

PROF. VICENTE INGLADA ORS
DE LA ESCUELA SUPERIOR DE GUERRA, MADRID

Estudio de las Erupciones Volcánicas por medio de las Sacudidas sísmicas que producen

(con 3 figuras en el texto).

Las erupciones volcánicas van precedidas y acompañadas de sacudidas sísmicas, cuyo estudio contribuye al conocimiento de las condiciones en que aquellas se producen. Como la distancia a que dichas sacudidas son perceptibles por los sentidos del hombre alcanza hasta unos 40 kilómetros, se comprende perfectamente la suma dificultad de obtener bastantes datos de observación macrosísmica que permitan trazar con suficiente precisión las isosistas y determinar la posición exacta del epicentro. También es pequeña, relativamente, la distancia a que los sismos volcánicos pueden ser registrados en las Estaciones, pues los sismogramas que corresponden a sacudidas aisladas no rebasan la distancia epicentral de 150 a 200 kilómetros, en tanto que los enjambres sísmicos que acompañan a las erupciones volcánicas solo en casos excepcionales se registran a mas de 100 kilómetros. A unos 250 se inscriben únicamente las fortísimas sacudidas, cuyo foco es relativamente profundo, y dada la pequeña magnitud de los impulsos que corresponden a las ondas longitudinales, las gráficas suelen mostrar solamente las ondas transversales de la segunda fase, las cuales en casos muy excepcionales y favorables pueden registrarse hasta unos 1000 km del foco.

Las sacudidas preliminares ocurren a lo sumo unas semanas antes de la erupción y generalmente pocos días u horas antes que ella. Consisten esencialmente en enjambres sísmicos, cuyo número de estremecimientos diarios puede contarse por cientos, de modo que el suelo parece estar en vibración continua. Estos sismos preliminares, especial-

mente si ocurren mucho antes que la erupción, suelen ser de foco muy profundo, relativamente, por lo cual el área de conmoción puede ser muy grande, aun tratándose de pequeñas intensidades. Dada su condición de preceder a la erupción volcánica, pueden servir para prevenirla, aunque sin precisar el punto fijo en que ha de ocurrir, pues tratándose de pequeños conos eruptivos el foco sísmico puede ser exterior a ellos, si bien el proceso volcánico lo eleva progresivamente en dirección al cráter.

En este período preliminar, el magma activo, bastante próximo a la superficie para que se produzca el desprendimiento de gases, puede ocupar una posición excéntrica al cono eruptivo. Caso de ser bastante grande la superficie de lava en que ocurre el desprendimiento de gases, la presión alcanzada por éstos o la violenta inyección del magma hacia la superficie pueden originar el abombamiento de las capas suprayacentes, fenómeno que se suele observar en los volcanes pequeños. Este mismo proceso puede llegar hasta producir dislocaciones y fracturas de los estratos, antes de efectuarse la salida de la lava, las cuales van acompañadas de sacudidas sísmicas, que como se comprende fácilmente, pueden ser más violentas que las debidas a la explosión de los gases.

En ciertas erupciones volcánicas este proceso preliminar puede reducirse considerablemente y aun faltar del todo. La inyección del magma acaba por fundir las materias pétreas que obstruyen el canal volcánico: el cráter es el punto más débil, por donde el magma se abre camino hacia el exterior y la erupción visible comienza entonces.

Los fenómenos sísmicos que acompañan a ésta pueden ser de clase muy distinta, pero lo que los caracteriza no es la proyección de las masas de lava, sino el desprendimiento de los gases, bien sea en forma tranquila, o por medio de explosiones irregulares y sucesivas. En cuanto al movimiento sísmico la observación demuestra que solo en las inmediaciones del cráter se observa un estremecimiento incesante del suelo, que a veces es casi imperceptible. Este estremecimiento es tanto más intenso cuanto mayor es el

desprendimiento de gases, y especialmente cuando éstos se abren paso al exterior arrollando cualquier obstáculo que obstruía el canal volcánico, y va acompañado de sacudidas aisladas y violentas, que pueden registrarse a gran distancia.

Al avanzar el proceso del desprendimiento de gases la tensión de éstos, así como su velocidad de proyección va disminuyendo; la expulsión de los gases va perdiendo su carácter tempestuoso: el rozamiento es menor y las sacudidas sísmicas ván siendo menos numerosas e intensas y cuando la erupción visible acaba y las fumarolas acusan el agotamiento del magma, el suelo vuelve otra vez al reposo.

El estudio de este periodo sísmico, por medio de los datos del registro instrumental, es muy interesante, pues no solo permite seguir la migración del foco eruptivo, sino que tambien facilita la comprensión del conjunto, muy complicado, del fenómeno, descomponiéndolo en otros procesos mas simples y que corresponden respectivamente a tres clases de sismos:

1.º — Los debidos al desprendimiento tranquilo, sin carácter explosivo, de los gases, que suelen presentarse no solo en la fase final de la erupción propiamente dicha, sino en las pausas o intervalos entre cada dos explosiones consecutivas. El rozamiento de los gases en las paredes rocosas del canal eruptivo produce un estremecimiento casi continuo del suelo, que en el registro instrumental se manifiesta por una vibración de $\frac{1}{2}$ a 1 segundo de periodo y carácter parecido al movimiento microsísmico debido al funcionamiento de motores próximos. Según las observaciones de OMORI en el Asama Yama (20 noviembre 1913), la velocidad de salida de estos gases sería de unos 11 a 25 metros, por segundo, al aire libre.

