kontinent. Bei  $L_{II}$  und  $L_{IV}$  überwiegen also ozeanische, speziell pazifische Bahnen viel mehr als bei  $L_I$  und  $L_{III}$ . Wäre ein größerer Unterschied zwischen den Geschwindigkeiten im Kontinent und Ozean vorhanden, so müßte das Ergebnis dem ähnlich sein, das wir bei den kurzperiodischen Oberflächenwellen finden werden. Es hatte also L eine innerhalb der Beobachtungsfehler konstante Geschwindigkeit von 4,3 bis 4,4 km/sec, ohne Rücksicht auf den durchlaufenen Weg. Die früher für eL gegebenen Laufzeitkurven bedürfen einer Berichtigung.

Die Abnahme der L-Wellen läßt sich aus den mehrfach erwähnten Gründen nur ganz roh bestimmen. Tab. X zeigt für die 4 Stationen, auf deren Aufzeichnungen die L-Wellen am deutlichsten zu sehen sind, die Werte des »Extinktionskoeffizienten« k. Den Ausdruck »Extinktionskoeffizient« an Stelle von »Absorptionskoeffizient« hat K. Uller (10) vorgeschlagen, da bei kompliziertem Wellenbau auch ohne Absorption solche bei der Fortpflanzung der Wellen vorgetäuscht werden kann. Auch hier ergibt sich kein merklicher Unterschied zwischen Ozean und Kontinent! Die Werte sind, was schon die Betrachtung der Diagramme zeigt, viel niedriger als bei den kurzen Maximalwellen.

Das Azimut von L konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Tab. X. Extinktionskoeffizient der L-Wellen.

$\Delta^\circ$	Nr.	Extinktionskoeffizient k in Einheiten der 5. Dezimale berechnet aus					
		$L_I$ und $L_{III}$	$L_{II}$ und $L_{IV}$	$L_I$ und $L_{II}$	$L_{III}$ und $L_{IV}$	$L_I$ und $L_{III}$	$L_I$ und $L_{IV}$
113.3	42	9	15	9	19	9	13
113.4	43	12	12	9	9	13	11
106.1	34	?	?	17	?	?	?
169.5	47	10	12	?	?	10	11

### X. Die Maximal- und Wiederkehrwellen.

Die früheren Ergebnisse. Unter Berücksichtigung des Einflusses der durchlaufenen Gebiete, insbesondere von Ozean und Kontinent, wurden seither drei bedeutendere Untersuchungen veröffentlicht, und zwar fanden:

Autor	Bezeichnung der Welle	Material	$V_{\text{kont}}$ km/sec ( $k_{\text{kont.}} 10^8$ )	$V_{\text{ozean}}$ km/sec ( $k_{\text{ozean.}} 10^8$ )
E. Tams (7)	»Oberflächenwellen« (eL)	Viele Beben (Berichte)	$3.801 \pm 0.029$ m. F.	$3.897 \pm 0.028$ m. F.
S. W. Visser (9)	»Long waves« (appearance of L)	Viele Beben (Berichte)	3.70	3.78
G. Angenheister (8)	»L«	Zwei Beben	$\begin{cases} 3.87 \text{ u. } 4.09 \\ (k = 9-17) \end{cases}$	$\begin{cases} 4.68 \text{ u. } 4.58 \\ (k = 32-37) \end{cases}$

Diese Autoren haben vermutlich zum Teil die seither besprochenen »L«-Wellen, zum Teil den Beginn der gewöhnlichen Oberflächenwellen benutzt, da die Berichte einfach das erste Auftauchen von Oberflächenwellen, manchmal auch von eSSS, wie S. W. Visser richtig bemerkt, angeben. Die Ergebnisse werden also eine Überlagerung der für L und für die späteren M-Wellen geltenden Gesetze darstellen. Bei den Ergebnissen von Angenheister über die Absorption ist noch zu berücksichtigen, daß er den Einfluß des Untergrundes (vgl. weiter unten) nicht berücksichtigen konnte. Besondere Bedeutung hat die Untersuchung von E. Tams dadurch, daß dieser, von der verschiedenen Beschaffenheit des Meeres- und Kontinentaluntergrundes ausgehend, die Verschiedenheiten der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in beiden erwartete und zuerst genauer bestätigen konnte. Auf verschiedene Fortpflanzung der Oberflächenwellen in verschiedenen Gebieten hatten früher schon E. Rosenthal (11) und O. Meißner (12) hingewiesen.

Die Zeit des Beginnens der normalen Maximal- (M) und Wiederkehrwellen ( $W_{II}$ ,  $W_{III}$ ,  $W_{IV}$ ) ist gekennzeichnet durch das Einsetzen von Wellen mit Perioden von ca.  $\frac{3}{4}$  Min., jedoch selten festlegbar. Insbesondere war e $W_{II}$  stets überlagert und e $W_{IV}$  zu schwach. Etwas besser hebt sich meist ein erstes Maximum mit Perioden zwischen 30 und 36 Sek. unmittelbar danach hervor, das wir mit » $M_{30}$ « bezeichnen wollen. Das erste auffällige Maximum folgte dann im allgemeinen mit Perioden von ca. 24 Sek. (» $M_{24}$ «), während beim Hauptmaximum (»M«) die Perioden weiter gesunken waren. Alle diese Zeitpunkte wurden ausgemessen. Eine Genauigkeit

wie bei L konnte hier natürlich nicht erreicht werden. Auf Grund dieser Messungen wurde dann für Tab. XII die Geschwindigkeit dieser Wellen berechnet.

Die Amplituden der Hauptmaxima und die Extinktionsfaktoren sind in Tab. XI zusammengestellt. Die Absolutwerte zeigen zum Teil große Unterschiede, die teils auf mangelnder Genauigkeit der Instrumentalkonstanten bzw. ungenügender Kenntnis der Vergrößerung von Wellen mit großen Perioden beruhen, teils aber eine Folge der verschiedenen Untergrundfaktoren gemäß den Untersuchungen von H. Reich (13) sind und die Berechnung des Extinktionskoeffizienten k bei Benutzung der Amplituden verschiedener Stationen fälschen können. Wir wollen k daher aus den Amplituden der Wiederkehrwellen berechnen (14). Zunächst

Tab. XI. Extinktionskoeffizient und Maximalamplituden von Oberflächenwellen.

$\Delta^{\circ}$	Nr.	Extinktionsfaktor k in Einheiten der 5. Dezimale berechnet aus						Maximalamplitude in $\mu$ bei			
		M und $W_{III}$	$W_{II}$ und $W_{IV}$	M und $W_{II}$	$W_{III}$ und $W_{IV}$	M und $W_{IV}$	$W_{II}$ und $W_{III}$	M	$W_{II}$	$W_{III}$	$W_{IV}$
95.3	12	19	.	26	.	.	12	ca.	ca.	ca.	ca.
96.6	13	16	19	22	28	20	12	1800	150	55	3
103.6	20	22	21	39	37	.	10	.	80	25	.
104.2	24	20	.	32	.	.	11	.	.	.	.
104.2	25	18	18	27	28	21	11	.	.	.	.
104.4	26	20	.	32	.	.	11	1600	75	32	.
104.6	27	20	.	28	.	.	14	.	.	.	.
104.6	28	.	.	34	.	.	.	.	.	.	.
104.7	29	21	.	28	.	.	23	1000	85	10	.
104.9	30	20	.	38	.	.	24	.	.	.	.
105.3	32	.	.	42	.	.	.	1200	35	.	.
105.8	33	.	.	29	.	.	.	1750	125	.	.
107.0	36	39	29	44	32	25	9	1400	35	13	1
107.2	37	18	20	26	29	22	13	1700	230	46	3
108.8	39	21	.	37	.	.	11	.	.	.	.
113.3	42	22	24	35	39	27	13	2200	115	20	1
113.4	43	18	.	26	.	.	14	.	.	.	.
106.1	34	22	.	15	.	.	25	.	.	.	.
153.7	44	21	.	.	.	.	.	.	.	.	.
169.5	47	17	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Mittel 12-43		21	22	32	32	23	13	—	—	—	—



stellbar. Aus  $M-W_{III}$  und  $W_{II}-W_{IV}$  ergibt sich übereinstimmend  $V_M = 3,7$  km/sec für den ganzen Kreis Herd - Europa - Pazifik - Herd und Wellen mit Perioden von 10-24 Sek., dagegen sind an den europäischen Stationen die Werte für  $V_M$ , die sich aus  $O-M$  und  $O-W_{III}$  ergeben, kleiner, die aus  $O-W_{II}$  und  $O-W_{IV}$  berechneten größer. Die aus  $M-W_{II}$  und  $W_{II}-W_{III}$  berechneten Werte bestätigen das Ergebnis. Wir finden also für die Oberflächenwellen des Atacamabebens mit Perioden von 16 bis 24 Sekunden im Pazifik eine Geschwindigkeit von etwa 3,8 km/sec und in Südamerika + Atlantik von etwa 3,5 km/sec, also erheblich geringer. Für Eurasien verspricht die Bearbeitung der Japanbeben genauere Ergebnisse. Bei den einleitenden Oberflächenwellen mit höheren Perioden scheinen die Unterschiede entsprechend den Ergebnissen von Tams kleiner, bei den Hauptmaxima erheblich größer zu sein. Wir finden hier ganz analog wie bei der Betrachtung der Extinktionsfaktoren erhebliche Unterschiede, die wir auf verschiedenen Aufbau der Erdkruste zurückführen müssen.

Die Schwingungsart der Maximalwellen war schwer bestimmbar. Anscheinend überlagerten sich gleich von Anfang an Längs- und Querwellen; auch die Vertikalbewegung, die etwa gleichzeitig mit der Horizontalbewegung recht stark einsetzte, weist darauf hin, daß gleich von Anfang an Wellen ähnlich den Rayleighwellen aufgetreten zu sein scheinen. Die sonst bei Beben oft feststellbaren reinen Querwellen zu Beginn der Oberflächenwellen waren nirgends ausgeprägt, und Innsbruck, wo die Komponenten in der Herdrichtung und senkrecht dazu standen, registrierte Querschwingungen erst einige Zeit nach Beginn in größerem Umfange.

Die Perioden der Hauptwellen und der Nachläufer ergeben sich aus folgender Übersicht (besonders häufige Werte sind fett gedruckt). Perioden von 12 Sekunden fehlten vollkommen, Unterschiede zwischen europäischen und pazifischen Stationen (amerikanische fehlten!) waren nicht feststellbar (20).

Periode bei	M	W <sub>II</sub>	W <sub>III</sub>	W <sub>IV</sub>
Hauptwellen:	Erst 36-30, dann 26-22, dann 22-19-16-15	24-18-16-14	24-20-16-15	16
Nachläufer:	20-16 <sup>1/2</sup> -16-13	20-18-16-14	20-18-16-15	?

