**INTERPRETACION DE ALGUNOS DIAGRAMAS DE
TEMBLORES DE FOCOS CERCANOS AL SUR
DE TACUBAYA, D. F.**

Por Heriberto Camacho.

(Lámina XLIII y una figura en el texto.)

Antes de hacer el estudio de los seismogramas que acompañan este trabajo, me ocuparé de dar algunas ideas generales sobre los datos que adquiere el observador en la lectura de un seismograma cualquiera y de la manera de combinar estos datos para completar la interpretación del registro.

Tiempo.—Los diagramas de un seismógrafo de registro mecánico presentan sobre sus líneas señales equidistantes que marcan el fin de cada minuto y en las horas completas estas señales son de tamaño mayor. En los seismógrafos de registro fotográfico se marca el tiempo por interrupciones cortas de luz al fin de cada minuto. La medida del tiempo entre dos minutos consecutivos se hace por medio de una escala dividida en milímetros y conociendo la velocidad del cilindro registrador (velocidad horaria) ó bien con ayuda de una escala de partes proporcionales. En algunos instrumentos, como los Bosch-Ōmori, el marcador de minutos es independiente de la aguja registradora y hay que tomar en cuenta la distancia que separa los extremos de la aguja y el minuterio, cuya distancia, valuada en segundos de tiempo, es una corrección negativa de la lectura.

Debe conocerse la marcha del reloj que suministra el tiempo, formando una tabla en la que se anoten sus correcciones diarias. Todas estas operaciones deben ser cuidadosas, la mayor exactitud en ellas da valor al seismograma para su comparación con otros obtenidos en diferentes Estaciones. En el error personal que pueda cometerse al apreciar la llegada de la primera onda influye mucho el poder amplificador del instrumento; en efecto, siendo las ondas longitudinales menos amplias que las transversales y abundando más las primeras que las últimas en la primera fase del fenómeno, es casi seguro que una corta amplificación no permitirá que se registren las ondas en los primeros momentos de su llegada. Reuniendo

varios registros de un mismo temblor y reduciendo las horas obtenidas á un mismo meridiano (el de Greenwich es el adoptado), será posible localizar geográficamente el epifoco, conocer el momento en que allí ocurrió el choque y construir los hodógrafos ó curvas de velocidades que á cada especie de ondas les corresponde.

Estos tres resultados finales se enlazan entre sí, todos son de importancia y para conseguirlos es indispensable la exactitud del tiempo.

Separación de las fases.—No es mi propósito exponer la teoría de la propagación de las ondas sísmicas, pero necesito auxiliarme de las ideas admitidas en la actualidad para señalar en cada fase del registro las ondas que han dejado marcado su paso por la estación de observación.

El foco de un temblor es un sólido con sus tres dimensiones ó una superficie de fractura, pero en relación con el radio terrestre y las distancias á que hace sentir sus efectos, puede considerarse que el foco es un punto de donde parten simultánea y sucesivamente dos clases de ondas: las longitudinales y las transversales. Estas ondas tienen el mismo nombre y coinciden en su papel con las vibraciones sonoras de las cuerdas tensas. En este último caso las vibraciones longitudinales se propagan según el eje de la cuerda y las transversales en dirección perpendicular, es decir, según el diámetro. Las primeras son más agudas que las segundas, lo que significa una velocidad mayor de propagación y un período y una amplitud más cortos, caracteres todos que coinciden con los de las ondas de un temblor.

Pasando al sólido homogéneo perfectamente elástico en cuyo interior se produce un choque, las ondas longitudinales se propagarán según los radios de las esferas que tienen por centro común el punto estremecido y las transversales en los planos tangentes á las esferas. Pero el registro de las ondas sísmicas hecho en la superficie no es tan sencillo como el principio físico que le sirve de base; desde luego, la primera circunstancia que complica el fenómeno es la de que muchos temblores tienen focos poco profundos y se localizan en la corteza terrestre, es decir, en un medio heterogéneo cuyos elementos están dotados de diferentes densidades y de coeficientes de elasticidad distintos y cuya disposición es muy irregular.