2.º — Los sismos explosivos que acompañan a las erupciones visibles y cuya intensidad permite apreciar la actividad volcánica. Según las medidas de HEILPRINS ¹⁾ en la Montaña Pelada (30 de agosto de 1902) la velocidad de los gases al salir al aire libre sería de 45 a 90 metros por

segundo y la inicial en el foco, como es natural, mucho mayor. A partir del momento en que se inicia la erupción las explosiones y los sismos que las acompañan van decreciendo y en los sismogramas se manifiestan por oscilaciones que en la fase principal tienen de 1 a $2 \frac{1}{4}$ segundos de periodo.

En virtud de las observaciones de OMORI acerca de los volcanes japoneses, en las explosiones sin detonación, tanto la intensidad sísmica, como la zona en que las sacudidas se registraban, eran mucho mayores que en las explosiones acompañadas de fuertes detonaciones. Si este es un hecho general y no una simple coincidencia del azar, su explicación estribaría en que en el primer caso, según acusa la mayor energía sísmica, manifestada en la intensidad y extensión donde las sacudidas se registran, el fenómeno tendría su origen a mayor profundidad y el sonido quedaría completamente extinguido por las capas suprayacentes. Las explosiones que ocurren casi a ras del suelo no pueden tener gran energía sísmica y las detonaciones se perciben en ellas muy distintamente. Las que se producen, en cambio, a gran profundidad y proyectan a lo largo del canal eruptivo cantidades considerables de fragmentos pétreos y magmáticos, han de originar forzosamente por su mayor energía violentas sacudidas sísmicas con area considerable de conmoción y en que las detonaciones no han de percibirse fácilmente.

En las erupciones centrales la sacudida mas intensa suele corresponder al periodo inicial, en que las minadas paredes del volcán se derrumben y obstruyen, llenándolo hasta gran profundidad, el canal eruptivo. En cambio en las erupciones laterales la sacudida mas violenta corresponde al momento en que se abre la línea transversal por donde se proyectan al exterior las substancias volcánicas.

3.º Los sismos profundos consisten en oscilaciones de $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ segundos de periodo y grandes amplitudes. Gracias a su relativamente importante aceleración se perciben con facilidad por el hombre como sacudidas mas o menos fuertes. Como no influyen en las erupciones visibles cabe

admitir que ocurren en la base del volcán o en los estratos infrayacentes, lo cual explica el gran radio de acción en que se perciben. Suelen presentarse en la fase inicial de la erupción y a medida que avanza ésta su importancia e intensidad van disminuyendo.

Cuando la erupción visible ha terminado, se observan algunos sismos, como sacudidas mas o menos fuertes. Puede tratarse de sismos de hundimiento o de una debil renovación de la actividad volcánica, es decir, de una erupción abortada. Es difícil, en la práctica, decidirse por una u otra explicación.

Expuestos en rápido resumen estos antecedentes, el lector que desee conocer mas pormenores, puede consultar el capítulo 25 del excelente tratado de SIEBERG (2), del que hemos extractado las consideraciones precedentemente expuestas de caracter general acerca del proceso volcánico en relación con los fenomenos sísmicos concomitantes, veamos la aplicación que puede hacerse de los datos del registro instrumental al estudio del proceso volcánico.

En ciertas erupciones volcánicas no se dispondrá de datos del registro instrumental por no haber Estaciones sismológicas inmediatas al crater. En estos casos si se dispone de datos numerosos y precisos de información macrosísmica, tomados a raíz de ocurrir el sismo, se podrá efectuar un trazado seguro de las isosistas, cuya simple inspección nos dará inmediatamente la posición del epicentro. Para determinar el foco no habrá mas que calcular la profundidad hipocentral.

Uno de los procedimientos que puede seguirse es el de KÖVESLIGÉTHY, que hemos expuesto extensamente en otro trabajo (3).

Designando por Γ y Γ' las aceleraciones sísmicas en dos puntos de la superficie terrestres, situados a las distancias respectivas del foco r y r' y por α el coeficiente de absorción sísmica, se tiene :

$$\frac{\Gamma'}{\Gamma} = \frac{r}{r'} e^{-\alpha(r'-r)} \quad (1)$$

en que α es el coeficiente de absorción sísmica.

En la práctica no se suele disponer de las aceleraciones sísmicas Γ y Γ' , sino de los grados G y G' de intensidad, apreciada por una escala empírica, como la de **STIEBERG** (4), por ejemplo, y entonces en lugar de la ecuación (1) se obtiene la siguiente :

$$\beta = \frac{1}{3} \frac{(G - G') - (\log r' - \log r)}{r' - r} \quad (2)$$

donde $\beta = \text{aloga}$.

Como en la práctica se conocen las distancias epicentrales ρ , ρ' , ρ'' , . . . de los puntos de observación y no las distancias focales r , r' , r'' , . . . que entran en las ecuaciones del tipo (2) y que exigen conocer la profundidad h , que es lo que se trata precisamente de calcular, hay que acudir al tanteo de varios valores de h , para saber cual de ellos se ajusta mejor a los datos de observación.