## XI. Erklärungsversuche für die Beobachtungen an Oberflächenwellen.

Nach den neuesten Untersuchungen (15) besitzen mindestens Teile der Erde — Einzelheiten sind zunächst nur für Europa festgestellt — eine Rindenschicht, in der die Dichte  $\rho$  von etwa  $2\frac{3}{4}$  auf 3, der Starrheitsmodul  $\mu$  von etwa  $3\frac{1}{2} \times 10^{-11}$  auf  $4\frac{1}{2} \times 10^{-11}$  (CGS) anwachsen, und dann an der unteren Grenze in  $d = 55-60$  km Tiefe auf etwa  $3\frac{1}{2}$  bzw.  $6\frac{1}{2} \times 10^{-11}$  springen. Nun hat Love (16) gezeigt, daß im Falle einer derartigen, jedoch homogenen Rindenschicht Oberflächenwellen entstehen, deren Geschwindigkeit für Querwellen je nach der Wellenlänge zwischen  $\mathcal{V}_0$  für kurze und  $\mathcal{V}_d$  für sehr lange Wellen liegt. ( $\mathcal{V}_0 =$  Geschwindigkeit der Transversalwellen in der Rinde,  $\mathcal{V}_d$  darunter;  $\mathcal{V}_0 < \mathcal{V}_d$ ). In Europa wäre  $\mathcal{V}_0 = \text{ca. } 3\frac{1}{2}$ ,  $\mathcal{V}_d = \text{ca. } 4,3$  km/sec. Unter Zugrundelegung der genannten Werte für die Oberfläche und dicht unterhalb der Tiefe  $d$  ergibt die Lovesche Theorie folgende zusammengehörige Werte zwischen der Periode  $T_Q$  der Oberflächenwellen und deren Geschwindigkeit  $V_Q$  (für Querwellen):

$T_Q$	0	10	20	40	50	75	115	230	$\infty$	sec
$V_Q$	3,5	3,5	3,6	3,8	3,9	4,1	4,2	4,3	4,3	km/sec

Schon diesen Werten entsprechen recht gut die Ergebnisse für den Bogen Herd—Atlantik—Europa nach Tab. IX und XII:

$T_M$	ca. 24 ( $M_{24}$ )	ca. 33 ( $M_{30}$ )	ca. 150 (L)	sec
$V_M$	3,5	3,85	4,4	km/sec

Für den Ozean läßt sich jedoch die Lovesche Theorie möglicherweise nicht anwenden, da dort die Existenz der Unstetigkeitsschicht in 60 km Tiefe nicht feststeht, und das Sima, auf dem die Kontinentalblöcke ruhen, vielleicht bis zur Oberfläche reicht. Dann wären — ebenso wie innerhalb der Rindenschicht — die Untersuchungen von E. Meißner (17) zugrunde zu legen, der festgestellt hat, daß auch bei kontinuierlicher Zunahme von  $\rho$  und  $\mu$  [übrigens auch (18) bei Mitschwingen einer trägen Rindenschicht] lange Oberflächenwellen schneller laufen müssen als kurze. Es ergeben sich dann natürlich andere Werte als bei der Loveschen Theorie. Durch Kombination beider — je verschieden für Kontinent und Ozean — können die Unterschiede zwischen L- und W-Wellen erklärt werden. Allerdings wäre dann die Lücke und die Zusammenhanglosigkeit zwischen beiden bei den  $W_{III}$  und  $W_{IV}$ -Wellen befremdlich. Es sei daher noch auf eine andere Erklärungsmöglichkeit hingewiesen. K. Uller (10) hat gezeigt, daß sich bei Ober-

flächenplanwellen neben Rayleigh- und Querwellen auch strichpolarisierte Oberflächenwellen fortpflanzen, deren Geschwindigkeit von dem Verhältnis der Längs- zur Querkomponente abhängt und wesentlich über der Geschwindigkeit der Querwellen liegen kann. Vielleicht handelt es sich bei den L-Wellen um solche. Eine Entscheidung über die Wahrscheinlichkeit dieser verschiedenen Möglichkeiten läßt sich an Hand dieses einen Bebens nicht treffen. Bei der verhältnismäßig beträchtlichen Dicke der bei den L-Wellen schwingenden Schicht sind für diese in jedem Falle die Elastizitätsverhältnisse der tieferen Schichten in erster Linie maßgebend, während bei den kurzperiodischen Wellen der Aufbau der Oberflächenschichten eine größere Rolle spielt. Bei der Loveschen Theorie läßt sich das leicht rechnerisch verfolgen. Für sehr lange Wellen ist stets  $V_Q = \mathfrak{B}_d$ , während für kürzere  $V_Q$  sich immer mehr der wechselnden Geschwindigkeit  $\mathfrak{B}_o$ , die für die Kontinente und Ozeane verschieden ist, nähert. Für die Meißnersche Theorie gilt Ähnliches. So erklärt sich gut unser Ergebnis, daß die Unterschiede zwischen dem Verhalten der Oberflächenwellen in den verschiedenen Teilen der Erde um so größer sind, je kürzer die Wellenperioden sind, und daß sich für sehr lange Wellen überhaupt keine merklichen Unterschiede ergeben. Infolge des Wechsels der Elastizitätskonstanten, insbesondere beim Übergang vom Ozean zum Land, werden die Verhältnisse besonders kompliziert. Unter gewissen theoretischen Einschränkungen kam neuerdings J. H. Jeans (21) zu qualitativ ähnlichen Ergebnissen wie Uller. Jeans vermutete dann außerdem, daß selbst nach mehrfachem Umlaufe um die Erde die Energie der zum Herde gleichzeitig zurückkehrenden Oberflächenwellen so groß sei, daß diese dort weitere Beben auslösen könnten. Dies ist jedoch außerordentlich unwahrscheinlich, da einmal die Wellen auf den verschiedenen größten Kreisen verschieden schnell laufen, andererseits müssen bei plötzlichem Wechsel der Elastizitätskonstanten (Rand der Kontinentalblöcke!), wie schon erwähnt, Reflexionen nach mehr oder minder verschiedenen Richtungen entstehen, d. h. die Wellen erreichen im allgemeinen den Herd nicht wieder. Dabei wird die weiterlaufende Welle geschwächt, während die reflektierte Energie zu neuen Oberflächenwellensystemen Veranlassung gibt: Brechungen an den meist gekrümmten und geknickten Flächen bewirken, daß die Amplituden nach verschiedenen Richtungen verschieden groß werden. Verläuft gar eine Oberflächenwelle etwa in der Richtung einer vertikalen Unstetigkeitsfläche, also etwa längs eines pazifischen Kontinentalrandes, so können besondere Unregel-

mäßigkeiten entstehen. Ändern sich die Elastizitätskonstanten in einem Gebiet nach und nach, so treten entsprechende Strahlkrümmungen ein. Auch in diesen Fällen gelangen die Oberflächenwellen nur ausnahmsweise zum Herd zurück, so daß sie als auslösende Ursache für Nachbeben kaum in Frage kommen.

Zahlreiche interessante Fragen bleiben noch offen: Unter welchen Umständen treten die langen L-Wellen auf? Hängen sie mit der Herdtiefe zusammen? der Herdlage? (Rand der Kontinentalblöcke?) von der Energie des Bebens? seiner Auslösungsart? Nur die systematische Untersuchung vieler Beben kann über alle hier behandelten Probleme, die seither stark vernachlässigt wurden, Aufschluß geben. Ein intensiveres Zusammenarbeiten zwischen Seismophysik und Geologie ist hier ganz besonders aussichtsvoll.

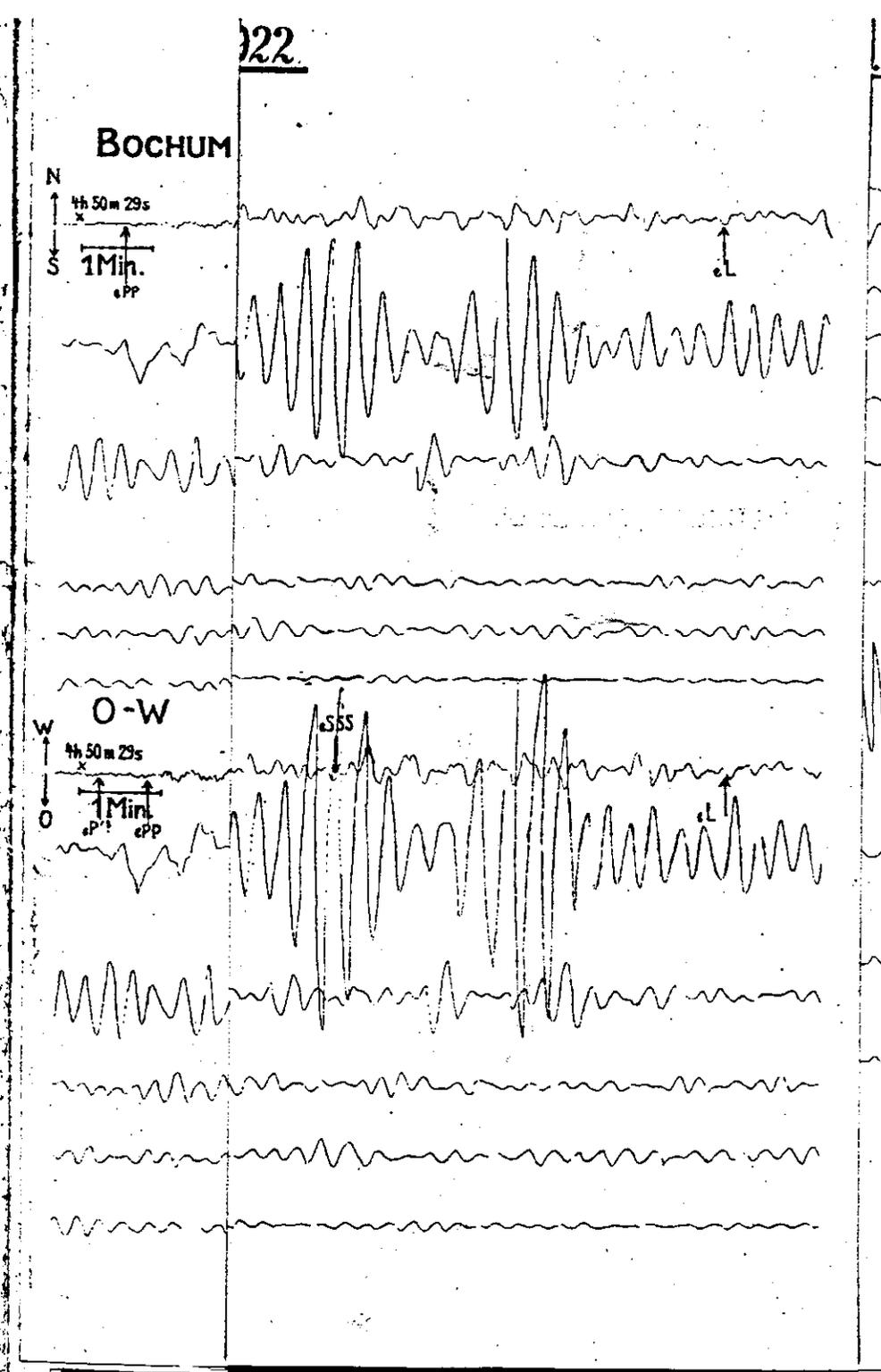
## XII. Die Aufzeichnungen der Seismischen Wogen.

Durch das Beben wurden Seismische Wogen verursacht, über deren Entstehung in etwa 40 bzw. 80 km Entfernung von der Küste Sieberg im ersten Teil (S. 27) berichtet hat, und die vermutlich etwa um 4<sup>h</sup> 33<sup>m</sup> ausgelöst worden sind. Bis zu ihrem Eintreffen an der Küste selbst kann ein erheblicher Bruchteil einer Stunde, entsprechend den Beobachtungen, verflossen sein, da in der Nähe der Küste die Geschwindigkeit  $v$  der Wasserwellen mit großer Länge infolge der geringeren Meerestiefe verhältnismäßig klein ist,  $v^2 = g \cdot h$ , wo  $g = 9,8$ ,  $h =$  Meerestiefe, alles in m, sec ausgedrückt. Nach Angaben von S. Nakamura (19) erreichten sie um 3<sup>h</sup> 0<sup>m</sup> am folgenden Tage die am offenen Pazifischen Ozean gelegene japanische Station Choshi. Hiernach besaßen die ersten Flutwellen im Pazifischen Ozean zwischen Chile und Japan eine Geschwindigkeit von etwa 208 m pro Sek. Da ihre Periode etwa 30 Minuten betrug, ergibt sich eine Wellenlänge von etwa 375 km, entsprechend einer mittleren Meerestiefe von etwa 4000 m, was mit den tatsächlichen Verhältnissen recht gut übereinstimmt. Nach Nakamura betrug die Maximalamplitude der Wellen in Choshi 22,7 cm; sie versetzten in Osaka die Flutmesser etwa 24 Stunden lang, in Choshi mehrere Tage lang in Bewegung.