Cuando una onda pasa de un medio á otro menos denso pierde su velocidad parcial ó totalmente y se refleja; si la onda penetra á

un medio de mayor densidad, se refracta, aumentando en este caso su velocidad. Los planos de estratificación, los diques y otros accidentes interiores de la corteza son superficies que limitan y separan medios de distintas densidades y son factores para producir reflexiones y refracciones que en muchos casos cambiarán el carácter de las ondas. Sin embargo, dos hechos, el uno de observación y el otro de cálculo, han revelado la trayectoria de las ondas en el interior de la Tierra: se ha notado que en las minas profundas no se siente el paso de las ondas, y más aún, el seismógrafo no las acusa; además, su gran velocidad de propagación se explica dentro de un medio de mayor rigidez que la que poseen los materiales conocidos de la corteza; estas circunstancias han llevado á los físicos á la creencia de que las trayectorias de las ondas, en vez de ser las cuerdas de la esfera terrestre que pasan por el foco, sean líneas curvas convexas hacia el centro de la Tierra; es decir, que las ondas descienden del foco penetrando al núcleo interno de rigidez mayor que la del acero y se propagan dentro de él para volver á la corteza y llegar á la superficie. Las ondas transversales, animadas de menor velocidad por ser mayores en período y amplitud que las longitudinales, siguen su curso con un retraso con respecto á éstas tanto mayor cuanto más distante está el lugar de observación del foco. Los físicos han señalado á estas ondas trayectorias curvas de menor convexidad que la asignada á las que siguen las longitudinales. Por último, las ondas que emergen á la superficie muy cerca del epicentro, se propagan por la superficie, en muchos casos dejan grabado su paso y se hacen visibles en el momento de su tránsito, son las que causan los desastres y su amplitud varía desde una fracción de milímetro hasta algunos metros. Estas son las llamadas ondas superficiales.

Veamos cómo se registran estas distintas categorías de movimientos en el diagrama de un seismógrafo. (Fig. 1.)

Fig. 1-

Un seismograma está formado de una serie de senoides, cada una con su período, amplitud y longitud de onda particulares; bien pu-

diéramos decir que cada senoide, caracterizada por sus elementos de onda, constituye una fase del temblor. Así, entre P y S , entre S y L , etc., tenemos grupos de ondas bien caracterizados y distintos entre sí; pero las fases de un temblor real están muy lejos de presentar en su distinción la facilidad de que hablamos; en efecto, dada la mayor velocidad de las ondas longitudinales con respecto á las transversales; el retraso de las últimas crecerá proporcionalmente á la distancia que recorren y por esto parecería natural que en una Estación lejana del epifoco se registraran las longitudinales y después de un período más ó menos largo de quietud del péndulo empezara el registro de las transversales, lo cual no sucede así, pues á través de los múltiples obstáculos que en su camino pueden encontrar, las ondas longitudinales por reflexión pierden velocidad y se transforman en transversales, recíprocamente, éstas ganando velocidad al penetrar á medios más refringentes, disminuyen en período y amplitud y se convierten en longitudinales. Por lo expuesto se deduce que, en general, será muy difícil descubrir un punto de transición en que las ondas han cambiado de carácter, es decir, situar sobre el diagrama el punto S (que también llaman V_2) ó principio de las ondas transversales ó segundas. Haré notar aquí que la forma aguda de las ondas de P á S (primera fase) es muy diferente de la forma arredondeada de las ondas de S á L (segunda fase); además, el período en la primera fase es pequeño, no es medible á la simple vista, si se trata de un temblor de foco cercano, mientras que el período de las ondas en la segunda fase es mayor y el cambio de amplitud es notable de una fase á la otra. En L principian las ondas largas (marcadas en algunos catálogos con B); desde aquí se nota un cambio brusco de período y un aumento de amplitud; la porción L es vista en la actualidad con mucho interés, ha recibido el nombre de fase de ondas regulares; esta fase pertenece á la porción de ondas largas, consta de ondas lentas y de poca amplitud con respecto á las que inmediatamente les siguen; en temblores cuyos epifocos se han supuesto cerca de Oaxaca, es decir, á 400 kms. poco más ó menos de Tacubaya, se ha registrado esta fase por los instrumentos de la Estación Seismológica Central, quedando formada por cuatro ó cinco ondas de período lento. (Temblor del 27 de Agosto de 1911). En los registros de temblores lejanos aparece con una duración de 2 y 3 minutos. En el terremoto del 18 de Abril de 1906 en California, E. U., quedó demostrado que estas ondas emergían á 431 km. del epifoco si provenían de ondas longitudinales ó á 935

