7564
550.3:550.83
G.

LOS

# MÉTODOS GEOFÍSICOS

DE

# PROSPECCIÓN

Y

## SUS APLICACIONES A LA RESOLUCIÓN DE VARIOS PROBLEMAS GEOLÓGICO-TECTÓNICOS

POR

JOSÉ G. SIÑERIZ

INGENIERO DE MINAS E INGENIERO GEÓGRAFO, VOCAL DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA Y VOCAL DEL COMITÉ NACIONAL DE GEODESIA Y GEOFÍSICA

CON UN PRÓLOGO

DEL

EXCMO. SR. D. LUIS DE LA PEÑA

DIRECTOR DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MADRID

TIP. Y LIT. COULLAUT

MARÍA DE MOLINA, 106

1928

Dedicado á mi querido amigo D. José Alvarez Fuera, como prueba de afecto y compañerismo

Madrid Julio 1929

José Y. Linares

# PRÓLOGO

Misión esencial del Instituto Geológico y Minero de España es el reconocimiento de nuestro suelo y subsuelo, con objeto de buscar sus riquezas explotables y ponerlas en manos de la Economía Nacional, para su mejor utilización, contribuyendo de una manera directa al desenvolvimiento de nuestra riqueza.

El trabajo que ha de realizar es de importancia considerable, pero ofrece dificultades inmensas, resultando estas investigaciones costosas, de larga duración y frecuentemente infructuosas, por lo que, sólo en casos excepcionales, puede llevarlas a cabo la iniciativa privada.

La geología, estratigráfica y tectónica, constituye la guía fundamental de tales reconocimientos, por lo que es condición indispensable contar con un buen mapa geológico para preparar fructuosamente estas investigaciones, cuya realización sólo puede llevarse a cabo por calas o sondeos, obteniendo muestras más o menos profundas del subsuelo, para estudiarlas debidamente.

Los sondeos son costosos, difíciles y pesados de ejecutar, exigiendo el reconocimiento conveniente de una región, no sólo un capital considerable, sino que es necesario disponer de personal idóneo suficiente, invirtiéndo-

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Y CATASTRAL BIBLIOTECA

se mucho tiempo en tales trabajos, pues adoptando como profundidad media de reconocimiento mil metros, necesita cada sondeo cerca de medio millón de pesetas y casi un año para su ejecución.

Se comprende que se procure ahorrar el número de sondeos necesarios para investigar una cierta zona, estudiando cuidadosamente su emplazamiento y buscando por todo género de medios, la manera de obtener el máximo rendimiento, reduciendo su número y colocándolos en los sitios más estratégicos para juzgar de la composición del subsuelo que se trata de estudiar.

Tal es el objetivo de los métodos geofísicos de investigación, que con éxito creciente vienen empleándose en la industria geológico-minera, para formarse una idea de conjunto del subsuelo que se trata de estudiar y fijar, del mejor modo posible los sondeos, reduciendo su número y aumentando sus probabilidades de éxito, con un gasto que supone un considerable ahorro económico en las investigaciones subterráneas. Y tal es la razón, por tanto, de la importancia que el Instituto Geológico y Minero de España ha dado a estos métodos, para la realización del estudio que la Nación le tiene encomendado, pues según los datos estadísticos correspondientes a las investigaciones petrolíferas llevadas a cabo por los americanos, su aplicación ha reducido, en más de 50 %, los gastos de reconocimiento, por selección de los sondeos.

El estudio geológico de la región y el geofísico, aplicando sus métodos diferentes de investigación, son por tanto, las dos guías de que se dispone actualmente para el reconocimiento del subsuelo, guías que no son independientes, sino que continúa siendo la fundamental el estudio geológico, indispensable para los geofísicos, que completan, en la mayor parte de los casos, los datos geológicos.

Mas si los estudios geofísicos son de ejecución relativamente económica, exigen en cambio aparatos de no pequeño coste y una preparación profesional extraordinaria, que dificulta notablemente su aplicación; especialmente por la necesidad de formar este personal, que no sólo ha de tener una sólida base científica sino profundos conocimientos geológicos y condiciones especiales de sensibilidad propia, para darse cuenta de tan delicadas observaciones, así como una gran intuición para relacionar resultados, mucho más difíciles de interpretar que de obtener, en la mayor parte de los casos, apesar de no ser tarea fácil el determinarlos debidamente.

El Instituto no ha tenido ninguna dificultad, apesar de todo esto, para organizar el servicio de estudios geofísicos, pues dada la gran cultura técnica de los ingenieros de minas, tuvo la satisfacción de comprobar que un número suficiente de ellos había seguido con gran interés y cuidado estos nuevos métodos de investigación, dominándolos algunos de tal manera, que eran respetados entre propios y extraños, por sus grandes conocimientos en la materia. Entre ellos, constituía una verdadera autoridad el señor don José García Siñeriz, autor de este libro, que se había especializado notoriamente en estas cuestiones, siendo verdaderamente notables las conferencias que en la Escuela de Minas dedicó a este asunto y dignos de especial mención sus artículos publicados en diversas revistas, que demostraron el profundo conocimiento que de aquéllas tenía, a expensas de un esfuerzo personal extraordinario, consecuencia del carácter eminentemente trabajador y estudioso del señor Siñeriz, para quien no existen problemas, si dispone del tiempo necesario para resolverlos.

El señor Siñeriz dirije actualmente con el mayor acier-

to, esta sección del Instituto, habiendo organizado el Laboratorio y realizado numerosas aplicaciones mineras, así como grandes trabajos de vulgarización, entre los cuales, indudablemente, el más importante es la obra que ha escrito, atendiendo las indicaciones de la Dirección del Instituto, que la cree de absoluta necesidad por las razones que ahora voy a exponer rápidamente: encargo que ha cumplido con el mismo acierto que preside toda su labor científica, poniendo en ésta toda su energía, toda su inmensa fuerza de trabajo y todo el cariño e interés que aporta a cuanto realiza.

* * *

La novedad de los estudios geofísicos y los éxitos que en ocasiones se han obtenido con su aplicación y más especialmente el porvenir que les espera, ha sido causa de que muchas personas se dediquen a ellos, pero su gran dificultad de aplicación, ha concentrado en un pequeño número de sociedades, las que están en condiciones de utilizarlos debidamente, reuniendo las más competentes y los métodos de más interés, a los que dan un caracter del mayor secreto para obtener un elevado producto industrial. De aquí los dos graves inconvenientes prácticos de estos estudios: elegir entre el sin número de procedimientos existentes, aquéllos que ofrecen una garantía técnica evidente y aplicar debidamente los que la presenten. Dar cuenta a los ingenieros y empresas mineras españolas de los métodos que el Instituto considera actualmente de valor positivo, exponer los fundamentos científicos de estos últimos y dar a conocer la manera de aplicarlos a las investigaciones mineras, son los objetivos de la publicación de este trabajo, en que el Instituto busca la coope-

ración de los técnicos e industriales mineros españoles para que, a la vista de los casos especiales que en la práctica se les presenten, puedan acudir al Laboratorio de estudios geofísicos del Instituto, pidiendo la aplicación correcta de estos métodos, con la doble ventaja de prestar ayuda a la industria minera y de contribuir al reconocimiento general del subsuelo patrio, poniendo al mismo tiempo estos procedimientos al alcance de los ingenieros de minas, para que puedan seguir el creciente desarrollo de estas interesantes aplicaciones.

El libro que como consecuencia de todo lo expuesto, ha escrito el Sr. Siñeriz, con el modesto título de LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS DE PROSPECCIÓN, tiene el mérito extraordinario de ser el primero que sobre la materia se escribe en español, no precediéndole mas que el opúsculo del Dr. Ambronn, en alemán, del que se anuncia una traducción inglesa, sin que yo conozca en la literatura técnica de ningún otro país ningún tratado de esta clase, dedicándose algún capítulo suelto a estas cuestiones en el «Lehrbuch der Geophisik» del Dr. Gutenberg, publicado el año pasado. En ninguno, sin embargo, se da al asunto toda su importancia y en ninguno se estudian con el detalle necesario las aplicaciones mineras que constituyen el verdadero objetivo del Sr. Siñeriz como la aplicación posible de estos métodos a la prospección minera, exponiendo sólo como base su fundamento técnico, haciendo un estudio sumamente claro de sus condiciones de empleo con ejemplos tratados de un modo magistral (*).

(*) Debo citar, sin embargo, como muy interesantes, unos notables artículos publicados en la revista «Ingeniería y Construcción», por el Profesor de la Escuela Superior de Guerra, Teniente Coronel de Estado Mayor e Ingeniero Geógrafo, D. Vicente Inglada Ors, en los números de Febrero, Mayo, Junio y Octubre del año actual, no habiendo terminado aun de publicar este importante y serio trabajo.

Independientemente de esta parte de aplicación, toda ella original y de un gran valor industrial y técnico, en la misma exposición previa de los fundamentos de los métodos geofísicos, existen verdaderas novedades científicas que sólo se encuentran en este libro y nunca han sido publicadas, entre las cuales creo es la más interesante y digna de mención, la deducción de las fórmulas más nuevas para la apreciación de la "acción del terreno" en el método gravimétrico, con el cálculo gráfico para su aplicación, que se trata de un modo muy claro y completo respectivamente en las páginas 34, 35, 37, 62 y 63 del texto.

Sabido es, en efecto, que el método gravimétrico es de una gran aplicación en los terrenos llanos, prestándose sus resultados a interpretaciones muy exactas de la composición y forma del subsuelo; pero que en cuanto el terreno se accidenta y existen masas próximas, los datos se enmascaran y se necesita aplicar correcciones difíciles de calcular y que frecuentemente modifican de tal manera los vectores gravimétricos que es difícil establecer su verdadero valor, independientemente de la causa perturbadora del terreno, por cuya razón las fórmulas de corrección, para tal efecto, tienen importancia capital en este método y es fundamental todo cuanto sea facilitar su cálculo. El procedimiento que expone el Sr. Siñeriz en su trabajo, es de gran valor práctico y merece llamar la atención sobre él, aun cuando su consejo de que la balanza de torsión no debe emplearse para reconocimiento de terrenos accidentados, como frecuentemente se presentan en España, es de gran sentido práctico, no puede tomarse como absoluto, toda vez que existen casos en que la acción de las masas exteriores puede eliminarse con relativa facilidad y dejar patentes los efectos de las ano-

malías gravimétricas señaladas por la marcha de gradientes y curvaturas.

De interés es también el estudio original de la interpretación de las relaciones entre gradientes y curvaturas, de que se ocupa en las páginas 76 a 91, pues que es la única guía seria del ingeniero para interpretar especialmente la localización de fallas indispensables para el conocimiento del subsuelo, siendo el capítulo IV todo él de interés para el ingeniero investigador; nueva es la exposición de la técnica del método de curvas de potenciales, así como de la forma de realizar sondeos eléctricos y el procedimiento de corriente alterna, y especialmente la aplicación de los de alta frecuencia; nueva la interpretación de las curvas dromocrónicas en el método sísmico, así como la construcción de un plano altimétrico del subsuelo. Pero donde la utilidad del libro resulta mayor es en la aplicación general que de los diferentes métodos expuestos se hace al estudio geológico minero de la región carbonífera de Villanueva de las Minas, donde los diferentes métodos gravimétricos, eléctricos, magnéticos y sísmicos han conducido a resultados concordantes que han permitido establecer el mapa tectónico del subsuelo, y establecer con bastante fundamento las hipótesis sobre la posible existencia de carbón de buenas condiciones en cierta parte; de carbón trastornado en otras, de hundimientos que quizá marquen el comienzo de la falla del Guadalquivir y de la existencia de fallas ignoradas. Todas estas deducciones van a ser comprobadas por sondeos que el Instituto Geológico ha comenzado, al escribir estas líneas, confiando que los resultados serán satisfactorios y contribuirán a afirmar los beneficios de la aplicación de estos métodos que con tanta brillantez quedan expuestos por el Sr. Siñeriz, cuyo trabajo hemos analizado someramen-

te para no hacer interminable este prólogo en que la Dirección del Instituto se ha complacido rendir el debido homenaje a la inteligencia, laboriosidad y cultura del ilustre ingeniero autor de la obra.

Deseo, por último, hacer constar el sincero y profundo agradecimiento del Instituto hacia el Excmo. Sr. Conde de Guadalhorce, Ministro de Fomento, que viene prestando a todos nuestros trabajos una constante atención y un eficaz apoyo.

Vivamente interesado siempre por cuantos problemas afectan a la cultura y a la eficiencia de la Ingeniería española, en todos sus ramos, es para mí un deber de justicia declarar que nuestro vasto programa de investigaciones y estudios puede realizarse merced a su gran altura de miras y a su identificación con nuestras aspiraciones y propósitos.

LUIS DE LA PEÑA

# PRIMERA PARTE

INSTITUTO GEOGRÁFICO
BIBLIOTECA

# EL MÉTODO GRAVIMÉTRICO DE PROSPECCIÓN

# CAPÍTULO I

## GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES

**1. Generalidades sobre la gravedad.**—La gravedad en un punto cualquiera de la tierra es, prácticamente, igual a la resultante de la atracción de su masa y de la fuerza centrífuga debida a su movimiento de rotación (figura 1). En cada punto de la tierra tiene una dirección y

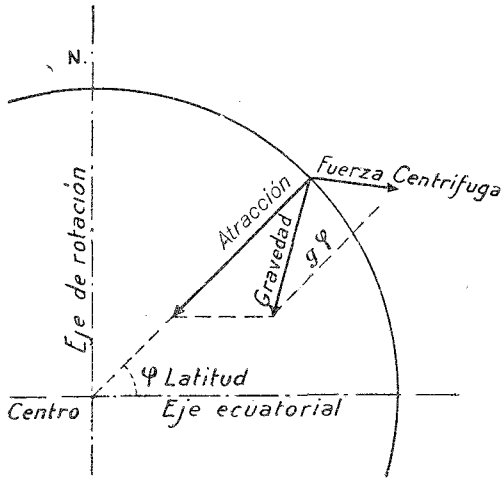



FIG. 1

una magnitud determinadas. La primera está representada por la dirección de la plomada y la segunda depen-

de de la latitud geográfica $\varphi$, así como de la altura del lugar de observación sobre el nivel del mar.

La gravedad terrestre no es mas que un caso particular de la gravitación universal y está sometida a sus leyes, es decir, que la atracción ejercida por una masa $m$, sobre una partícula material de un gramo, situada a la distancia $a$ de la primera, está dada por la fórmula

$$F = K.\frac{m}{a^2}\,1. \qquad (1)$$

en la cual $K$ representa la constante de la gravitación, cuyo valor más aproximado es $K = (66{,}75 \pm 0{,}005)\ 10^{-9}$ $[g.^{-1}\ c.^3\ s.^2]$.

Si tomamos como origen de coordenadas el centro de gravedad de la tierra, por eje de las $Z$, el de su rotación, cuya velocidad angular representaremos por $\omega$ y designamos por $(x, y, z)$ las coordenadas del punto de masa $dm$; $(x', y', z')$ las de otro punto cuya masa sea la unidad y esté situado a la distancia $e$ del primero; podremos expresar los valores de sus componentes, en la dirección de los ejes coordenados, por las fórmulas

$$\begin{aligned} gx &= K\int\frac{x-x'}{e}\frac{dm}{e^2} + x'\,\omega^2 \\ gy &= K\int\frac{y-y'}{e}\frac{dm}{e^2} + y'\,\omega^2 \\ gz &= K\int\frac{z-z'}{e}\frac{dm}{e^2} \end{aligned} \qquad (2)$$

Helmert (*) ha demostrado que estas componentes son las derivadas parciales de la función

(*) Helmert.—Höhere Geodäsie.

$$W = K^2 \int \frac{dm}{e} + \frac{1}{2}\left(x'^2 + y'^2\right)\omega^2 \qquad (3)$$

que se llama el potencial de la gravedad en el punto $(x', y', z')$.

En el campo gravífico terrestre existe, por lo tanto, una *función de fuerzas*, y las componentes de la gravedad $g_x$, $g_y$, $g_z$, serán:

$$g_x = \frac{dW}{dx};\ g_y = \frac{dW}{dy};\ g_z = \frac{dW}{dz} \qquad (4)$$

Como la gravedad $g$ es la resultante de $g_x$, $g_y$, $g_z$, podremos escribir:

$$g = \sqrt{\left(\frac{dW}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dW}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dW}{dz}\right)^2} \qquad (5)$$

**2. Las superficies de nivel.**—Las superficies cuyos puntos tienen el mismo potencial se llaman *equipotenciales* o de *nivel*. En el campo gravitatorio terrestre estarán definidas por la ecuación

$$W = \text{Constante}$$

en la que $W$ es el potencial definido en el párrafo anterior.

La dirección de la gravedad en un punto cualquiera de una superficie equipotencial es perpendicular a ella y las trayectorias ortogonales entre aquéllas, están dadas por las ecuaciones

$$\frac{dx}{g_x} = \frac{dy}{g_y} = \frac{dz}{g_z}$$

La distancia normal entre dos superficies de nivel infinitamente próximas, coincide, pues, con la dirección de

la gravedad. Si tomamos un elemento lineal $\delta h$ que parte de un punto $(x, y, z)$ de una superficie de nivel en dirección perpendicular, y lo consideramos positivo en el sentido en que el potencial $W$ decrece, con lo cual $\delta h$ expresará una *diferencia de nivel*; teniendo en cuenta que la dirección de la gravedad coincide ahora con $\delta h$ podremos escribir:

$$g = -\frac{\delta W}{\delta h} \text{ o bien } \delta W = -g\,\delta h$$

lo que nos dice que el producto $g\delta h$ para dos superficies de nivel infinitamente próximas, es constante; es decir, que a lo largo de una superficie de nivel la intensidad de la gravedad varía en razón inversa de la distancia a la infinitamente próxima, y como la intensidad de dicha fuerza no es constante en los puntos de una misma superficie de nivel, resulta que éstas *no son paralelas.*

Para formarnos una idea de las superficies de nivel, elijamos por eje de las $Z$, la vertical que pasa por el punto que consideramos, con lo cual el plano $x\,y$ será tangente a la superficie y las componentes $g_x$ y $g_y$ serán nulas, siendo $g_z$ el valor de $g$, cuya variación nos permitirá estudiar la de la curvatura de la superficie.

Tracemos las secciones producidas por los planos verticales que pasen por el punto considerado y tengamos en cuenta solamente las principales, o sea las de radio de curvatura máximo y mínimo $\rho_1$ y $\rho_2$, porque el de otra cualquiera está dado por la fórmula:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{\rho_1}\cos^2\varphi + \frac{1}{\rho_2}\operatorname{sen}^2\varphi \qquad (6)$$

siendo $\varphi$ el ángulo que forma el plano de la sección considerada, con el de la principal de radio $\rho_1$.

La curvatura media de la superficie en el punto considerado es

$$\frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \text{ y la total } \frac{1}{\rho_1\,\rho_2}$$

El problema queda reducido a determinar los radios de curvatura principales $\rho_1$ y $\rho_2$, que se hallan por las fórmulas siguientes: (*)

$$\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} = 2\,\frac{1}{g}\,\frac{d^2W}{dx\,dy}\cdot\frac{1}{sen\ 2\ \lambda} \qquad (7)$$

$$\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} = -\,\frac{1}{g}\left(\frac{d^2W}{dx^2} - \frac{d^2W}{dy^2}\right),\ \frac{1}{cos\ 2\ \lambda} \qquad (8)$$

$$tang\ 2\ \lambda = -\,\frac{2\,\dfrac{d^2W}{dx,\ dy}}{\dfrac{d^2W}{dy^2} - \dfrac{d^2W}{dx^2}} \qquad (9)$$

Las magnitudes

$$\frac{d^2W}{dy^2};\ \frac{d^2W}{dx^2},\ \text{y}\ \frac{d^2W}{dx\,dy}$$

determinadas por la balanza Eötvös, según veremos, permitirán conocer los valores de

$$\frac{1}{\rho_1}\ \text{y}\ \frac{1}{\rho_2}$$

cuya diferencia indica la deformidad de la superficie equipotencial, con relación a la esférica en el punto considerado.

**3. Geoide y elipsoide terrestre.**—Llamamos *geoide* la

(*) V. Inglada. Las observaciones gravimétricas, páginas 46 y 47.

superficie de nivel del campo gravitario terrestre, que corresponde a la superficie libre del mar en equilibrio, normal en cada uno de sus puntos a la dirección de la fuerza de la gravedad que le corresponde.

Si se prescinde de los movimientos del agua del mar producidos por causas astronómicas o meteorológicas, la superficie libre de la masa oceánica será de nivel y formará parte de la del geoide. Esta superficie prolongada idealmente a través de los continentes e islas, constituye la parte restante del mismo. Si tratamos de formarnos una idea precisa de su forma, hace falta explicar con más claridad, lo que se entiende por la prolongación mencionada ya que la superficie del geoide, en realidad, está constituída de varias porciones de superficies distintas (*) (fig. 2). La mayor de ellas corresponde al conjunto de todos los mares, cuyo nivel es sensiblemente el mismo; des-

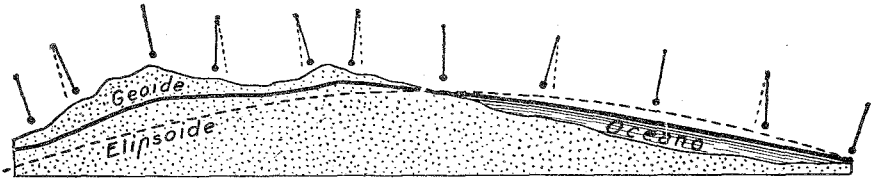



FIG. 2

pués siguen las de los continentes y por último, las que corresponden a cada isla en particular. Su forma difiere muy poco, en conjunto, de la de un elipsoide de revolución, cuyo eje menor es la línea de los polos. Este elipsoide es el que se acepta para definir la forma del globo y sus dimensiones son las llamadas *dimensiones de la tierra.*

(*) A. Sieberg. Geologische Einführung in die Geophysik y V. Inglada. Las observaciones gravimétricas, pág. 62 y siguientes.

Éstas se han calculado por medio de las observaciones geodésicas y astronómicas, habiendo obtenido distintos valores aunque con pequeñas diferencias, según la exactitud del material de cálculo de que se disponía en cada caso.

Los elipsoides de revolución más aceptados para la figura de la tierra son los de Bessel, Clarke y Struve, cuyas dimensiones son:

| | Semi eje ecuatorial — Metros | Semi eje polar — Metros | Inversos del aplanamiento — Metros | Cuadrante del meridiano — Metros |
|---|---|---|---|---|
| Elipsoide de Bessel ..... | 6.377.397,15 | 6.356.078,96 | 299,1528 | 10.000,856 |
| Id. de Clarke ..... | 6.378.249,20 | 6.356.515,00 | 293,466 | 10.001,871 |
| Id. de Struve ..... | 6.378.298,30 | | 295,230 | |

Los trabajos posteriores de Helmert, confirmados por Hayford al analizar las observaciones hechas para el cálculo de las desviaciones de la vertical dan como valores más exactos.

Semi eje ecuatorial.... 6.3783.88 ± 13 m.
Aplanamiento ..... 1:297,0 ± 05 m.

**4. Unidades de medida.**—La intensidad local de la fuerza de la gravedad puede expresarse de varias maneras. La *aceleración de la gravedad* o simplemente la *gravedad*, puesto que la aceleración es igual a la fuerza si se considera el valor de la masa igual a la unidad. Es la aceleración de un punto material de masa uno que cae libremente, abandonado así mismo, sin velocidad inicial. Se la expresa en dinas o centímetros por segundo, en cada segundo, y viene a ser aproximadamente la milésima parte del valor de *g*.

El valor determinado por la observación se le representa por $g$, y el teórico que se obtiene por el cálculo, se le designa con la letra $\zeta$.

La *longitud del péndulo de un segundo*, o lo que es lo mismo, la duración de la oscilación del péndulo, están determinadas por el valor de la gravedad. Cuanto mayor sea el valor de esta última, tanto más deprisa oscila el péndulo y tanto mayor es la longitud que corresponde al que bate un segundo.

*El gradiente máximo de la gravedad*, es la variación de $g$ desde un punto a otro situado a la distancia uno del primero en la dirección conveniente para que aquella variación sea máxima. Supongamos un punto $M$, y haciendo centro en él, imaginemos una esfera de radio igual a la unidad de distancia; desde el centro, a cada uno de los puntos de su superficie, habrá unas ciertas diferencias entre los valores de $g$; y una de ellas, la mayor, es la que fija la dirección del gradiente en punto $M$, así como su magnitud. En otros términos el gradiente es el máximo de la derivada

$$\frac{dg}{ds}$$

siendo $s$ la dirección de su variación máxima. Considerando únicamente las variaciones en el plano horizontal, tendremos el gradiente máximo horizontal.

Como *unidad de medida* se emplea en la prospección la *unidad Eötvös*, que es la mil millonésima de dina. Como esta última es, sensiblemente, la milésima de $g$, según ya hemos dicho, resulta que la unidad Eötvös es una billonésima parte del valor total de la gravedad.

La variación de una unidad Eötvös, produce una desviación de 15″ en la balanza de torsión, perfectamente

apreciable por el registro fotográfico. Esta enorme sensibilidad es la causa de sus importantes aplicaciones.

Las mediciones nos suministran las componentes del

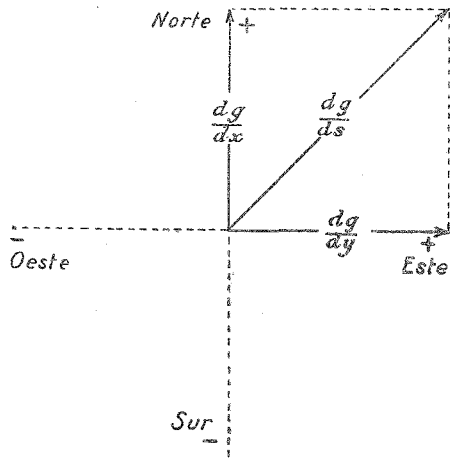



FIG. 3

gradiente según dos ejes coordenados rectangulares cuyas direcciones son usualmente las Norte y Este, como se indica en la figura 3.

# CAPÍTULO II

## LOS PROCEDIMIENTOS GRAVIMÉTRICOS

Pueden reducirse a tres grupos principales. *Medidas pendulares*, tanto *absolutas* como *relativas*. *Determinación astronómica de direcciones*, para fijar la dirección física de la vertical. *Medidas de gradientes* para determinar sus variaciones locales.

**5. Las mediciones absolutas.**—Éstas tienen por objeto hallar el valor absoluto de $g$ en el lugar de observación.

La fórmula fundamental es

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

que da la duración $T$ de la oscilación, infinitamente pequeña, de un péndulo simple, cuya longitud es $l$. De aquí deducimos:

$$g = \pi^2 . \frac{l}{T^2} \qquad (10)$$

Si suponemos que $L$ es la longitud del péndulo de un segundo y que $T$ es igual a esta unidad de tiempo,

$$g = \pi^2 . L$$

Como en la práctica no se pueden considerar oscilacio-

nes infinitamente pequeñas, se utiliza la fórmula aproximada siguiente:

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left(1 + \frac{\alpha^2}{16}\right) \qquad \textbf{(11)}$$

que da la duración de una oscilación, determinada por el pequeño ángulo $\alpha$ que el péndulo se desvía de la vertical.

En este método se usan dos procedimientos, que mencionaremos brevemente. El primero es el llamado de las *coincidencias*, que permite medir, de una manera muy precisa, la duración de la oscilación.