## Literatur.

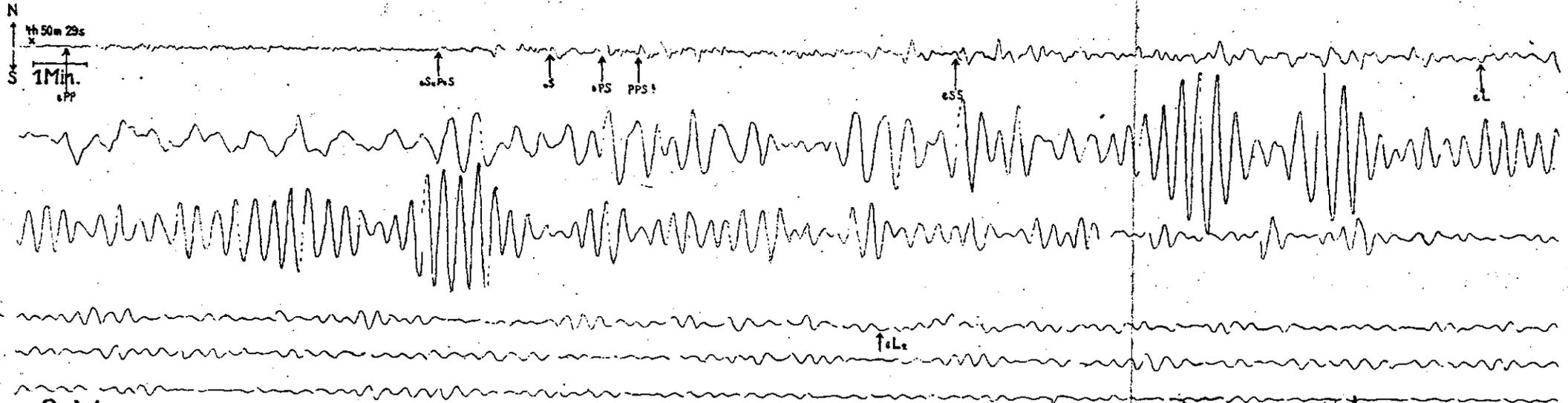
Abkürzung: Th. d. E. = B. Gutenberg: »Theorie der Erdbebenwellen...« in »Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde« von A. Sieberg, Verlag Gustav Fischer, Jena, 1923, S. 283–372.

- 1) Geiger, L.: »Herdbestimmung bei Erdbeben.« Gött. Nachr., 1910.
- 2) Mohorovičić, A.: »Hodografi longitudinalnih...« Rad jugoslav, Vol. CCXXVI. Vgl. Th. d. E., S. 292–293.
- 3) Th. d. E., S. 287 ff.
- 4) Th. d. E., S. 299 u. a.
- 5) Vgl. Gutenberg, B.: »Ueber den Erdkern in 2900 km Tiefe.« Zeitschr. f. Geophysik, Bd. I, Heft 4, 1923.
- 6) Ebenda.
- 7) Tams, E.: »Ueber die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Seismischen Oberflächenwellen.« Centralbl. f. Mineral., Geologie . . ., 1921, S. 44.
- 8) Angenheister, G.: »Beobachtungen an pazifischen Beben.« Gött. Nachr., 1921.
- 9) Visser, S. W.: »On the distribution of earthquakes...« Observ. Batavia, 1921.
- 10) Uller, K.: »Elastische Oberflächenwellen.« Ann. d. Physik, Bd. LVI, 1918.
- 11) Rosenthal, E.: »Remarques sur la propagation des ondes sism. longues.« Verh. I. Generalvers. Seism. Assoc. Haag, 1907.
- 12) Meißner, O., Beitr. z. Geophysik., Bd. XIV, 1915; Kleine Mitt., S. 10.
- 13) Reich, H.: »Ueber die Intensität der Hauptphase...« Gött. Nachr., 1921.
- 14) Th. d. E., S. 329.
- 15) Gutenberg, B., Phys. Zeitschr., 1923, S. 296.
- 16) Love, A. E. H.: »Some problems of geodynamics.« Cambridge 1912, Art. 176; »Lehrb. d. Elastizität«, Deutsch von A. Timpe, Leipzig 1907, § 190.
- 17) Meißner, E.: »Elastische Oberflächenwellen...« Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 1921, S. 181.
- 18) Ebenda, 1922, S. 1.
- 19) Nakamura, S.: »The record of the chilean earthquake.« Centr. Meteorol. Obs., Tokyo, Dez. 1922.
- 20) Vgl. Th. d. E. S. 331–333.
- 21) Jeans, J. H.: »The propagation of earthquake-waves.« Proc. Roy. Soc. London, A, Vol. CII, S. 551–574, 1923, Nr. 718.

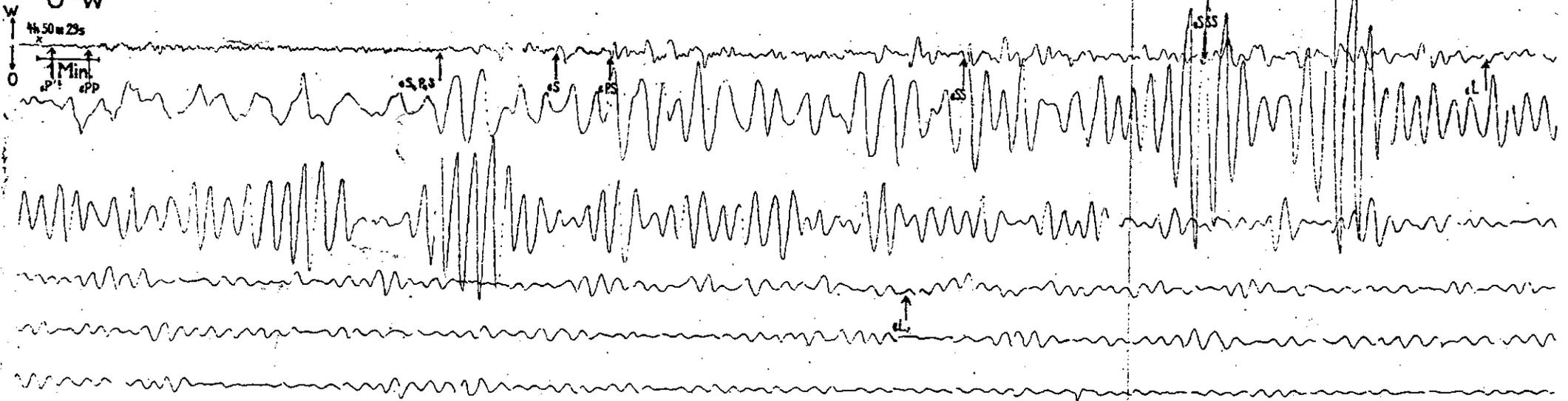


# Tafel I. Atacamabebe vom 10./11 November 1922.

BOCHUM N-S



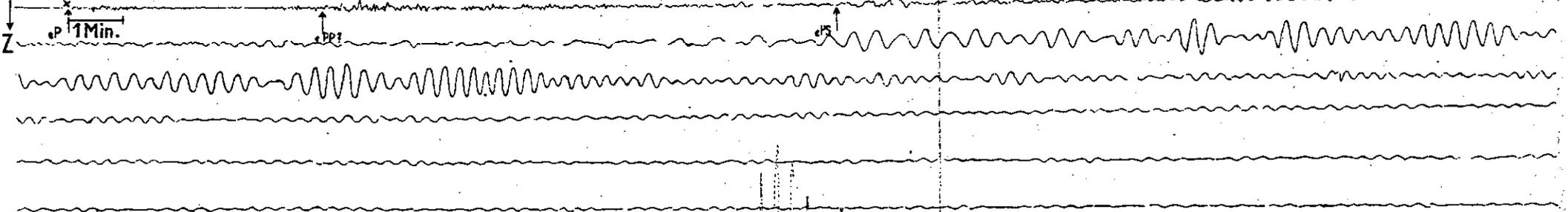
O-W



# Tafel II. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

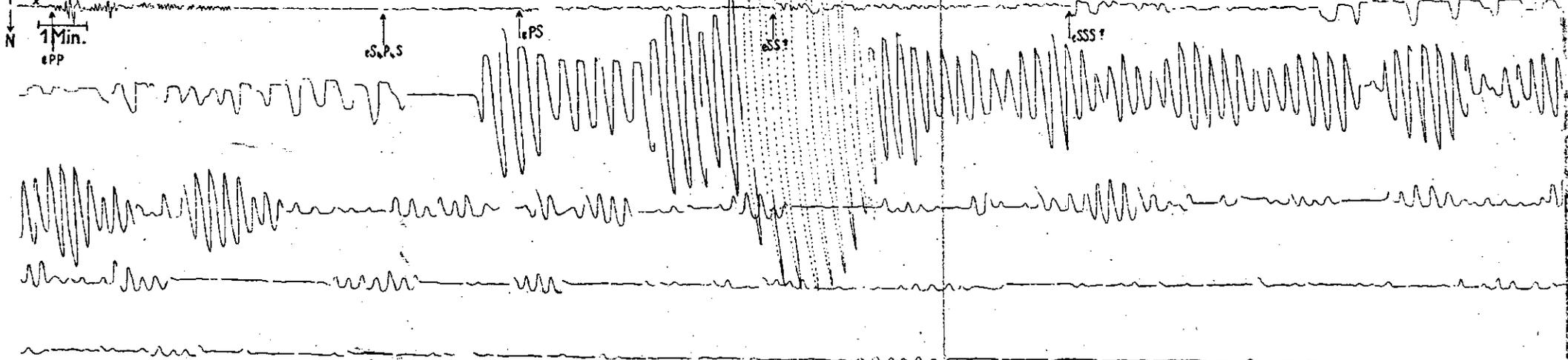
BOCHUM Z

4h 46m 29s

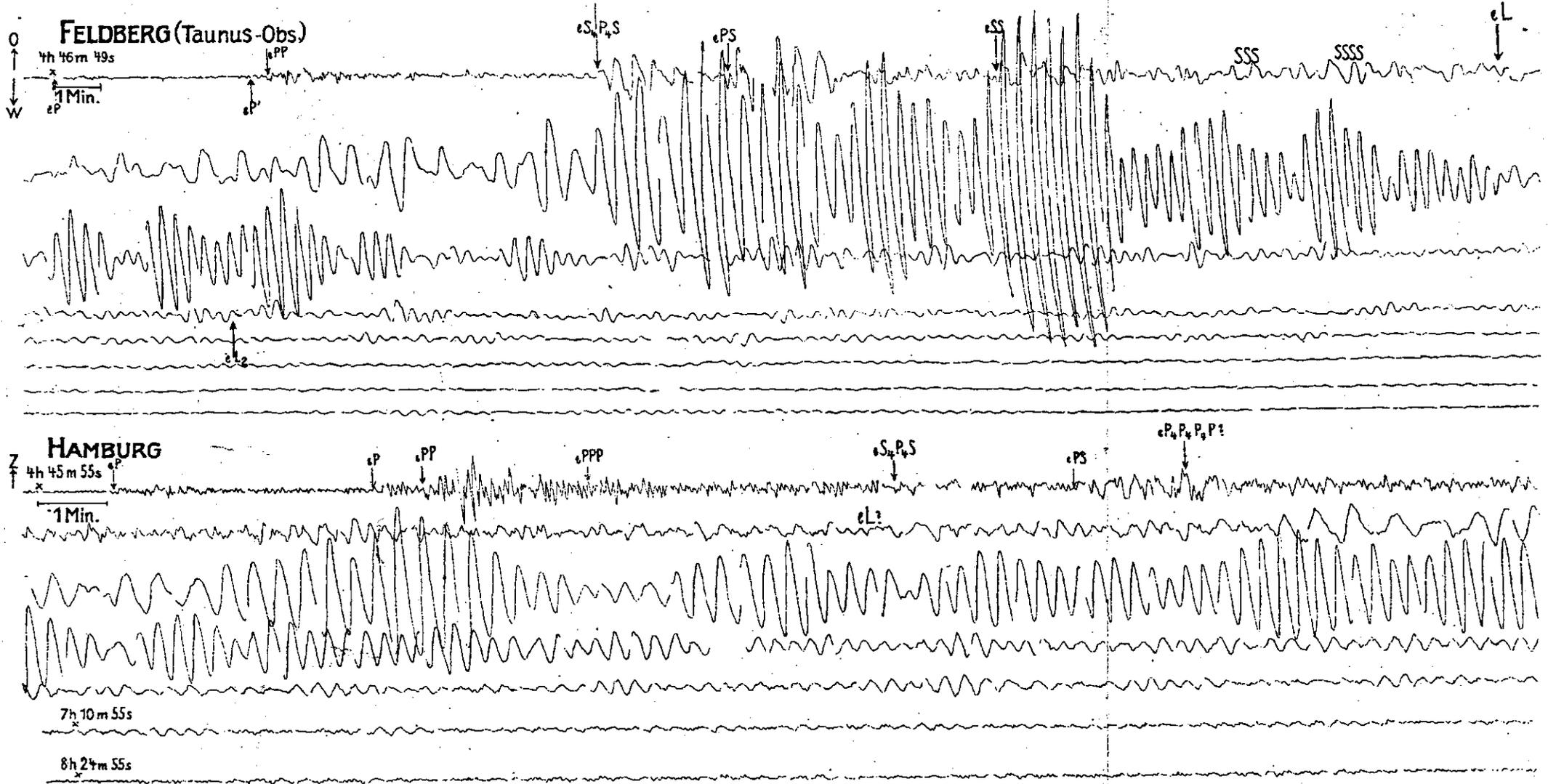


FELDBERG (Taurus-Obs)