km. si eran engendradas por las transversales; pero el señor Prof. H. F. Reid ¹ no niega que puedan las ondas alcanzar la superficie antes de los 431 km. del epifoco y el ejemplo citado del temblor del 27 de Agosto de 1911 es una prueba de que las ondas superficiales ó de Lord Rayleigh tienen ó pueden tener su origen muy cerca del epifoco; con la observación de 27 Estaciones comprobó el Prof. H. F. Reid la uniformidad de propagación de las ondas regulares; respecto de su carácter longitudinal, ó transversal, puede decirse que, atendiendo á su amplitud, deben considerarse como ondas transversales, puesto que este carácter es el que predomina en el registro desde *L* hasta *C*, ó sea en la *porción principal* del seismograma. El Sr. Prof. F. Ōmori divide la porción principal en cuatro secciones, de las cuales las dos primeras se caracterizan por una disminución progresiva de período y aumento de amplitud hasta llegar á *M*, y las dos últimas por un decrecimiento en amplitud y un aumento gradual de período hasta llegar á *C*, punto que marca el principio de la porción decreciente, cauda, coda ó cola del movimiento; esta fase, de *C* á *F* (fin), está formada de ondas de corta amplitud, de período muy lento y de forma tanto más irregular cuanto más cercano es el temblor; por el contrario, en un temblor lejano la coda está formada por grupos de ondas lentas que no se superponen, sino que presentan la regularidad de una senoide. En el primer caso la duración de la coda es de 7 á 8 minutos en un instrumento bien amortiguado, mientras que los temblores lejanos ponen en inquietud las agujas de los seismógrafos durante varias horas. Créese que la coda está formada por ondas reflejadas que han perdido su velocidad; la situación del punto *C* es tanto más difícil para el observador cuanto más distante es el temblor.

Seismógrafos y sus constantes. — Los seismogramas de un temblor nos permiten reconstruir en el espacio la trayectoria de un punto móvil imaginario (partícula terrestre) durante el movimiento. El seismógrafo no se limita á acusar un temblor de Tierra sino que nos proporciona los medios para estudiar su mecánica y esto diferencia á un seismógrafo de un seismoscopio. El seismógrafo perfecto ó *absoluto* estaría formado de un punto fijo substraído á la acción del movimiento que dejara una huella, por cualquier mecanismo, sobre una superficie en contacto directo con el suelo y que por tanto participara del movimiento terrestre. Los inventores y constructores

¹ The California Earthquake of April 18, 1906. Vol. II. The Earthquake by Harry Fielding Reid.