La precisión con que actualmente se puede efectuar la medida de la duración de una oscilación sencilla, en el péndulo de medio segundo es $\pm$ 2,5 $\times$ 10,$^{7}$ segundos, con la cual el valor de $g$ se obtiene con la de $\pm$ 1 $\times$ 10$^{3}$ C.G.S.

En principio, este método consiste en observar los instantes en que pasan simultáneamente por la posición de reposo, el péndulo propiamente dicho y el de un cronómetro que oscile casi exactamente igual que aquél. Si el péndulo del cronómetro tiene que efectuar $n$ oscilaciones entre dos coincidencias sucesivas, el de prueba, habrá efectuado $n + 1$ o $n - 1$, en igual tiempo y la duración de su oscilación será

$$\frac{n}{n \pm 1}$$

veces del primero, cuya marcha tiene que ser conocida con gran precisión, por medio de determinaciones astronómicas.

La longitud pendular se obtiene comparándola por medio de microscopios dotados de micrómetros, con una regla bimetálica, cuya dimensión entre dos trazos se conoce con mucha aproximación y teniendo en cuenta durante

la comparación, la temperatura y demás causas que puedan producir errores.

Hasta el año 1880, se ha seguido exclusivamente este método para calcular el valor de $g$, pero sólo se ha aplicado en un pequeño número de capitales de naciones y puntos geográficos importantes, por el tiempo considerable que requieren las minuciosas operaciones necesarias y la dificultad de apreciar bien por iluminación la distancia entre los filos de los cuchillos.

España es uno de los países más adelantados en esta clase de determinaciones. El ilustre geodesta don Joaquín Barraquer las inició en 1877.

En el tomo VIII de las Memorias del Instituto Geográfico, se hallan descritas minuciosamente.

El aparato usado más frecuentemente en el método de las coincidencias es el péndudo de Sterneck, cuyo fundamento es el siguiente: cada vez que bate el segundo (*) un péndulo de gran precisión, se cierra el circuito de un electroimán $I$, (fig. 4) que atrae a su armadura $A$. Un rayo luminoso, que procede de un foco lateral y que por medio de un espejo pasa por el diafragma $P$, puede pasar también en este instante por $P'$ y llegar al espejo colocado en la varilla del péndulo. La coincidencia se observa por medio de un anteojo, en cuyo retículo aparece una línea horizontal muy fina.

El segundo procedimiento empleado en las mediciones absolutas es el del *péndulo reversible*, que permite determinar, con mucha exactitud, la longitud del péndulo matemático que le corresponde.

---

(*) o su mitad o el doble, según sea el período de atracción de los electroimanes.

Este péndulo posee cuchillos de suspensión en sus dos extremidades. El plano determinado por ellos, pasa por el centro de gravedad de aquél, pero sus distancias son distintas y generalmente están en la relación de 1 a 2.

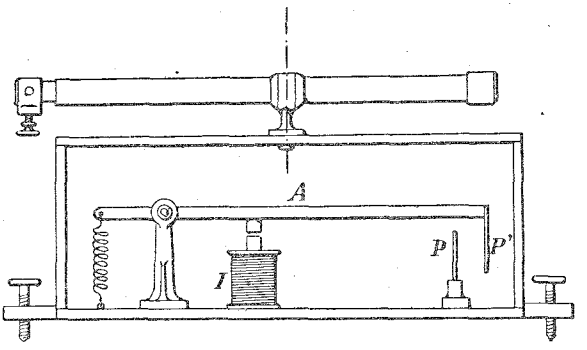



FIG. 4

La teoría demuestra que si la duración de la oscilación es la misma empleando ambos cuchillos, la separación entre ellos es exactamente igual a la longitud del péndulo matemático. Para lograr esta condición, se pueden correr, a lo largo de la varilla, las dos masas pendulares opuestas.

No obstante la sencillez del principio, se presentan muchas dificultades en la práctica para medir la longitud del péndulo y la duración de la oscilación, a causa de la deformación del péndulo por la temperatura, peso propio y fuerzas elásticas, a más de la de los cuchillos y sus superficies de apoyo.

**6. Las mediciones relativas.**—Los inconvenientes anteriormente citados, han hecho pensar en el método de las *determinaciones relativas*, que es el que hoy se emplea exclusivamente.

Representemos $T$ $T'$ $T''$..... las duraciones de la oscilación infinitamente pequeña, y en el vacío, de un mismo péndulo de longitud invariable, $l$, colocado en distintos puntos del globo, en los que la aceleración de la gravedad sea respectivamente $g$, $g'$, $g''$ ..... Podremos escribir:

$$T = \pi\sqrt{\frac{l}{g}} \qquad T' = \pi\sqrt{\frac{l}{g'}} \qquad T'' = \pi\sqrt{\frac{l}{g''}} \ .....$$

de donde se deduce $T^2 g = T'^2 g' = T''^2 g'' = .....$ así como.

$$g' = g.\frac{T^2}{T'^2} \quad g'' = g\ \frac{T^2}{T'^2} ..... \qquad (12)$$

Por consiguiente, conociendo el valor de $g$, en un cierto lugar y determinando por observación los valores de $T$, en el mismo y en cada uno de los demás, podremos hallar las correspondientes a $g'$, $g''$ .....

La invariabilidad del péndulo se ha podido obtener ya, prácticamente, efectuando las correcciones necesarias por las variaciones de presión y de temperatura o suprimiendo las causas que las originaron.

En las determinaciones relativas de la gravedad efectuadas por el Instituto Geográfico, se han usado cuatro péndulos invariables, modelo Sterneck, con su aparato de coincidencias y los accesorios necesarios.

El iniciador de estos trabajos en España, D. José Galbis ha publicado una notable Memoria (*) en la que se describen minuciosamente:

---

(*) Determinación relativa de la fuerza de la gravedad en S. Fernando, Duque, Baños y Granada. Memorias del Instituto Geográfico y Estadístico. Tomo XIII.

**7. Reducción de las mediciones al nivel del mar.**— El valor teórico de la gravedad $\zeta_0$, que corresponde a un cierto punto al nivel del mar, está obtenido en la hipótesis de que la materia vertical de la corteza terrestre, está distribuída de un modo uniforme. Como en realidad no sucede así, se presentan diferencias o *anomalías* entre el valor observado y el teórico, que pueden ser positivas o negativas.

El valor de $\zeta_0$ expresado en dinas, en función de la latitud $\varphi$ del lugar, está expresado por la fórmula de Helmert de 1901:

$$\zeta_0 = 978{,}030\,(1 + 0{,}005302\ sen^2\varphi - 0{,}000007\ sen^2\ 2\varphi) \quad \textbf{(13)}$$

o por la más moderna de 1915

$$\zeta_0 = 978{,}052\,(1 + 0{,}005285\ sen^2\varphi - 0{,}00007\ sen^2\ 2\varphi) \quad \textbf{(14)}$$

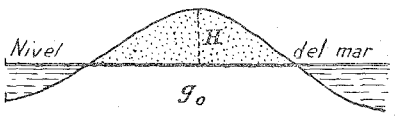
Para hacer comparables los valores de $g$, que corresponden a distintos lugares del globo, es preciso efectuar algunas correcciones en las que nos vamos a ocupar.

La más sencilla es la llamada *corrección de Faye* o *reducción al aire libre*. Llamemos $g$ al valor observado de la gravedad, en un lugar cuya altitud sea $H$, y $R = 6{,}370{,}3$ kilómetros al radio de una esfera cuya masa sea igual a la del globo terrestre. El valor de $g$, reducido al nivel del mar está dado por la fórmula

$$g_0 = g + \frac{2H}{R}g \quad \textbf{(15)}$$

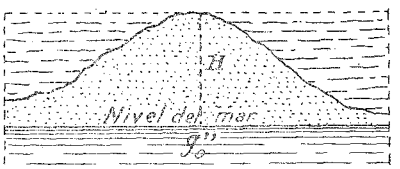
Esta fórmula está obtenida en la hipótesis de que el lu-

gar de observación está libre en el aire a una altura $H$ sobre el nivel del mar y que no existe la masa de roca situada entre ambos; fig. 5.




Corrección de Faye

Corrección de Bouguer




Acción del terreno

FIG. 5

La relación

$$\frac{H}{R}$$

es siempre muy pequeña, no alcanzando el valor de una milésima, ni para las más altas montañas.

Tratando de precisar más el valor de la corrección, Bouguer ha considerado la acción atractiva que ejerce sobre el lugar de observación, la masa de roca situada entre el mismo y la superficie de nivel del mar, a más de la corrección de Faye por altitud. La acción atractiva de una capa de roca en cuya superficie se encuentre el lugar de observación y cuya potencia sea $H$, está dada por la expresión:

$$-\frac{2}{3}\cdot\frac{\rho_i}{\rho_m}\cdot\frac{H}{R}\,g \qquad (16)$$

en la que $\rho_i$ significa la densidad de las rocas situadas bajo el lugar de observación; $\rho_m$ la densidad media de la tierra $= 5{,}52$ y las demás letras tienen la significación que ya hemos mencionado.

El valor total de la *corrección de Bouguer* será por consiguiente:

$$g'_0 = g + \frac{2H}{R} g - \frac{3}{2} \frac{\rho i}{\rho m} g \qquad (17)$$

Los dos términos de corrección que hasta ahora hemos considerado, sólo sirven cuando sean muy pequeñas las desigualdades del terreno, en las cercanías del lugar de observación. Cuando las estaciones están enclavadas en lo profundo de los valles o sobre la cima de las montañas, Helmert ha introducido un nuevo término de corrección $g'$, al que ha llamado *acción del terreno.*

Esta correción es siempre positiva, puesto que sobre la cúspide de una montaña hay menor gravedad que la que corresponde a una llanura de la misma altitud y en el thalweg de un valle hay que tener en cuenta la acción atractiva de las masas de mayor altitud lo que disminuye el valor de $g$.

El radio de acción que debe considerarse para efectuar esta corrección ha sido determinado por Helmert.

La fórmula que contiene los términos correspondientes a las correcciones citadas es:

$$g''_0 = g + \frac{2H}{R} g - \frac{3}{2} \frac{\rho i}{\rho m} \frac{H}{R} \cdot g + g' \qquad (18)$$

Conociendo ya los valores de $\zeta_0$ y los de $g''_0$, podemos calcular sus diferencias o sean las anomalías, que darán indicaciones acerca de la distribución de las masas subterráneas.

# CAPÍTULO III

## LA BALANZA DE TORSIÓN DE EÖTVÖS

**8. Teoría de la balanza de torsión de Eötvös.**—Las anomalías de la gravedad calculadas por los procedimientos explicados en el capítulo anterior, sólo pueden utilizarse para el estudio geológico de conjunto, de grandes extensiones de terreno. Cuando se trata de precisar accidentes geológico-tectónicos de las capas superficiales del subsuelo, hay que recurrir a mediciones de mayor exactitud, que las suministradas por los péndulos.

El Barón de Eötvös ha ideado un notable aparato llamado *balanza de torsión*, con el que se pueden medir los gradientes máximos horizontales y las magnitudes que nos determinan la curvatura de las superficies de nivel, en unidades del noveno orden decimal del sistema C. G. S. Esta precisión tan extremada permite aplicarla, con éxito, al problema de la prospección.

En principio (*) la balanza de torsión consta de un hilo de platino iridiado de 56 centímetros de longitud y 0,04 milímetros de diámetro del cual pende un tubo de aluminio de 40 centímetros de largo, colocado perpendicularmente y contrapesado en sus extremos por pesos de 30

(*) Conferencias explicadas en la Escuela de Minas, por D. José G. Siñeriz. Revista Minera, números 3.064 y siguientes.

gramos próximamente, fig. 6. Uno de los contrapesos no está colocado directamente en el tubo, sino que está suspendido del mismo por un alambre muy fino de latón, de 60 centímetros de longitud.

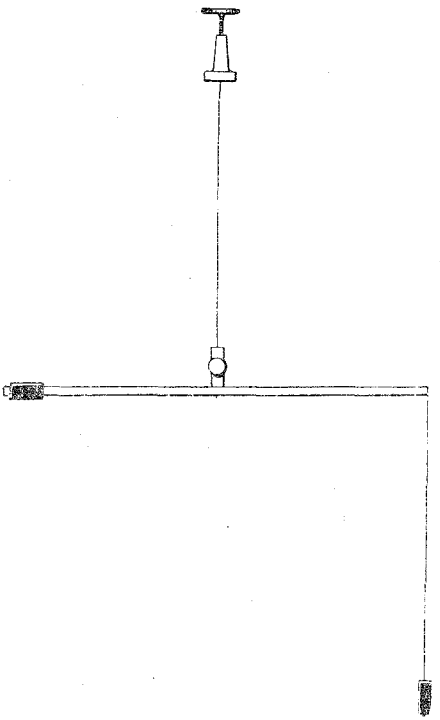


FIG. 6

Si se hace girar el sistema separándolo de su posición de equilibrio, el tubo de aluminio empezará a oscilar en el plano horizontal, a consecuencia de las fuerzas de torsión desarrolladas, bastando pequeñísimas fuerzas exteriores para sacar el brazo de la balanza fuera de su posición de equilibrio.

Con el objeto de prevenirse contra las corrientes de

aire y contra las variaciones bruscas de temperatura, tanto la balanza como el hilo de suspensión y los contrapesos están en el interior de una triple envolvente metálica.

Esta envolvente metálica puede girar alrededor de un eje vertical, para orientar el brazo de la balanza en cualquier dirección, sin hacerle salir de su posición de equilibrio. La práctica de la medición consiste en determinar la posición de reposo del brazo de la balanza, con relación a una marca fija, colocada en la caja de protección, para orientaciones determinadas de aquélla. Con este objeto se emplea un espejo unido al brazo y un aparato registrador fotográfico.

Si las fuerzas de la gravedad son iguales y paralelas, en las cercanías de la balanza, no se producirá ninguna desviación en el brazo de la misma, es decir, que permanecerá en la misma disposición relativa con relación a la marca fija de la envolvente, cualquiera que sea la orientación que se le de.

Lo mismo sucederá en el caso de ser esféricas las superficies de nivel, puesto que entonces las líneas de fuerza estarán en el plano determinado por el brazo y el hilo de suspensión y no podrán producir torsión en el último.

A consecuencia de la forma irregular de la tierra, y de la perturbación de las masas subterráneas, las fuerzas de la gravedad, a lo largo del brazo de la balanza no son iguales ni paralelas y su acción total sobre el instrumento es equivalente a la de una fuerza única que actúa sobre el centro de gravedad y que se contrarresta con la tensión del hilo y a la de un par cuyo plano es perpendicular a la primera y que produce el giro del brazo. La magnitud del momento de torsión varía con la posición del brazo, y éste quedará en diferente lugar en relación a la marca fija.

Efectuando mediciones en diversas orientaciones del brazo, podremos determinar la posición en que no se produce torsión alguna y calcular las magnitudes antes mencionadas.

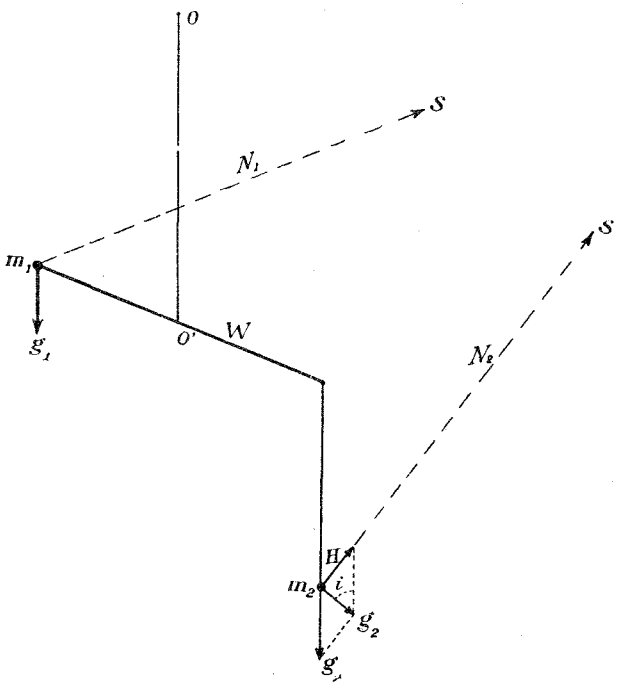



FIG. 7

Vamos a demostrar de una manera sencilla que el movimiento del brazo del péndulo horizontal, indica una variación en este plano, de la componente horizontal de la gravedad.

Llamemos $W$ (fig. 7) al brazo de la balanza suspendido en $O$, por el hilo $O\ O'$ y colocado en una posición horizontal cualquiera. Sean $m_1$ y $m_2$ los contrapesos y $m_1 S$ la normal al brazo.

Admitamos que el campo gravitatorio terrestre sólo va-

rie en la dirección $m_1 S$ y que su intensidad aumente en dicha dirección. La superficie equipotencial $N_1$ que pasa por $m_1$ debe ser perpendicular al hilo de suspensión. La inferior $N_2$ no es paralela a la primera, y su separación disminuye en la dirección $m_2 S$ según hemos dicho anteriormente. Las fuerzas $m_1 g_1$ y $m_2 g_2$, formarán un ángulo $i$ y la segunda podrá descomponerse en dos; una $m_2 H$ en la dirección $S$ y otra $m_2 g_1$ vertical.

La primera producirá un pequeño movimiento angular del brazo que llamaremos $\varphi$. Substituyendo el arco por el seno dada la pequeñez del ángulo tendremos

$$H = m_2 g \operatorname{sen} i = m_2 g i \qquad (19)$$

Designemos por $\tau$ el coeficiente de torsión del hilo y por $l$ la distancia del contrapeso $m_2$ al eje de giro. El equilibrio se producirá cuando los dos momentos sean iguales, o lo quo es lo mismo,

$$\tau \varphi = l. H = l. m_2 g i \qquad (20)$$

Hagamos girar 180° toda la balanza con sus envolventes, se producirá la misma desviación angular $\varphi$, pero en sentido contrario y por la diferencia de posición del brazo de la balanza, en los dos casos, se podrá conocer el valor de $\varphi$.

Designemos por $h$ la distancia entre las dos superficies de nivel $N_1$ y $N_2$ y por $d W$, la diferencia de potencial; podremos escribir:

$$d W = g h; \frac{d W}{d S} = o = g \frac{d h}{d s} + h \frac{d g}{d s}; g \frac{d h}{d s} = -h \frac{d g}{d s} \qquad (21)$$

$$\text{y como } i = -\frac{d h}{d s}, \quad \varphi = \frac{m_2 l h}{\tau} \frac{d g}{d s} \qquad (22)$$

Por la fórmula anterior vemos que el ángulo de giro $\varphi$,

es proporcional al gradiente horizontal en la dirección $S$, y por lo tanto que podremos medir al último con la balanza.

Suponiendo ahora que la dirección de la gravedad no sólo varíe en la dirección $S$, sino en cualquiera otra arbitraria, Eötvös (*) ha obtenido de una manera análoga, la ecuación general de equilibrio.

$$\tau . \varphi = \left(\frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2}\right) K \frac{sen\ 2\alpha}{2} + \frac{d^2 W}{dx\, dy} K\ cos\ 2\alpha + \\ + h\, l\, m \left(\frac{d^2 W}{dy\, dz}\ cos\ \alpha - \frac{d^2 W}{dx\, dz}\ sen\ \alpha\right) \qquad (23)$$

en la que hay cinco incógnitas

$$\varphi; \left(\frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2}\right); \frac{d^2 W}{dx\, dy}; \frac{d^2 W}{dx\, dz} \text{ y } \frac{d^2 W}{dy\, dz}$$

Será preciso dar al acimut $\alpha$ cinco valores para obtener el sistema de cinco ecuaciones, cuya resolución nos dará las incógnitas buscadas.

Una vez conocidas éstas, se obtendrán los gradientes por la fórmula:

$$\frac{dg}{dS} = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2} = \sqrt{\left(\frac{d^2 W}{dx\, dz}\right) + \left(\frac{d^2 W}{dy\, dz}\right)^2} \qquad (24)$$

y su dirección por la tangente de $\alpha$

$$tang\ \alpha = \frac{\frac{dg}{dy}}{\frac{dg}{dx}} = \frac{\frac{d^2 W}{dy\, dz}}{\frac{d^2 W}{dx\, dz}} \qquad (25)$$

Si en el hilo de suspensión se coloca un espejo y em-

(*) Bestimmung der Gradienten der Schwerkraff und ihrer Niveauflächen mit Hülfe der Drehwage.

pleamos un aparato registrador fotográfico para medir la desviación del brazo de la balanza, es conveniente para la práctica, transformar la fórmula general en otra en la que el ángulo $\varphi$ esté substituído por su valor en función de las lecturas en la escala y de la distancia de ésta al espejo. Si llamamos $n$ al número de divisiones de la escala que corresponden a la posición de equilibrio de la balanza; $n_0$ el que correspondería al caso de no tener torsión el hilo y $D$ la distancia del espejo a la escala, podremos sentar:

$$n - n_0 = 2\,D.\,sen\,\varphi = 2\,D.\,\varphi, \quad \varphi = \frac{n-n_0}{2\,D}$$

valor que substituído en la fórmula, la transforma en la siguiente:

$$\frac{n-n_0}{2\,D}\,\tau = \left(\frac{d^2\,W}{d\,y^2} - \frac{d^2\,W}{d\,x^2}\right) K.\frac{sen\,2\,\alpha}{2} + \frac{d^2\,W}{dx.dy}\,K\,cos\,2\,\alpha + \\ + h\,l\,m\left(\frac{d^2\,W}{dy\;dz}\,cos\,\alpha - \frac{d^2\,W}{dx.\,dz}\,sen\,\alpha\right) \qquad \textbf{(26)}$$

en la que la incógnita $\varphi$ se ha substituído por la $n_0$.

Para abreviar el trabajo, Eötvös ideó colocar en el mismo soporte dos balanzas iguales con los contrapesos colgantes en dirección opuesta, con lo que sólo es necesario efectuar la observación en tres acimutes, que corresponden a los valores de $\alpha$, 0°, 120° y 240°. En cada acimut, obtenemos dos ecuaciones, una para cada balanza, que nos permite formar un sistema de seis ecuaciones con cinco incógnitas. La incógnita $n_0$, se substituye por su valor en función de las lecturas

$$n_0 = \frac{1}{3}\,(n_1 + n_2 + n_3);\; n'_0 = \frac{1}{3}\,(n'_1 + n'_2 + n'_3),$$

de modo que sólo quedarán cuatro incógnitas.

Resolviendo el nuevo sistema de ecuaciones formado por medio de la teoría de los mínimos cuadrados, obtenemos los valores más probables de las incógnitas, que tienen la forma siguiente:

$$\left.\begin{aligned} 10^{+9}\frac{d^2W}{dx\,dz} &= W_{xz} = \frac{dg}{dx} = c_1\left[\Delta_2 - \Delta_3 - c'_1(\Delta'_2 - \Delta'_3)\right] \\ 10^{+9}\frac{d^2W}{dx\,dz} &= W_{yz} = \frac{dg}{dy} = c_2\left[\Delta_2 - \Delta_3 - c'_2(\Delta'_2 + \Delta'_3)\right] \\ 10^{+9}\frac{d^2W}{dx\,dy} &= W_{xy} = -c_3\left[\Delta_2 + \Delta_3 - c'_3(\Delta'_2 + \Delta'_3)\right] \\ 10^{+9}\left(\frac{d^2W}{dy^2} - \frac{d^2W}{dx^2}\right) &= W_\Delta = -c_4\left[\Delta_2 - \Delta_3 + c'_4(\Delta'_2 - \Delta'_3)\right] \end{aligned}\right\} \quad (27)$$

En estas fórmulas, las diferencias $\Delta$ son las que hay entre cada valor medido para el $n$ y $n_0$, es decir:

$$\Delta_1 = n_1 - n_0\,;\ \Delta_2 = n_2 - n\,;\ \ldots\ldots$$

$C_1$, $C_2$..... son valores determinados para cada aparato, dependientes de sus constantes y que a continuación indicamos:

$$C_1 = \frac{a'}{2\,sen\,60\,(a'\,b + a\,b')}\,;\ c'_1 = \frac{a}{a'}\,;\ c_2 = \frac{a'}{a'\,b + b\,a'};$$
$$c'_2 = c'_1;\ c_3 = -\frac{b'}{2\,(a\,b' + a'\,b)}\,;\ c'_4 = c'_3$$

en las que

$$a = \frac{D}{\tau}K\,;\ b = \frac{2\,D}{\tau}m\,l\,h\,;\ a' = \frac{D}{\tau'}K'\,;\ b' = \frac{2\,D}{\tau'}m'\,l'\,h',$$

siendo $K$ y $K'$ los momentos de inercia de las balanzas, expresados en el sistema C. G. S. $\tau$ y $\tau'$ los coeficientes de torsión de los hilos; $m$ y $m'$ el peso en gramos de los contrapesos.

$l$, la distancia del eje de giro de cada balanza, al punto de suspensión de los contrapesos.

$h$ y $h'$, la distancia de los centros de gravedad de los contrapesos a sus puntos de suspensión, y

$D$, la distancia del espejo a la placa para cada balanza.

Si llamamos $v$ a los errores residuales, es decir, las pequeñas discrepancias que resultan de las ecuaciones, al substituir los valores de las incógnitas, el error medio de una observación aislada. o del peso unidad será, empleando la notación de Gauss:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{[\omega]}{2}} \qquad (28)$$

y los errores medios de las incógnitas,

$$\varepsilon_{Wxy} = \pm \frac{\varepsilon}{\sqrt{3\,(a^2 + a'^2)}}; \quad \varepsilon_{Wxz} = \pm \frac{\varepsilon}{\sqrt{3\,(b^2 + b'^2)}}$$

$$\varepsilon_{Wyz} = \frac{\varepsilon}{\sqrt{3\,(b^2 + b'^2)}}; \quad \varepsilon_{W\Delta} = \pm \frac{\varepsilon}{\sqrt{3\,(a^2 + a'^2)}} \qquad (29)$$

**9. Acción del terreno y acción cartográfica.**—Los valores obtenidos por la aplicación de las fórmulas anteriores, en tres posiciones de la balanza, están perturbados por la acción de las masas próximas a la estación y por las elevaciones y depresiones del terreno, hasta una distancia considerable. La corrección por la primera causa se denomina acción del terreno, y el gradiente ya corregido se llama valor topográfico. La segunda de las mencionadas correcciones recibe el nombre de acción cartográfica y valor cartográfico del gradiente, el que resulta de aplicar esta corrección al que ya ha sufrido la anteriormente considerada.