Para ello se empiezan por evaluar, por medio de un planímetro, las áreas que limitan las distintas isosistas y si se calculan los radios de los círculos respectivamente equivalentes, se obtendrán las distancias medias ρ , ρ' , ρ'' , . . . que corresponden al caso de un terreno homogéneo y equivalente al real.

En la ingeniosa variante de cálculo ideada por el malogrado Dr. E. **JANOSI** (5), se combinan las isosistas de dos en dos, para obtener ecuaciones del tipo (2), de modo que la diferencia de los grados en cada pareja sea la mayor posible y que todas las isosistas intervengan en la combinación. Elegido para el tanteo un valor de h se obtienen las distancias focales r , r' , r'' , . . . que corresponden a las distintas isosistas, por medio de las fórmulas:

$$r = \sqrt{\rho^2 + h^2}, \quad r' = \sqrt{\rho'^2 + h^2}, \quad r'' = \sqrt{\rho''^2 + h^2} \quad (3)$$

y las ecuaciones del tipo (2) nos darán tantos valores de β : $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots$ como parejas de isosistas se hayan

considerado. Procediendo por tanteos se llegará a un valor aproximado de h , que será aquel que haga mínima la suma

$$[\Delta\Delta] = (\beta_1 - \beta_0)^2 + (\beta_2 - \beta_0)^2 + (\beta_3 - \beta_0)^2 + \dots \quad (4)$$

en que β , es la media aritmética de $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots$

El procedimiento es largo, porque exige numerosos tanteos, si no se conoce ya un valor aproximado de h . Para abreviar y simplificar en lo posible el cálculo de h , en el trabajo ya citado (3), hemos hallado dos fórmulas que dan dos límites entre que se halla comprendida h . La primera :

$$h > 0,52 \rho$$

indica, que la profundidad hipocentral es siempre mayor que las cincuenta y dos céntesimas del radio ρ de la isosista de grado máximo.

La segunda :

$$h < 0,72 \rho' \quad \dots \quad (6)$$

muestra que h es siempre menor que las 72 centesimas del radio ρ' de la segunda isosista.

Por último la fórmula empírica :

$$h = \frac{2}{3} \sqrt{\rho'^2 - (1,8 \rho)^2} \quad (7)$$

dà un valor aproximado de h en función de los radios ρ y ρ' de las dos primeras isosistas y se ha obtenido de la observación de numerosos sismos en que la relación $\frac{\rho'}{\rho}$ de las distancias focales de las dos primeras isosistas varía muy poco, por lo cual se ha tomado como valor de dicha relación el de 1,8.

En los sismos volcánicos, como la profundidad hipocentral es muy reducida, las fórmulas que acaban de

citar (5), (6) y (7) darán de ordinario bastante aproximación y no hará falta proceder a los tanteos de diversos valores de h para calcular el mas probable. Si se quiere, sin embargo, proceder al cálculo se efectuará del modo siguiente. Se empezarán los tanteos por los dos valores de h , que facilitan las fórmulas (5) y (6) y que designaremos por p y q . Después se ensayará el valor $\frac{p+q}{2}$ y comparando la suma (4) ($\Delta\Delta$) que se obtenga con las que corresponden a p y q se deducirá inmediatamente si h está comprendido en el intervalo p y $\frac{p+q}{2}$ o bien en el $\frac{p+q}{2}$ y q . Procediendo con el intervalo así obtenido como se ha hecho con el p , q se hallará otro intervalo mas pequeño y así se continuará hasta hallar dos valores que difieran muy poco entre sí y que comprendan a h y cuyo promedio se tomará como valor definitivo de h . También se puede proceder del modo siguiente: Una vez hechos los tanteos correspondientes a los valores de h , elegidos en la forma expuesta, se trazará la curva cuyos puntos tienen por abscisas dichos valores de h y por ordenadas los correspondientes de las sumas (4) [$\Delta\Delta$]. La abscisa del punto mas bajo de esta curva será evidentemente el valor mas probable de h , que hace mínima la suma de los cuadrados (4).

Este ingenioso procedimiento ha sido ya aplicado a algunos sismos ¹⁾ tectónicos. Faltaba sin embargo conocer si las ventajas del procedimiento continuarían en los sismos de hundimiento y volcánicos, cuya pequeña profundidad hipocentral y reducida area de commoción y sobre todo el hecho de propagarse las ondas sísmicas por las capas mas superficiales de la corteza en que abundan las irregularidades de constitución, acusadas por las observaciones geológicas, pudieran influir y desvirtuar las consideraciones que sirven de base a la teoria, en lo relativo a la absorción de la energía sísmica.

Una investigación muy interesante, que los Sismólogos A. SIEBERG y G. KRUMBACH (6) acaban de publicar, rela-

1) Vease la bibliografía de nuestro trabajo (3) ya citado.

tiva al sismo de hundimiento de la Turingia de 28 de enero de 1926, muestra que el método de KÖVESLIGHÉTY es de aplicación a estos sismos de profundidad inferior a un kilómetro y que el valor medio del coeficiente de absorción que se ha tomado para deducir las fórmulas (6) y (7) se ajusta muy bien a las condiciones de propagación de las ondas sísmicas por las capas terrestres más superficiales.