procuran aproximarse en lo posible á este fin, ya recurriendo á suspensiones, como la de Cardani, ya aumentando el peso de la masa que se desea hacer astática; y más aún, amortiguando el movimiento de retroceso del péndulo. Además, se da á la superficie registradora un movimiento uniforme de translación, con lo que se consigue: impedir que las ondas se superpongan, como sucedía en los seismóscopios primitivos, y permitir la medida del tiempo desde el momento en que se emplea una translación uniforme. El movimiento complejo de la partícula terrestre puede considerarse formado de movimientos elementales, y el movimiento elemental de un punto material es el helicoidal, comparable con el de un tornillo que entra en su tuerca; este movimiento puede descomponerse en otros dos: uno de translación á lo largo de un eje rectilíneo, y el otro de rotación al rededor de este eje. Suponiendo que este eje sea la diagonal de un paralelepípedo rectangular, sus aristas serían tres ejes de translación á lo largo de los cuales se contarían los desalojamientos componentes de la translación elemental y alrededor de ellos se verificarían tres rotaciones componentes de la rotación elemental. Estos seis movimientos componentes del movimiento elemental de la partícula terrestre son los que registra un seismógrafo; no se ha llegado á lograr de una manera completa que un instrumento registre el movimiento según una sola componente, y lo único que se ha hecho es disminuir la influencia de las que podíamos llamar perturbadoras para no dejar sino una ó dos como más importantes. La imposibilidad de hacer una eliminación absoluta de las componentes accesorias y la dificultad para conseguir un punto fijo en reposo, independiente del movimiento del suelo, son dos condiciones comunes á todos los seismógrafos hasta hoy conocidos. Respecto de la segunda condición, el cálculo se encarga de deducir del movimiento relativo del registro al soporte móvil, lo que es el movimiento absoluto del suelo y para tal objeto se emplean las constantes instrumentales.

Tres son los tipos á que pueden referirse los seismógrafos conocidos: péndulos *simples ó verticales* (no confundir con los que dan la componente vertical del movimiento), *horizontales é invertidos*; en todos ellos las constantes desempeñan el mismo papel y se obtienen con pocas variantes de la misma manera. Unicamente definiremos las principales, sin entrar en detalles de su determinación, que aquí no corresponden. 1º, T_0 —período propio del instrumento, es la duración en segundos de la doble oscilación del péndulo, determinada sin amortiguamiento 2º, L —longitud en metros del péndulo simple

equivalente, es decir, del péndulo isócrono con el que se estudia, se determina con la fórmula del péndulo $T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$. 3º, E—sensibilidad del instrumento ó sea la desviación de la aguja en el registro medida en mm. que corresponde á una desviación de 1'' de arco del eje vertical del péndulo. 4º, J—longitud en metros del péndulo indicador, esto es, del seismógrafo con su sistema amplificador de palancas; se deduce de $J = 206 E$; el coeficiente $206 = \frac{206000 \text{ mm}}{1000}$; 206000 mm. se toma en lugar de 206254'',8 valor del radian ó unidad angular. 5º, ϵ , relación de amortiguamiento, es el cociente de las amplitudes de dos semioscilaciones consecutivas después de restar á cada una la pérdida de amplitud por rozamiento en los seismógrafos de registro mecánico. 6º, V, amplificación ó sea el cociente $\frac{J}{L}$. Su determinación constituye un medio de prueba de que el observador dispone para asegurarse de si las partes del seismógrafo no han sufrido relajamiento ó si no hay rozamientos extraños, lo que sucederá siempre que estén de acuerdo la amplificación calculada con la nominal dada por el constructor.

El observador en posesión de estos datos los utiliza para aplicarlos á la medida absoluta de la intensidad del temblor, que es lo único que falta para concluir la interpretación del seismograma.

Intensidad.—Ya se vió que los elementos de la onda, *amplitud* y *período*, son variables á cada momento en el registro, es decir, que una onda aislada ó un grupo de ondas semejantes da origen á una intensidad cuyo valor es distinto de una onda á otra ó de un grupo á otro; lo que da lugar á que desde *L* hasta *C* pueda determinarse un promedio de intensidades, *intensidad media* ó bien la intensidad de la onda máxima *M*, que es la onda de menor período y mayor amplitud debido á que en ella la aceleración de la partícula terrestre debe alcanzar su valor máximo, puesto que la aceleración en el movimiento periódico es directamente proporcional á la amplitud é inversamente proporcional al cuadrado del período.