Para calcular la acción del terreno por el procedimiento primitivo de Eötvös, hay que efectuar una serie de nive-

laciones radiales en ocho direcciones para cada estación, colocando la mira a distancias de 5, 20, 50 y 100 metros de la misma (figura 8) y calcular los desniveles respectivos

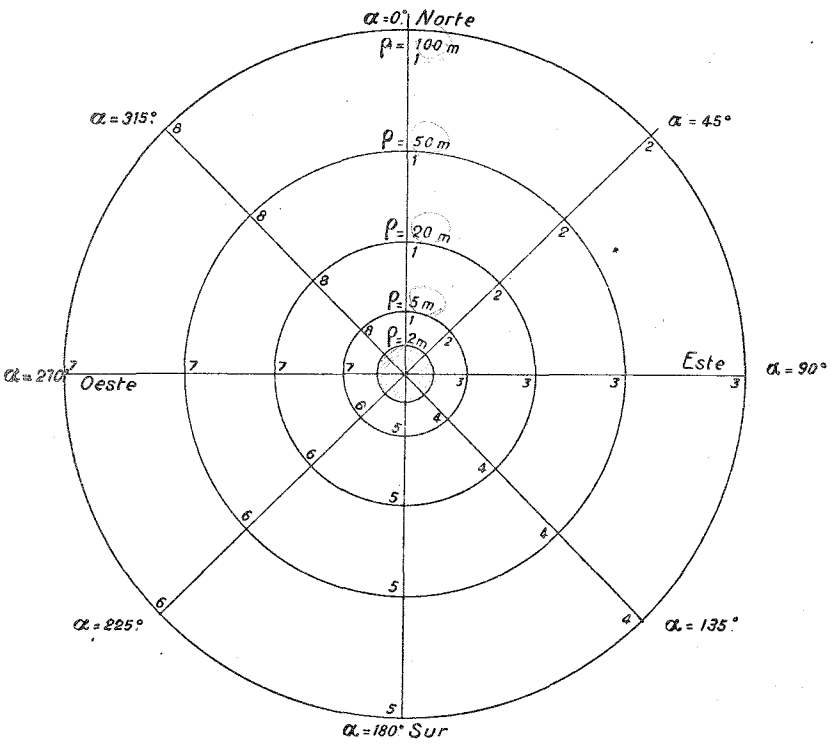



FIG. 8

que se representan en las fórmulas por la letra ξ. Además hay que medir, por medio de un reglón, la inclinación del terreno en un radio de dos metros, tanto en la dirección Norte-Sur, como en la Este-Oeste, llamándose ξ y $K$ los valores obtenidos. (Figura 9).

En la dirección N.-S., la diferencia de nivel de 7 centímetros para una distancia de 400, corresponde a un valor de la

$$tang\ \varepsilon = -\frac{7}{400}$$

y de $\varepsilon = -1^{\circ},00$. En la E.-O. la *tang* $K$ tiene el valor de

$$\frac{6}{400}$$

y $K$ el de + (51'—30''.)

Las correcciones se calculan por medio de las siguien-

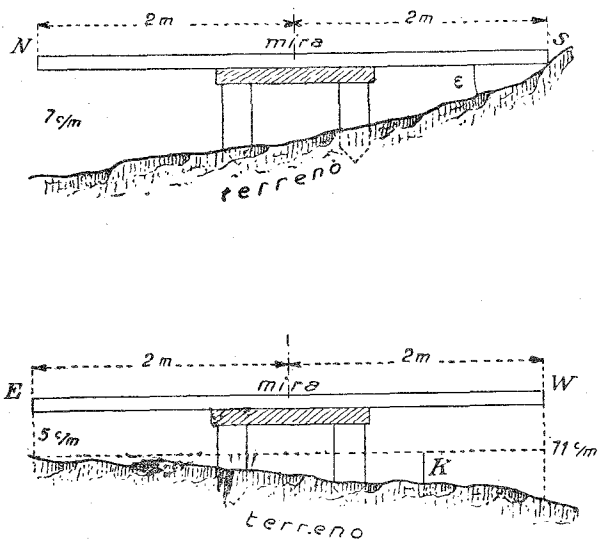



FIG. 9

tes fórmulas aplicadas por Eötvös (*) que sirven para terrenos cuya pendiente no exceda de 8°.

$$W_{xz}.10^{9} = \frac{\sigma}{1.8}\left[5{,}79\ \varepsilon + \{0{,}379\ \varepsilon_1, (\varepsilon_1+\varepsilon_5) + 0{,}0061\ \varepsilon\ (\varepsilon_3+\varepsilon_7) + \right.$$

$$\left. + 0{,}0221\ \varepsilon\ (\varepsilon_2+\varepsilon_4+\varepsilon_6+\varepsilon_8) + 0{,}016\ K\ (\varepsilon_2+\varepsilon_6-\varepsilon_4-\varepsilon_8)\right]\rho = 5 \text{ m.}$$

$$+\{0{,}1305\ \varepsilon_1-\varepsilon_5) + 0{,}0922\ (\varepsilon_2+\varepsilon_8-\varepsilon_4-\varepsilon_6\}\ \rho = 5 \text{ metros.}$$

$$+\{0{,}017\ (\varepsilon_1-\varepsilon_5)\ + 0{,}0083\ (\varepsilon_2+\varepsilon_8-\varepsilon_4-\varepsilon_6\}\rho = 20 \text{ metros.}$$

(*) Bestimung der Gradienten der Sehwerkraft und ihrer Niveauflächen mit der Drehwage.

$$+\{0{,}0011\ (\varepsilon_1-\varepsilon_5)+0{,}00077\ (\varepsilon_2+\varepsilon_8-\varepsilon_4-\varepsilon_6)\}\rho=50 \text{ metros.}$$
$$+\{0{,}00028\ (\varepsilon_1-\varepsilon_5)+0{,}00020\ (\varepsilon_2+\varepsilon_8-\varepsilon_4-\varepsilon_6)\}\rho=100 \text{ m.} \quad \textbf{(30)}$$

$$W'_{yz}\,10^9=\frac{\sigma}{1.8}[5{,}79\,K+\{0{,}0379\,K\,(\varepsilon_3+\varepsilon_7)+0{,}0061\,K\,(\varepsilon_1+\varepsilon_5)$$
$$+0{,}0221\,K\,(\varepsilon_2+\varepsilon_4+\varepsilon_6+\varepsilon_8)+0{,}016\,\varepsilon\,(\varepsilon_2+\varepsilon_6-\varepsilon_4-\varepsilon_8)\}\rho=5 \text{ m.}$$
$$+\{0{,}1305\,(\varepsilon_3-\varepsilon_9)+0{,}0922\,(\varepsilon_2+\varepsilon_4-\varepsilon_6-\varepsilon_8)\}\rho=5 \text{ metros.}$$
$$+\{0{,}0117\,(\varepsilon_3-\varepsilon_7)+0{,}0083\,(\varepsilon_2+\varepsilon_4-\varepsilon_6-\varepsilon_8)\}\rho=20 \text{ metros.}$$
$$+\{0{,}0011\,(\varepsilon_3-\varepsilon_7)+0{,}00077\,(\varepsilon_2+\varepsilon_4-\varepsilon_6-\varepsilon_8)\}\rho=50 \text{ metros.}$$
$$+\{0{,}00028(\varepsilon_3-\varepsilon_7)+0{,}00020(\varepsilon_2+\varepsilon_4-\varepsilon_6-\varepsilon_8)\}]\rho=100 \text{ m.} \quad \textbf{(31)}$$

$$2.\ W'_{xy}10^9=0{,}2413\,(\varepsilon_2-\varepsilon_4+\varepsilon_6-\varepsilon_8)\rho=5 \text{ metros.}$$
$$+0{,}0410\,(\varepsilon_2-\varepsilon_4+\varepsilon_6-\varepsilon_8)\rho=20 \text{ metros.}$$
$$+0{,}0159\,(\varepsilon_2-\varepsilon_4+\varepsilon_6-\varepsilon_8)\rho=50 \text{ metros.}$$
$$+0{,}0154\,(\varepsilon_2-\varepsilon_4+\varepsilon_6-\varepsilon_8)\rho=100 \text{ metros.}$$
$$+0{,}0021\,(\varepsilon_2-\varepsilon_4+\varepsilon_6-\varepsilon_8)\rho=1.000 \text{ metros.} \quad \textbf{(32)}$$

$$W'_{\Delta}\,10^9=-0{,}4826\,(\varepsilon_1-\varepsilon_3+\varepsilon_5-\varepsilon_7)\rho=5 \text{ metros.}$$
$$-0{,}0819\,(\varepsilon_1-\varepsilon_3+\varepsilon_5-\varepsilon_7)\rho=20 \text{ metros.}$$
$$-0{,}0318\,(\varepsilon_1-\varepsilon_3+\varepsilon_5-\varepsilon_7)\rho=50 \text{ metros.}$$
$$-0{,}0308\,(\varepsilon_1-\varepsilon_3+\varepsilon_5-\varepsilon_7)\rho=100 \text{ metros.}$$
$$-0{,}0043\,(\varepsilon_1-\varepsilon_3+\varepsilon_5-\varepsilon_7)\rho=1.000 \text{ metros.} \quad \textbf{(33)}$$

Los coeficientes de estas fórmulas han sufrido algunas correcciones, propuestas por Schweydar, porque estaban equivocados. En ellas $\sigma$ representa la densidad del terreno en el punto considerado. Los coeficientes están calculados suponiendo que la altura del centro de gravedad de la balanza es de un metro. Si así no fuese, sería preciso calcularlos nuevamente.

Los trabajos de prospección efectuados con la balanza de Eötvös, han puesto de manifiesto que la influencia de la acción del terreno es muy considerable alrededor de la

estación en un radio de tres metros, notándose la influencia de las más pequeñas diferencias de nivel, por cuya razón resultan insuficientes las fórmulas anteriores, que ya no se emplean en la práctica.

Hasta la circunferencia de cinco metros de radio no se consideraban antes mas que cuatro desniveles, en las direcciones N.-S. y E.-O., a la distancia del centro de dos

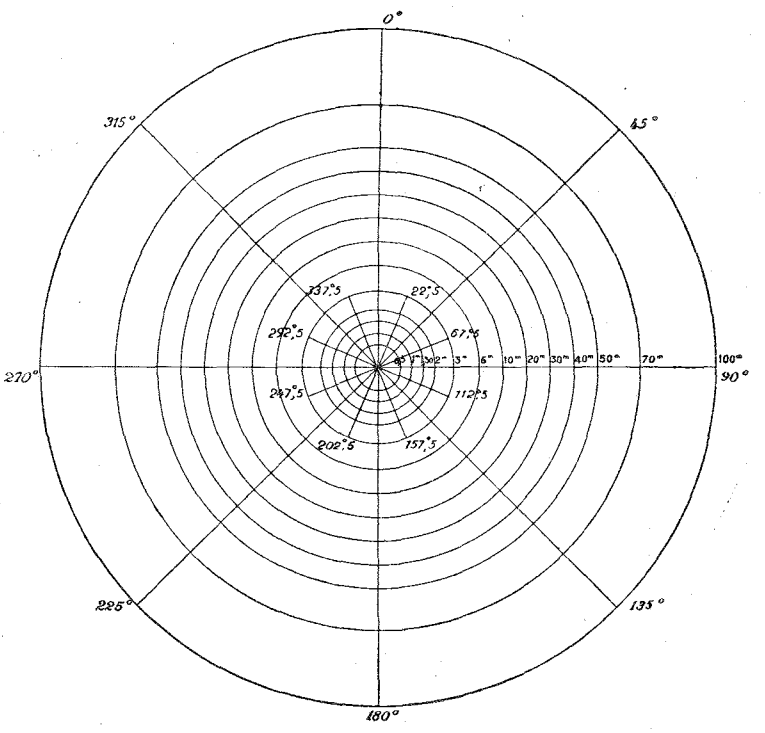



FIG. 10

metros. Ahora se toman *ochenta*, en el *círculo de tres metros de radio*, dividido en diez y seis sectores donde se miden los desniveles por medio del reglón, a las distancias del centro de 60 cm., 1 m., 1,50 m., 2 m. y 3 m. (figura 10); después sólo se consideran ocho direcciones, como en el caso anterior, y se miden los desniveles, por medio de un

aparato topográfico a las distancias del centro de 5, 10, 20, 30, 40, 50, 70 y 100 metros.

Las fórmulas correspondientes a este caso son:

$$\left.\begin{aligned} W'_{xz} &= a[0{,}707\ (h_2 - h_6 - h_4 + h_8) + (h_1 - h_5)]\ para\ h\ y\ h' \\ W'_{yz} &= a[0{,}707\ (h_2 - h_6 + h_4 - h_8) + (h_3 - h_7)]\ para\ h\ y\ h' \\ W'_{\Delta} &= -b[h_1 - h_3 + h_5 - h_7]\ para\ h\ y\ h' \\ W'_{xy} &= b[h_2 - h_7 + h_6 - h_8]\ para\ h\ y\ h' \end{aligned}\right\} \quad (34)$$

En ellas representaremos por $h$ los desniveles en las ocho direcciones anteriormente consideradas y por $h'$ los interpolados hasta los tres metros de diámetro.

Para calcular la acción cartográfica, es preciso valerse de planos con curvas de nivel, con tanto mayor detalle

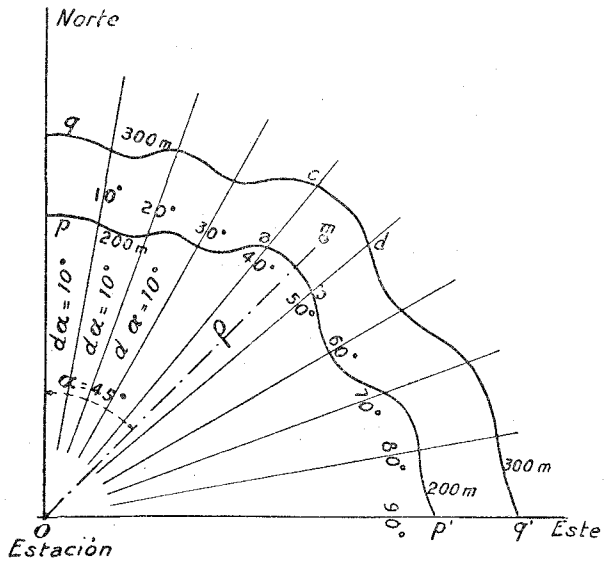



FIG. 11

cuanto más próxima a la estación esté la masa perturbadora. En una vuelta de horizonte alrededor de la estación se consideran 36 segmentos radiales (fig. 11). Cada uno

de ellos queda dividido en figuras cuadriláteras por cada dos curvas de nivel sucesivas, siendo preciso calcular la influencia sobre la estación de las masas comprendidas en cada cuadrilátero. Para valor de su altura, se toma el valor medio, cuya diferencia con la altura de la estación es el valor de $\xi$ de las fórmulas correspondientes. En ellas $d\rho$ es la semisuma de los lados rectilíneos de cada cuadrilátero.

$G$ es la constante de la gravitación, cuyo valor es de $66{,}10^{-9}$.

$\alpha$ el ángulo que forma con el eje de las $X$ dirigido hacia el N. el radio vector que pasa por el centro de figura del segmento; $d\alpha$ la amplitud angular de un segmento de $= 10^{\circ} = 0{,}1745$.

$\rho$ la distancia de la estación al centro de figura del segmento considerado.

$d\rho$ la longitud del mismo.

Las fórmulas empleadas por Eötvös en el cálculo de la acción cartográfica son las siguientes:

$$\left.\begin{aligned}
\frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2} &= -3 g \sigma \xi \frac{d\rho \cos 2\alpha \, d\alpha}{\rho^2} \\
\frac{d^2 W}{dx.\, dy} &= +\frac{3}{2} g \sigma \xi \frac{d\rho \operatorname{sen} 2\alpha \, d\alpha}{\rho^2} \\
\frac{d^2 W}{dx.\, dz} &= -\frac{3}{2} g \sigma \xi \frac{d\rho. \cos \alpha \; d\alpha}{\rho^2} \\
\frac{d^2 W}{dy.\, dz} &= -\frac{3}{2} g \sigma \xi \frac{d\rho. \operatorname{sen} \alpha. \; d\alpha}{\rho^2}
\end{aligned}\right\} \quad (35)$$

Se necesitan mapas con las curvas de nivel en diferentes escalas, tanto mayores, cuanto más próxima esté la zona considerada. En los trabajos efectuados por Eötvös, empleaba los mapas en escala de 1:25.000 para distancias inferiores a 12 kilómetros; 1:75.000 hasta las de 30 kilómetros y 1:900.000 para las superiores a esta cifra. Las equi-

distancias de las curvas de nivel eran respectivamente de 40, 100 y 400 metros.

Para efectuar el cálculo de la acción cartográfica, sin estropear los mapas topográficos, se emplean hojas de papel transparente, en las que se dibujan, a la misma escala del mapa, una serie de círculos cuyos radios aumentan de kilómetro en kilómetro con 36 radios igualmente espaciados. Se coloca el transportador sobre el mapa, de modo que su centro coincida con la estación y se miden los valores de $\alpha$, $\rho$, y $d\rho$, que corresponden a cada segmento.

La práctica adquirida en los varios trabajos de prospección que hemos dirigido, nos ha hecho ver las grandes dificultades que ofrece el cálculo de esta corrección con cierta exactitud. A más de contar con planos altimétricos detallados de que no siempre se dispone, sólo cabe medir la densidad superficial del terreno, que puede ser muy distinta que la que le corresponda en promedio, al considerar un segmento completo.

Por estas razones creemos que esta corrección no debe efectuarse, es decir, que la balanza de torsión no da resultados precisos cuando el relieve del terreno por sus grandes variaciones hace necesario dicha corrección.

**10. Valor normal y perturbación subterránea.**—El Barón de Eötvös ha calculado los valores de la *acción normal* de las diversas magnitudes gravimétricas, para diversos valores de la latitud, por medio de la fórmula de Helmert § *6*, tomando como dimensiones de la tierra las del elipsoide de Bessel § *3* y los ha reunido en el adjunto cuadro.

Conocidos los valores de las magnitudes gravíficas por la observación directa con la balanza, después de hacer

## VALORES DE LA ACCIÓN NORMAL CALCULADOS POR EÖTVÖS (*)

| LATITUD $\varphi$ | $\rho x$ | $\rho y$ | $g$ | $U_{xz} = 10^9 \frac{dg}{dx} = 10^9 \frac{d^2 U}{dx.\, dz}$ | $-10^9 g. \frac{1}{\rho_x} = 10^9 \frac{d^2 U}{dx.\, 2}$ | $-10^9 g. \frac{1}{\rho_y} = 10^9 \frac{d^2 U}{d\, y^2}$ | $-10^9 g\left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_x}\right) = 10^9 \left(\frac{d^2 U}{d\, y^2} - \frac{d^2 U}{dx^2}\right) = U_\Delta$ | $10^9 \frac{d^2 U}{d\, z^2} = -10^9 \frac{d^2 U}{d\, x^2} - 10^9 \frac{d^2 U}{dy^2} + \omega^2 = 5{,}26$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 40 | 636.111.000 | 638.620.000 | 980,1457 | 8,04 | − 1540,8 | − 1534,8 | + 6,05 | +3086,19 |
| 41 | 224.000 | 656.000 | ,2352 | 8,08 | — ,7 | — ,8 | + 5,85 | + ,11 |
| 42 | 331.000 | 694.000 | ,3252 | 8,12 | — ,6 | — ,9 | + 5,70 | + ,04 |
| 43 | 444.000 | 733.000 | ,4155 | 8,14 | — ,5 | — ,9 | + 5,52 | +3085,96 |
| 44 | 554.000 | 767.000 | ,5059 | 8,15 | — ,3 | — 1535,0 | + 5,34 | + ,88 |

(*) Bestimung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hülfe der Drehwage von Baron Roland Eötvös. *Budapest.*—Aus dem 1ern. Band der Abhanlüngen der XV. Allgemeinen Konferenz der Erdmessüng in Budapest. 1606.

en ellos las correcciones necesarias y el valor normal que las corresponde con arreglo a la latitud del lugar de observación, podemos calcular la diferencia que se llama *perturbación subterránea*. Es decir, que la perturbación subterránea del gradiente resulta de restar al valor proporcionado por la balanza, la acción del terreno, la cartográfica y la normal.

**11. Determinación de las magnitudes de curvatura.**—Ya hemos dicho en el § 2 que las magnitudes de curvatura

$$\frac{d^2 W}{d y^2} \quad \frac{d^2 W}{dx^2} \quad \text{y} \quad \frac{d^2 W}{dx\, dy}$$

estaban relacionadas con los radios de mayor y menor curvatura $\rho_1$ y $\rho_2$ por las fórmulas:

$$\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} = 2 \frac{1}{g} \frac{d^2 W}{dx\, dy} \frac{1}{sen\ 2\lambda}$$

$$\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} = - \frac{1}{g} \left( \frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2} \right) \frac{1}{cos\ 2\lambda} \qquad (39)$$

$$tang\ 2\lambda = - \frac{2 \dfrac{d^2 W}{dx\, dy}}{\dfrac{d^2 W}{dy^2} - \dfrac{d^2 W}{dx^2}}$$

haciendo

$$R = g \left( \frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} \right)$$

en las dos primeras, se transforman en las siguientes, en que $R$ es una cantidad positiva

$$\frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2} = - R, cos\ 2\lambda \quad \frac{d^2 W}{dx\, dy} = \frac{1}{2} R\ sen\ 2\lambda$$

Por medio de estas fórmulas podemos calcular la mag-

nitud $R$ y la dirección $\lambda$, de la llamada magnitud de curvatura. Los valores resultantes hay que corregirlos de la acción del terreno, como hemos explicado en el §8, para que estén en condiciones de poderse representar gráficamente.

La magnitud de curvatura se indica por un vector diametral, es decir, un vector cuyo centro coincide con el punto de estación y cuya longitud es igual a $R$, en la escala adoptada, que muy frecuentemente, es de un milímetro por unidad del noveno orden decimal.

Los valores de $\lambda$, varían de 0° a 180°, contados desde el Norte astronómico, hacia el Sur, pasando por el Este, y es suficiente la aproximación de 1°.

Como conocemos la magnitud y el signo de los términos

$$\frac{d^2 W}{dx\, dy} \text{ y } \left( \frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2} \right)$$

y $R$ es siempre positivo, por ser

$$\frac{1}{\rho_1}$$

menor que

$$\frac{1}{\rho_2}$$

los signos del seno y del coseno de $2\lambda$, están determinados, y por consiguiente el cuadrante en el que se encuentran $2\lambda$ y su mitad $\lambda$.

En la práctica se suele efectuar el cálculo por medio de las fórmulas en función de la tangente y del coseno de $2\lambda$.

**12. Descripción y manejo de la balanza de torsión de Eötvös-Schweydar.**—El aparato que vamos a describir, construído en los talleres de Bamberg, para el Insti-

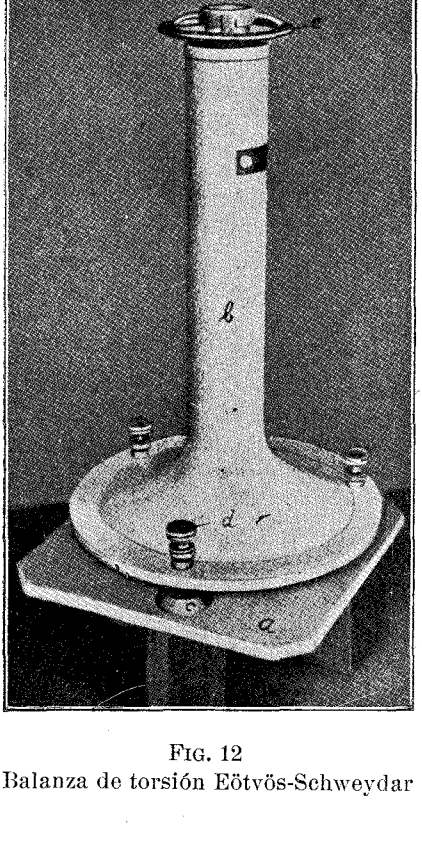



FIG. 12
Balanza de torsión Eötvös-Schweydar

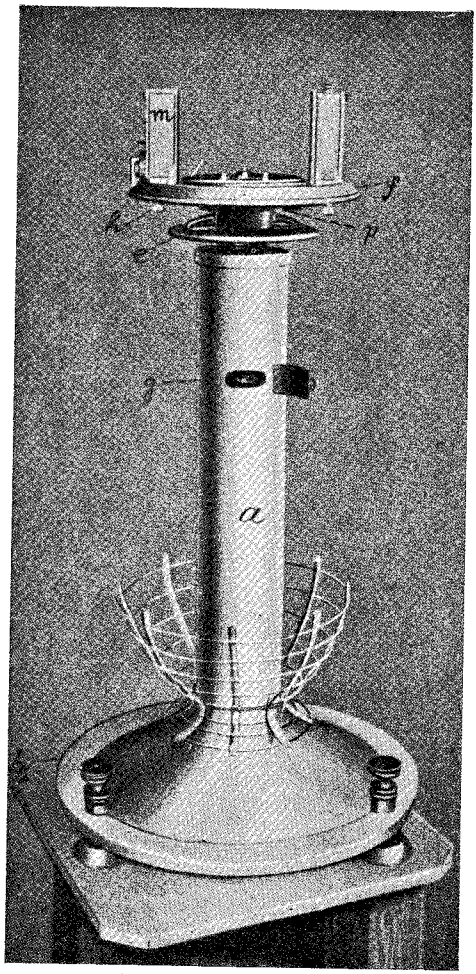



FIG. 13
Balanza de torsión Eötvös-Schweydar

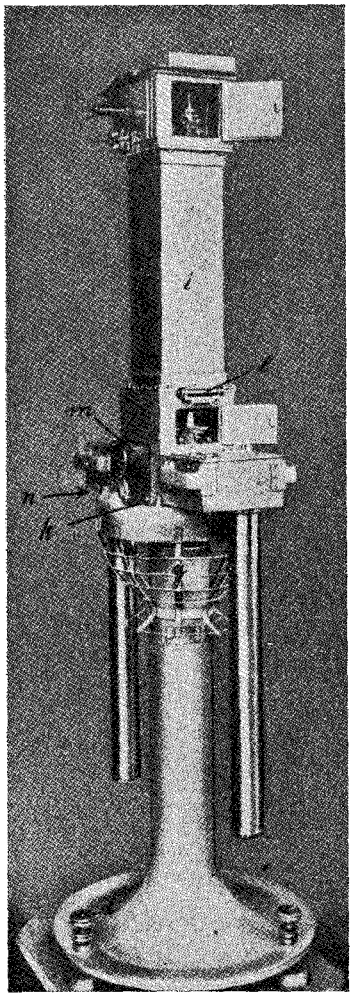


FIG. 14
Balanza de torsión Eötvös-Schweydar

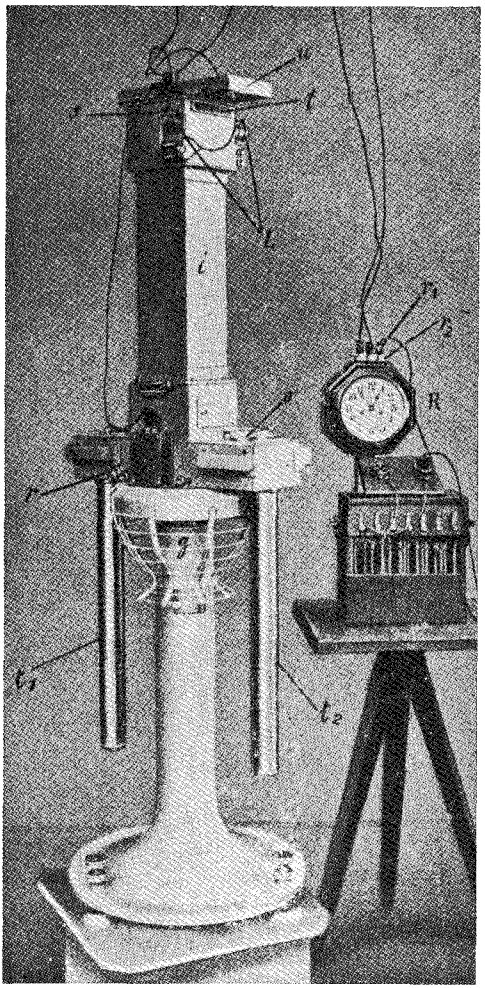


FIG. 15
Balanza de torsión Eötvös-Schweydar

tuto Geológico y Minero de España, está marcado con la letra *S* y consta de tres cuerpos. El inferior o peana; el central o alidada para el giro acimutal y el superior o cuerpo de balanzas, propiamente dicho.