G. KRUMBACH afirma textualmente, (6, pag. 31) como resultado de su investigación, que « en aquellos casos en que « son sencillas las condiciones geológicas del area del sa-
« cudimiento, los métodos macrosísmicos, basados en las « ecuaciones de CANCANI, pueden dar una buena aprecia-
« ción de la profundidad hipocentral y de la transmisión « de la energía sísmica ».

Para presentar un ejemplo de aplicación del método de JANOSI, elegiremos el sismo volcánico de hundimiento de 15 de octubre de 1911, ocurrido en el borde oriental del Etna, y que se manifestó con caracter destructor en una zona de unos 7 kilómetros de largo por 3-4 de ancho, en la que produjo 12 muertos y 48 heridos graves y pérdidas materiales por valor de mas de medio millón de liras. Según los datos de observación de Riccò (7) el area total del sacudimiento tenia un largo de 45 km y un ancho de 15. A la sacudica principal, única que vamos a considerar, siguieron algunos sismos hasta principios de noviembre del mismo año.

La fig. 1 presenta el trazado de las isosistas hecho por SIEBERG (4), basándose en sus datos de observación y en los tomados por Riccò (7). Para el cálculo de la profundidad hipocentral solo consideraremos las cinco primeras isosistas, grados X a VI, pues son curvas cerradas, en tanto que las que siguen, por su forma irregular y por quedar interrumpidas por el mar no permiten una obtención tan segura de su radio medio.

Calculadas las áreas de las cinco primeras isosistas y hallados los radios de los circulos equivalentes resulta :

$$\rho_1=0,8 \quad \rho_2=1,58 \quad \rho_3=2,34 \quad \rho_4=3,10 \quad \rho_5=4,21 \text{ km.}$$

Substituidos los dos primeros valores en las fórmulas (5) y (6) se halla

$$0, 416 < h < 1,138 \text{ km.} \quad (8)$$

La formula (7) dá el siguiente valor de la profundidad

$$h = 430 \text{ metros} \quad (9)$$

Vemos, pues, que la profundidad es inferior a un kilómetro. Si se quiere hallar un valor mas preciso de h apli-

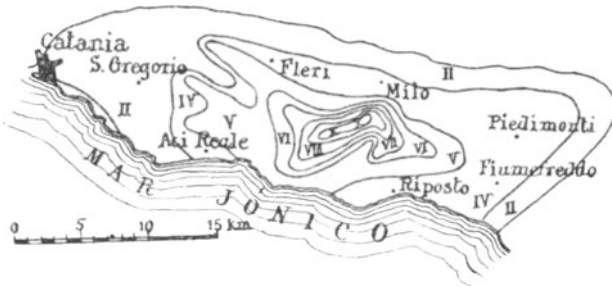


Fig. 1. — Isosistas del sismo volcánico de hundimiento del 15 de octubre de 1911 en el borde oriental del Etna, según A. SIEBERG.

caremos el procedimiento de JANOSI y como son cinco las isosistas de que disponemos, las agruparemos de dos en dos del modo siguiente :

- Grado X con la de grado VIII
- » IX » » » VII
- » VIII » » » VI.

Si se resuelven las ecuaciones (2) y se hallan los valores de las sumas (4) $[\Delta\Delta]$ para los de $h = 0,45, 0,6, 0,8, 0,85, 0,9, 0,95$ y 1 km resulta :

Valor de h	Id de $[\Delta\Delta]$
0,45 hm	50×10^{-4}
0,6 »	24,2 »
0,8 »	15,2 »
0,85 »	13,8 »
0,9 »	15,6 »
0,95 »	17,0 »
1 »	22,1 »

De este cuadro se deduce inmediatamente que el valor de la profundidad hipocentral del sismo volcánico es de 850 metros.

Si utilizando las cifras precedentes se construye la curva cuyos puntos tienen por abscisas los valores de h y por ordenadas los de las sumas $[\Delta\Delta]$ (fig. 2) se vé que el punto más bajo corresponde a la abscisa de 850 metros, y éste es un valor muy exacto de la profundidad del foco, partiendo de las datos ya transcriptos y admitiendo que las condiciones

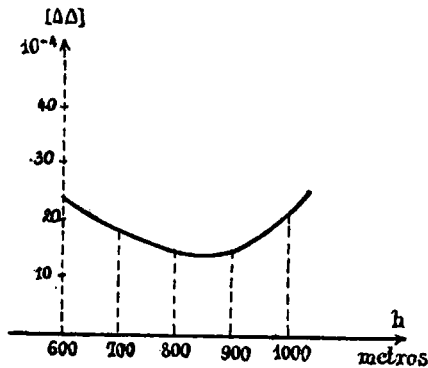


Fig. 2.

que sirven de base a la teoría de KÖVESLIGHÉTY se cumplen en este sismo.

Vemos, pues, que el procedimiento basado en las observaciones macrosísmicas es susceptible de dar resultados muy precisos, si el trazado de las isosistas es seguro, es decir, si los datos de información son numerosos y concienzudos.

Si a la inmediación del foco existe suficiente número de Estaciones sísmológicas cabrá aplicar los datos del registro instrumental a la determinación del foco sísmico y a la hora inicial en éste y en el epicentro de la sacudida sísmica.

Como en otro trabajo (8) nos hemos ocupado extensamente en este problema, vamos a reseñarlo rápidamente y dar las fórmulas finales, remitiendo al lector que desee mas amplios pormenores a dicha Memoria.

Estaciones en que se tenga seguridad de que las horas registradas son muy precisas.