La fórmula del Sr. Dr. Prof. Zoeppritz: (1).

$$F = \frac{V}{\sqrt{\left(1 - \frac{T^2}{T_0^2}\right)^2 + \frac{4(\text{Loge})^2}{\pi^2 + (\text{Loge})^2} \frac{T^2}{T_0^2}}}, \text{ enlaza las constantes } V, T_0 \text{ y } \epsilon$$

que respectivamente expresan la amplificación, período y amortigua-

1 Puede consultarse para su deducción: Beiträge zur Geophysik von Prof. Dr. G. Gerland. Beilage B.V. Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen. E. Wiechert.—ó bien: The California Earthquake of April 18, 1906. Vol. II "The mechanics of the Earthquake" by H. F. Reid. páginas 150 á 169.

miento del instrumento con el período T medido en el diagrama. El valor de F ya calculado representa la amplificación efectiva del instrumento, tenidas en cuenta sus constantes. El factor $\frac{1}{p}$ se multiplica por la amplitud medida en el diagrama para obtener la del suelo a . Obtenidos los elementos: amplitud y período, se calcula la aceleración j deducida de: $j = \frac{4\pi^2 a}{T^2}$; si a se da en mm., j resultará en mm. por segundo por segundo.

Algunos diagramas de temblores de focos cercanos.—(Lámina XLIII.) Se trata del registro del temblor del 30 de Mayo de 1910; la noche de esta fecha se sintió en muchos puntos de la República un temblor de tierra que no produjo desastres. Las poblaciones más sacudidas por el temblor pertenecen á los Estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla, Morelos, Tlaxcala y Veracruz. El registro que vamos á estudiar se obtuvo en la Estación Seismológica Central, Tacubaya, D. F., con el péndulo Bosch-Ōmori orientado para registrar la componente N.-S. del movimiento. La masa del péndulo pesa 10 kg. 500 gr., su amplificación es 15 y carece de amortiguador. El principio del movimiento fué á las 22 h. 19 m. 19 s. en tiempo medio de Tacubaya; la primera onda fué impetuosa y bien definida. La desviación inicial de la aguja aparece en dirección Norte del seismograma orientado, lo que significa que el suelo se movió hacia el Sur en el primer momento del temblor, pues aunque el instrumento no estaba amortiguado, puede asegurarse que la dirección registrada coincidió con la del desalojamiento real del suelo en el primer choque, dada la inercia de la masa pendular, cuyo período era de 36 segundos. Claramente se distinguen en los tres cuartos de la primera oscilación pequeñas vibraciones perpendiculares al movimiento de N. á S., debidas en parte á movimientos del poste de E. á W. y parcialmente á un balanceo que debe haber experimentado el cilindro registrador por falta de ajuste entre el engrane motor del reloj y el piñón del cilindro; estas vibraciones se hicieron más y más lentas, terminando por ondular ligeramente el trazo en el resto del diagrama. A partir del principio hasta la llegada de las ondas superficiales se cuentan cinco oscilaciones completas registradas durante 44 segundos; por lo que, suponiendo á las ondas longitudinales una velocidad de 7.2 km. por segundo, la longitud de la onda fué de 63 k., 360 m. Nótese, además, que del lado Norte del seismograma las ondas están

perturbadas por crestas ó "notches" (1) que casi no se presentan en los vértices orientados al Sur, lo que puede explicarse por la superposición de ondas venidas del Sur. A los 44 segundos el período disminuye, la amplitud es menor y durante 14 segundos se registra una mezcla de ondas que se superponen con crestas amplias y rápidas. Inmediatamente después viene la porción máxima del temblor con duración de 22 segundos, formada por ondas rápidas de gran amplitud; pueden contarse á la simple vista ocho oscilaciones completas, correspondiéndole á esta porción máxima 2 s.75 de período medio. No puede medirse la aceleración máxima sin cometer un error, porque la masa chocaba contra los pinceles colocados lateralmente y estos choques perturbaron el movimiento. Al fin de esta porción y con un "ripple" en el vértice Sur de la última onda se inicia otro grupo con duración de 36 segundos, en el que se cuentan nueve oscilaciones completas, es decir, el período medio de la onda en este grupo es de 4 segundos. Con el aumento de período ha disminuido la amplitud; la misma observación subsistirá en el resto del diagrama en general. Viene á continuación una onda de 12 segundos de período que no deja duda sobre su carácter francamente transversal. A partir de esta oscilación pueden distinguirse claramente cinco grupos de ondas que en el orden de su registro constan en la tabla siguiente:

GRUPOS.	DURACION.	PERIODO MEDIO.
I.	18 segundos.	4,5 seg.
II.	12 „	8 „
III.	32 „	5,3 „
IV.	26 „	8,6 „
V.	31 „	6,9 „

Por último, cuatro ondas amplias y lentas dan fin á la fase de "ondas largas", su período medio es de 20 segundos, presentan

1 Seismology by John Milne. First Edition 1898, pág. 105.—Son estas crestas los "ripples" de los seismologistas ingleses y japoneses (pág. 316 de La Science Séismologique par Le Comte De Montessus de Ballore).

"ripples" sólo en los vértices orientados al Sur y son menos irregulares en los vértices del Norte. La inquietud del péndulo continuó hasta los 54 minutos del principio del temblor, pero es de creerse que el movimiento del suelo cesó casi por completo á los 35 minutos, sin poder afirmarlo, pues recordaremos aquí la comparación que hace el Sr. Prof. John Milne entre los extremos del registro de un temblor, en particular tratándose de los lejanos, y las longitudes de los espectros calorífico y químico, colocados de uno y otro lado del espectro luminoso: no es posible precisar absolutamente á qué distancia cesan las vibraciones caloríficas y las vibraciones que producen reacciones químicas. En la "coda" vuelven á aparecer las vibraciones de Este á Oeste de que antes hablé, éstas persistieron indudablemente durante el temblor, pero por la velocidad de las oscilaciones del péndulo no tuvieron oportunidad de registrarse con su verdadero período. No dejaré de hacer notar que, estando el péndulo en equilibrio y la aguja sensiblemente en dirección de la barra horizontal antes y después del temblor, el registro es asimétrico respecto al eje de equilibrio, quedando la mayor parte del registro del lado Norte de la tira y la menor del lado Sur. Así también, es digno de atención el hecho de que los "ripples" se presentaron de preferencia en los cambios de período, ya fueran estos cambios de un grupo á otro dentro de la misma fase ó de una á otra fase.

El instrumento idéntico orientado para registrar la componente Este-Oeste del movimiento no proporcionó ningún dato: la aguja se cayó, quedando torcido el estribo de la pluma de aluminio. En la tira se marcaron movimientos de vaivén del poste con dirección Norte-Sur, lo que pudiera significar que en este temblor las ondas longitudinales fueron más enérgicas que las transversales, pero no existe un registro que compruebe esta suposición. Examinemos ahora los diagramas que dió el péndulo astático horizontal de 125 kgs. del Prof. Wiechert. La independencia de las componentes era un hecho; la N.-S. estaba amortiguada y la E.-W. libre; esta última siguió oscilando después del temblor. El registro empezó á las 22h. 19m. 19s. en ambas componentes. En la N.-S. (1) podemos decir que fué el principio definido y claro, más bien impetuoso que gradual, siendo la desviación inicial del estilete hacia el Norte del diagrama orientado, lo que debe interpretarse justamente como un

1 El diagrama de la componente N-S del péndulo Wiechert no se prestó á la reproducción y por esta causa no figura en la lámina XLIII.

desalojamiento del suelo hacia el Sur. Como el estilete pesaba muy poco, dada la violencia del temblor, resultó el trazo puntuado y algo incompleto, pero se ven en las dos primeras ondas longitudinales "ripples" que deforman los vértices del Norte. El péndulo en general y el mecanismo de la componente estaban en buenas condiciones antes y después del temblor, y sin embargo, es notable la asimetría del registro: las semioscilaciones descritas por el estilete hacia el Norte son más amplias que las del Sur.