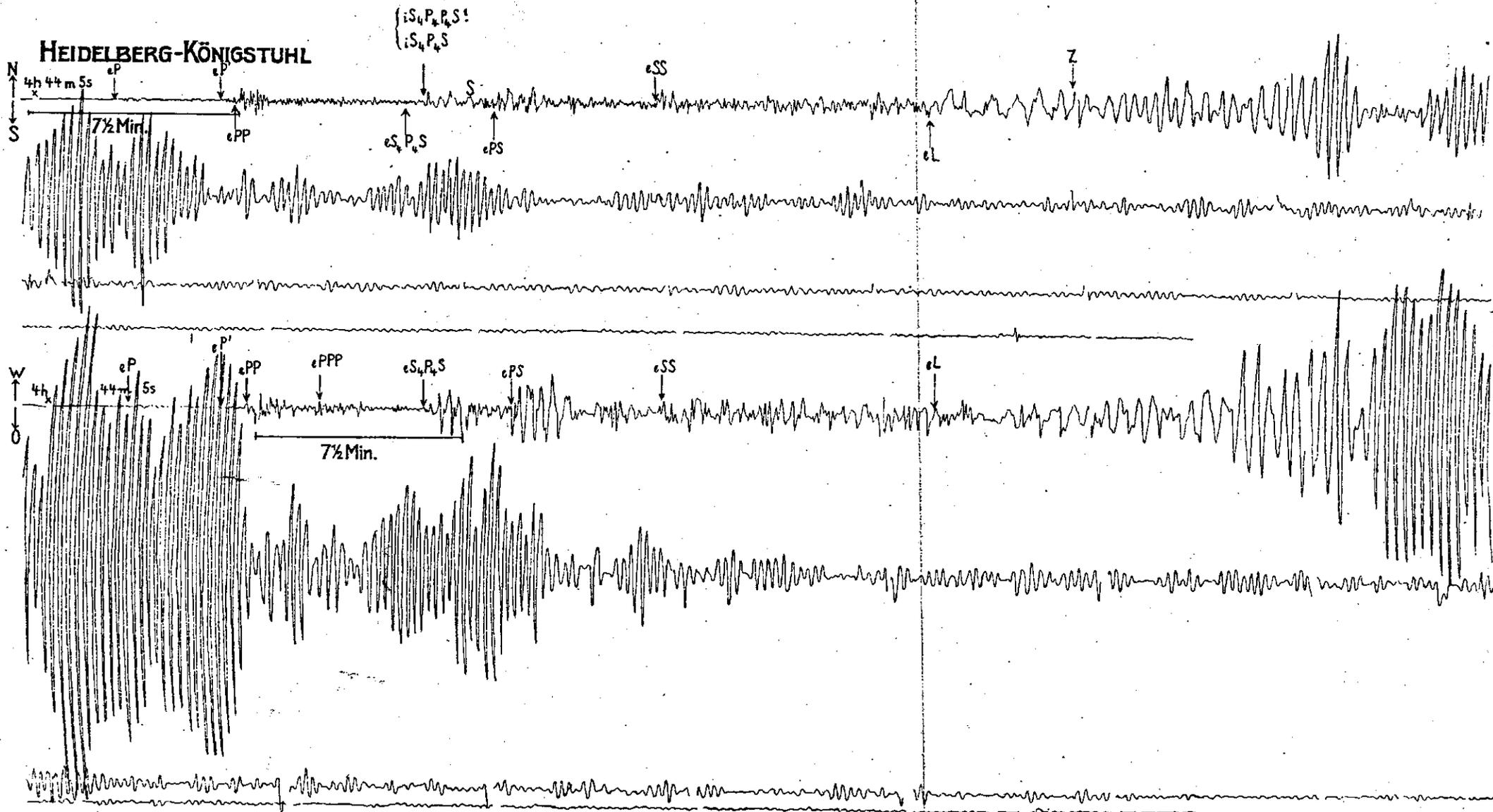
4h 50m 49s



# Tafel III. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

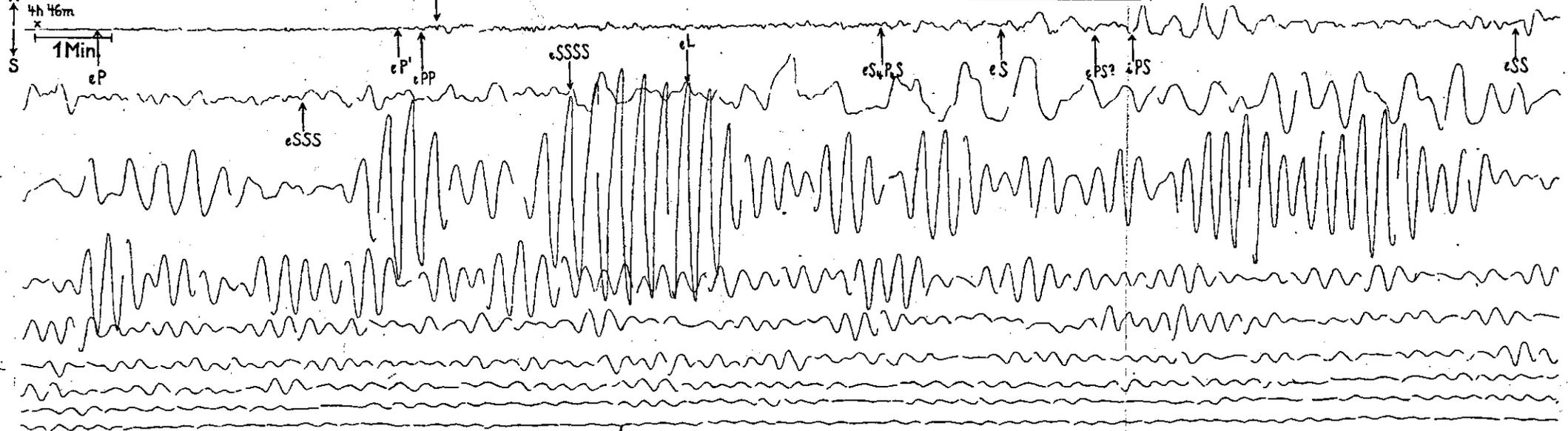


# Tafel IV. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.



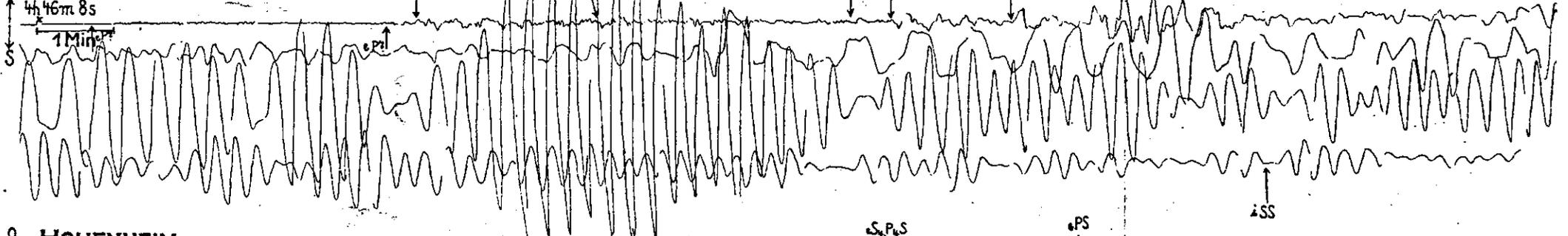
# Tafel V. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