Suponiendo que todas las observaciones son del mismo grado de precisión, se pueden restar sucesivamente de dos en dos las ecuaciones (10) y tomando como incógnita auxiliar

$$\tau = t_1 - t_0 \quad (11)$$

y haciendo

$$t_2 - t_1 = \tau_2, \quad t_3 - t_1 = \tau_3, \quad . . . \quad t_n - t_1 = \tau_n \quad (12)$$

se halla el sistema lineal :

$$\begin{aligned} (x_1 - x_2) x_0 + (y_1 - y_2) y_0 + (z_1 - z_2) z_0 - v^2 \tau_2 \tau \\ = \frac{x_1^2 - x_2^2 + y_1^2 - y_2^2 + z_1^2 - z_2^2 + v^2 \tau_2^2}{2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (x_2 - x_3) x_0 + (y_2 - y_3) y_0 + (z_2 - z_3) z_0 - v^2 (\tau_3 - \tau_2) \tau \\ = \frac{x_2^2 - x_3^2 + y_2^2 - y_3^2 + z_2^2 - z_3^2 + v^2 (\tau_3^2 - \tau_2^2)}{2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (x_{n-1} - x_n) x_0 + (y_{n-1} - y_n) y_0 + (z_{n-1} - z_n) z_0 - v^2 (\tau_n - \tau_{n-1}) \tau \\ = \frac{x_{n-1}^2 - x_n^2 + y_{n-1}^2 - y_n^2 + z_{n-1}^2 - z_n^2 + v^2 (\tau_n^2 - \tau_{n-1}^2)}{2} \end{aligned}$$

cuya resolución nos dará los valores mas probables de las incógnitas x_0 , y_0 , z_0 y τ .

Conocida τ el valor de la hora del sismo en el foco, se obtiene por la sencillísima fórmula, que se deduce de la (11) :

$$t_0 = t_1 - \tau \quad (14)$$

y la hora epicentral del sismo T será :

$$T = t_0 + \frac{z_0}{v} \quad (15)$$

En ciertos casos las altitudes de las Estaciones registradores difieren muy poco unas de otras. Cabe entonces tomar como plano de las xy el de su nivel medio y despreciar en el sistema (10) los valores de $z_1, z_2, z_3, \dots z_n$. Entonces al restarlas de dos en dos, el sistema lineal resultante es el mismo (13) pero suprimiendo en él los términos en z_0 . Resolviendo este sistema podremos hallar los valores de las incógnitas x_0, y_0 , que son las coordenadas del epicentro y el de τ que nos dá inmediatamente, por las fórmulas (14) y (15), las horas del sismo en el foco y en el epicentro.

Para hallar ahora la profundidad hipocentral, o sea z_0 , observaremos que una vez conocidas x_0, y_0 , y t_0 el sistema de ecuaciones (10), pasando al segundo miembro los términos en que no entran las z y extrayendo después la raíz cuadrada, se puede poner bajo la forma :

$$\left. \begin{aligned} z_1 - z_0 &= A. \\ z_2 - z_0 &= B. \\ z_3 - z_0 &= C. \\ \dots\dots\dots \\ z_n - z_0 &= L. \end{aligned} \right\} (16)$$

en que $A, B, C, \dots L$ son cantidades conocidas.

Del sistema (16) se deduce inmediatamente el valor más probable de z_0 :

$$z_0 = \frac{(z_1 + z_2 + z_3 + \dots + z_n) - (A + B + C + \dots + L)}{n} \quad (17)$$

En realidad conviene siempre determinar por separado las coordenadas x_0, y_0 del epicentro y la profundidad hipocentral z_0 . Caso de haberse resuelto el sistema de ecuaciones (13) y aunque se haya ya determinado el valor de z_0 , debe seguirse el procedimiento que acaba de explicarse para obtener por medio de la fórmula (17) un nuevo valor de z_0 , que será más aproximado que el primero.

En muchos casos las observaciones macrosísmicas permiten determinar la posición del epicentro, para lo cual basta conocer el trazado de la isosista de grado máximo o circunstancias particulares del fenómeno, que no dejen lugar a duda acerca de cual es la posición del epicentro. Situándolo en un mapa y eligiendo un sistema de ejes rectangulares, que pueden ser las proyecciones sobre el geoide de un paralelo y meridiano que se crucen en un punto próximo a aquel y la vertical que pase por este origen, se podrán medir las coordenadas x_0 , y_0 epicentrales.

Las distancias epicentrales $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3, \dots, \Delta_n$ se pueden entonces medir en el mapa o calcularlas por la sencillísima fórmula:

$$\Delta = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2} \quad (18)$$

en que x , y son las coordenadas de la Estación de que se trate.

El valor más probable de la hora focal del sismo t_0 se halla por medio de las fórmulas:

$$t_0 = t_1 - \tau \quad \text{y} \quad \tau = \frac{\frac{1}{v^2} \sum_{i=2}^{i=n} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i} \quad (19)$$

y el de la profundidad hipocentral z_0 por medio de la siguiente:

$$z_0 = \sqrt{\frac{\sum v^2 (t_1 - t_0)^2 - \sum \Delta_i^2}{n}} \quad (20)$$

La hora epicentral T del sismo se obtiene por la misma fórmula (15) del caso general.