La peana está constituída, (fig. 12) por una columna de hierro hueca, *b*, terminada por una placa *d*, provista de tornillos nivelantes. En su parte superior hay un volante *e* que acciona un manguito de expansión, destinado a recibir el eje de giro de la parte media. Por una ventanilla *g* se pueden accionar las palancas que tienen por objeto contrarrestar el peso del aparato y disminuir el rozamiento. El eje de giro de la alidada (fig. 13) está invariablemente unido a un platillo de aluminio *f* que soporta el mecanismo de relojería *m* para producir el movimiento de aquél por medio de un piñón y una corona dentada colocada debajo del platillo sobre un disco que puede unirse al platillo por medio de las palancas *p*. Un botón *n* (fig. 14) permite embragar o desembragar el piñón para obtener el movimiento automático y lento o el rápido a mano. En un círculo de radio menor que el de la corona hay diez topes igualmente espaciados que detienen el movimiento acimutal, hasta que el electroimán colocado en la caja del aparato de relojería, levanta el trinquete que produjo la detención. Por medio de un reloj eléctrico, visible en la figura 15, se cierra el circuito del electroimán, que está recorrido por la corriente de una batería de acumuladores o de pilas secas.

El cuerpo de las balanzas (fig. 16) está constituído por una triple envolvente metálica, en cuyo interior se hallan aquéllas. En la figura se ve el hilo de suspensión; el brazo *A B* de una de ellas y el contrapeso *C*, colocado en el interior de un tubo triple.

Los hilos de torsión, de una aleación de platino con

10 % de iridio, tienen un diámetro de 40 micrones. Estos hilos se someten a un tratamiento especial cuyo fundamento es lastrarlos en un peso igual al que han de soportar en el aparato y elevar la temperatura de la estufa que les contiene de una manera muy lenta y gradual, desde 0 a 100°, para hacerla disminuir después, de la misma manera. De este modo se consigue disminuir extraordinariamente la tendencia de los hilos nuevos, a separarse de su posición de equilibrio.

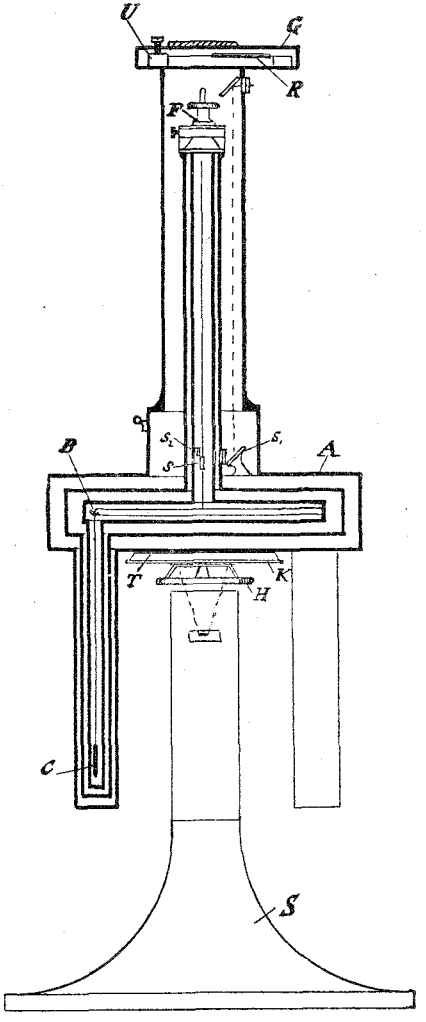



FIG. 16

Angenheister (*) ha dado a conocer los resultados de unos experimentos hechos con hilos muy finos de tungsteno, para estudiar las variaciones de los coeficientes de torsión y elasticidad, así como su reacción en función del diámetro. Ha comprobado que los hilos de 22 micrones de diámetro, sometidos a una carga de

(*) Angenheister. Zeitschrift für Geophysik. II Jahrgang Heft. I.

45 gramos trabajan,en la balanza, en perfectas condiciones.

Como a igualdad de las demás condiciones el coeficiente de torsión decrece en razón de la cuarta potencia del radio del hilo, adelgazando éste podremos aumentar la sensibilidad del aparato o disminuir sus dimensiones,conservándola invariable.

Cargando los hilos de 22 micrones de diámetro a la mitad de lo que pueden resistir (150 grs.) se obtiene una sensibilidad dos veces y media mayor y con hilos de 18 micrones, cuya carga máxima es de 93 grs., tres veces y media más que con los hilos más finos corrientes de platino e iridio de 30 micrones de diámetro, que soportan una carga de 75 gramos.

De cada hilo pende el brazo de su correspondiente balanza, formada por un tubo de aluminio de 40 cms. de longitud, unido rígidamente por su centro a una varilla vertical (figura 6) donde va fijo un espejito rectangular. En uno de los extremos del brazo, hay un contrapeso cilíndrico de oro de 30 grs. y en el opuesto, pende de un alambre de latón de 62 cms. de longitud otro contrapeso de latón, relleno de plomo, con igual peso.

Las balanzas oscilan en unas cámaras que se pueden descubrir levantando las tapas de cada envolvente: se las puede inmovilizar levantándolas contra el fondo superior. En esta posición deben permanecer siempre que se efectúe alguna manipulación, no dejándolas libres mas que cuando el aparato esté en funcionamiento automático.

Cada hilo de torsión está soldado por sus extremos a dos plaquitas que se fijan con tornillos a la cabeza de torsión por un lado y a la varilla vertical del balancín por el otro.

Las cabezas de torsión son susceptibles de moverse, según dos direcciones perpendiculares entre sí, en el pla-

no horizontal; pueden girar alrededor de un eje vertical y pueden elevarse o descender.

En la parte superior del cuerpo de las balanzas está colocado el aparato registrador, provisto de dos lámparas eléctricas (fig. 14) que envían su luz, por medio de prismas de reflexión total, a dos espejos planos regulables, llamados espejos de caballete por la forma de su montaje, uno de los cuales está designado con la letra *s* en la figura 16.

Los rayos luminosos reflejados en ese espejo, inciden en los colocados en el brazo de la balanza y en la envolvente más interna, después de atravesar una pequeña lente. Devueltos los rayos luminosos al espejo *s*, éste los envía a la placa fotográfica, donde quedan impresionados dos puntos. Para la otra balanza hay otro espejo análogo al *s*, que impresiona en la placa otros dos puntos, correspondientes al espejo de su varilla y al de un espejo termómetro, unido a una placa de cobre y hierro, curvada en ángulo recto.

Si las imágenes están bien corregidas, los cuatro puntos caen en línea recta y se les puede proyectar sobre una escala de cristal deslustrado, colocada lateralmente por medio de un espejo que permite interceptar la marcha de los rayos luminosos ascendentes.

La placa fotográfica de 6,5×9, está montada en un bastidor que se desplaza tres milímetros por hora, por medio de un mecanismo de relojería, con lo cual quedan separadas las líneas de puntos registradas de hora en hora.

Como elementos accesorios existen, en el cuerpo de las balanzas, dos niveles en ángulo recto, y una brújula que ajusta en una caja practicada sobre la cubierta de las balanzas, que sólo se pone para la orientación.

El reloj eléctrico enciende las luces durante el minuto

59-60, pasado el cual se apagan las lámparas y actúa sobre el electroimán que permite el movimiento acimutal del aparato. Uniendo los terminales $r_1$ y $r_2$, por medio de un puente, se obtiene la luz permanente en las lámparas eléctricas, que es necesaria para efectuar la corrección de las imágenes.

Por medio de tres cables de dos conductores, terminados por enchufes en sus dos extremos (fig. 17), se establecen las conexiones entre la batería, el reloj y la balanza, intercalando un pequeño cuadro, que sirve para unir o separar la primera de los demás circuitos.

Para efectuar una estación con la balanza, se elige una zona llana, al menos en unos metros, y si no existe se alisa y apisona el terreno que necesita la barraca de observación. En el centro se coloca un piquete, que sirve de señal, y otros más fuertes que servirán para asentar la placa de aluminio en que se apoya el aparato. Estos tres piquetes se colocan en sus posiciones por medio de una plantilla orientada por medio de una brújula, de modo que uno de ellos esté situado al N. V. del centro de la estación.

Sobre la placa mencionada se colocan los tejuelos que se corresponderán con las estacas, y sobre ellos se coloca la columna base de la balanza y su alidada acimutal, apretando el eje de giro, por medio del volante correspondiente.

Entonces se colocan los topes de detención necesarios y la parte superior de las balanzas, así como los tubos de los contrapesos, nivelándola con los tornillos de la base y orientándola al N. V. con la brújula.

Efectuada esta operación y colgados los contrapesos dentro de los tubos correspondientes, se establecen las conexiones eléctricas y se da cuerda a los mecanismos de

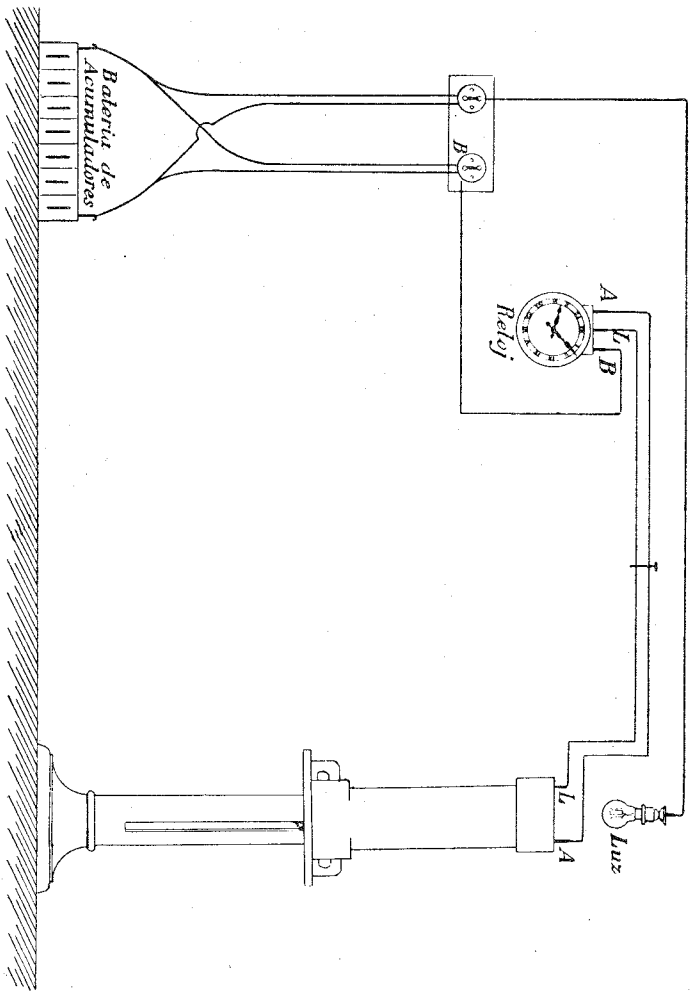



FIG. 17

relojería. Conviene advertir que las agujas del reloj eléctrico sólo deben girar en el sentido de la marcha, para que no se deteriore el mecanismo de los contactos.

Ya sólo queda comprobar si las imágenes de los filamentos luminosos caen en sus respectivas posiciones, o corregirlas en caso contrario.

Para ello se sueltan las balanzas, girando lentamente hacia la izquierda los mandos del mecanismo de retención teniendo cuidado en no permitir el retroceso rápido, que podría determinar la rotura de los hilos. Se enciende la luz permanente y se proyectan las imágenes sobre la escala lateral, girando el espejo hasta la palabra *Visual*, grabada en la caja. La escala está dividida en milímetros cada uno de los cuales representa dos unidades de su numeración. Los cuatro puntos deben caer en las divisiones 53-96-144 y 180, contando de derecha a izquierda (fig. 18).

FIG. 18

Si así no sucede, es preciso corregir las imágenes, moviendo los espejos. Es conveniente indicar cómo van montados los espejos de temperatura y punto de referencia para comprender la manera de efectuar las correcciones.

La figura 19 representa un corte del espejo $E$ y de su soporte $S$, por un plano perpendicular al primero. Ambos se unen por una articulación de rótula $B$ dos muelles antagonistas $M_1$ y $M_2$, y dos tornillos de regulación, $c_1$ y $c_2$, que pueden verse en la figura 20, el primero para el despla-

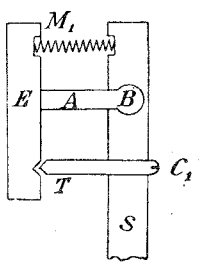



FIG. 19

zamiento vertical de la imagen y el segundo para el horizontal.

El eje de temperaturas y su soporte están unidos a una placa, $P$, de cobre y hierro (fig. 21) que se curva más o menos, según las variaciones de la temperatura, con los mismos detalles de regulación que el anteriormente descrito.

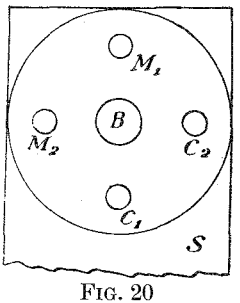


FIG. 20

Para corregir las imágenes por primera vez, después de colocar hilos nuevos, es conveniente poner una placa de cristal deslustrado en la parte superior del aparato, en la posición de la placa fotográfica.

Se quitan los objetivos de las lámparas y se obtienen cuatro imágenes, por ejemplo, las representadas en la figura 22.

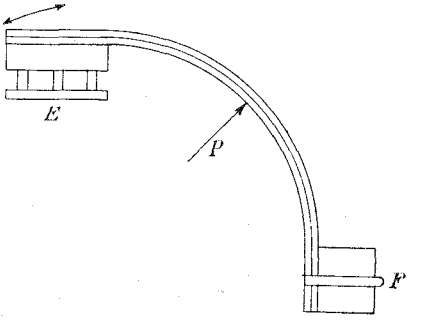


FIG. 21

Se empieza la corrección por la balanza $S_2$ situada a la derecha, mirando la escala desde el Norte, que se la deja libre, permaneciendo suspendida la $S_1$. Por medio del espejo de caballete se actúa sobre la imagen $S_2$, para que se aproximea la división 96. La $R$ también variará simultáneamente, por lo que después de afinar la posición de la $S_2$, se actúa sobre

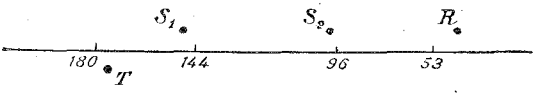


FIG. 22

los tornillos del espejo de referencia, para que $R$, quede en la división 53.

Se detiene el movimiento de la balanza $S_2$, se suelta la $S_1$, repitiendo la operación, antes explicada para las imágenes $S_1$ y $T_1$.

Una vez conseguido que las cuatro imágenes ocupen la posición que les corresponde, se observan sobre la escala del aparato. Se vuelven a colocar, para ello, los objetivos de las lámparas con sus diafragmas, empleando los del diámetro de una aguja fina de coser, se actúa sobre el espejo correspondiente y se espera una hora para que las balanzas alcancen la posición de reposo. Se afina la posición de las imágenes, hasta que ocupen sus respectivas posiciones.

Cuando las cuatro imágenes estén en línea recta y coincidiendo con las divisiones 53 y 180, las del espejo de referencia y de temperatura respectivamente, se actúa sobre los movimientos micrométricos de las cabezas de torsión, para llevar las imágenes $S_2$ y $S_1$, a las divisiones 96 y 144 de la escala, esperando una hora cada vez que se efectúe algún movimiento.

Para facilitar el sentido de la corrección debe tenerse presente, que cuando la imagen de una de las balazas deba desplazarse hacia las divisiones de numeración creciente de la escala, se aumentarán también las divisiones del tambor micrométrico correspondiente en la cabeza de torsión.

Para las pequeñas descorrecciones de las imágenes en el curso de un trabajo de observación, bastan generalmente dos o tres horas.

Antes de empezar a observar con el aparato, es preciso colocar los brazos de las balanzas paralelos a las paredes laterales de las cámaras de oscilación y a su altura media

(figura 23) que es de 25 milímetros. Además, sus extremos tienen que coincidir con los ejes de los tubos, donde están colocados los contrapesos.

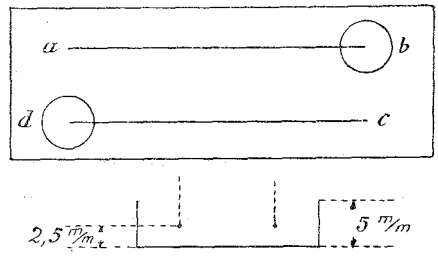



FIG. 23

Para ello se actúa sobre las cabezas de torsión dotadas de los cuatro movimientos que ya hemos mencionado y representados esquemáticamente en la fig. 24.

Una vez que tenemos las balanzas en perfectas condiciones de funcionamiento, queda sólo comprobar la nivelación y después el buen funcionamiento, para lo cual se pasa con la mano el minutero del reloj hasta el minuto 59. Se comprueba si se encienden las luces y si después de transcurrir un minuto se produce el giro de 120°, de la posición I a la II. Se repite la operación, para que la balanza gire a la posición III y ya en ella se prepara la placa fotográfica y se bajan las balazas que han estado suspendidas durante los movimientos.

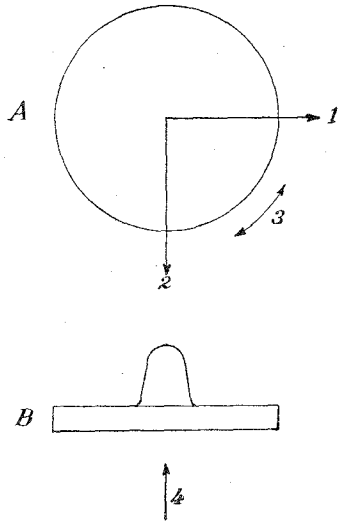



FIG. 24

Respecto a los diafragmas que se colocan en los objetivos de las lamparitas, la práctica de más de 250 estaciones, nos ha hecho ver que deben ser los mismos que se

emplearon en la corrección de imágenes y no otros más pequeños. Los puntos resultan mejor marcados en la placa fotográfica, sin error sensible para la medición, que se hace por las tangentes. Para distinguir los correspondientes a cada balanza, basta que los diafragmas no sean completamente iguales, sin necesidad de introducir resistencias en el circuito de las lámparas.

Se vuelve a pasar con la mano otra hora de reloj y el aparato quedará en la posición I, dispuesto a trabajar automáticamente.

Es de extraordinaria importancia, para simplificar el trabajo de la corrección de imágenes, que el cuerpo de las balanzas no se guarde en su embalaje, en el transporte de una a otra estación. Dicho cuerpo debe estar o funcionando en el aparato completo, o en unas parihuelas construídas *ad-hoc*, que se trasladan a mano, por medio de dos hombres, con todas las precauciones posibles para que no sufra trepidaciones.

Durante los viajes del aparato embalado, debe rellenarse el espacio hueco situado alrededor de las cabezas de torsión, con almohadillas que impidan toda clase de movimientos, para impedir que aquéllos se suelten, determinando la rotura de los hilos.

**13. Procedimiento de cálculo.**—Ya sabemos que el resultado de la observación efectuada con la balanza de Eötvös es una placa fotográfica con varias líneas de cuatro puntos que corresponden, en cada una de ellas, a los de referencia, a los de las dos balanzas y al de la temperatura (fig. 25).

Para medir las distancias en milímetros y décimas de milímetros, del primero a cada uno de los siguientes, se emplea una escala de cristal graduada en medios milíme-

tros, construída por Füss. Dentro de una caja de madera, cuya tapa superior está constituída por un cristal esmerilado, se coloca una lámpara eléctrica y sobre el cristal la placa en que se van a efectuar las mediciones. Encima de la placa se coloca la escala, de modo que la línea 0 sea tangente a los circulitos que corresponden a los puntos de referencia, observándose todas las medidas de la misma manera.

Si designamos por $n$ y $n'$ (fig. 25) las distancias que corresponden a los puntos de las balanzas $S_1$ y $S_2$, las distancias $n$ serán, en general, más grandes que las $n'$, pues-

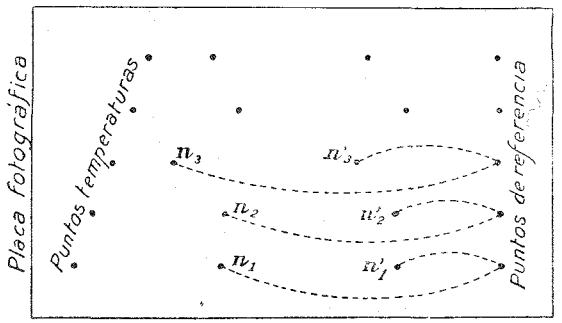



FIG. 25

to que colocado el observador al Norte del aparato, en su posición inicial, mirando hacia la escala, la balanza $S_2$, cae a su derecha y la $S_1$ a su izquierda.

Llamemos $n_0$ y $n'_0$ las distancias desconocidas que corresponden o la posición de ambas balanzas, sin torsión de los hilos.

$$n_0 = \frac{1}{3}(n_1+n_2+n_3),\ n'_0 = \frac{1}{3}(n'_1+n'_2+n'_3) \qquad (37)$$

Para los tres azimutes de 0°, 120° y 240°, en que colocamos las balanzas, llamemos, $n_1$, $n_2$, $n_3$, $n'_1$, $n'_2$, $n'_3$, los

correspondientes valores de $n$ y $n'$ y representemos sus diferencias por la letra $\Delta$.

$$\left.\begin{array}{ll} n_1 - n_0 = \Delta_1 & n'_1 - n_0 = \Delta'_1 \\ n_2 - n_0 = \Delta_2 & n'_2 - n_0 = \Delta'_2 \\ n_3 - n_0 = \Delta_3 & n'_3 - n_0 = \Delta'_3 \end{array}\right\} \begin{array}{l} \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 = o \\ \Delta'_1 + \Delta'_2 + \Delta'_3 = o \end{array} \qquad (38)$$

Hallemos los promedios de los valores de $\Delta_1$, $\Delta_2$, $\Delta_3$, $\Delta'_1$, $\Delta'_2$ y $\Delta'_3$, si como sucede muy frecuentemente, tenemos varias series de tres hileras de puntos y ya podemos calcular las fórmulas indicadas en el párrafo 7.

Puede suceder que haya que corregir las distancias $n$ y $n'$, a causa de la variación de la temperatura, durante el funcionamiento de la balanza. En general, puede prescindirse de esta corrección, pero conviene indicar la manera de efectuarla por si fuera necesario.

Para reducir los valores de $n$ y $n'$ a la temperatura inicial, hay que tener en cuenta que por cada grado de aumento o disminución que indica el termómetro bimetálico, el punto correspondiente en la escala se desplaza una división hacia la izquierda o hacia la derecha de su posición inicial situada en el trazo 180, o sea dos unidades. Si por ejemplo, la temperatura inicial en la posición I era de 15° y el punto correspondiente a la temperatura en la posición II, se ha desplazado 2,2 unidades, la variación de temperatura será

$$\frac{2.2}{2} = 1°,1$$

y la temperatura, en esa segunda posición será $15° - - 1°,1 = 13°,9$.

Los coeficientes térmicos de los hilos de torsión, o sean las correcciones que tienen que experimentar $n$ y $n'$ para la variación de un grado de temperatura, están dados por

la casa constructora. Supongamos que para la balanza $S_1$ sea de 0,50 unidades y de 0,60 para la $S_2$.

Otra sencilla proporción nos dará los valores finales de las correcciones por temperatura para $n$ y $n'$. Podremos decir: para 1° la corrección es de — 0,50 unidades, luego para 1°,1 será de — 0,55. En la segunda balanza la corrección de $n'$ será — 0,66.

El cálculo se dispone con arreglo al siguiente estado que corresponde a una placa obtenida en la estación n.° 1 de la investigación gravimétrica que hemos efectuado en la cuenca carbonífera de Villanueva de las Minas.

# INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

## Investigación gravimétrica en VILLANUEVA DE LAS MINAS

Estado A — Estación núm. 1

| ¿Estaba la burbuja en el índice al terminar la medición? Sí. Orientación..... N. M. | | Placa colocada a las 17 en la posición I<br>Revelada a la 1 en la posición III | | | Fecha 16-17 de Diciembre de 1927.<br>Declinación magnética =12° 20'<br>Balanza n.° 46 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BALANZA I | | | | HILO N.° | BALANZA II | | HILO N.° | TEMPERATURAS | |
| HORA | Posición | $n$ | $n_o$ | $\Delta$ | $n$ | $n_o$ | $\Delta$ | LECTURAS | GRADOS |
| 17 | I | 107,1 | | | 14,9 | | | | |
| 18 | II | 112,9 | 109,3 | $+3{,}6\Delta_2$ | 8,0 | 16,6 | $-8{,}6\Delta'_2$ | | |
| 19 | III | 108,0 | 109,4 | $-1{,}4\Delta_3$ | 27,0 | 16,7 | $+10{,}3\Delta'_3$ | | |
| 20 | I | 107,4 | 109,5 | $-2{,}1\Delta_1$ | 15,0 | 16,6 | $-1{,}6\Delta'_1$ | | |
| 21 | II | 113,0 | 109,6 | $+3{,}4\Delta_2$ | 7,9 | 16,7 | $-8{,}8\Delta'_2$ | | |
| 22 | III | 108,5 | 109,7 | $-1{,}2\Delta_3$ | 27,1 | 16,6 | $+10{,}5\Delta'_3$ | | |
| 23 | I | 107,6 | 109,7 | $-2{,}1\Delta_1$ | 14,9 | 16,6 | $-1{,}7\Delta'_1$ | | |
| 24 | II | 113,1 | 109,8 | $-3{,}3\Delta_2$ | 7,8 | 16,5 | $-8{,}7\Delta'_2$ | | |
| | III | 108,7 | | | 27,0 | | | | |

$\Delta_1 = -2{,}1$ $\quad \Delta'_1 = -1{,}7$ $\quad \Delta_2 = +3{,}4$ $\quad \Delta'_2 = -8{,}7$ $\quad \Delta_3 = -1{,}3$ $\quad \Delta'_3 = +10{,}4$

$$\left.\begin{array}{l}\Delta_2-\Delta_3=+4,7\\ \Delta_2+\Delta_3=+2,1\end{array}\right\}\ a=a' \qquad \left.\begin{array}{l}\Delta'_2-\Delta'_3=-19,1\\ \Delta'_2+\Delta'_3=+1,7\end{array}\right.$$

$$A=W_{xz}=+1,36 \quad \left[(\Delta_2-\Delta_3)-\tfrac{a}{a'}\ (\Delta'_2-\Delta'_3)\right]=+32,4$$

$$B=W_{yz}=+2,35 \quad \left[(\Delta_2+\Delta_3)-\tfrac{a}{a'}\ (\Delta'_2+\Delta'_3)\right]=+0,9$$

$$C=W_{\Delta}=-3,8 \quad \left[(\Delta_2-\Delta_3)+\tfrac{b}{b'}\ (\Delta'_2-\Delta'_3)\right]=+54,7$$

$$D=W_{xy}=-3,29 \quad \left[(\Delta_2+\Delta_3)+\tfrac{b}{b'}\ (\Delta'_2+\Delta'_3)\right]=-12,5$$

El cálculo de la acción del terreno se efectúa de la manera ya explicada con arreglo a los estados siguientes, el primero de los cuales corresponde a los datos de campo y el segundo a las diferencias de nivel.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

Estado B — Estación núm. 1

**Nivelación de la superficie.** **Densidad** =1,8

| | | Nivelación con reglón. Altura de la placa=20,5 centímetros | | | | | Nivelación con nivel. Altura del nivel 140 centímetros. | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Acimut | 0,60 mts. | 1 m. | 1,50 mts. | 2 mts. | 3 mts. | 5 mts. | 10 mts. | 20 mts. | 30 mts. | 40 mts. | 50 mts. | 70 mts. | 100 mts. |
| $h_1$ | N. | 19 | 18 | 16,5 | 15 | 14 | 138 | 119 | 94 | 75 | 60 | 55 | 45 | 15 |
| $h_2$ | NE. | 18 | 18 | 17 | 16 | 14 | 140 | 129 | 110 | 140 | 180 | 220 | 240 | 200 |
| $h_3$ | E. | 19 | 20 | 17 | 15 | 14 | 140 | 132 | 169 | 175 | 185 | 195 | 200 | 200 |
| $h_4$ | SE. | 21 | 21 | 20 | 21 | 18 | 141 | 147 | 169 | 175 | 175 | 175 | 175 | 175 |
| $h_5$ | S. | 22 | 24 | 26 | 28 | 29 | 155 | 161 | 195 | 205 | 220 | 170 | 175 | 175 |
| $h_6$ | SO. | 22 | 25 | 25 | 25 | 29 | 155 | 172 | 183 | 190 | 195 | 200 | 205 | 210 |
| $h_7$ | O. | 20 | 23 | 25 | 25 | 28 | 150 | 165 | 155 | 165 | 155 | 150 | 145 | 140 |
| $h_8$ | NO. | 20 | 21 | 20 | 21 | 18 | 141 | 137 | 116 | 95 | 70 | 40 | —10 | —40 |
| $h'_1$ | N. NE. | 20 | 18 | 17 | 14 | 12 | | | | | | | | |
| $h'_2$ | E. NE. | 19 | 19 | 18 | 14 | 8 | | | | | | | | |
| $h'_3$ | E. SE. | 20 | 20 | 21 | 18 | 18 | | | | | | | | |
| $h'_4$ | S. SE. | 22 | 21 | 24 | 24 | 25 | | | | | | | | |
| $h'_5$ | S. SO. | 23 | 25 | 29 | 27 | 31 | | | | | | | | |
| $h'_6$ | O. SO. | 22 | 25 | 26 | 26 | 29 | | | | | | | | |
| $h'_7$ | O. NO. | 22 | 22 | 25 | 25 | 25 | | | | | | | | |
| $h'_8$ | N. NO. | 19 | 19 | 19 | 18 | 15 | | | | | | | | |

# INSTITUTO GEOLÓGICO

## INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA

Estado C

**Diferencias**

| Nivelación con reglón. Altura de la placa =20,5 centímetros. | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Acimut | 0,60 metros | 1,00 metros | 1,50 metros | 2,00 metros | 3,00 metros |
| $h_1$ | N. | +1,5 | +2,5 | +4 | +5,5 | +6,5 |
| $h_2$ | NE. | +2,5 | +2,5 | +3,5 | +4,5 | +6,5 |
| $h_3$ | E. | +1,5 | +0,5 | +3,5 | +5,5 | +6,5 |
| $h_4$ | SE. | —0,5 | —0,5 | +0,5 | —0,5 | +2,5 |
| $h_5$ | S. | —1,5 | —3,5 | —5,5 | —7,5 | —8,5 |
| $h_6$ | SO. | —1,5 | —4,5 | —4,5 | —4,5 | —8,5 |
| $h_7$ | O. | +0,5 | —2,5 | —4,5 | —4,5 | —7,5 |
| $h_8$ | NO. | +0,5 | —0,5 | +0,5 | —0,5 | +2,5 |
| $h'_1$ | NNE. | +0,5 | +2,5 | +3,5 | —6,5 | +8,5 |
| $h'_2$ | ENE. | +1,5 | +1,5 | +2,5 | +6,5 | +12,5 |
| $h'_3$ | ESE. | +0,5 | +0,5 | +0,5 | +2,5 | +2,5 |
| $h'_4$ | SSE. | —1,5 | —0,5 | —3,5 | —3,5 | —4,5 |
| $h'_5$ | SSO. | —2,5 | —4,5 | —8,5 | —6,5 | —10,5 |
| $h'_6$ | OSO. | —1,5 | —4,5 | —5,5 | —5,5 | —8,5 |
| $h'_7$ | ONO. | —1,5 | —1,5 | —4,5 | —4,5 | —4,5 |
| $h'_8$ | NNO. | +1,5 | +1,5 | +1,5 | +2,5 | +5,5 |

# Y MINERO DE ESPAÑA

EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

Estación núm. 1

**de nivel**

| Nivelación con nivel. Altura del nivel 140 centímetros. | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5 mts. | 10 mts. | 20 mts. | 30 mts. | 40 mts. | 50 mts. | 70 mts. | 100 mts. |
| +2 | +21 | +46 | +65 | +80 | +85 | +95 | +125 |
| 0 | +11 | +30 | 0 | —40 | —80 | —100 | —60 |
| 0 | +8 | +29 | —35 | —45 | —55 | —60 | —60 |
| —1 | —7 | —29 | —35 | —35 | —35 | —35 | —35 |
| —15 | —24 | —55 | —65 | —80 | —30 | —35 | —35 |
| —15 | —32 | —43 | —50 | —55 | —60 | —65 | —70 |
| —10 | —25 | —15 | —25 | —15 | —10 | —5 | 0 |
| —1 | +3 | +24 | +45 | +70 | +100 | +150 | +180 |

# INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

## INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

### Cálculo de $W'_{xz}$ y $W'_{yz}$

Estado D — Estación núm. 1

| | 60 cm. | 1 m. | 1,50 m. | 2 m. | 3 m. | 5 m. | 10 m. | 20 m. | 30 m. | 40 m. | 50 m. | 70 m. | 100 m. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $h_2-h_6$ | +4 | +7 | +8 | +9 | +15 | +15 | +43 | +73 | +50 | +15 | —20 | —35 | +10 |
| $h_4-h_8$ | —1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | — 53 | —80 | —105 | —135 | —185 | —215 |

| | $h_2-h_6-(h_4+h_8)$ | ×0,707 | $h_1-h_5$ | Σ | | + | — | SUMAS |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,60 m. | +5 | +3,5 | +3 | +6,5 | 0,25 | | | |
| 1,00 m. | +7 | +4,9 | +6 | +10,9 | 0,25 | | | |
| 1,50 m. | +8 | +5,6 | +9,5 | +15,1 | 0,25 | 8,1 | | +13,2 |
| 2,00 m. | +9 | +6,4 | +13 | +19,4 | 0,13 | 2,5 | | |
| 3 m. | +15 | +10,5 | +15 | +25,5 | 0,10 | 2,6 | | |
| 5 m. | +15 | +10,5 | +17 | +27,5 | 0,0746 | 2,0 | | |
| 10 m. | +53 | +37,1 | +42 | +79,1 | 0,027 | 2,1 | | +5,9 |
| 20 m. | +126 | +88,2 | +101 | +189,2 | 0,006 | 1,2 | | |
| 30 m. | +130 | +91,0 | +130 | +271,0 | 0,0016 | 0,3 | | |
| 40 m. | +120 | +86,0 | +160 | +244,0 | 0,0007 | 0,1 | | |
| 50 m. | +115 | +80,5 | +115 | +195,5 | 0,0004 | 0,1 | | |
| 70 m. | +150 | +105,0 | +130 | +235,0 | 0,0003 | 0,1 | | |
| 100 m. | +225 | +157,5 | +60 | +317,5 | 0,00017 | » | | |

| $h_2-h_6+$ $+(h_4+h_8)$ | $\times$ 0.707 | $h_3-h_7$ | $\Sigma$ | | + | − | Sumas |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| +3 | +2,1 | +1 | +3,1 | 0,25 | | | |
| +7 | +4,9 | +3 | +7,9 | 0,25 | | | |
| +8 | +5,6 | +8 | +13,6 | 0,25 | 6,2 | | |
| +9 | +6 | +10 | +16,4 | 0,13 | 2,1 | | +10,7 |
| +15 | +10,5 | +14 | +24,5 | 0,10 | 2,4 | | |
| +15 | +10,5 | +10 | +20,5 | 0,0746 | 1,5 | | |
| +33 | +23,1 | +33 | +56,1 | 0,027 | 1,5 | | |
| +20 | +14,0 | +14 | 0 | 0,006 | | | |
| −30 | −21,0 | −10 | −31,0 | 0,0016 | | | |
| −90 | −63,0 | −30 | −93,0 | 0,0007 | | 0,1 | +2,7 |
| −155 | −108,5 | −45 | −153,5 | 0,0004 | | 0,1 | |
| −220 | −154,0 | −55 | −209,0 | 0,0003 | | 0,1 | |
| −205 | −143,05 | −60 | −203,5 | 0,0017 | | | |

| | 0,60 mts. | 1 mts. | 1,50 mts. | 2 mts. | 3 mts. |
|---|---|---|---|---|---|
| $h'_2-h'_6$ | +3 | +6 | +8 | +12 | +21 |
| $h'_4-h'_8$ | −3 | −2 | −5 | −6 | −10 |

| | $(h'_2-h'_6)-$ $-(h'_4+h'_8)$ | $\times$ 0,707 | $h'_1-h'_5$ | $\Sigma$ | $\alpha$ | + | − | S |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,60 mts. | +6 | +4,2 | +3 | +7,2 | 0,25 | | | |
| 1,00 mts. | +8 | +5,6 | +7 | +12,6 | 0,25 | | | |
| 1,50 mts. | +13 | +9,2 | +12 | +21,2 | 0,25 | +10.2 | | |
| 2,00 mts. | +18 | +12,6 | +13 | +25,6 | 0,13 | 3.3 | | +17.8 |
| 3,00 mts. | +31 | +23,7 | +19 | +42,7 | 0,10 | 4.3 | | |

$W'_{xz}=(+13,6+5,9).\ +0,9=+17,5$

| | $h'_2-h'_6+$ $+(h'_4+h'_8)$ | $\times 0.707$ | $h'_3-h'_5$ | $\varepsilon$ | $b$ | + | — | S |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,60 mts. | 0 | 0 | +2 | +2, | 0,25 | | | |
| 1,00 mts. | +4 | +2,8 | +2 | +4, | 0,25 | | | |
| 1,50 mts. | +3 | +2,1 | +4 | +6, | 0,25 | +3,2 | | |
| 2,00 mts. | +6 | +4,2 | +7 | +11,2 | 0,13 | 1,5 | | +6,2 |
| 3,00 mts. | +11 | +7,9 | +7 | +14,8 | 0,10 | 1,5 | | |

$$W'_{yz}=(+\,11.5+2.7).\ 0.9=+\,12.9$$

Según vemos en el estado D, se calculan primeramente los términos de $W_{xz}$ y de $W_{yz}$ para las distancias de 0,60

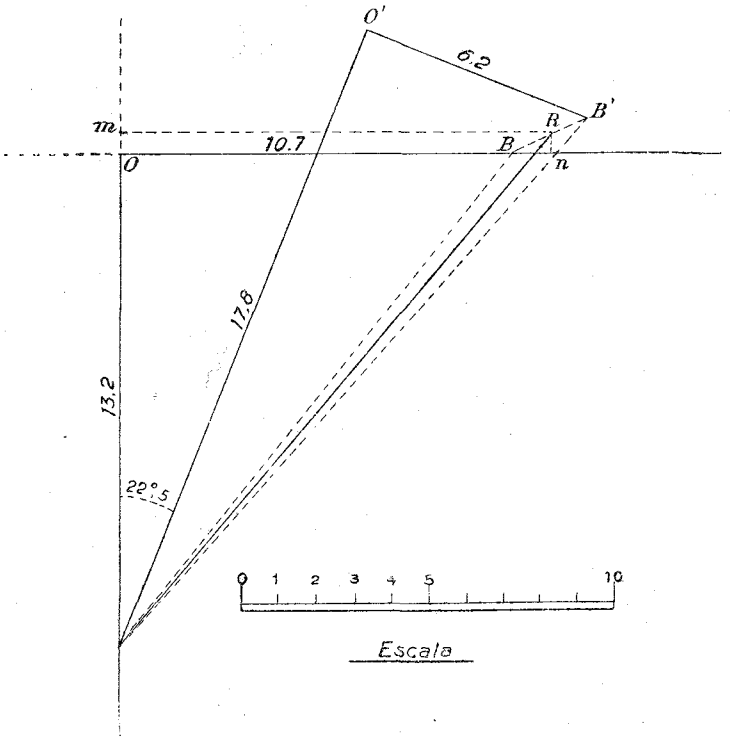



FIG. 26

metros a 100 metros y después los que correspondén a las

distancias de 0,60 metros a 3,00 metros, cuyas direcciones difieren 22° 5' de las anteriores. Por esta razón, no es posible tomar el promedio de los valores obtenidos de 0,60 a 3,00 metros en los dos casos. El procedimiento que se emplea, que aclaremos con el ejemplo citado, es el siguiente:

En un sistema de ejes rectangulares *O A B* (fig. 26) se toma desde el origen hacia abajo la distancia *O A*=13,2, que corresponde al primer caso, según la primera parte del estado D y hacia la derecha, la distancia *O B*=10,7 calculada también en él. Se obtiene así la resultante *A B*.

A partir del grupo *A*, trazamos una línea *A O'*, que forma un ángulo de 22° 5' con la *A O* y en ella tomamos la distancia *A O'*=17,8 obtenida en el segundo caso. Perpendicularmente a ella trazamos la recta *O' B'*=6,2 correspondiente también al mismo, obteniendo la resultante *AB'*.

La linea *A R*, representa la resultante total. Sus coordenadas *A m*=13,6 y *O n*=11,6 son los valores buscados.

# INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

## Investigación gravimétrica en VILLANUEVA DE LAS MINAS

Estado E — Cálculo de $W'_{\Delta}$ y $W'_{xy}$ — Estación núm. 1

| | $h_1-h_3$ | $h_5-h_7$ | $\Sigma$ | | + | − |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,60 ms. | 0 | −2,0 | −2,0 | 0 | | |
| 1,00 ms. | +2 | −1 | +1,0 | +25 | | |
| 1,50 ms. | +0,5 | −1 | −0,5 | +0,25 | | |
| 2,00 ms. | 0 | −3 | −3,0 | +0,25 | | |
| 3,00 ms. | 0 | −1 | −1,0 | +0,25 | +0,9 | |
| 5,00 ms. | +2 | −5 | −3,0 | +0,3 | +0,9 | |
| 10 ms. | +13 | +4 | +17,0 | +0,2 | | 3,4 |
| 20 ms. | +75 | −40 | +35,0 | +0,1 | | 3,5 |
| 30 ms. | +100 | −40 | +60,0 | +0,35 | | 2,0 |
| 40 ms. | +125 | −65 | +60,0 | +0,02 | | 1 |
| 50 ms. | +140 | −20 | +120,0 | +0,017 | | 2,0 |
| 70 ms. | +155 | −30 | +125,0 | +0,015 | | 1,9 |
| 100 ms. | +185 | −35 | +150,0 | −0,015 | | 2,3 |
| | | | SUMAS..... | | −1,8 | −16,2 |

| | $h_2-h_4$ | $h_6-h_8$ | $\Sigma$ | $\times$ | + | − |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,60 ms. | +3 | −2 | +1,0 | 0 | | |
| 1,00 ms. | +3 | −4 | −1,0 | +0,25 | | |
| 1,50 ms. | +3 | −5 | −2,0 | +0,25 | | |
| 2,00 ms. | +5 | −4 | +1,0 | +0,25 | | |
| 3,00 ms. | +4 | −11 | −7,0 | +0,25 | | 2,2 |
| 5,00 ms. | +1 | −14 | −13,0 | 0,3 | | 3,9 |
| 10 ms. | +18 | −35 | −17,0 | 0,2 | | 3,4 |
| 20 ms. | +59 | −67 | −8,0 | 0,1 | | 0,8 |
| 30 ms. | +35 | −95 | −60,0 | 0,035 | | 2,0 |
| 40 ms. | − 5 | +125 | −130,2 | 0,02 | | 2,5 |
| 50 ms. | −45 | −160 | −205,0 | 0,017 | | 3,5 |
| 70 ms. | −65 | −215 | −280,0 | 0,015 | | 4,3 |
| 100 ms. | −25 | −250 | −275,0 | 0,015 | | 4,2 |
| | | | | SUMAS..... | | −26,8 |

$W'\Delta = -14{,}4 \times 0{,}9 = -13{,}0$

$W'_{xy} = -26{,}8.0.45 = -12.0$

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

Estado F RESUMEN Estación núm. 1

| | Valores observados | Valores normales | Valores corregidos | Acción del terreno | Valores topográficos | $R$ | $\lambda$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $W_{xz}$ | +32,4 | +7,7 | +24,7 | +17,5 | + 7,2 | | |
| $W_{yz}$ | + 0,9 | +1,7 | — 0,8 | +12,9 | —13,7 | 61,7 | 89°10 |
| $W\Delta$ | +54,7 | +6,0 | +48,7 | —13,0 | +61,7 | | |
| $W_{xy}$ | —12,5 | —1,4 | —11,1 | —12,0 | + 0,9 | | |

**Cálculo de $R$ y $\lambda$**

$$\begin{aligned} log\ 2\ W_{xy} &= 0{,}25527 \\ log\ W_\Delta &= 1{,}79029 \\ log\ tang\ 2\lambda &= 0{,}46498-2 \\ 2\lambda &= 178^\circ - 20' \\ \lambda &= 89^\circ - 10' \end{aligned}$$

Signos: $tang \ldots -$, $cos \ldots . -$

$$\begin{aligned} log\ W_\Delta &= 1{,}79029 \\ log\ cos\ 2\lambda &= 1{,}99982 \\ log\ R &= 1{,}79047 \\ R &= 61{,}7 \end{aligned}$$

## Representación gráfica

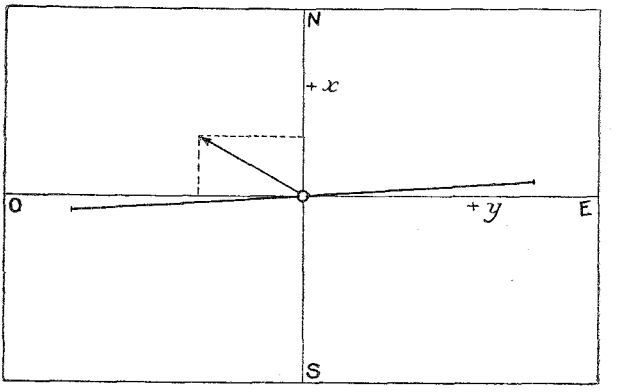



FIG. 27

**14. Determinación de las constantes instrumentales.**—Hemos visto en los párrafos anteriores, que los valores de las incógnitas están en función de las cantidades $a$, $a'$, $b$ y $b'$, que dependen de las constantes instrumentales. El constructor suministra sus valores al entregar el aparato, pero el momento de inercia $K$ de cada balanza y los coeficientes de torsión de los hilos, se determinan por procedimientos especiales, de los que conviene hablemos brevemente.

Para determinar el momento de inercia de cada una de las balanzas, se emplea otra auxiliar cuyo hilo es de latón y su coeficiente de torsión $\tau_0$ es perfectamente conocido.

Se suspende la balanza objeto de la determinación, del hilo de latón de la auxiliar y se mide la duración de la oscilación $t$ por medio de un anteojo provisto de escala. Se repite la operación varias veces, para obtener los promedios, y se halla $K$ por la fórmula

$$K = \frac{t^2}{\pi^2} \cdot \tau_o \qquad (39)$$

Para determinar el coeficiente de torsión de una balanza, se sujeta la otra y se da luz permanente. Transcurrida una hora, adquirirá su posición de equilibrio y el rayo luminoso registrará en la placa una línea recta $a$. Fig. 28.

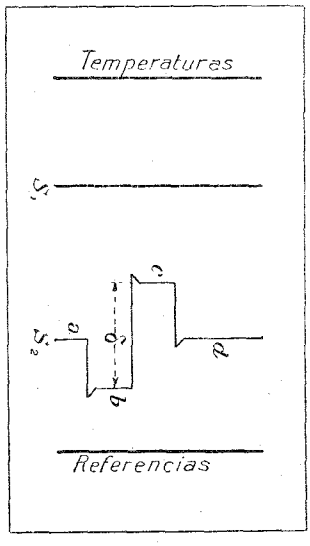


FIG. 28

Por medio de un soporte especial de madera se coloca una esfera de plomo, de una masa de 12 kilogramos próximamente, de modo que su centro esté en el plano vertical que pasa por el brazo de la balanza y a altura del contrapeso inferior. Figura 29.

La distancia entre el eje del contrapeso y el centro de la esfera no debe ser mayor de 12 centímetros. La balanza empezará a oscilar por la influencia de esta masa y cuando pasada otra hora recobre la posición de equilibrio, el rayo luminoso señalará en la placa la línea $b$, paralela a $a$, y cuya distancia dará la desviación debida a la masa de plomo. Después se traslada ésta a la posición simétrica del otro lado de la balanza, de modo que también se cumplan las condiciones anteriores.

Cuando la balanza recobre de nuevo su posición de equilibrio, el rayo luminoso marcará la línea $c$, paralela a la $b$. Si designamos con $\delta$ la distancia entre ambas, el coeficiente de torsión $\tau$, se calcula por la fórmula:

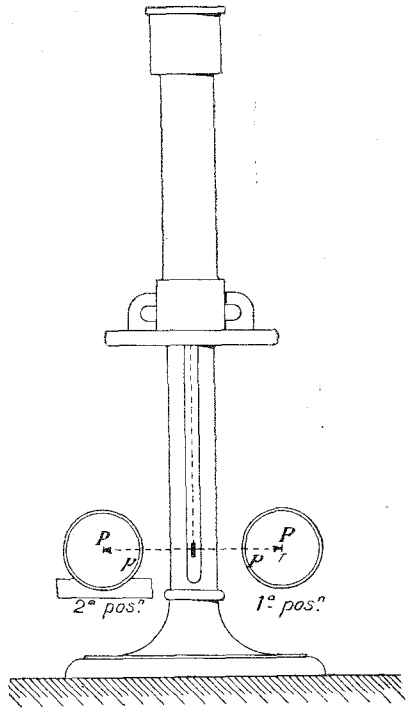


FIG. 29

$$\tau = \frac{4 f D M . m}{\delta \rho^2} \frac{l}{\sqrt{1+\frac{\lambda}{4\rho^2}}} \qquad (40)$$

En ella $D, l$ y $m$, tienen la significación que ya conocemos; $f$ es la constante de la gravitación ($f = 66{,}3 . 10^9$ C.G.S.); $M$ la masa de la esfera de plomo; $\rho$, la distancia del eje del contrapeso al centro de la esfera y $\lambda$ la longitud del contrapeso.

Por un procedimiento análogo se determina el coeficiente torsión de la otra balanza.

**15. Diversos tipos de balanza de torsión.**—Recordando la fórmula general **(26)** del párrafo 8:

$$\frac{n-n_0}{2D} = \varphi = \left(\frac{d^2 W}{dy^2} - \frac{d^2 W}{dx^2}\right) \frac{K}{\tau} \frac{sen\ 2\alpha}{2} + \frac{d^2 W}{dx dy} \frac{K}{\tau} cos\ 2\alpha + \\ + \frac{hlm}{\tau}\left(\frac{d^2 W}{dy\, dz} cos\ \alpha - \frac{d^2 W}{dx\, dz} sen\ \alpha\right) \qquad (26)$$

podemos observar que los términos de curvatura están

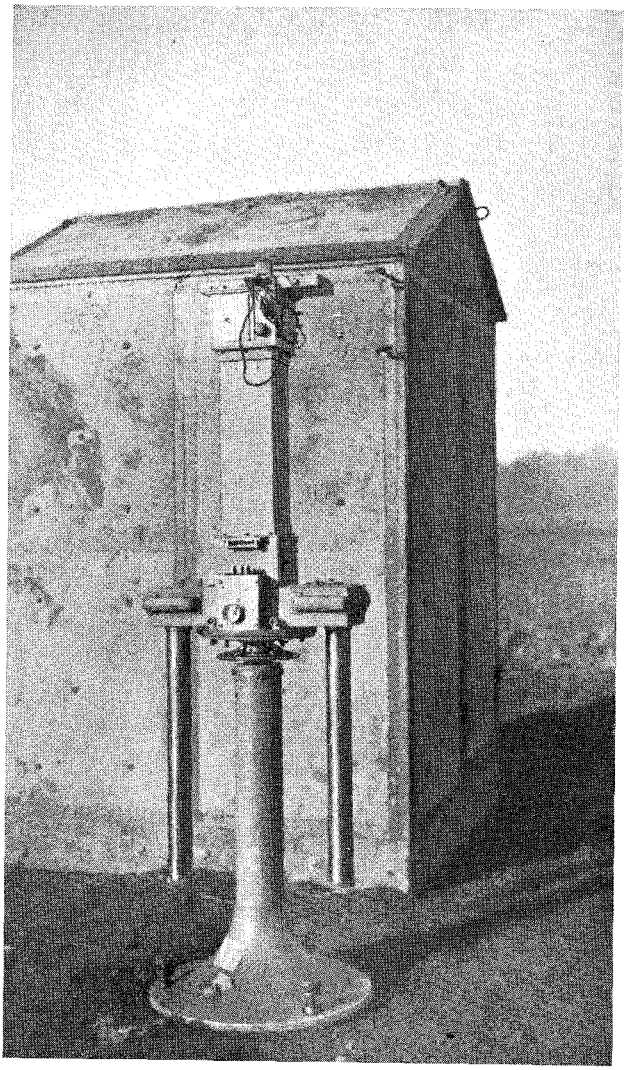


FIG. 30

multiplicados por $\frac{K}{\tau}$ y los correspondientes a los gradientes por $\frac{hlm}{\tau}$. Por poco que disminuyan $h$, $l$ o $m$, disminuirá rápidamente la sensibilidad de la balanza.

Para reducir las dimensiones, sin disminuir la sensibilidad será preciso disminuir $\tau$, para lo cual ya hemos dicho que basta trabajar con hilos más finos. También se han ideado disposiciones que conservan los valores de las magnitudes antes citadas y que reducen, sin embargo, el tamaño y peso total del aparato.

*a).—Balanza de "Exploration".*—Es completamente análoga a la que hemos descrito, con la única diferencia de que el reloj eléctrico de contactos está colocado en el cuerpo de las balanzas, como contrapeso del aparato de relojería, que sirve para el movimiento azimutal. Figura 30.

*b).—Balanza pequeña de Schweydar* (*).—La dificultad de emplear un hilo demasiado fino se ha salvado disponiendo uno de los contrapesos en la parte superior y otro en la inferior del brazo de la balanza, que es un fleje en forma de *Z* tendida, y al que dichos pesos van unidos rígidamente. De este modo se traslada el centro de gravedad de la balanza a su brazo, lo que tiene la ventaja de que el instrumento se reduce considerablemente. Conservando una longitud del brazo de 40 centímetros y la del hilo de suspensión de 28, el diámetro de éste apenas necesita reducción para que el aparato conserve la misma sensibilidad que en los grandes modelos.

---

(*) W. Schweydar. Eine neue Forme der Drehwage. Zeitschrift für Geophysik. Heft 4.-1920.