HOHENHEIM

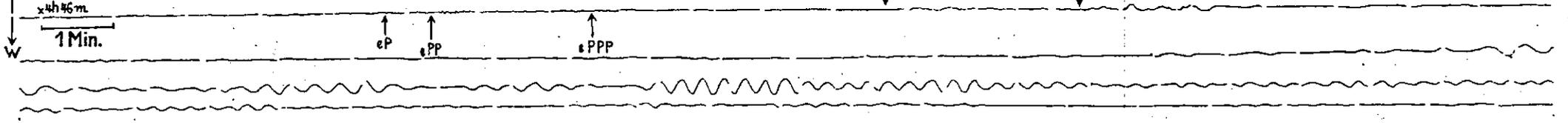


8h 20m

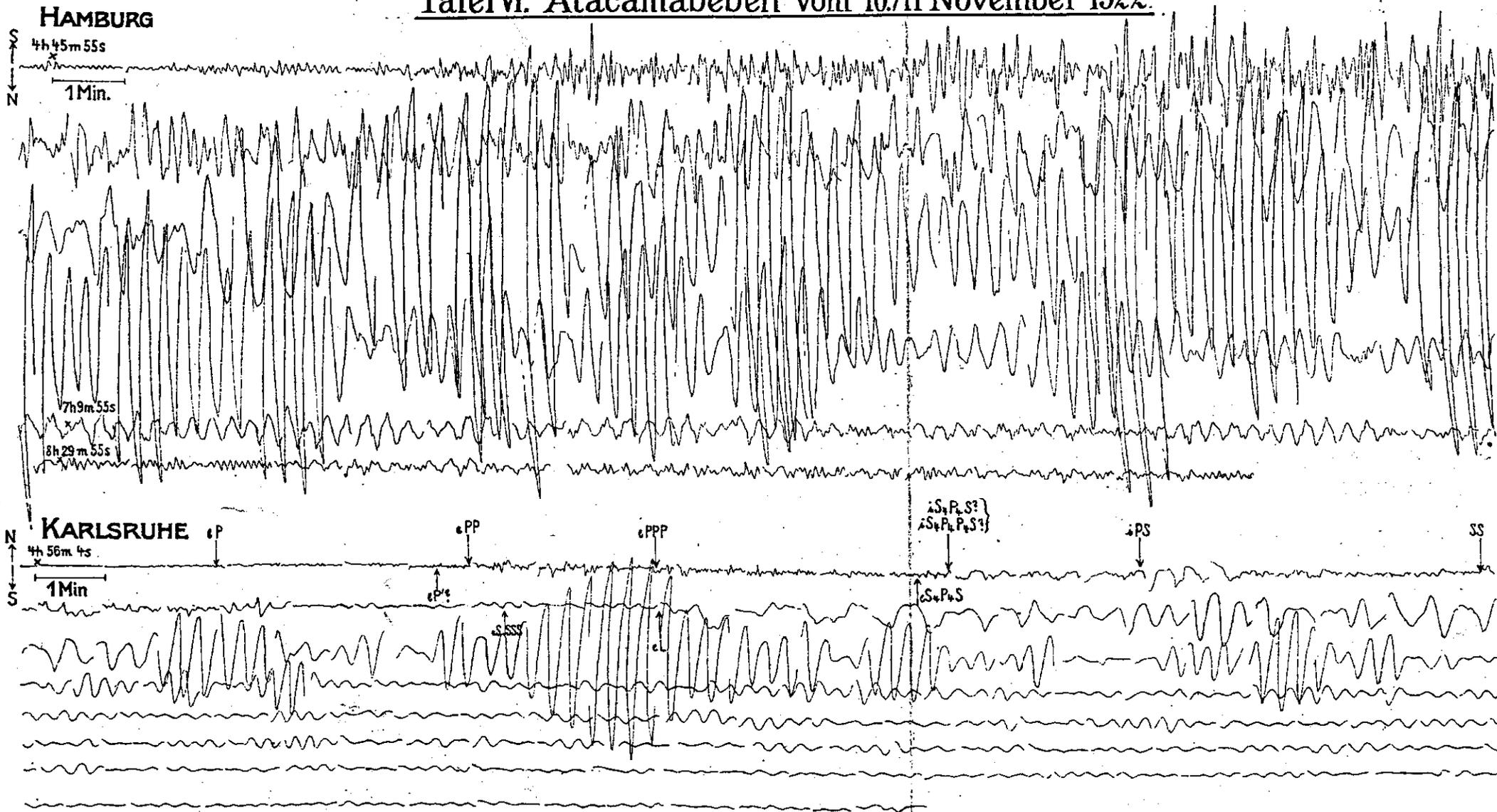
RAVENSBURG



HOHENHEIM

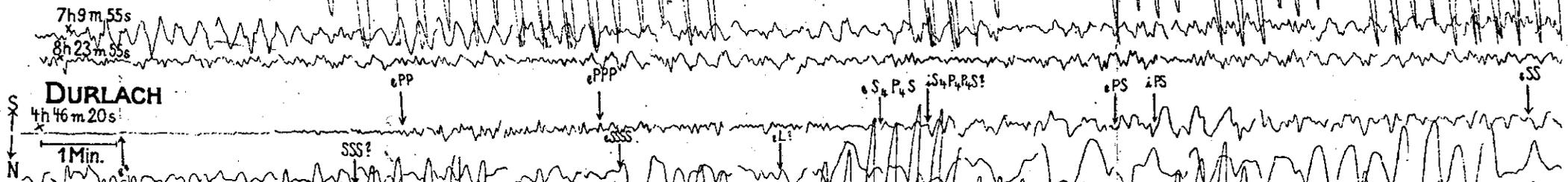
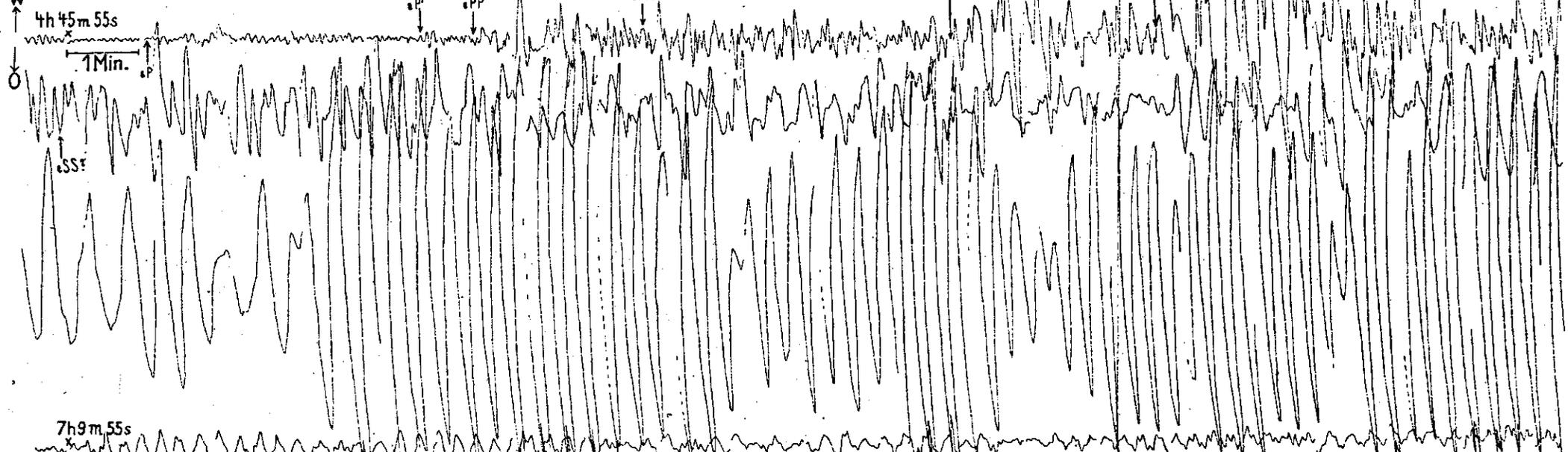


# Tafel VI. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

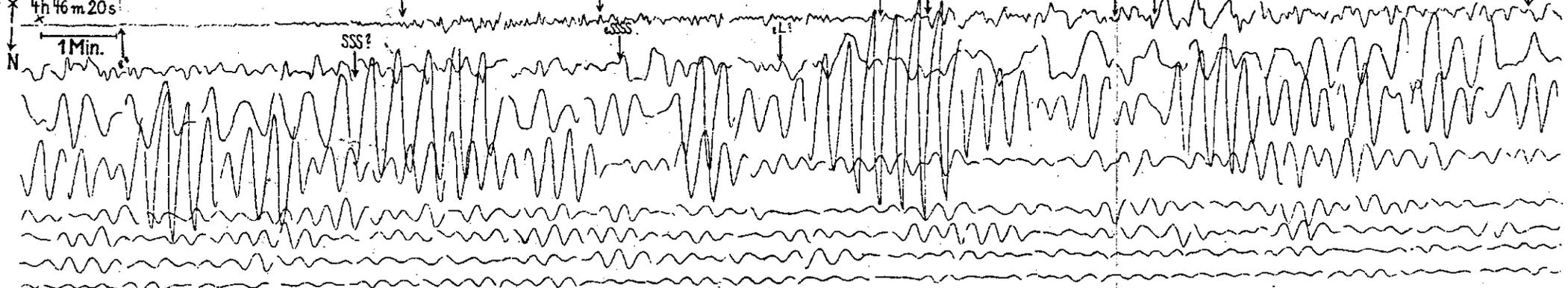


# Tafel VII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

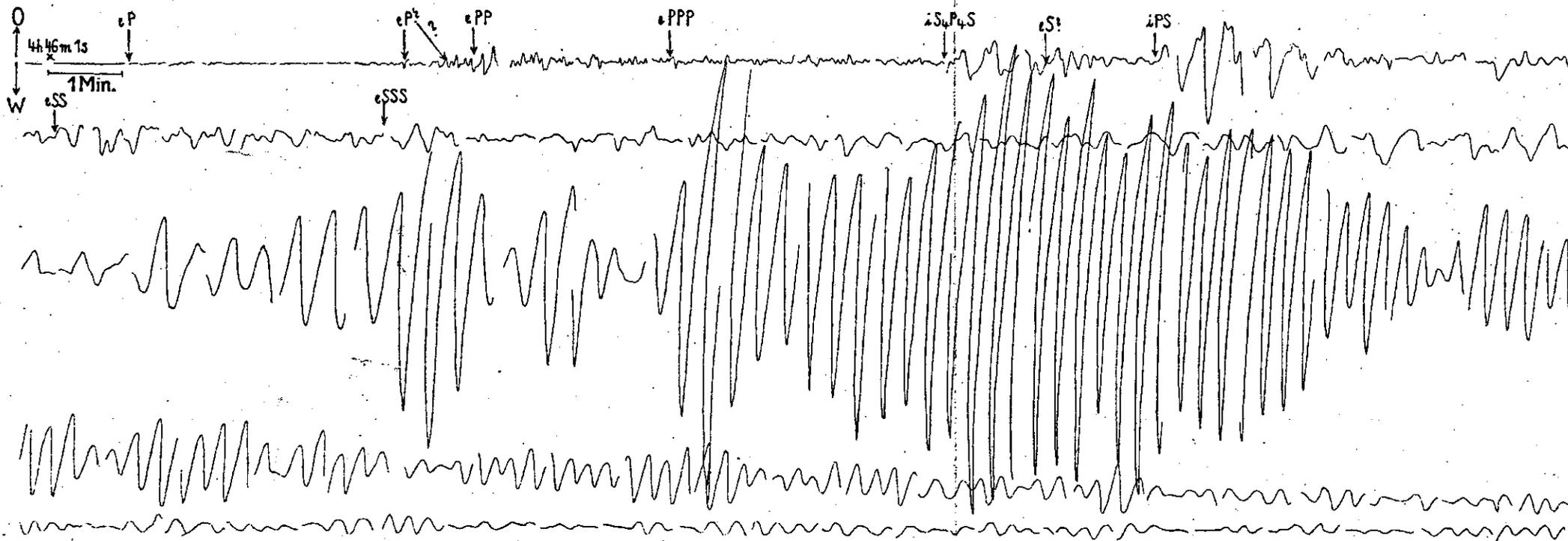
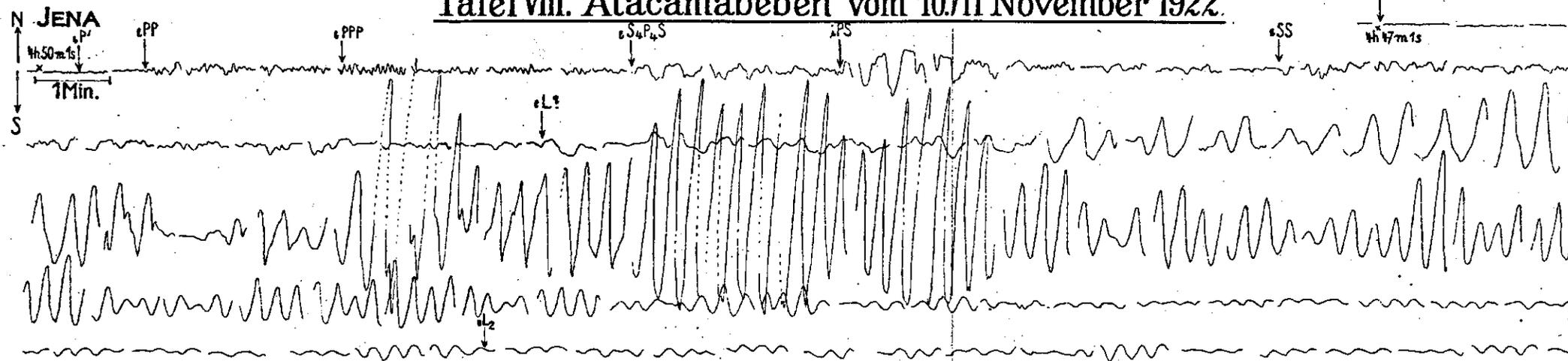
**HAMBURG**