En el diagrama de la componente E.-W. (fig. 3 Lámina XLIII), las observaciones que podemos hacer, son: principio claro y definido; desviación inicial del estilete hacia el Oeste del diagrama, es decir, desalojamiento inicial del suelo hacia el Este; "ripples" abundantes que se presentan indiferentemente en los vértices E. y O. de las ondas, pero siempre que ocurría un cambio de período.

Ahora bien, dada la independencia de los componentes, es justificando asegurar que el desalojamiento resultante inicial del suelo fué hacia el SE. según las indicaciones del péndulo Wiechert.

El epifoco de este temblor está indicado al S. 14° 30' E. de Tacubaya, según los telegramas recibidos en la Dirección del Instituto Geológico Nacional; de ellos copio á continuación los más interesantes por su texto y dan una idea de la área probable en que se localizó el epifoco:

Acapulco, Gro.	31 de Mayo de 1910.	—Anoche, 10h. 21m., sintióse muy fuerte temblor oscilatorio, 40 segs. duración, E. á O.
S. Marcos, Gro.	" " " " "	—Anoche, 10h. 20m., fuerte temblor oscilatorio E. á O. con ruidos subterráneos, duración 20 segs.
Ayutla, Gro.	" " " " "	—Anoche, 10h. 18m., fuerte mov. sísmico S. á N. 30 segs., acompañado de ruidos subterráneos.
S. Luis Allende, Gro.	" " " " "	—Anoche, fuerte temblor oscilatorio, S. á N., duración 10 segs., acompañado de ruidos subterráneos; siguieron movimientos de menor fuerza y duración.

Ometepec, Gro. 31 de Mayo de 1910.—Anoche, fuerte temblor S. á N., 50 segs.; continuaron temblores de menor fuerza y duración, acompañados de ruidos subterráneos.

En Pinotepa, Jamiltepec y Silacayoapan, Oax., fué sentido con menor intensidad. La distancia entre Tacubaya y el epifoco calculada con la fórmula de F. Omori, pudo variar entre 330 y 360 km., según que se tome la duración de las ondas longitudinales de 40 ó 44 segundos. El estudio precedente da lugar á las siguientes conclusiones:

a) principio definido, generalmente impetuoso; las ondas transversales emergen después de la llegada de las largas; los "ripples" (1) abundan en los cambios de período.

b) desalojamiento inicial del suelo *hacia* el origen de la perturbación.

c) asimetría de los registros respecto á la línea media de equilibrio.

No pretendo dar estas conclusiones con el carácter de absolutas y generales, sino como un resumen de simples observaciones que pueden utilizarse más tarde cuando otras nuevas se acumulen, ordenen y discutan y se conozca mejor la geografía sísmica de las costas de Michoacán, Guerrero y Oaxaca, lo que probablemente será dentro de poco tiempo. El desarrollo de la Seismología Física requiere la localización de los alineamientos terrestres naturales que revelan las líneas de seismicidad según la ley de Montessus y las investigaciones del sabio geólogo E. Suess; cuando todo esto se haga será posible en las Estaciones de nuestro país encontrar para determinados focos los tipos de registro que les sean peculiares.

Las observaciones *a)* son generales para cualquier temblor cercano. La observación *b)* la hizo el Sr. Prof. Seikei Sekiya con motivo del temblor del 18 de Mayo de 1886 que tuvo su origen á 32 millas al NNW. del Observatorio de la Universidad Imperial de Tokio. La misma observación *b)* y la *c)* fueron hechas por J. Milne (Seismology, 1898. Chapter VI).

1 Según J. Milne, los "ripples" aumentando su amplitud y desdoblándose su período se convierten en vibraciones en las estaciones lejanas y en ondulaciones en las más remotas.

En el temblor del 30 de Mayo de 1910 y en otros cercanos á Tacubaya he podido comprobar estas conclusiones; por ejemplo, en el temblor del 12 de Mayo del mismo año, sentido con fuerte intensidad en Conuy, Aguililla y Carrizal.)