Si se conocen solamente las horas t_1 y t_2 de \bar{P} , registradas en dos Estaciones situadas a las distancias epicentra-

les Δ_1 y Δ_2 , la profundidad hipocentral se halla por la fórmula

$$z_0 = \sqrt{\left(\frac{\Delta_2^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_2^2}{2 v \tau_2} \right) - \Delta_1^2} \quad (21)$$

en que $\tau_2 = t_2 - t_1$.

Si se conoce la hora epicentral, entonces el dato de una sola Estación basta para determinar la profundidad hipocentral :

$$z_0 = \frac{\Delta^2 - v^2 \tau^2}{2 v \tau} \quad (22)$$

en que Δ es la distancia epicentral de esa Estación y τ la diferencia entre la hora de \bar{P} en ella registrada y la epicentral.

La profundidad focal puede también hallarse gráficamente mediante el trazado de la dromocrónica. Para ello se elijen dos ejes rectangulares: sobre el horizontal o de las x se toman en una escala cualquiera las distancias epicentrales y sobre el vertical las horas de \bar{P} registradas y referidas a otra cualquiera tomada como origen. Trátándose de sismos volcánicos que se registran a pequeñas distancias, se pueden tomar los segundos iguales a uno o medio milímetro y los 100 kilómetros de distancia epicentral iguales a dos o cuatro centímetros. De este modo el trazado gráfico resulta bastante claro y la figura no ocupa mucho espacio. Una vez calculadas las distancias epicentrales se marcan los puntos que tienen estas distancias por abscisas y las horas de \bar{P} por ordenadas. Uniendo estos puntos por un trazo continuo se obtendrá la dromocrónica (fig. 3). Si se tienen bastantes datos de observación y estos son muy precisos la dromocrónica se puede trazar con suficiente exactitud y esta curva presenta un punto de inflexión a una cierta distancia epicentral Δ_m que depende de la profundidad del sismo.

En otro trabajo (8) hemos dado una fórmula muy sencilla.

$$\operatorname{tg} \frac{\Theta}{2} = 0,35205 \sqrt{h} \quad (22)$$

que expresa la relación entre la profundidad hipocentral h , referida al radio medio de la Tierra R tomado como unidad, y la distancia epicentral Θ expresada en arco de círculo máximo terrestre.

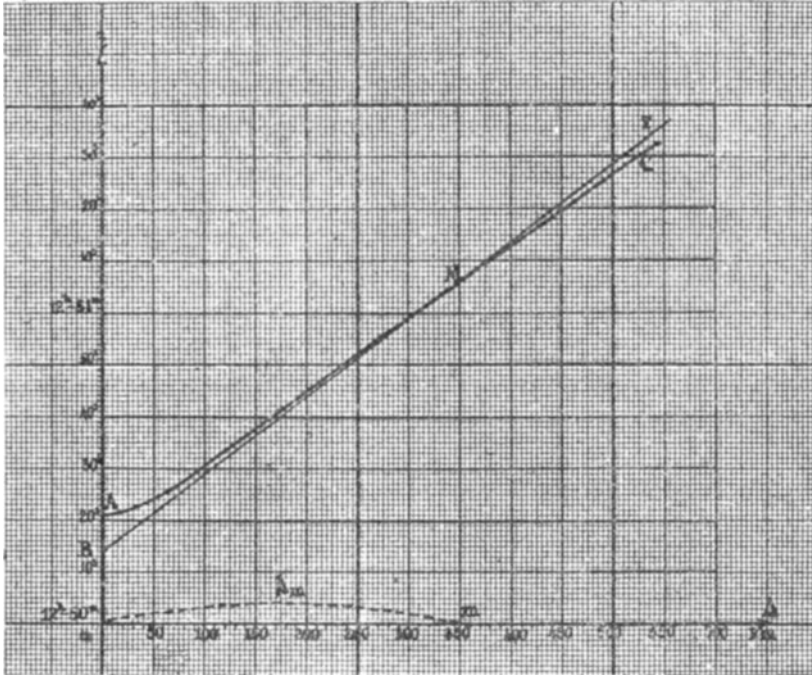


Fig. 3.— Determinación de la profundidad hipocentral por la dro-mocrónica $A M C$ de las ondas \bar{P} . $B M T$, tangente en el punto de inflexión M . $\Delta_m = 355$ kilómetros, distancia epicentral del punto de inflexión, a la que corresponde la profundidad hipocentral de 40 kilómetros. Hora epicentral del sismo (punto A), $12^h - 50^m - 21^s$; hora focal (punto B), $12^h - 50^m - 14^s$. Intervalo entre ambas, 7 segundos, al que corresponde la profundidad hipocentral $7 \times 5,7 = 39,9$ kilómetros. La distancia epicentral Δ_m del punto de inflexión se halla con alguna incertidumbre por tener una parte común la curva dro-mocrónica $A M C$ y la tangente $B M T$.

La tabla siguiente da los valores de las distancias epicentrales del punto de inflexión de la dromocrónica, correspondientes a los de h de kilómetro en kilómetro.