V. Inglada.—Los procedimientos geofísicos de prospección. Ingeniería y construcción.-Junio 1928.

La altura total del instrumento (fig. 31) es de 1,20 metros, lo que no impide que el centro de gravedad siga teniendo la de 70 centímetros, como el modelo grande. El hilo de suspensión tiene un diámetro de 34 micrones. Los contrapesos son de 21,5 gramos y distan, respectivamente del brazo, el inferior 18 y el superior 22,3 centímetros. El momento de inercia es de 19.800.

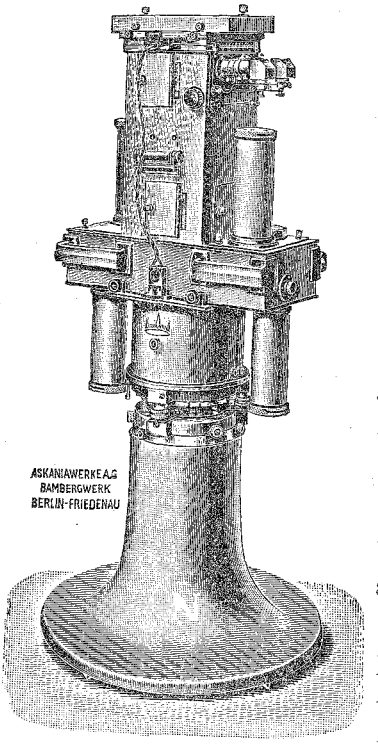



FIG. 31

El sistema óptico registrador es análogo al del modelo grande y la sensibilidad para los gradientes es 0,70, o sea 1,5 unidades del noveno orden decimal y para la curvatura es algo mayor que en aquél.

Las oscilaciones de la balanza duran de 30 a 35 minutos, por lo que cada cuarenta se puede hacer la observación en un acimut y en dos horas la de una estación. Sin embargo, es conveniente que por lo menos haya cuatro series de puntos en la placa, para cerciorarse de su bondad.

Los diversos detalles de construcción pueden verse en el corte representado en la figura 32.

Hemos tenido ocasión de efectuar 63 estaciones gravimétricas con este modelo, en los trabajos que bajo mi inspección se han realizado en la cuenca carbonífera de Villanueva de las Minas. Las citadas estaciones se habían

observado previamente con el aparato grande, siendo los resultados casi idénticos.

El aparato se traslada de una estación a otra en unas

1 Escala.
2 Espejo.
3 Lámpara y portalámpara.
4 Resistencia.
5 Hilo de platino.
6 Espejo de caballete.
7 Brújula.
8 Mecanismo de contacto.
9 Peso suspendido.
10 Dispositivo de parada para 9.
11 Palanca de fijación.
12 Tope.
13 Columna desmontable.
14 Corona dentada.
15 Accionamiento.
16 Caperuza de protección.
17 Parada.
18 Asa.
19 Palanca de balanza.
20 Espejo de palanca de balanza.
21 Espejo fijo.
22 Peso superior.
23 Nivel tubular.
24 Tornillo de presión.
25 Tornillo de ajuste.
26 Micrómetro.
27 Palanca de fijación.
28 Tornillo.
29 Cabeza de torsión.
30 Tornillo de apriete.
31 Chasis con accionamiento de ídem.

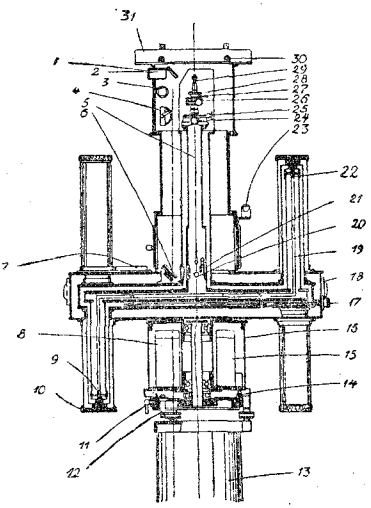


FIG. 32

angarillas, separándole de su peana. La barraca de observación puede trasladarse montada, con lo que se ahorra un tiempo considerable.

*c).—Balanza Haalck* (*) —Las observaciones pueden disponerse de tal manera que se obtengan los gradientes in-

(*) Haalck. Ein neuer Drehwage typus. Zeitschriff für Geophysik. Heft 7-1926. Publicado por V. Inglada. Ingeniería y Construcción. Junio de 1928.

dependientemente de las curvaturas. Llamando, para abreviar:

$$a = \frac{Dk}{\tau} \; y \; b = \frac{2\,D\,h.\,l.\,m.}{\tau}$$

la fórmula fundamental de la balanza, en el acimut $\alpha$, puede escribirse bajo la forma:

$$n - n_0 = a\left(\frac{d^2\,W}{d\,y^2} - \frac{d^2\,W}{d\,x^2}\right) sen 2\alpha + 2a\frac{d^2\,W}{dx\,dy}\cos 2\alpha - b\frac{d^2\,W}{dx\,dz}\,sen\,\alpha + \\ + b\frac{d^2\,W}{dy\,dz}\cos\alpha \qquad (41)$$

Si se hacen dos observaciones en los acimutes $\alpha = 0$ y $\alpha = 180^\circ$ y designamos las lecturas correspondientes por $n$ y $n'$ se tiene:

$$\frac{d^2 W}{dy\,dz} = W_{yz} = \frac{n - n'}{2\,b}$$

es decir, que obtenemos la componente horizontal del gradiente, perpendicular al plano de observación; luego si disponemos dos balanzas cuyos brazos formen un ángulo de 90°, la observación en dos acimutes opuestos servirá para determinar completamente la dirección y magnitud del gradiente horizontal.

Esta disposición, ideada por Haalck, ofrece especiales ventajas en la práctica, donde se buscan las perturbaciones de carácter local y entonces conviene aumentar el número de determinaciones del gradiente, prescindiendo de las que dan las curvaturas. Claro es que este aparato sirve también para determinar las curvaturas, siempre que se haga la observación en un tercer acimut.

La figura 33 representa el esquema de este aparato, construído en los talleres de la casa «EXPLORATION».

El brazo es en doble ángulo recto y en sus extremos

van los contrapesos $P_1$ (superior) y $P_2$ (inferior). El hilo de suspensión se une a una pieza lateral, $O$, disposición que ofrece la ventaja de que el eje y el hilo de suspensión van en el interior de un mismo tubo, lo que reduce considerablemente las dimensiones del aparato. Las lecturas se hacen con un anteojo autocolimador y una lamparita eléctrica que ilumina la escala. El instrumento se preserva de los cambios bruscos de temperatura, por medio de una capa de corcho de 10 centímetros de espesor, interpuesta, sin uniones metálicas, entre el tubo que contiene el eje y el hilo de suspensión y la caja del mismo.

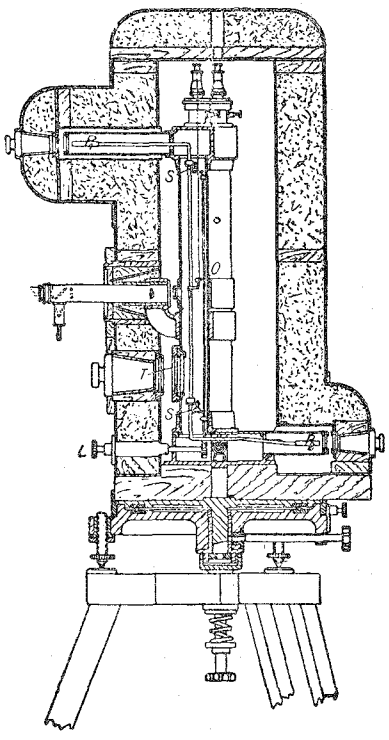


FIG. 33

Su sensibilidad es del mismo orden que la de los que hemos descrito precedentemente. La distancia horizontal y vertical entre los contrapesos es, respectivamente, de 38 y 50 centímetros. El hilo de suspensión tiene 35 centímetros de largo y 40 micrones de diámetro. Los contrapesos son de 30 gramos. El centro de gravedad está a una altura de 90 centímetros; la total del aparato es de 1,20 metros y su peso de 60 kilogramos.

El tiempo necesario para alcanzar las balanzas la posi-

ción de reposo es de 30 a 40 minutos, de modo que una estación de gradiente puede hacerse en hora y media.

El aparato se transporta de una estación a otra, sin desmontarlo, lo que hace su manejo muy expedito en el campo.

*d).—Balanza de Haff.*—La casa constructora de este nombre ha presentado en el mercado otro modelo de balanza de torsión portátil, que reune extraordinarias simplificaciones. En su esencia, el aparato es análogo al modelo primitivo con balancín horizontal, en uno de cuyos extremos hay un contrapeso y en el opuesto cuelga el otro de un hilo de latón (fig. 34). La altura total del aparato es sólo de 80 centímetros y su peso es de 11,5 kilogramos. Para conservar la sensibilidad para los gradientes, los hilos son finísimos, de platino-iridio, con un diámetro de 15 micrones. También posee otros hilos de recambio de 20 micrones. Con los primeros las balanzas emplean una hora en alcanzar la posición de reposo y con los segundos 30 minutos.

Mencionaremos brevemente los principales detalles de construcción de este aparato.

Se han suprimido, en él, los topes de detención correspondientes a los distintos acimutes, en que deben pararse las balanzas, sustituyéndolos por tres anillos desplazables en un tubo, que se colocan fácilmente en las posiciones deseadas.

Además del registro fotográfico automático, se pueden efectuar las lecturas, con precisión, por medio de una escala y de un microscopio.

La iluminación se efectúa por una batería seca de bolsillo, colocada en el interior del mecanismo de relojería, que acciona el movimiento o por un acumulador cuyo enchufe de contacto se ve en la fig. 34.

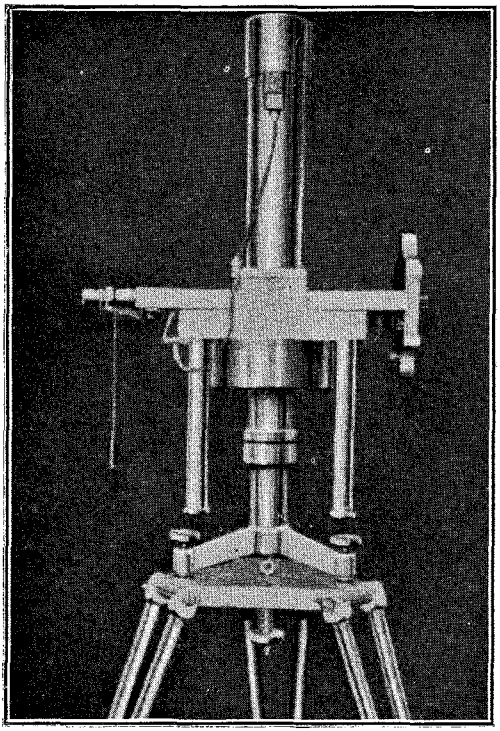


FIG. 34

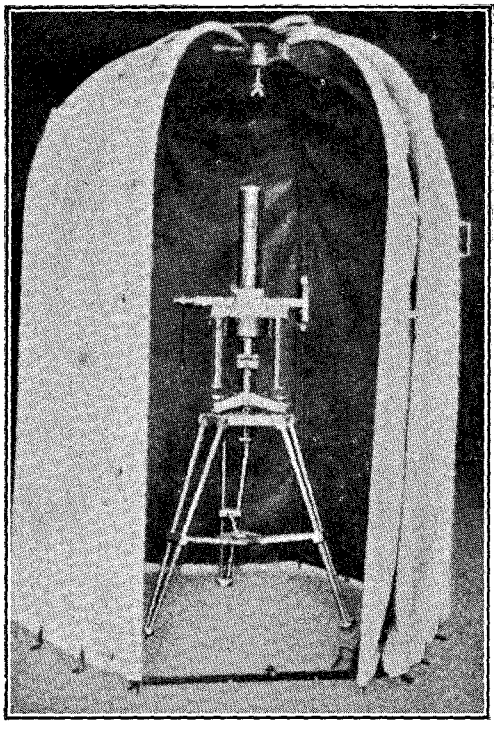


FIG. 35

Por razones de simetría de masa, la cámara fotográfica está colocada diametralmente opuesta al anteojo y en lugar de marcarse los puntos de referencia por procedimiento óptico, se emplea una palanquita que marca en la placa un trazo muy fino, consiguiéndose así un gran aumento de precisión al efectuar las medidas con la escala de Fuess.

El reloj de contactos y el mecanismo motor están colocados simétricamente debajo de la caja de las balanzas. A cada hora se cierran los contactos por procedimiento mecánico (no magnético) y se produce el movimiento suave de las balanzas hasta el acimut siguiente.

La temperatura se registra por un termómetro bimetálico provisto de espejo, como en los modelos anteriores.

Los mecanismos de retención de las balanzas y de los contrapesos son cómodos y seguros.

El aparato se monta en una tienda de lona, de sección exagonal, de dos metros de diámetro y 1,90 metros de altura, que se pliega sobre sí misma, por medio de ligeros bastidores de forma apropiada (fig. 35) y que sólo pesa en total 42 kilogramos.

El modelo descrito está hecho con aluminio duro; también se hacen de latón en cuyo caso pesa 28,5 kilogramos.

*e).—Otros modelos.*—Con el objeto de disminuir la duración de las observaciones, Nikiforof, ha amortiguado fuertemente las balanzas, llegando hasta el límite de la aperiocididad. Hecker ha ideado otra disposición, que consiste en utilizar en el mismo instrumento, dos dobles balanzas de Eötvös, cuyos ejes forman un ángulo de 60°, sin que hasta la fecha conozcamos los resultados que haya dado en la práctica.

# CAPÍTULO IV

## LA INTERPRETACIÓN DE LAS OBSERVACIONES EFECTUADAS CON LA BALANZA DE TORSIÓN

**16. Influencia en los gradientes y magnitudes de curvatura de la separación horizontal y vertical de los contrapesos de la balanza.**—El efecto de la gravedad en la balanza de Eötvös consta de dos partes. Una de ellas debida a la separación horizontal de los contrapesos y otra a la vertical.

Para estudiar la primera, supongamos, (fig. 6), que la masa $m'$ está colocada en el extremo del balancín, en la posición $m''$. Las fuerzas gravíficas que actúan en $m'$ y $m''$ no estarán en general en el plano determinado por la varilla y el hilo de suspensión y podrán dividirse en dos componentes. Una vertical, contenida en ese plano, y otra horizontal. Las dos verticales darán una resultante que se equilibrará con la resistencia del hilo de suspensión y las segundas un par de giro, que producirá el movimiento angular del brazo. Suponiendo que la superficie de nivel que pasa por el centro de gravedad

de la balanza es cóncava hacia arriba, como sucede en el caso de un sinclinal (fig. 36), los valores de la gravedad en *m* y m'' serán divergentes y sus componentes horizontales, como se ve en la proyeción horizontal correspondiente de la misma figura, irán dirigidas hacia afuera.

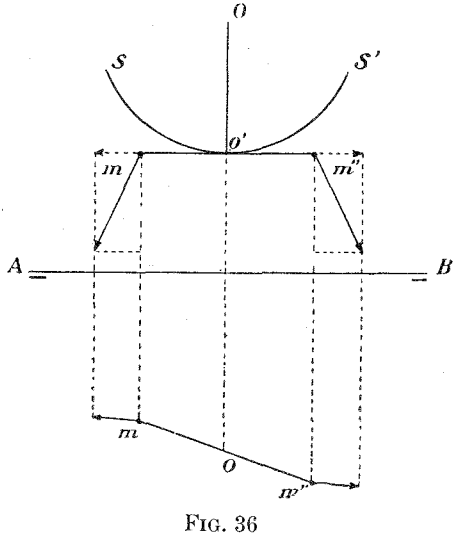



FIG. 36

Si la superficie de nivel considerada fuese convexa hacia arriba, como en el caso de la figura 37, las componentes horizontales de la gravedad irán dirigidas hacia adentro.

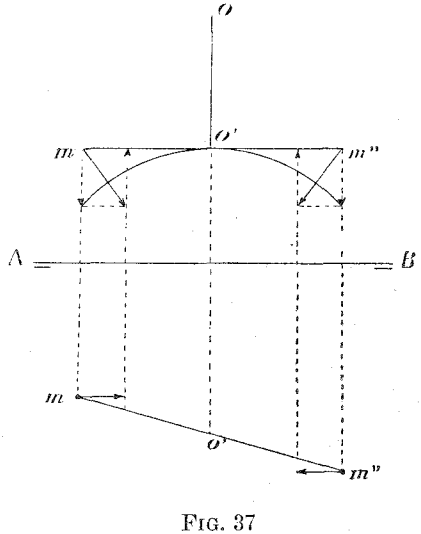



FIG. 37

En el primer caso, la balanza tenderá a girar en elsentido contrario a las agujas de un reloj y en el segundo girará en el mismo sentido.

Consideremos las dos secciones principales que corresponden al punto *o'* de la superficie de nivel y supongamos que ésta es cóncava hacia arriba, como en el caso de la figura 36. Esas dos secciones, perpendiculares entre sí, gozan

de la propiedad de contener los radios de mayor y menor curvatura.

Sean $P\ Q$ y $M\ N$ las tangentes a dichas secciones, figura 38, de mayor y menor curvatura, representadas en la misma figura. En ambas, la intensidad total de la gravedad, normal a la superficie de nivel, dará lugar a dos componentes horizontales distintas. La primera, o sea la de mayor curvatura, tendrá el valor máximo, y la segunda el mínimo. Si suponemos orientada la balanza en una posición intermedia $m\ m''$, las componentes horizontales tendrán un valor comprendido entre ambos y el par de giro correspondiente actuará sobre la balanza, tendiendo a aproximarla a la posición $P\ Q$, hasta donde lo permita el par de torsión del hilo de suspensión.

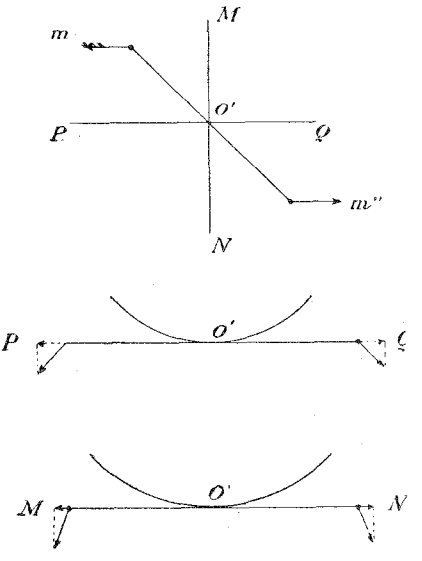



FIG. 38

Si la balanza estuviera orientada en esa dirección de mayor curvatura $P\ Q$, el equilibrio se verificaría sin torsión del hilo, puesto que las dos componentes horizontales actuarían en direcciones opuestas.

En el caso de que la superficie de nivel fuera convexa hacia arriba, como en un anticlinal, la posición de equilibrio sin torsión sería la menor curvatura $M\ N$.

El valor del par que actúa en $m\ m''$, es proporcional a la diferencia de las inversas de los radios de curvatura y

representándolo por $R$, sabemos que tiene por expresión

$$R = g\left(\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2}\right) = \left(\frac{d^2W}{dy^2} - \frac{d^2W}{dx^2}\right)\frac{1}{\cos 2\lambda} \qquad (8)$$

El ángulo $\lambda$, como también hemos dicho, se le calcula por medio de su tangente

$$tang\ 2\lambda = -\frac{2\frac{d^2W}{dx.\ dy}}{\frac{d^2W}{dy^2} - \frac{d^2W}{dx^2}} \qquad (9)$$

Por medio de estas ecuaciones podremos calcular $R$ y $\lambda$ o sea el valor del par y la dirección de una de las secciones principales.

En el caso de un sinclinal, la dirección del término de curvatura, ya hemos dicho que será la de mayor valor de la misma, o sea la transversal, es decir, normal al eje del thalweg y en la de un anticlinal, la de menor curvatura, o sea la dirección del mismo. Recíprocamente, la dirección de los términos de curvatura no permitirá conocer la del anticlinal o sinclinal, según el caso, y sus valores indicarán la mayor o menor proximidad de la estación al eje de aquéllos, pues, según ya hemos dicho, los valores máximos y mínimos de $R$, corresponden a las secciones principales.

Como en todo sinclinal o anticlinal la dirección de estratificación es la de menor curvatura o sea la del thalweg, el término $R$ nos permitirá conocer ésta, siempre que, por medio de los gradientes, podamos presumir la clase de estructura que le corresponda.

Vamos a considerar algunos ejemplos. Supongamos un sinclinal de densidad $\sigma'$ relleno de sedimentos más ligeros, con densidad $\sigma$. (Fig. 39).

El término de curvatura $R$, se puede representar por la fórmula

$$R=g\left(\frac{1}{\rho_1}-\frac{1}{\rho_2}\right)$$

Como en este caso $\rho_2=\infty$, $R$ será igual a

$$\frac{g}{\rho_1}$$

A medida que aumenta $\rho$, disminuirá $R$ y recíprocamente.

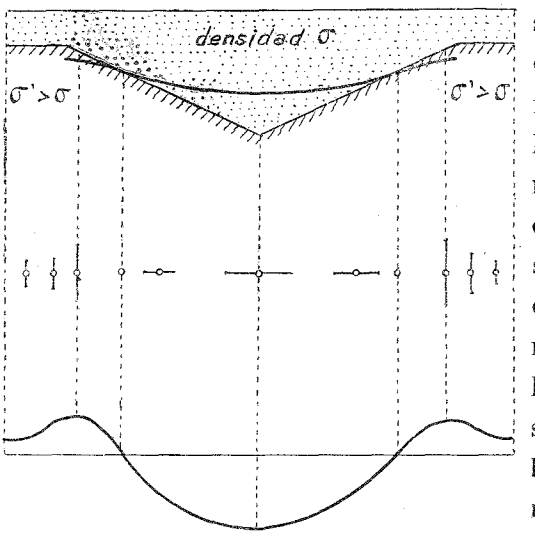



FIG. 39

En el fondo del sinclinal, el radio de curvatura es mínimo, luego $R$ es máximo. A medida que avancemos sobre los flancos, $R$ irá disminuyendo, hasta llegar a una posición en la cual la superficie de nivel pasa de cóncava a convexa, en cuyo caso $\rho=\infty$, y por lo tanto $R=0$. A partir de esa posición, el radio de curvatura disminuye rápidamente, aumentando $R$, hasta un máximo, colocado muy cerca de los bordes, en los que vuelve a disminuir.

El mismo razonamiento podríamos hacer en los casos de las figuras 40, 41 y 42, correspondientes a un anticlinal, un sinclinal asimétrico y una falla vertical, con hundimiento de uno de los compartimientos.

Consideremos por último, el efecto debido a la separa-

ción vertical de los contrapesos. Sean $S_1$ y $S_2$ las superficies de nivel (fig. 7) que pasan por $m_1$ y $m_2$. La fuerza $m_2 g_2$, se podrá descomponer en otras dos una de las cuales $m_2 g$ se compense con la resistencia del hilo y otra horizontal, $m_2, H$ que obligue a girar al brazo de la balanza. Se demuestra, que esta componente horizontal es proporcional al gradiente según hemos visto en el § 8.

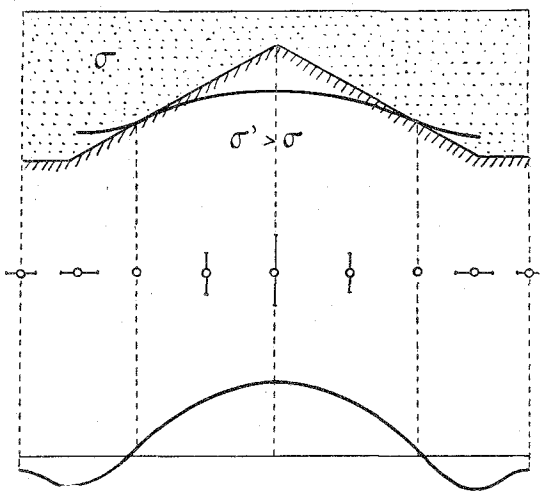



FIG. 40

Luego el giro de la balanza depende, por una parte, de la magnitud y dirección del término de curvatura como antes hemos dicho, y por otra, de las magnitudes de los gradientes.

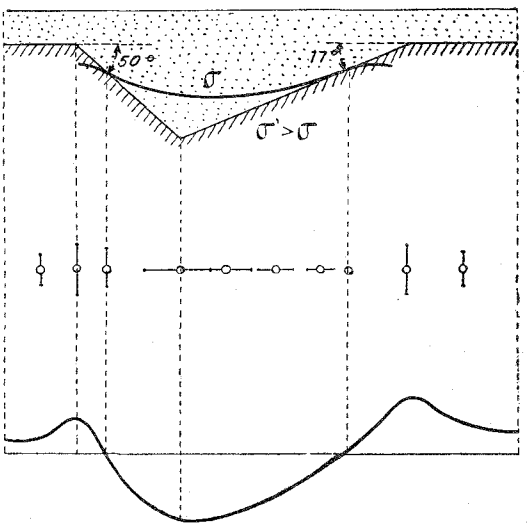



FIG. 41

Examinemos el caso del sinclinal simétrico primera-

mente estudiado (fig. 43). Por razones de simetría el gradiente es nulo en el eje del sinclinal y se dirige después en direcciones opuestas y hacia afuera. El máximo se presenta un poco antes de sus bordes, desde los que disminuye rápidamente. Si la estructura es anticlinal o se trata de una falla como las representadas en las figuras 44 y 45 los valores de los gradientes son análogos a los indicados en las mismas.

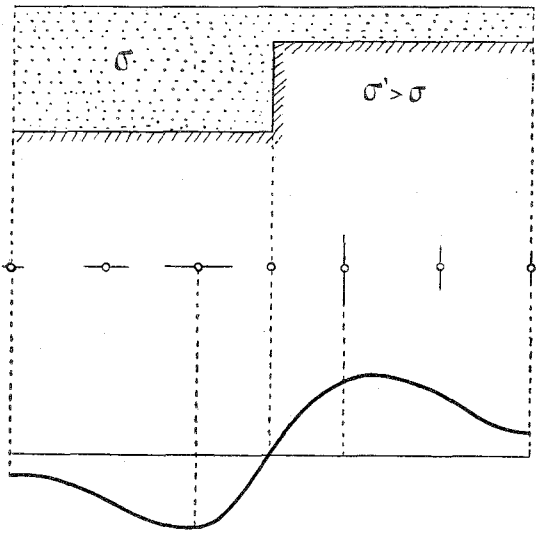



FIG. 42

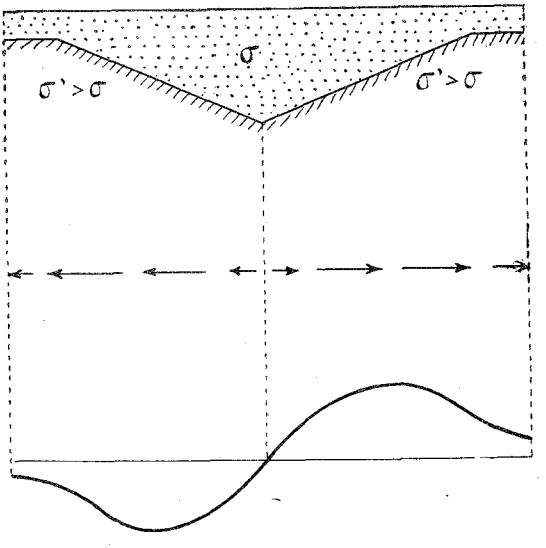



FIG. 43

**17. Determinación de las anomalías de la gravedad.** — Si partimos de una estación en la que se conozca el valor de $g$ y le añadimos, con su signo, los valores de los gradientes

que corresponden a otras varias y sucesivas, suponiéndolas lo suficientemente próximas, para que podamos considerar su variación como una función lineal de las coordenadas, obtendremos los valores de $g$ para cada una de ellas.