**DURLACH**

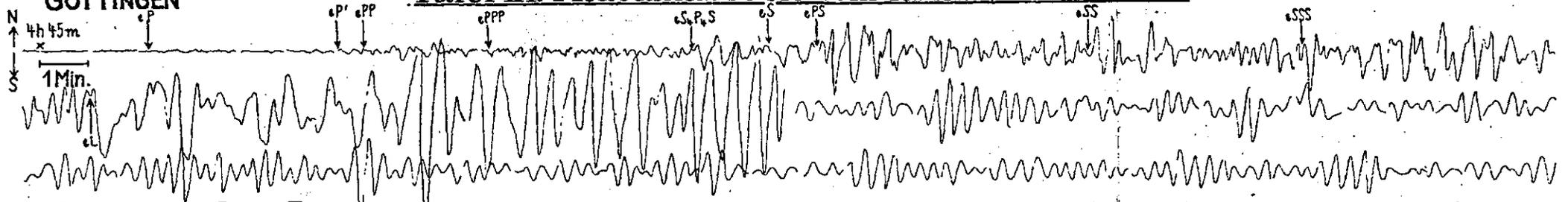


# Tafel VIII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

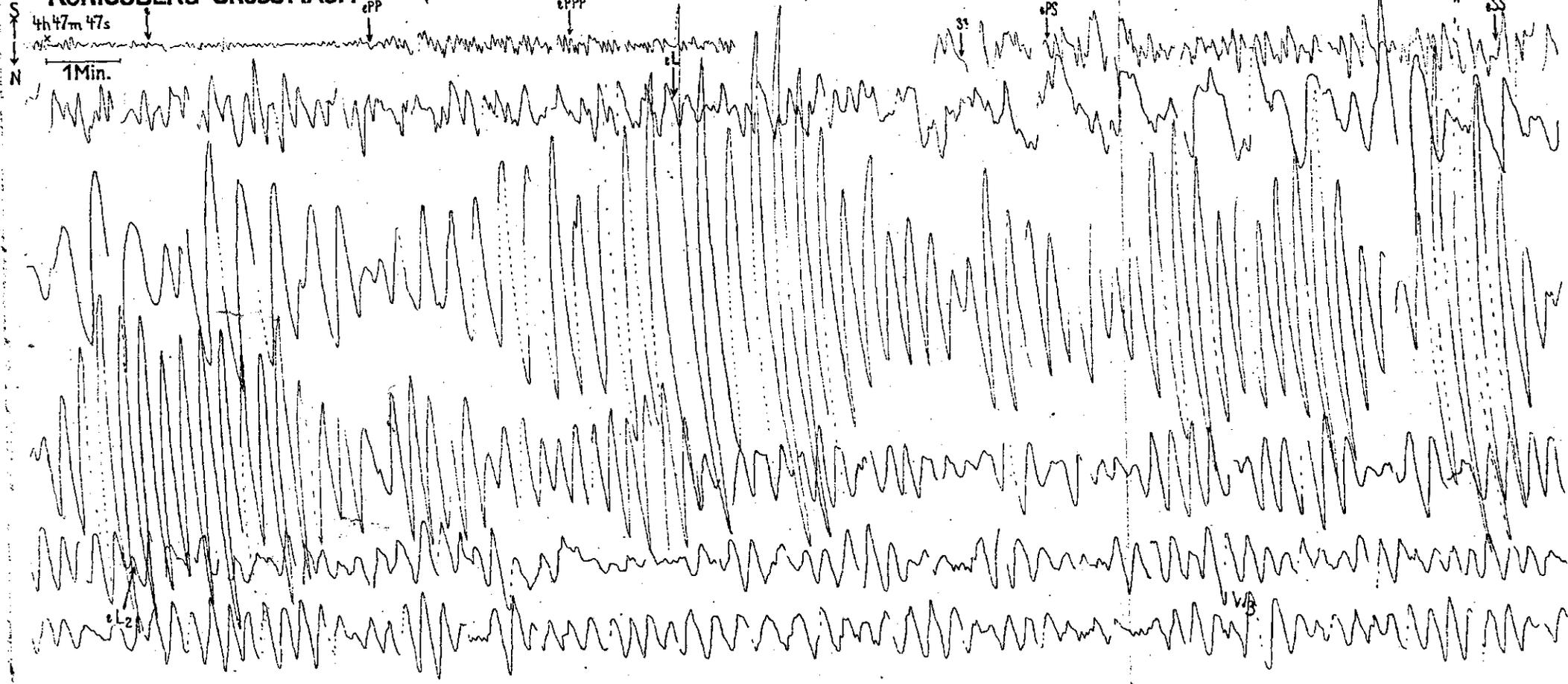


# Tafel IX. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

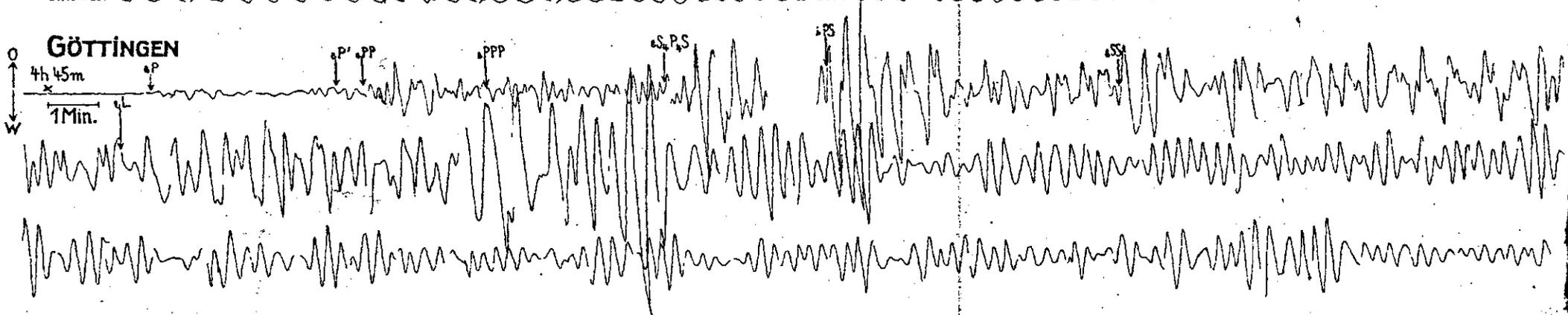
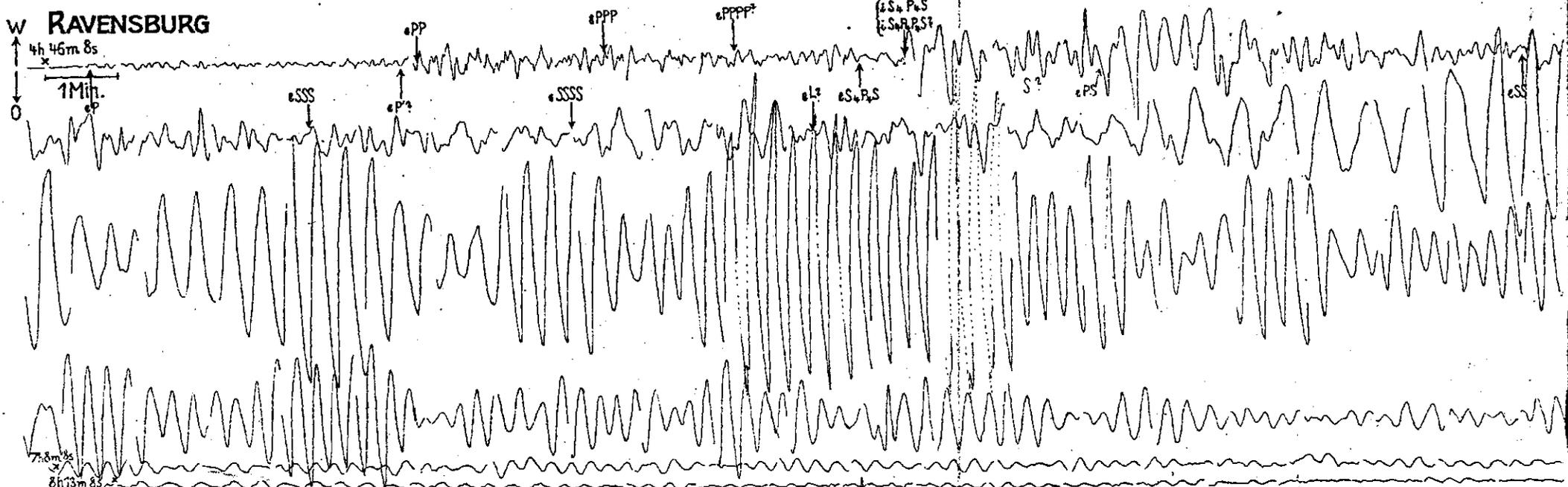
GÖTTINGEN