Profundidad hipocentral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Profundidad hipocentral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Profundidad hipocentral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Profundidad hipocentral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km
1	56	16	225	31	312	46	381
2	79	17	232	32	317	47	385
3	97	18	239	33	322	48	389
4	112	19	245	34	327	49	393
5	126	20	251	35	332	50	397
6	135	21	258	36	337	51	401
7	150	22	265	37	342	52	405
8	158	23	270	38	347	53	409
9	168	24	276	39	351	54	413
10	178	25	281	40	356	55	417
11	187	26	287	41	360	56	420
12	195	27	292	42	364	57	424
13	202	28	297	43	368		
14	210	29	302	44	373		
15	218	30	308	45	377		

Estos valores de la tabla han sido calculados por medio de la fórmula (22), que, aun siendo aproximada, dá resultados muy aceptables, pues comparados las distancias epicentrales de la precedente tabla con los obtenidas por otros procedimientos más complicados por los Prof. A. (9) y S. (10) Mourouvicie, para profundidades hipocentrales inferiores a 25 kilómetros, se advierte que coinciden exactamente o difieren tan solo en un kilómetro.

No hay que decir que en el caso de sismos volcánicos en que se trata de débiles profundidades, a veces, como en el ejemplo antes citado, inferiores a un kilómetro, las cifras de la tabla precedente pueden considerarse como exactas, en la práctica.

A la profundidad de 5 kilómetros la distancia epicentral del punto de inflexión es de 126 kilómetros y como para obtener con precisión dicho punto hay que suponer trazada la curva hasta distancias mucho mayores, en la práctica habrá que contar con los datos de observación de Estaciones situadas hasta doscientos kilómetros, lo que supone que la sacudida ha de ser de relativa intensidad. Para profundidades hipocentrales inferiores a un kilómetro, como en el sismo volcánico de 15 de octubre 1911, que hemos tratado como ejemplo precedentemente, la distancia epicentral del punto de inflexión será inferior a 56 km, de modo que no hará falta contar con observaciones en Estaciones tan alejadas del epicentro, pero como en este caso, a igualdad de energía, la sacudida se registra a tanto mayor distancia, cuanto mayor es la profundidad del foco, resulta que las circunstancias se compensan de este modo y hará falta contar con observaciones registradas por sismógrafos de gran amplificación.

Cuando en un sismo se conozca la hora de \bar{P} registrada en una Estación muy próxima al epicentro, por ejemplo, a menos de 5 a 6 kilómetros, podrá prolongarse la dromocrónica hasta que corte al eje de los tiempos Ot . La hora correspondiente a este punto de intersección A y que se lee en la gráfica será la del sismo en el epicentro. De igual modo la hora del punto B en que la tangente en el punto de inflexión M corta al eje Ot es la hora inicial del sismo en el foco. La diferencia entre ambas horas o sea el intervalo AB medido en la gráfica será el tiempo que han tardado las ondas \bar{P} en recorrer la vertical sísmica o sea la profundidad hipocentral h . Multiplicando, pues, ese intervalo, expresado en segundos, por la velocidad de las ondas \bar{P} , tendremos la profundidad hipocentral.

En los sismos tectónicos se puede tomar como velocidad media de las ondas \bar{P} para este cálculo un valor de 5,6 o 5,62 km/seg, pues en la capa superior de la corteza la velocidad v de las ondas crece de un modo continuo desde $v = 5,55$ á $v_{57} = 5,7$ km/seg, según ya hemos dicho.

Aplicado este procedimiento al sismo de la Europa Central de 16 de noviembre de 1911, nos ha dado un valor de $h = 37,1$ km, en tanto que el Prof. S. MOHOROVICIC ha obtenido el de 38 ± 2 km. Como se vé la coincidencia no puede ser mejor.

Tratándose de sismos volcánicos en que las profundidades son muy pequeñas habría que tomar como valor medio de v el de 5,55, que tienen dichas ondas en la superficie terrestre y en el caso de tratarse de focos muy superficiales y la propagación se hiciera solo por los estratos sedimentarios, habría que emplear un valor medio de v deducido experimentalmente por las observaciones registradas en distintas clases de terreno. Indublemente este procedimiento experimental sería muy indicado y para obtener las cifras correspondientes se podrían efectuar estudios por medio de sismos originados por explosiones, como se utilizan en los trabajos de prospección sísmica del subsuelo.

Otro procedimiento de determinación de la profundidad hipocentral, que hemos aplicado con éxito satisfactorio al sismo de Melilla de 9 de julio de 1923, (11) de foco submarino y cuya profundidad era de 26 kilómetros, es el que se basa en los intervalos de las fases registradas en el sismograma. Si disponemos de sismógrafos de gran amplificación y situados a la proximidad del foco, las gráficas obtenidas y amplificadas fotográficamente pueden permitirnos el análisis de los sismogramas y la determinación precisa de los impulsos que corresponden a las ondas longitudinales directas y reflejadas. Amplificado el sismograma considerablemente se podrán obtener los intervalos entre cada dos fases con gran exactitud, en décimas y hasta en centésimas de segundos. No importa que no se conozca exactamente el estado del reloj o la paralaje de la pluma

inscriptora, pues solo se miden los intervalos entre cada dos fases. Comparando los intervalos medidos en la grafica con los que dan las tables de A. MOHOROVICIC (12) para diversas profundidades del foco se podrá obtener por interpolación proporcional un valor de la profundidad para cada intervalo medido en el sismograma. El promedio de todos los hallados se considerará como el valor mas probable de tan importante coordenada. Este procedimiento da grandes resultados en los sismos tectónicos, en que las profundidades pueden ser relativamente considerables, ya que las tablas de A. MOHOROVICIC (12) están calculadas para los cuatro valores de h 0,25,45 y 57 kilómetros. Para los sismos volcánicos o de hundimiento en que la profundidad es pequeñísima, y a veces inferior a un kilómetro, habría que construir tablas análogas a las del Prof. A. MOHOROVICIC, para profundidades por ejemplo, de 1, 2, 3, 4 y 5 kilómetros. En la actualidad no se dispone de tales datos, pero no hay dificultad técnica en obtenerlos aun recurriendo al método experimental, por medio de sismos artificiales.