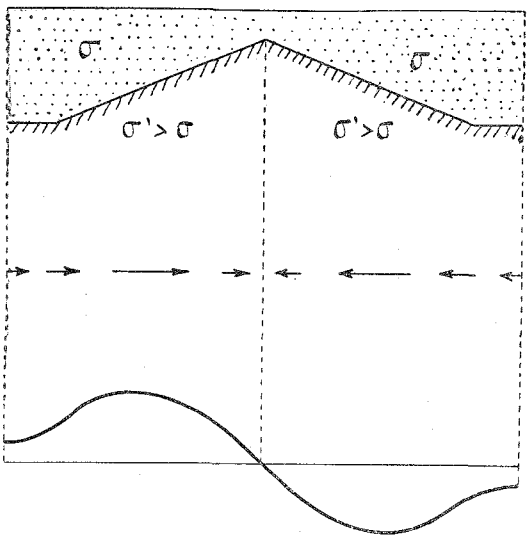



FIG. 44

Como los gradientes no estarán dirigidos, en general, según la línea que une las estaciones, habrá que proyectarlos sobre ella y la $\Delta g$ de los valores entre dos consecutivas; será igual al producto de la semisuma de las proyecciones de los gradientes en dichas estaciones sobre la recta que las une, por la diferencia entre ambas.

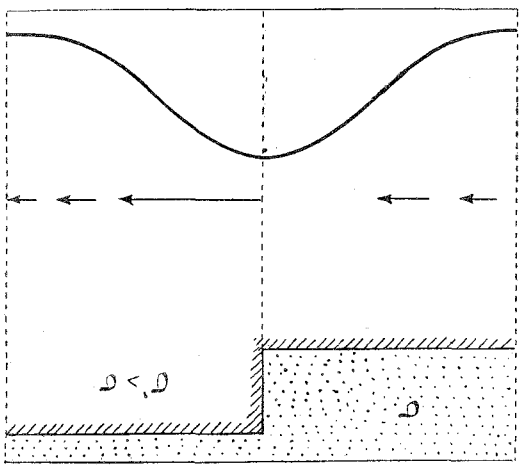



FIG. 45

Supongamos, por ejemplo, figura 46, que los gradientes en $A$ y $B$ sean $G_1$ y $G_2$. Sus

proyecciones sobre $A\ B$ son $Aa$ y $Bb$, con signo negativo. El valor de $\Delta g$ será

$$\frac{Aa+Bb}{2}.AB.$$

Si en cada caso de los estudiados anteriormente efectuamos esta operación, obtendremos las curvas representadas en las figuras 47, 48 y 49.

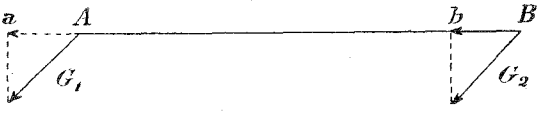



FIG. 46

Estas curvas tienen la ventaja de presentar una forma semejante a la de la extructura subterránea, facilitándose con ella la interpretación.

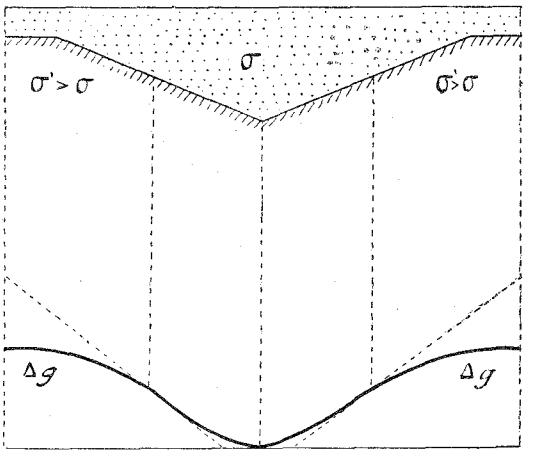



FIG. 47

Si la densidad $\sigma'$, es menor que $\sigma$ los gradientes se dirigen en sentido contrario al considerado. Es decir, que en un sinclinal van dirigidos hacia su eje, en lugar de ir hacia sus flancos.

El estudio que acabamos de efectuar está hecho en la hipótesis de que la superficie exterior es plana y horizontal para aumentar la claridad de los esquemas presen-

tados. Cuando esa superficie sea cóncava o convexa, será preciso tener también en cuenta su influencia sobre los gradientes.

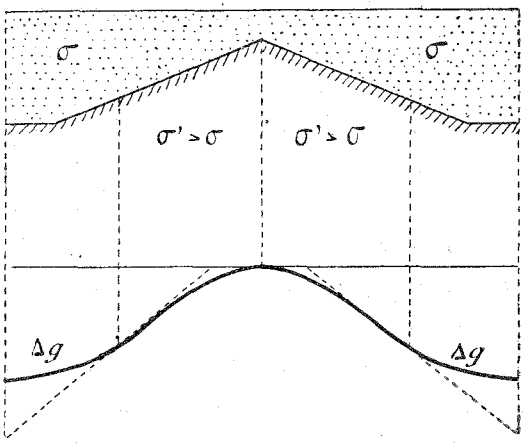



FIG. 48

Combinando los casos estudiados, podremos determinar el esquema de los gradientes y curvaturas, que corresponda a una estructura tectónica distinta de las estudiadas.

**18. Curvas isógamas.** – Si en una zona se han efectuado gran número de observaciones con la balanza de torsión y se han calculado los valores de $\Delta g$, con respecto a una cierta estación de origen en la que se haya determinado el valor de $g$ por medio de las observaciones pendulares, podremos conocer los valores de la grave-

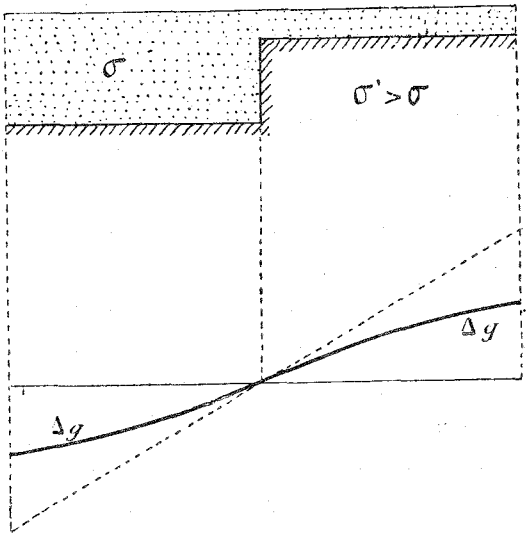



FIG. 49

dad que corresponden a todas ellas. Si además suponemos que las estaciones están lo suficientemente próximas para que sus variaciones puedan considerarse como una función lineal de las coordenadas, podremos emplear el método de la interpolación uniforme, para calcular los valores que corresponden a los puntos en los que no se ha hecho estación.

Uniendo por medio de curvas los puntos del mismo valor, obtendremos las líneas *isógamas*, de aspecto comparable a las curvas de nivel de un plano topográfico.

Cuando los gradientes empleados en la determinación de los valores de $\Delta g$ sean los de la perturbación subterránea, las curvas se llaman *isógamas* de la perturbación subterránea o simplemente *isógamas* por ser las únicas que interesan en la prospección.

De modo, que para calcular la influencia que ejercen las masas subterráneas, sobre el valor de la gravedad, habrá que restar del valor determinado por medio del péndulo, el normal que le corresponde, con arreglo a la latitud, y el gradiente corregido de la acción del terreno, la cartográfica y la normal.

En el caso de una estructura geológica sencilla, compuesta de dos clases de capas de densidades conocidas $\sigma$ y $\sigma'$, suponiendo que las de menor densidad $\sigma$, ocultan a las más densas, las curvas *isógamas* nos permiten determinar la profundidad a que se encuentran estas últimas.

Si representamos por $\Delta g$, la equidistancia de las *isógamas*, por $f$ la constante de la gravitación y por $h$ la profundidad que se busca, Eötvös, ha establecido la fórmula

$$h = \frac{\Delta g}{2 \pi f (\sigma' - \sigma)}$$

Esta fórmula, nos permite trazar un perfil, a lo largo de

una línea, cuyos puntos nos indiquen la profundidad que en ellos corresponde al estrato más denso. El procedimiento que se emplea, es análogo al usado para construir un perfil del terreno, por medio de las curvas de nivel. En el plano de las *isógamas* se traza una línea recta, correspondiente al perfil que deseamos construir. Tomaremos como abcisas, de un sistema de ejes coordenados rectangulares, las distancias interceptadas por las curvas sucesivas en la traza del perfil y como ordenadas, distancias proporcionales a la profundidad que corresponde a cada *isógama*, determinadas por la fórmula anterior.

Cuando se desconozca, por completo, la estructura geológica del subsuelo y ésta sea muy complicada, la interpretación de las líneas *isógamas* presenta muchas dificultades.

**19. Organización general de un estudio de prospección por medio de la balanza de torsión.**—En todos los estudios de prospección por métodos geofísicos, es indispensable conocer de antemano todos los accidentes geológicos susceptibles de ser estudiados, bien sea en la misma zona de investigación o en las próximas de constitución análoga. También es indispensable fijar de una manera precisa los términos del enunciado del problema que se pretende resolver, pues de esta manera se podrán relacionar las indicaciones obtenidas con la posibilidad e imposibilidad de la solución que se busca. Si, por ejemplo, deseamos determinar la posición de la cúpula de un anticlinal en una región petrolífera y todos los gradientes calculados tienen una dirección análoga, podremos afirmar, por exclusión, que en la zona estudiada no hay estructuras anticlinales.

Antes de empezar el trabajo de observación por medio

de la balanza, es preciso efectuar un detenido reconocimiento del terreno para elegir los emplazamientos más convenientes de las estaciones.

En un radio de tres metros, alrededor del punto designado, el terreno tiene que ser plano y horizontal, siendo necesario efectuar la explanación, en caso contrario.

Si el terreno es sensiblemente llano, la nivelación necesaria para la corrección topográfica sólo se efectúa en un radio de 20 metros y se aumenta hasta 100, si el terreno es ondulado.

La balanza no debe emplearse en zonas de constitución topográfica accidentada. La corrección cartográfica, es poco segura para confiar en la bondad de los gradientes que la hayan experimentado. La influencia de las irregularidades de la superficie del terreno sobre los gradientes y términos de curvatura es tan grande que, en una estación efectuada en el thalweg de un barranco de algunos centenares de metros de anchura, se obtendrán los valores correspondientes al eje de un sinclinal, la mayoría de las veces, independientemente de la estructura geológica del subsuelo.

Antes de tratar de la determinación detallada de los accidentes geológicos o tectónicos por medio de las indicaciones de la balanza, es preciso estudiar la influencia que ejerce sobre ellas la constitución geológica general del terreno. Para ello se observan las estaciones suficientes para que toda la zona de estudio y una faja que la circunde de medio kilómetro de anchura próximamente, quede cubierta por una red de aquéllas, que disten 400 metros. Muchas veces sucede que la influencia de la citada estructura general es tan grande que todos los gradientes están comprendidos entre dos direcciones límites. En la figura 50, por ejemplo, están comprendidos entre las

direcciones NO. y NE. De aquí deducimos que existe, en ese caso, una causa general que dirige los gradientes hacia el N. y que habrá que tratar de separar para la interpretación de los perfiles de detalle. Un gradiente ligeramente inclinado del Norte hacia el Este habrá que interpretarle como si estuviese dirigido directamente hacia el E. y los que se aproximen a esta dirección deben ser considerados como dirigidos hacia el Sureste.

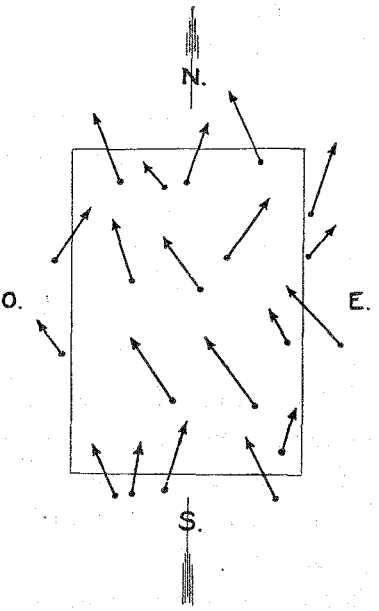



FIG. 50

En el ejemplo citado, el estudio general nos pone de manifiesto que la estructura subterránea es semejante a la representada en la figura adjunta, es decir, que la densidad de los filetes verticales de las capas exteriores de la corteza terrestre va aumentando hacia el Norte.

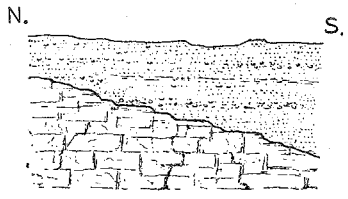



FIG. 51

Una vez terminado este estudio general ya puede empezarse el de los perfiles de detalle. Estos deben ser efectuados en dirección transversal a la del accidente geológico que se busca y la distancia entre las estaciones se disminuye con arreglo a la precisión que se desea obtener, llegando a colocarlas hasta a 40 metros unas de otras si así se considera necesario.

En la mayor parte de los casos, encontraremos indicios suficientes en el estudio general para empezar el detallado. En los que así no suceda, será preciso interpolar nuevas estaciones, entre las que parezcan más apropiadas por sus indicaciones.

**20. Medios auxiliares necesarios.**—Cada balanza efectúa su trabajo dentro de una caseta desmontable, formada por bastidores de madera cubiertos de lona por sus dos caras y cuyo intermedio está relleno de paja, corcho, u otro material poco conductor del calor. La caseta se recubre con una tienda de lona, para evitar la influencia de la lluvia y de los rayos del sol.

Una vez instalada la balanza y en condiciones de empezar a funcionar, precisa el transcurso de tres horas para obtener las indicaciones correspondientes a tres posiciones que es el mínimo que se necesita para calcular las incógnitas, en la balanza de dos brazos. En la práctica es necesario esperarse por lo menos seis horas, para que no haya probabilidades de que falte alguna serie. Este tiempo unido al empleado para el emplazamiento y para el traslado a una nueva estación hace muy difícil sostener el promedio de dos estaciones al día, trabajando las veinticuatro horas. Se facilita este resultado empleando dos casetas, una de las cuales se prepara, mientras la otra está con su balanza correspondiente.

Si se emplean dos balanzas, es conveniente poseer tres casetas, consiguiéndose así cuatro placas al día, aunque el promedio general no pasará seguramente de tres, por tantos inconvenientes como se encuentran en el manejo de estos delicados aparatos.

El transporte del material de una estación a otra ofrece en general, bastantes dificultades, por falta de caminos

FIG. 52

rodables. Hay que recurrir al empleo de caballerías de carga y a veces es preciso trasladarlo a hombros. La figura 52 representa el traslado de una de las balanzas que hemos empleado en la investigación de Villanueva de las Minas.

# SEGUNDA PARTE

## EL MÉTODO MAGNÉTICO DE PROSPECCIÓN

## CAPÍTULO V

**21. Generalidades y conceptos fundamentales sobre el magnetismo. Unidades de medida.**—Llamamos campo magnético de un imán al espacio en el que actúa su fuerza atractiva o repulsiva. Para tener una unidad que permita comparar la intensidad de las acciones magnéticas, diremos que dos polos magnéticos tienen la intensidad uno, cuando separados a la distancia de un centímetro se repelen o atraen, según sean de mismo o del nombre contrario, con la fuerza de una dina (una dina es próximamente

$$\frac{1}{981}$$

de la atracción terrestre, correspondiente a un gramo). La unidad absoluta así definida se llama Gauss, en recuerdo de su inventor y se le representa por la letra Γ. La fuerza que actúa sobre la unidad de polo en un campo magnético homogéneo expresada en dinas, se llama la intensidad del campo y se le representa por la letra $\mathfrak{H}$. La unidad práctica que se usa en las mediciones del magne-

tismo terrestre es la cienmilésima del Gauss y se designa por la letra $\zeta$ para distinguirla de aquél.

$$\zeta = \frac{\Gamma}{100.000} = 10^{-5}, \text{ C. G. S.}$$

En general, varían al pasar de un punto a otro, tanto la magnitud como la dirección de la intensidad del campo. Cuando no sucede así, se dice que el campo magnético es homogéneo.

Las líneas que unen un punto del campo magnético con los sucesivos e infinitamente próximos, colocados en la dirección de la intensidad, se llaman *líneas de fuerza*. La dirección de estas líneas en un cierto punto es por consiguiente, la de la fuerza que en él actúa sobre la unidad de polo positiva. La densidad de las líneas de fuerza puede servir también para expresar la intensidad del campo. Lo mismo se dice que en un cierto punto la intensidad es $\mathfrak{H}$ o que por la superficie de un centímetro cuadrado colocada perpendicularmente a la dirección del campo, pasan $\mathfrak{H}$ líneas de fuerza.

Si se coloca un cuerpo en el interior de un campo magnético, se crea en él un campo inducido, es decir que por su interior pasan también líneas de fuerza. La intensidad del campo inducido depende de la substancia que se considere. Si llamamos $\mathfrak{H}$ la intensidad del campo magnético en un punto *M*, situado en el aire y $\mathfrak{B}$ la que corresponde al mismo punto en el interior de un cierto cuerpo, la relación

$$\mu = \frac{\mathfrak{B}}{\mathfrak{H}}$$

se llama *permeabilidad magnélica* de dicho cuerpo. Si la

permeabilidad es mayor que uno, o sea si el campo considerado permite mejor el paso de las líneas de fuerza que el aire, se dice que es *paramagnético*, y *diamagnético* en caso contrario.

En lugar de la intensidad del campo inducido, se suele considerar el *momento magnético* (producto de la intensidad de los polos por la distancia que los separa) por unidad de volúmen de la substancia correspondiente, que se la representa por $\mathfrak{J}$. La relación

$$\chi=\frac{\mathfrak{J}}{\mathfrak{H}}$$

se llama *susceptibilidad magnética*. Entre las magnitudes citadas hay las relaciones siguientes:

$$\mathfrak{B}=4\pi\mathfrak{J}+\mathfrak{H} \qquad (1)$$
$$\mu=4\pi\chi+1$$

Los cuerpos paramagnéticos tienen una susceptibilidad positiva y los diamagnéticos negativa. La del aire es igual cero.

Tanto la permeabilidad, como la susceptibilidad, dependen de la intensidad del campo inductor. A medida que ésta aumenta, disminuye la facilidad de las substancias para aumentar su magnetismo. Para un cierto valor de $\mathfrak{H}$ llega a tener el valor uno, en cuyo caso se dice que se ha llegado a la saturación.

La permeabilidad y la susceptibilidad disminuyen a medida que se aumenta la temperatura. Para un cierto valor de ésta, determinado en cada cuerpo, la imantación desaparece repentinamente. Esta temperatura crítica llamada punto de Curie, es, para el hierro de 750°-800°. Según Wologdine (*) desaparecen las propiedades ferromagnéticas

(*) Comptes rendus des séances de la Academie des sciences. París 1909.

del $Fe_3 O_4$ a 525°; del $Fe_3 C$ a 180°; del $2 Fe_3 C + 3 W_2 C$ a 80° y de la Franklinita a 61°. También la hematites experimenta profundas alteraciones magnéticas, si se aumenta la temperatura.

Este fenómeno tiene extraordinaria importancia en el estudio de la profundidad de la corteza terrestre a que ésta debe perder las cualidades ferromagnéticas, en virtud del aumento de temperatura y que según Rücker (*) es de unos 200 kilómetros. Hoy día, se ha podido demostrar como veremos después, que en el interior de la tierra no se han perdido aquellas cualidades.

En los cuerpos cristalizados la permeabilidad depende, además, de los ángulos de las líneas de fuerza, con los ejes cristalográficos.

Si sacamos fuera del campo magnético el cuerpo que antes habíamos introducido se observa que para unas substancias, pierde por completo las propiedades magnéticas adquiridas, mientras que para otras conserva un cierto magnetismo remanente. La intensidad del campo magnético de dirección opuesta, capaz de hacer desaparecer el magnetismo remanente, se llama *fuerza coercitiva.*

El magnetismo, como la gravedad pertenece a las fuerzas que poseen un potencial, y en cada punto tiene un valor finito y determinado, función de sus coordenadas. Si designamos por $x$, $y$, $z$, las coordenadas rectangulares de un cierto punto y por $X$, $Y$, $Z$, las componentes según los ejes, de la fuerza magnética que actúa sobre la unidad de polo, colocada en $x$, $y$, $z$

(*) Procedings of the royal Society. Serie A. London, 1891.

$$X=f_1(x, y, z)$$
$$Y=f_2(x, y, z)$$
$$Z=f_3(x, y, z)$$

Por definición, el potencial $P$, es una función de las coordenadas $F(x, y, z)$ que goza de la propiedad de que sus derivadas parciales con relación a $x, y, z$, son iguales a las componentes de la fuerza, según los ejes del mismo nombre, es decir:

$$P=F(x, y, z).\ X=\frac{d\,P}{d\,x};\ Y=\frac{d\,P}{d\,y};\ Z=\frac{d\,P}{d\,z}$$

# CAPÍTULO VI

## EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

**22. Generalidades.**—El globo terráqueo constituye un imán permanente (fig. 53), cuyos polos se encuentran en las proximidades de los polos geográficos. El campo

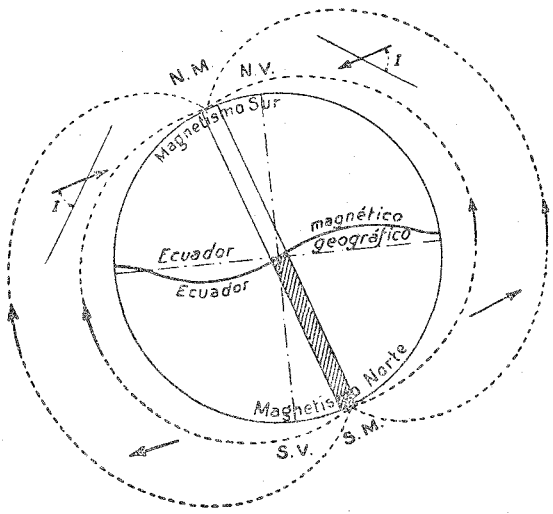



FIG. 53

magnético terrestre no es más que un caso particular del magnetismo, cuyas características están determinadas por las propiedades físicas de nuestro planeta.

En cualquier lugar de la tierra se puede comprobar su influencia magnética, con una dirección e intensidad determinadas, sujeta a variaciones periódicas por una parte y a perturbaciones no periódicas por otra.

El momento magnético del imán equivalente a la tierra es de $8.10^{25}$ unidades absolutas, es decir, que el magnetismo terrestre (*) es próximamente igual a

$$\frac{1}{10.000}$$

parte del de una esfera de acero de igual magnitud imantada a saturación.

Sus polos, en los cuales una aguja imantada, libremente suspendida, no toma ninguna posición determinada de equilibrio, no coinciden con los polos geográficos, según ya hemos dicho. El polo norte magnético dotado magnetismo sur, está situado en la península de Bothia, al norte de la tierra de Hudson y, según las observaciones efectuadas por R. Amudsen, en la expedición de 1903 a 1905, tiene por coordenadas geográficas

N. M. $\varphi = 71°$ N.
$\lambda = 96$ W. Greenwich.

El polo sur magnético fué determinado por David en 1909, en la espedición Shacleton, a la tierra del Rey Jorge, de la Antártida. Sus coordenadas geográficas son:

S. M. $\varphi = 72{,}5°$
$\lambda = 155°$ E. Greenwich.

Como vemos, distan de los polos geográficos 19 y 17,5° respectivamente. En la figura 53, se puede ver la dirección de las líneas de fuerza entre ambos polos.

(*) Methoden der Angewandten Geophysik. R. Ambronn. Göttingen.

Si suponemos una aguja imantada, libremente suspendida, de modo que pueda girar en el plano horizontal, ésta tomará una posición de equilibrio que forma con el meridiano astronómico el ángulo llamado *declinación*, variable de unos puntos de la tierra a otros. Si puede girar en el plano vertical, colocado en la dirección de la

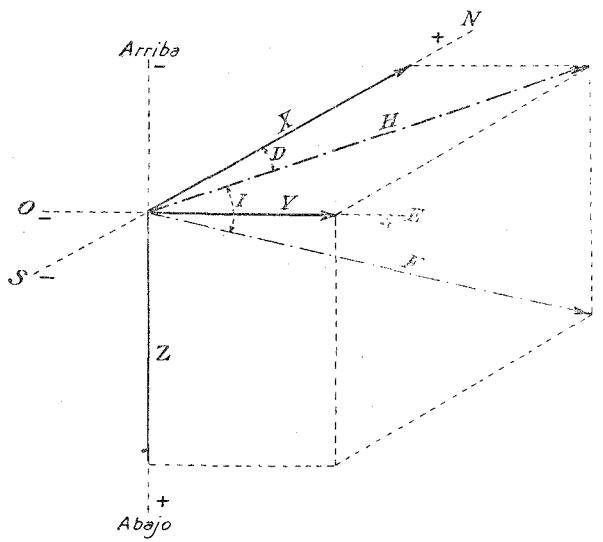



FIG. 54

declinación, formará con el horizonte el ángulo de *inclinación*. (Fig. 54).

Si $F$ es la fuerza total, $H$ su componente horizontal, $Z$ la vertical y $X$ e $Y$ las componentes de $H$, según las direcciones Norte y Este, y, por último, $D$ e $I$, los ángulos de declinación e inclinación respectivamente, se tiene:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} = \frac{H}{\cos I}$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} = F \cos Y$$

$$Z = H \operatorname{tang} I = F \operatorname{sen} I$$

$$X = H \cos D$$
$$Y = H \operatorname{sen} D$$
$$\operatorname{Tang} I = Z \Big/ \sqrt{X^2 + Y^2} = \frac{Z}{H} \qquad (2)$$
$$\operatorname{Tang} D = \frac{Y}{X}$$

En el ecuador magnético $I = 0$, luego $\begin{matrix} H = F \\ Z = 0 \end{matrix}$

En los polos $I = 90°$, luego $\begin{matrix} H = 0 \\ Z = F \end{matrix}$

Según indican las fórmulas anteriores la componente vertical aumenta hacia el Norte y la horizontal disminuye. Esta variación del campo magnético, que podríamos llamar variación normal, hay que tenerla en cuenta en todos los trabajos de investigación, por lo que su conocimiento es indispensable.

**23. Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre.**—Si unimos entre sí los puntos de la superficie terrestre que tienen igual declinación, obtendremos las *líneas isógonas*, que no coinciden con los meridianos, como puede observarse en la fig. 55, de Angenheister (*) correspondiente al año 1922.

En cada hemisferio, todas las isógonas pasan por el polo magnético y el geográfico, de las cuales sólo el primero está representado en la figura. Las dos isógonas correspondientes al valor 0°, llamadas *ágonas* separan las regiones de las superficie terrestre en las que reina la declinación oriental y la occidental.

La península Ibérica está comprendida entre las isógonas de 10° y 15° Oeste, y por consiguiente 12°30′ es el valor medio de la declinación que la corresponde.

(*) Angenheister. G. Erdmagnetismus Handbuch der Physik. von Geiger. Schels. Bd XV.