KÖNIGSBERG-GROSS RAUM

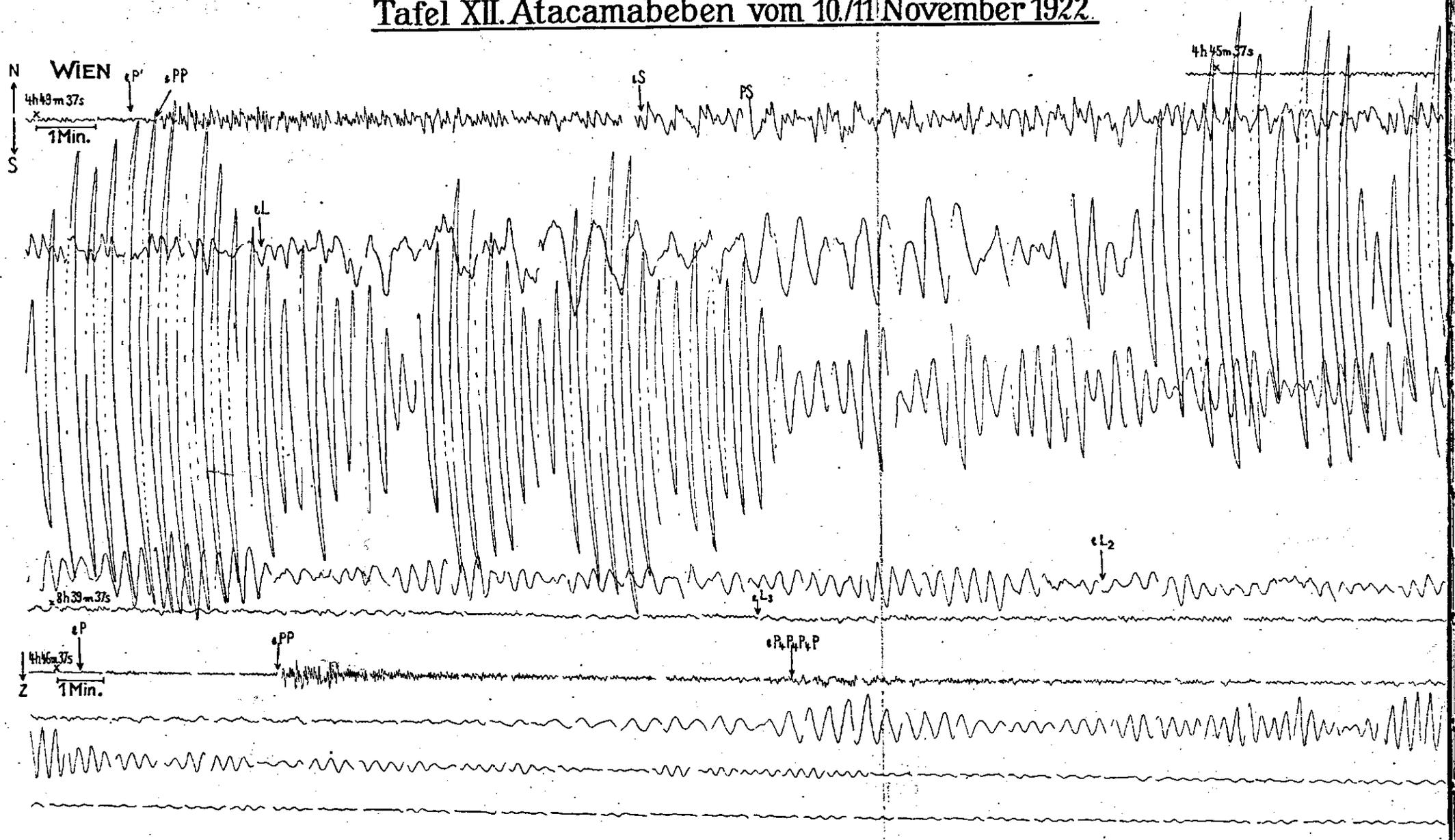


# Tafel X. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

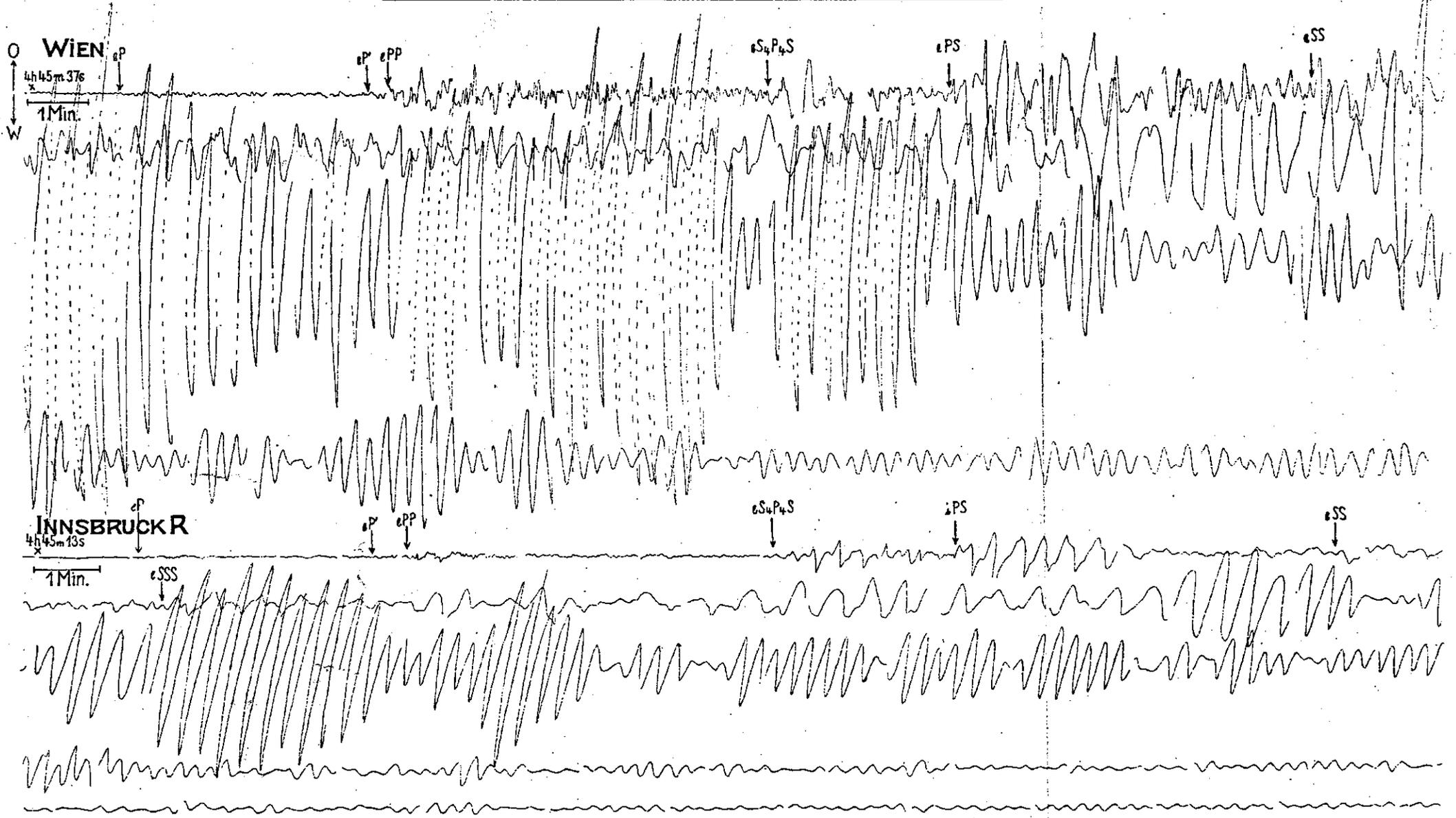




# Tafel XII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

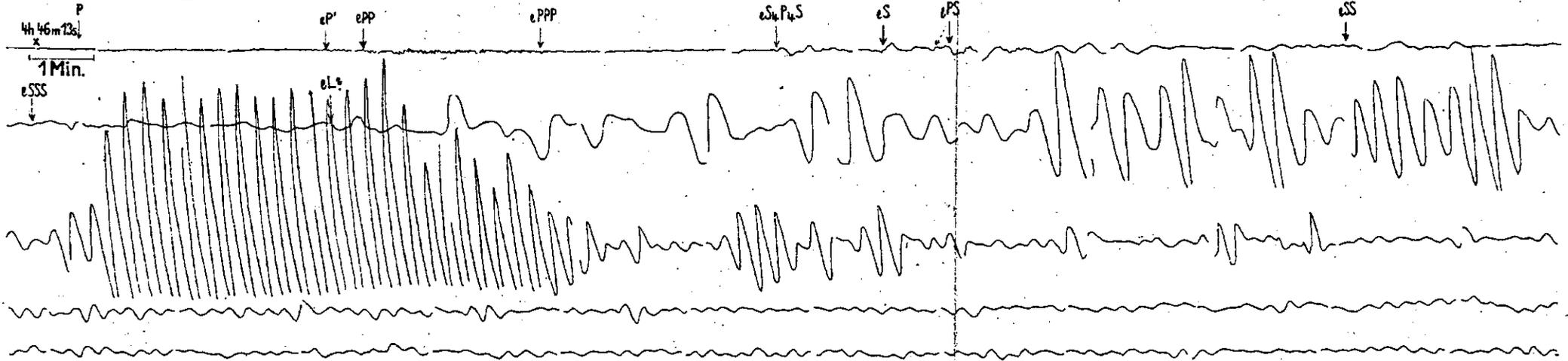


# Tafel XIII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

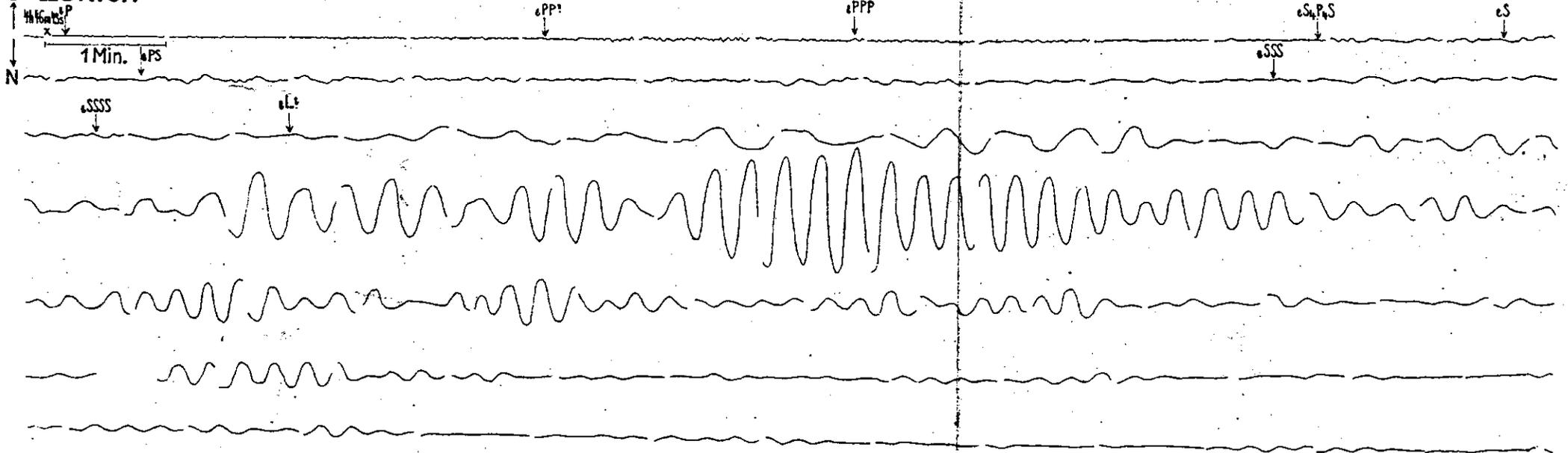


# Tafel XIV. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

**INNSBRUCK L**



**S ZÜRICH**



# Tafel XV. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.

S  
 UPSALA  
 4h 46m 59s  
 1Min. eSS

eP<sup>1</sup>  
 eP<sup>2</sup>  
 ePP<sup>1</sup>  
 eSSS

eS<sub>4</sub>P<sub>4</sub>S

iPS

eL

SAN FERNANDO - CADIZ  
 E-W  
 4h 45m 40s  
 1Min.