El conocimiento de las horas a que se registran las ondas P y \bar{S} de un sismo puede servir también como hemos demostrado en otros trabajos (13, 14) para localizar el foco sísmico, pero tratándose de sismos volcánicos, que se registran a pequeñas distancias, no se podrá contar con las horas de las ondas P que no aparecen hasta los 180 o 200 km del epicentro, y sólo en sacudidas especiales y tratandose de sismógrafos de gran amplificación se podrá contar con suficientes horas de las ondas \bar{S} .

Como se vé por lo expuesto precedentemente, la Sismología instrumental da los medios de localizar, con suficiente precisión el foco de una sacudida, de modo que si en las proximidades de una zona volcánica, se estableciera una red de sismógrafos de gran amplificación, distribuidos de modo que se tuvieran observaciones a distancias escalonadas, desde unos pocos kilómetros hasta doscientos, el analisis de los sismogramas registrados permitiría determinar el foco de cada una de las numerosas

sacudidas que preceden y acompañan a las erupciones volcánicas. De este modo no solo se seguiría paso a paso el proceso de tan misterioso fenómeno, sino que podríamos ir observando el trayecto que el foco recorre al aproximarse a la superficie terrestre. Combinadas estas observaciones sísmicas con las efectuadas en el terreno, se podrían deducir conclusiones muy importantes acerca de la composición de los magmas a distintas profundidades y condiciones físicas y químicas del fenómeno en sus distintas fases.

Estas consideraciones nos han animado a escribir la presente Nota seguros de que la Sección internacional de Vulcanología, comprendiendo la importancia de este estudio sísmico de las erupciones volcánicas, tomará la iniciativa de efectuar algun ensayo en una region volcánica determinada, como la del Vesubio, por ejemplo, y el resultado de esta investigación contribuiría seguramente a conocer mejor el dinamismo de este importante fenómeno que a diario pone en conmoción las capas superficiales de la Tierra y hasta en puntos determinados varia la forma del relieve del suelo.

Nota Bibliográfica

1. A. HEILPRIN. — *Mont Pélé and the Tragedy of Martinique*. Philadelphia, 1913.
2. A. SIEBERG — *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*. Jena, 1923.
3. V. INGLADA. — *Nuevas fórmulas para abreviar el cálculo de la profundidad aproximada del foco sísmico por el método de Kövesligéthy y su aplicación a algunos temblores de tierra*. Madrid, Instituto Geográfico, 1923.
4. A. SIEBERG. — *Ueber die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke*. Beiträge zur Geophysik, XI, 2-4, 231-235.
5. E. JANOSI. — *Bearbeitung makroseismischer Erdbeben. (Die Erdbeben in Ungarn in Jahre 1906, págs. 83-88)*.
6. A. SIEBERG und G. KRUMMBACH. — *Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28 Januar 1926*. Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena, herausgegeben vom Direktor Oskar Hecker, Heft 6, Jena, 1927.

7. A. RICCÒ. — *Fenomeni geodinamici consecutivi alla Eruzione Etnea del Settembre 1908*. Boll. Soc. Sism. Ital. Vol. XVI, Quad. I-II, Modena, 1912.
8. V. INGLADA. — *Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de la sacudida por medio de las horas del principio de los sismogramas registrados en varias Estaciones próximas*. Revista de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, Tomo XXII, cuaderno IV, pág. 523-92.
9. A. MOHOROVICIC. — *Das Beben vom 8. Oktober 1908*. Jahrbuch des meteorol. Observatoriums Zagreb für 1909.
10. S. MOHOROVICIC. — *Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe eines Bebens von der Entfernung des Inflexionspunktes der primären Laufzeitkurve. L. Mitteilung: Die Ausbreitung der Erdbebenstrahlen in den obersten Schichten der Erde*. Beiträge zur Geophysik. 13, 217-240, 1914.
11. V. INGLADA. — *Procedimientos expeditos de localización de focos sísmicos*. Memorias de la Real Sociedad española de Historia Natural Tomo XIII, Memoria 3ª pag. 203-247, 1927.
12. TABLES DE A. MOHOROVICIC. — *Publications du Bureau cent. sism. int.* Série A, Travaux scientifiques. Fascicule num. 3, 1925.
13. V. INGLADA. — *Contribución al estudio del sismo pirenaico (canal de Berdún) de 10 de julio de 1923. Cálculo de sus coordenadas focales y de la hora de la sacudida principal y en el epicentro*. Memoria presentada a la Real Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid en octubre de 1926.
14. V. INGLADA. — *Cálculo de las coordenadas del foco y del instante inicial de un sismo por medio de las horas de las ondas S registradas en las Estaciones próximas*. Memoria presentada a la Real Academia de Ciencias de Madrid en marzo de 1927.