eS

ePS

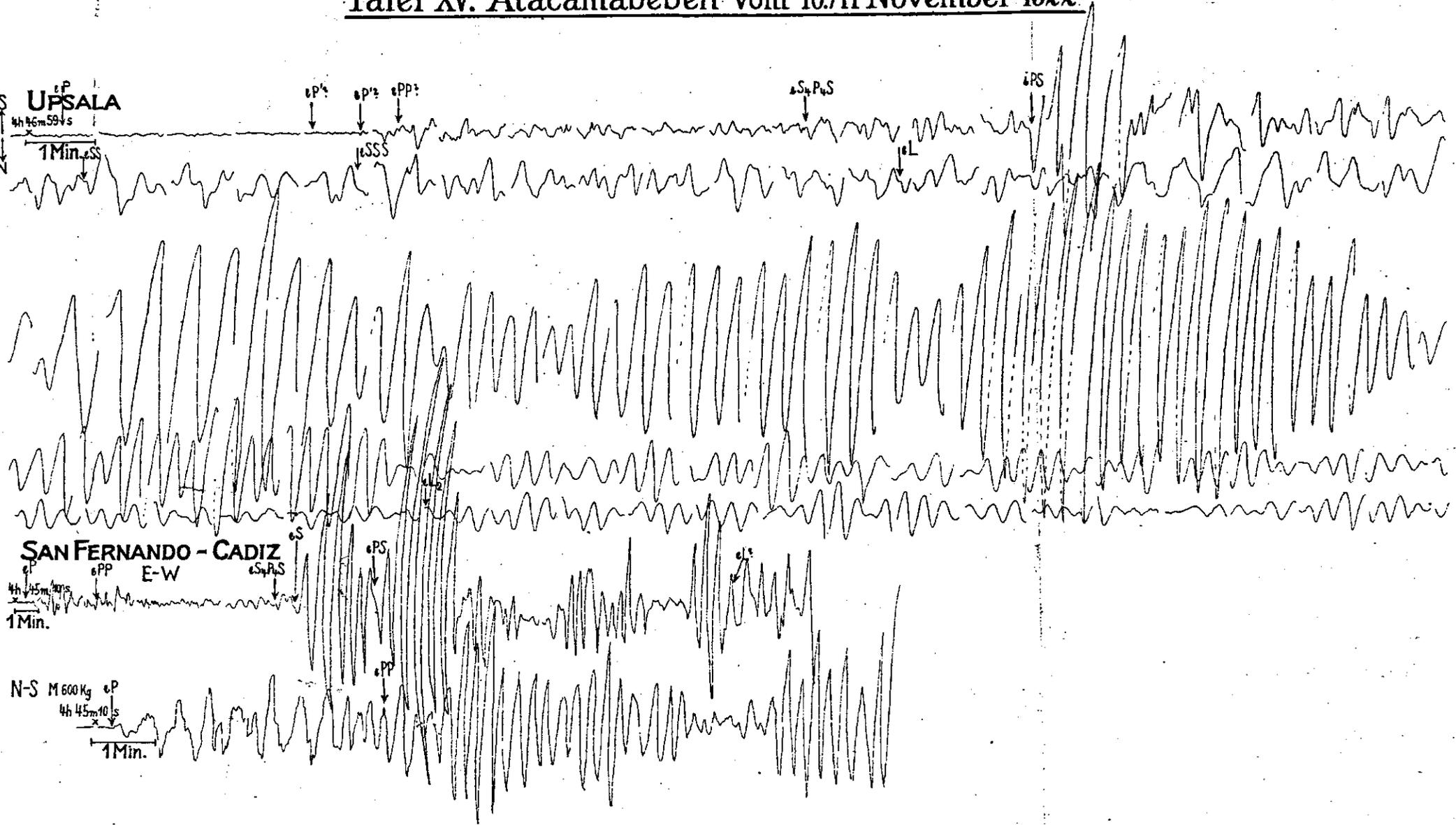
ePP

eS<sub>4</sub>P<sub>4</sub>S

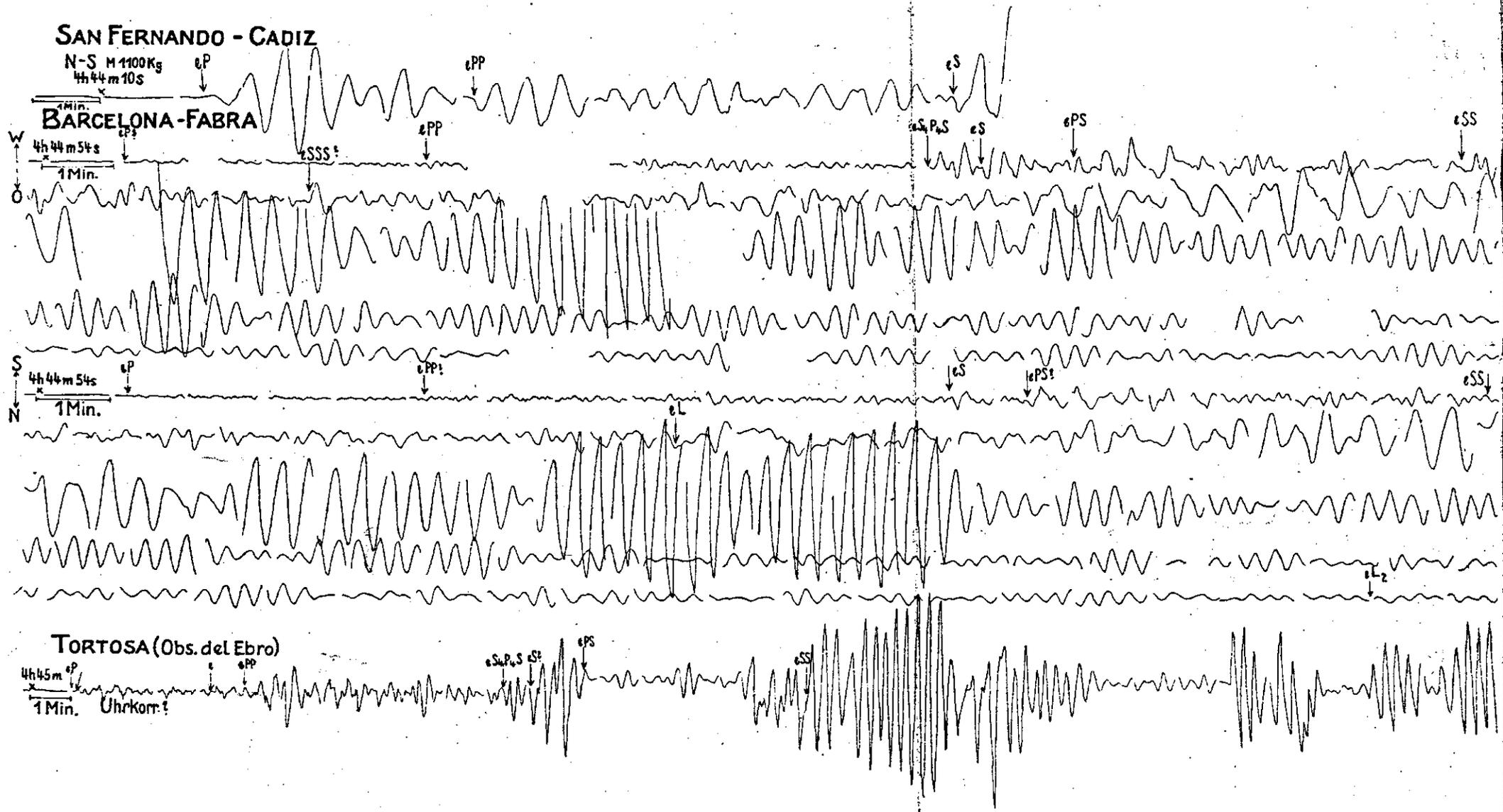
eL<sup>1</sup>

N-S M 600 Kg  
 4h 45m 10s  
 1Min.

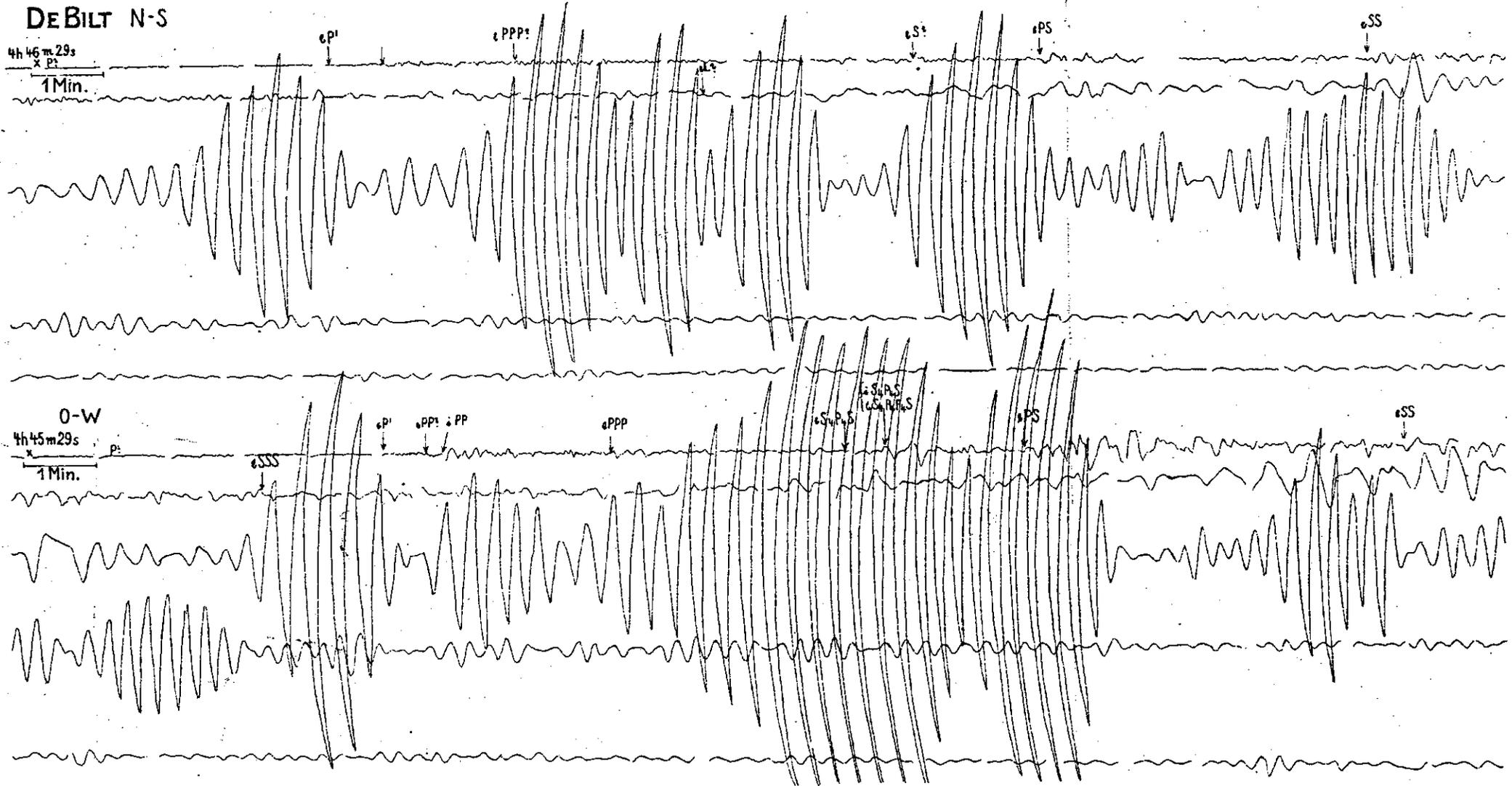
ePP



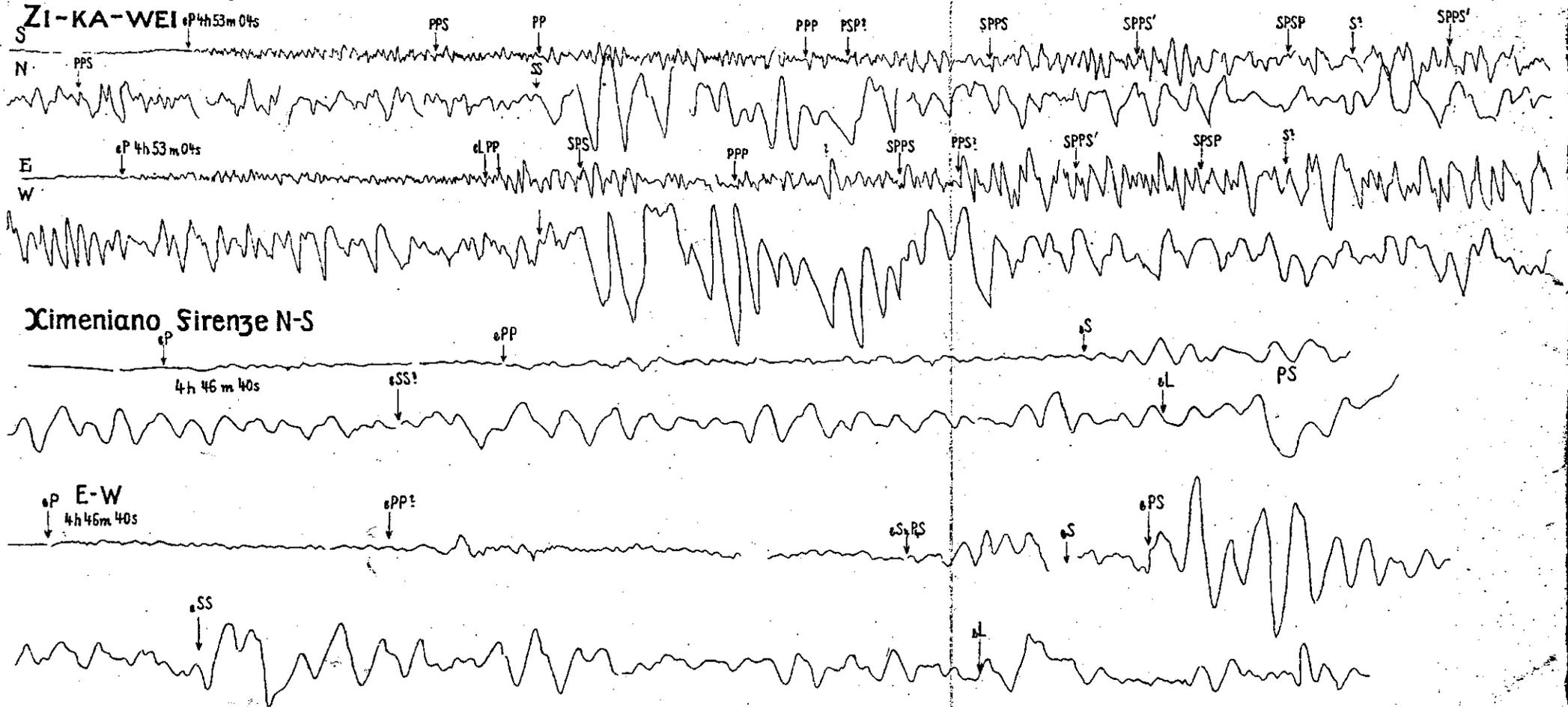
# Tafel XVI. Atacamabeben vom 10./11 November 1922.



# Tafel XVII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922



# Tafel XVIII. Atacamabeben vom 10./11 November 1922



7

3,2  
10