Las líneas que unen los puntos de igual inclinación, lla-

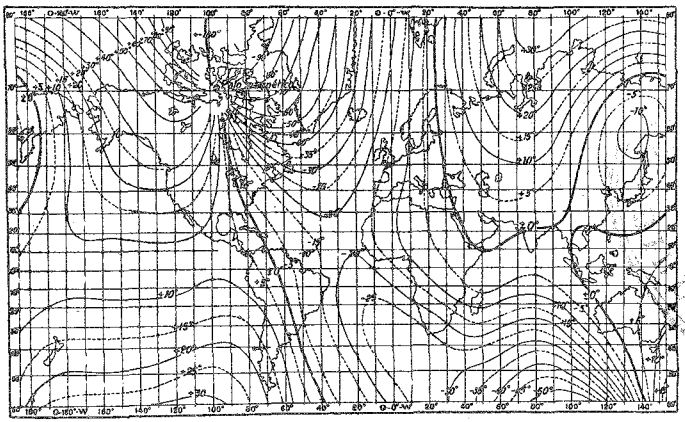



FIG. 55

madas *isoclinas* corren paralelas entre sí, en la región

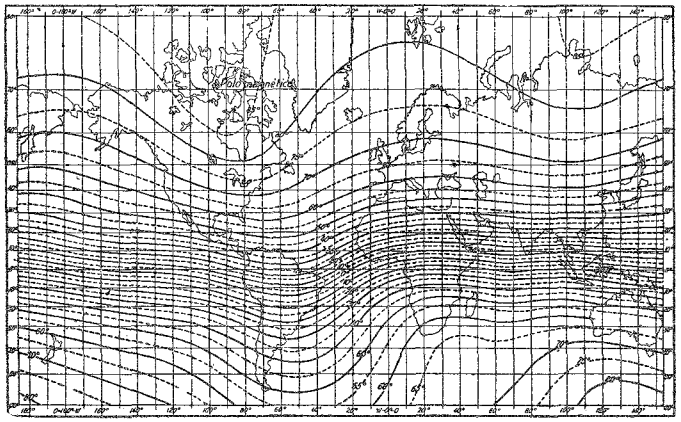



FIG. 56

ecuatorial y rodean a los polos en cada hemisferio, según se indica en la figura 56 de Angenheister.

(*) Época 1922.
(**) Id. id.

La isoclina de 0° se llama el ecuador magnético, en el cual la aguja imantada permanece horizontal. La separación máxima entre el ecuador magnético y el geográfico es de 15° y corresponde a la región de América del Sur. Al Norte del ecuador magnético, el polo norte de la aguja se inclina hacia abajo (inclinación positiva) y lo contrario sucede al Sur, en cuyo caso la inclinación es negativa. En las inmediaciones de los polos la aguja está vertical. La península Ibérica está comprendida entre los valores de 52° y 61°.

Las líneas que pasan por los puntos en que la intensidad total del campo magnético terrestre es la misma, se llaman *líneas isodinámicas*, fig. 56. Cuando esta intensidad total es mínima, la línea correspondiente recibe el nombre de *ecuador dinámico-magnético*. Este valor mínimo es de 0,28 Γ.

Aumenta hacia los polos, hasta alcanzar el valor de 0,71 Γ.

Cando las isodinámicas se refieren a la intensidad vertical se llaman *isodinámicas verticales*. Su recorrido coincide casi exactamente con el de las isoclinas. Sus valores oscilan entre cero, en el ecuador magnético y +0,634 Γ y —0,674 Γ, que corresponden a los polos magnéticos Norte y Sur respectivamente.

Las *isodinámicas horizontales*, fig. 57 de Angenheister, tienen el valor cero en los polos magnéticos, y van aumentando hacia el ecuador, siendo siempre positivo. El valor máximo de 0,400 Γ, corresponde a la región Siam y Borneo.

En España varía entre 0,215 Γ, que corresponde al Norte, y 0,250 Γ, que corresponde al mediodía.

Las líneas que hemos considerado se han trazado con los resultados de las observaciones efectuadas en toda la

superficie del globo y se las designa, en general, con el nombre de *líneas isomagnéticas terrestres*. En ellas no se

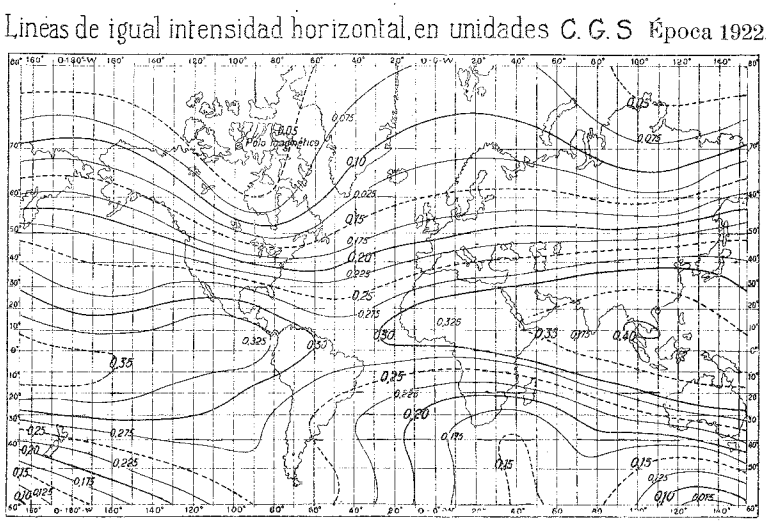



FIG. 57

tienen en cuenta las perturbaciones locales, sino que se eliminan los valores obtenidos sujetos a aquéllas. La marcha es, por consiguiente, muy regular y contínua, separándose tanto más de las *líneas isomagnéticas verdaderas* cuanto más densa es la red de estaciones que sirvan para determinar estas últimas.

Las diferencias que existen entre unas y otras se llaman *anomalías locales* o *isanómalas*, las líneas que unen los puntos en que las anomalías tienen el mismo valor.

**24. Las variaciones temporales de los elementos magnéticos terrestres.**—Las variaciones temporales se dividen en variaciones seculares, periódicas y perturbaciones repentinas e irregulares. Al registrar las primeras en los aparatos de los observatorios magnéticos, se con-

sideran tres tipos de actividad magnética, que se designan con los números 0, 1 y 2. El primero corresponde a los días tranquilos, en los que las curvas siguen su marcha regular. El número 1 al caso en que las curvas normales de período lento, están mezcladas con un pequeño número de perturbaciones, las cuales, sin embargo, no llegan a alterar su forma de conjunto. El número 2 corresponde a las perturbaciones irregulares, que varían profundamente al carácter periódico de las curvas. Los días que corresponden a las variaciones señaladas con el número 2, no son propios para efectuar mediciones de campo.

A continuación damos una lista de los 61 principales observatorios magnéticos del mundo con sus coordenadas geográficas y los valores correspondientes de la declinación, inclinación e intensidad horizontal, así como la época a que se refieren.

## Lista de los principales observatorios magnéticos, según J. Bartels(*)

| Núm. | Localidad | Coordenadas geográficas | | Declinación | Inclinación | Intensidad horizontal γ | Época |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Latitud | Longitud | | | | |
| | Europa | | | | | | |
| 1 | Sodankyla | 67° 22,0'N | 26° 39,0'E | 1° 22,6'E | 75° 4,05'N | 12 561 | 1922 |
| 2 | Pawlowsk | 59° 41,2'N | 30° 29,3'E | 3° 16,1'E | (71° 17,3'N) | 15 818 | 1924 |
| 3 | Katharinenburg-Swerdlowsk | 56° 49,6'N | 60° 38,3'E | 11° 0,3'E | 71° 54,2'N | 16 638 | 1923 |
| 4 | Rude Skov b. Kopenhagen | 55° 50,6'N | 12° 27,4'E | 7° 33,8'W | (69° 1,2'N) | 17 087 | 1922 |
| 5 | Kasan | 55° 50,0'N | 48° 51,0'E | 8° 21,3'E | 69° 22,1'N | 17 891 | 1914 |
| 6 | Eskdalemuir | 55° 18,3'N | 3° 12,3'W | 16° 49,7'W | 69° 39,5'N | 16 706 | 1920 |
| 7 | Stonyhurst | 53° 50,7'N | 2° 28,2'W | 15° 17,7'W | 68° 41,6'N | 17 308 | 1923 |
| 8 | Wilhelmshaven | 53° 31,9'N | 8° 8,8'E | 11° 28,2'W | 67° 30,7'N | 18 110 | 1911 |
| 9 | Potsdan | 52° 22,9'N | 13° 3,8'E | 6° 45,0'W | 66° 38,0'N | 18 550 | 1924 |
| 10 | Seddin | 52° 16,7'N | 13° 0,6'E | 6° 46,3'W | 66° 35,0'N | 18 588 | 1924 |
| 11 | De Bilt b. Utrecht | 52° 6,0'N | 5° 11,0'E | 10° 50,2'W | 66° 52,6'N | 18 378 | 1923 |
| 12 | Valencia in Irland | 51° 56,0'N | 10° 15,0'W | 18° 57,0'W | 68° 3,0'N | 17 849 | 1922 |
| 13 | Bochum | 51° 29,4'N | 7° 13,9'E | 9° 46,8'W | — | — | 1923 |
| 14 | Greenwich | 51° 28,6'N | 0° 0,0'E | 13° 35,1'W | 66° 51,9'N | 18 452 | 1923 |
| 15 | Kew | 51° 28,1'N | 0° 18,8'W | 14° 31,0'W | 66° 57,9'N | 18 410 | 1920 |
| 16 | Uccle b. Brüssel | 50° 47,9'N | 4° 21,7'W | 11° 50,2'W | 66° 2,9'N | (18 964) | 1920 |

(*) Bartels. Bericht über die Fortschritte unserez Kentnise von Magnetismus der Erde. Geographisches Jahrband. Tomo 40. 1926

| Núm. | Localidad | Coordenadas geográficas | | Declinación | Inclinación | Intensidad horizontal $\gamma$ | Época |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Latitud | Longitud | | | | |
| 17 | Falmouth | 50° 9,0'N | 5° 4,6'W | 17° 24,2'W | 66° 26,6'N | 18 799 | 1912 |
| 17 a | Prag | 50° 5,3'N | 14° 25,1'E | 7° 5,3'W | — | — | 1917 |
| 18 | Val Joyeux b. Versailles | 48° 49,3'N | 2° 0,9'E | 12° 31,5'W | 64° 39,6'N | 19 661 | 1922 |
| 19 | München | 48° 8,8'N | 11° 36,5'E | 7° 53,7'W | (63° 6,2'N) | 20 633 | 1921 |
| 20 | O'Gyalla | 47° 52,5'N | 18° 11,5'E | 5° 21,9'W | — | 20 917 | 1918 |
| 21 | Pola | 44° 51,8'N | 13° 50,8'E | 6° 28,0'W | 60° 12,8'N | 22 090 | 1922 |
| 22 | Tiflis-Karsani | 41° 50,0'N | 44° 42,0'E | 3° 9,1'E | 56° 51,1'N | 25 217 | 1913 |
| 23 | Capodimonte b. Neapel | 40° 51,8'N | 14° 15,4'E | 6° 25,7'W | 57° 2,6'N | 23 705 | 1922 |
| 24 | Tortosa (Ebro) | 40° 49,2'N | 0° 29,6'E | 11° 30,6'W | 57° 32,7'N | 23 328 | 1923 |
| 25 | Coimbra | 40° 12,4'N | 8° 25,4'W | 15° 13,4'W | 58° 19,2'N | 23 110 | 1921 |
| 26 | San Fernando | 36° 27,7'N | 6° 12,3'W | 13° 41,6'W | 53° 50,1'N | 25 033 | 1922 |
| 27 | Azoren: San Miguel | 37° 46,0'N | 25° 39,0'W | 19° 24,9'W | 60° 26,0'N | 23 123 | 1920 |
| | Asia | | | | | | |
| 28 | Irkutsk (Neue Hütte) | 52° 28,0'N | 104° 2,0'E | 1° 2,3'E | 71° 6,6'N | 19 297 | 1920 |
| 29 | Tsingtau | 36° 4,0'N | 120° 19,0'E | 4° 12,9'W | 52° 7,0'N | 30 817 | 1920 |
| 30 | Tokio | 35° 41,1'N | 139° 45,3'E | 5° 3,4'W | 48° 53,7'N | 29 996 | 1912 |
| 31 | Kakioka | 36° 14,0'N | 140° 11,0'E | 5° 17,6'W | 49° 31,7'N | 29 743 | 1916 |
| 32 | Lukiapang | 31° 19,0'N | 121° 2,4'E | 3° 21,4'W | 45° 30,7'N | 33 175 | 1920 |
| 33 | Dehra-Dun | 30° 19,3'N | 78° 3,3'E | 1° 47,1'E | 45° 4,2'N | 32 945 | 1921 |
| 34 | Barrackpore b Kalkutt[a] | 22° 46,5'N | 88° 21,7'E | 0° 32,2'E | 30° 58,9'N | 37 403 | 1914 |

| Núm. | Localidad | Coordenadas geográficas | | Declinación | Inclinación | Intensidad horizontal $\gamma$ | Época |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Latitud | Longitud | | | | |
| 35 | Hongkong | 22° 18,2'N | 114° 10,5'E | 0° 23,2'W | 30° 44,7'N | 37 284 | 1923 |
| 36 | Toungoo (Birma) | 18° 55,8'N | 96° 27,1'E | 0° 26,8'E | 23° 7,0'N | 39 132 | 1921 |
| 37 | Alibag (Bombay) | 18° 38,3'N | 72° 52,4'E | 0° 15,9'E | 24° 59,5'N | 36 956 | 1921 |
| 38 | Antipolo (Manila) | 14° 36,0'N | 121° 10,0'E | 0° 35,9'E | 16° 11,7'N | 38 100 | 1920 |
| 39 | Kodaikanal | 10° 13,8'N | 77° 27,8'E | 1° 54,2'W | — | — | 1921 |
| 40 | Batavia | 6° 11,0'S | 106° 49,8'E | — | 4° 38,5'N | 37 832 | — |
| 41 | Buitenzorg | 6° 24,7'S | 106° 47,3'E | 0° 49,3'E | 32° 0,3'S | 36 784 | 1922 |
| | América | | | | | | |
| 42 | Sitka (Alaska) | 57° 3,0'N | 135° 20,1'W | 30° 28,9'E | 74° 22,1'N | 15 549 | 1923 |
| 43 | Meanook | 54° 37,0'N | 113° 20,0'W | 27° 23,3'E | 77° 53,2'N | 12 881 | 1923 |
| 44 | Agincurt b. Toronto | 43° 47,0'N | 79° 16,0'W | 7° 0,9'W | 74° 44,3'N | 15 784 | 1923 |
| 45 | Cheltenham b. Washington | 38° 44,0'N | 76° 50,5'W | 6° 32,0'W | 70° 58,3'N | 18 975 | 1923 |
| 46 | Tucson (Arizona) | 32° 14,8'N | 110° 50,1'W | 13° 47,5'E | 59° 29,0'N | 26 839 | 1922 |
| 47 | Vieques Insel (Porto-Rico) | 18° 8,8'N | 25° 26,9'W | 4° 8,3'W | 51° 38,1'N | 27 629 | 1923 |
| 48 | Huancayo (Perú) | 12° 0,3'S | 75° 20,0'W | 8° 4,6'E | 0° 45,6'N | 29 786 | 1923 |
| 49 | Vassouras | 22° 24,0'S | 43° 39,0'W | 11° 42,8'W | 15° 53,7'S | 24 407 | 1923 |
| 50 | Pilar (Provincia de Córdoba) | 31° 40,6'S | 63° 53,0'W | 7° 57,4'E | 25° 40,1'S | 25 350 | 1919 |
| 51 | Neujahrsinsel | 54° 39,0'S | 64° 9,0'W | 15° 2,4'E | 49° 39,4'S | 26 771 | 1916 |
| 52 | Oreadas (Süd-Orkney-Inseln) | 60° 44,7'S | 44° 46,8'W | 4° 46,5'E | 54° 26,0'S | 25 343 | 1912 |
| | África | | | | | | |
| 53 | Helwan b. Kairo | 29° 51,6'N | 31° 20,5'E | 1° 38,4'W | 41° 6,1'N | 29 948 | 1918 |

| Núm. | Localidad | Coordenadas geográficas | | Declinación | Inclinación | Intensidad horizontal γ | Época |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Latitud | Longitud | | | | |
| 54 | Loanda | 8° 48,7'S | 13° 13,3'E | 14° 49,0'W | 35° 32,2'S | (20 125) | 1919 |
| 55 | Tananarivo (Madagascar) | 18° 55,0'S | 47° 31,8'E | 8° 25,2'W | 53° 37,9'S | 22 484 | 1914 |
| 56 | Mauritius | 20° 5,6'S | 57° 33,1'E | 10° 20,3'W | 52° 40,1'S | 23 093 | 1920 |
| | Oceanía | | | | | | |
| 57 | Honolulu | 21° 19,2'N | 158° 3,8'W | 9° 58,9'E | 39° 23,9'N | 28 772 | 1923 |
| 58 | Apia (Samoa) | 13° 48,4'S | 171° 45,9'W | 10° 19,2'E | (30° 6,6'S) | 35 249 | 1924 |
| 59 | Watheroo | 30° 19,0'S | 115° 53,0'E | 4° 20,9'W | 64° 2,8'S | 24 779 | 1923 |
| 60 | Toolangi (Melbourne) | 37° 32,0'S | 145° 28,0'E | 8° 0,8'E | 67° 55,1'S | 22 874 | 1920 |
| 61 | Christchurch (Neuseeland) | 43° 31,8'S | 172° 37,3'E | 17° 8,3'E | 68° 11,2'S | 22 217 | 1922 |

**25. Las variaciones seculares.**—Nippoldt, (*) caracteriza esta clase de variaciones como una oscilación de las anomalías del campo magnético terrestre hacia el Oeste y hacia el Este, con un período de gran duración.

La variación secular máxima corresponde a la declinación que en Europa varía anualmente de 9 a 13 minutos y la mínima a la intensidad total. Esta variación es por consiguiente, más importante en dirección que en magnitud.

Si se consideran los valores de las magnitudes magnéticas determinadas anualmente en los observatorios, se puede ver que no presentan una ley de periodicidad determinada y no es posible efectuar extrapolaciones, por el corto número de años que llevan funcionando.

Aplicando los procedimientos de cálculo de la teoría de *Gauss*, sobre el magnetismo, al material de observación reunido hasta ahora, *Carlheim* ha obtenido tres períodos distintos para la variación secular. Uno de 454 años, otro de 1.381 y el tercero de 3.147.

**26. Las variaciones periódicas.**—En esta clase de variaciones tenemos que distinguir la *variación diurna solar* y la *variación diurna lunar.*

*a).—Variación diurna solar.*—También la declinación es el parámetro magnético más afectado por esta variación. La desviación occidental máxima se verifica hacia las dos de la tarde y la oriental hacia las ocho de la mañana siendo tanto mayor, cuanto más nos aproximamos a los polos. Durante el día es más intensa que durante la

(*) Nippoldt (A.). Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht. 3 Auflage. Berlin-Leipzig, 1921.

noche y en verano tiene doble valor que en invierno. Estas variaciones se suelen representar tomando las horas como abcisas y los correspondientes valores como ordenadas. También se emplea el sistema del diagrama vectorial. En un sistema de ejes rectangulares (fig. 58) se to-

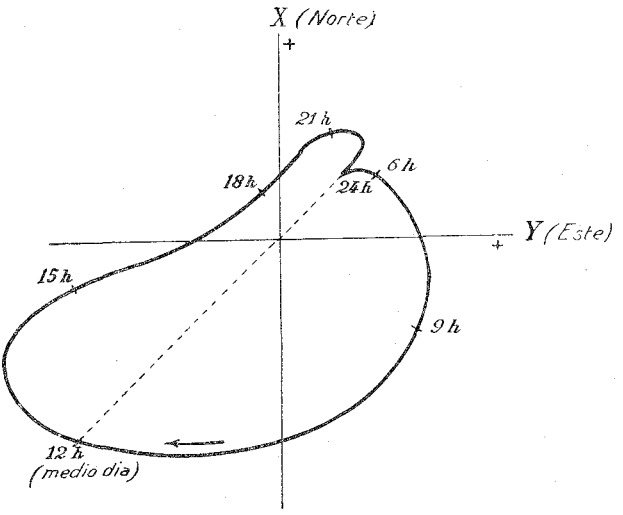



FIG. 58

man a cada hora del día, como abcisas y ordenadas, los valores de las componentes $X$ e $Y$ de la intensidad horizontal. Se construye la resultante, y su extremo es un punto de la curva, cuyos radios vectores, representan la magnitud y dirección de aquella intensidad.

*Lamont* hizo notar que la amplitud de la variación diurna no es siempre la misma, para cada uno de los elementos magnéticos, sino que también experimenta oscilaciones periódicas con un período aproximado de once años. Como *Sabine* ha demostrado que éste es también el período de las manchas solares se han relacionado mutuamente ambos fenómenos.

En la figura 59, tomada de Auerbach (*) se consideran las variaciones de $H$ en la curva inferior cuyas abcisas son los años desde 1854 a 1894 y cuyas ordenadas están

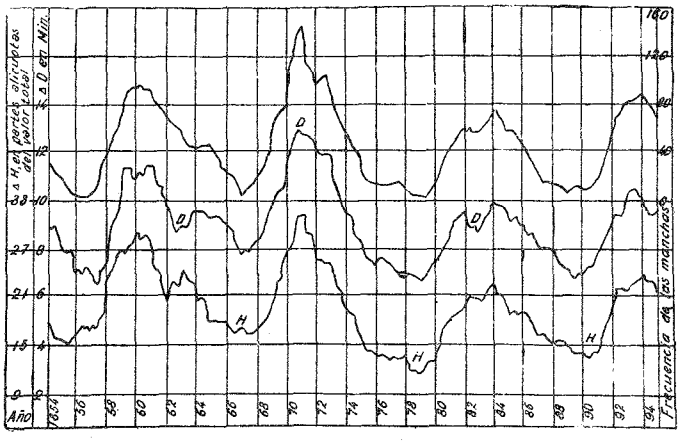



FIG. 59

representadas en la primera columna de la izquierda en partes alícuotas del valor total. Las de la declinación, en minutos, en la intermedia y las de la frecuencia de las manchas solares en la superior.

El valor medio del período de la frecuencia de las manchas solares resulta de 11,42 años y el de las variaciones magnéticas diurnas de 11,45 casi exactamente igual al anterior.

*b).—Variación diurna lunar.*—Se la puede observar claramente a pesar de su pequeña amplitud que sólo alcanza el valor de $1 \times 10^{-5}$ C. G. S. y aparece como una onda doble, en el transcurso de un día lunar.

(*) F. Auerbach. Moderne Magnetik. Leipzig.

**27. Las perturbaciones magnéticas.**—Estas perturbaciones se presentan con un rápido impulso que sólo dura algunos minutos; continúan después con oscilaciones de los valores de $\Delta H$ que primero son positivas y después negativas, durante un intervalo de seis a doce horas. Pasado este tiempo queda un cierto desplazamiento en los valores de todos los elementos, que dura varios días y al que llamaremos *perturbación residual*.

Por su analogía con la marcha de las tempestades tropicales esta clase de perturbaciones se han llamado tempestades magnéticas.

Su amplitud máxima llega a pasar de 300 $\gamma$, en la intensidad y de 1° en la declinación. Son más intensas durante el día que durante la noche y más frecuentes en verano que en invierno. Los valores máximos coinciden con los de las manchas solares, que ya hemos dicho ocurren cada once años.

*Angenheister*, ha indicado que parecen repetirse en un plazo de 27 a 30 días. Las tempestades magnéticas débiles se limitan a las latitudes altas, y las intensas abarcan toda la tierra, presentándose en todos sus puntos con duración menor de un minuto.

Una clase especial de estas perturbaciones son las *ondas elementales* o *pulsaciones magnéticas*, que duran desde algunos segundos hasta tres minutos (*). Son de período muy corto, que varía entre algunas centésimas y varios segundos y cuya intensidad alcanza el valor de 3 $\gamma$, presentándose simultáneamente en grandes extensiones de terreno.

---

(*) A. Sieberg. Geologisch Einführung in die Geophysik.

**28. Fórmulas teóricas.**—Las variaciones temporales de los elementos magnéticos terrestres se representan por su inicial correspondiente a la que se antepone la letra griega Δ. Si por medio de los datos registrados en un observatorio se conocen los valores de $\Delta D$, $\Delta H$ y $\Delta Z$, se pueden determinar todos los demás por medio de las siguientes fórmulas:

$$\Delta T = \Delta H.\ cos\ I + \Delta Z\ sen\ I = \sqrt{(\Delta X)^2 + (\Delta Y)^2 + (\Delta Z)^2}$$

$$\Delta I = \frac{1}{2}\ sen\ 2\ I\left(\frac{\Delta Z}{Z} - \frac{\Delta H}{H}\right)$$

$$\Delta X = \Delta H.\ cos\ D - H.\ \Delta D.\ sen\ D \qquad (3)$$

$$\Delta Y = \Delta H.\ sen\ D - H.\ \Delta D.\ cos\ D$$

$$\Delta Z = \Delta H\ tang\ I + \Delta I\ \frac{H}{cos^2\ I}$$

**29. Teoría de los campos magnéticos superpuestos.**—Ya es muy antigua la idea de que el globo terrestre constituye un imán permanente. Gauss (*) ha demostrado en su teoría sobre el potencial del campo magnético terrestre, que éste se puede considerar dividido en otros dos, uno interno y otro externo, cada uno de los cuales tiene su potencial propio. Del momento total, que como sabemos, es de $8{,}10^{25}\Gamma$, el 94% corresponde al interno y el 6% al externo.

Si examinamos las líneas isomagnéticas terrestres, podremos ver que forma un conjunto cuyo trazado obedece a ciertas leyes. A pesar de la separación entre los polos magnéticos y los geográficos, se observa en aquéllas cierta simetría, con relación al eje de giro terrestre. Todo parece indicar que el magnetismo permanente de nuestro

(*) C. F. Gauss. Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus. 1839.

globo es *debido a la superposición de dos campos distintos* (*), el uno homogéneo, correspondiente *al núcleo de hierro*, que llamaremos *campo del núcleo* y otro irregular y perturbador del primero, por consiguiente, que corres-

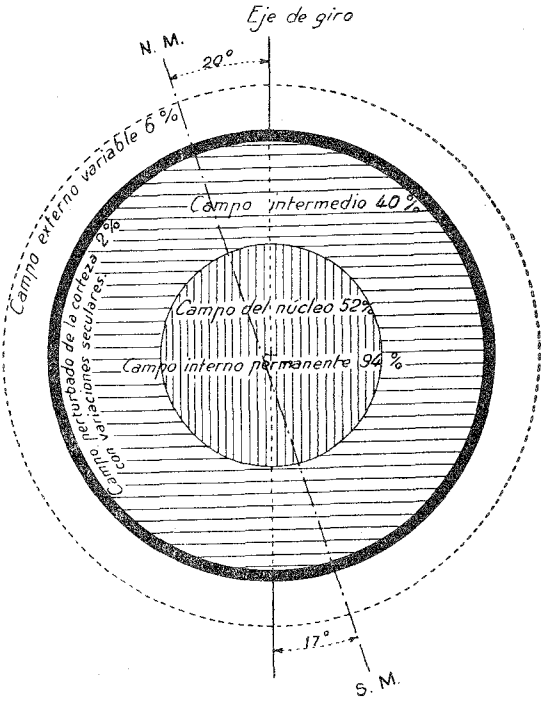



FIG. 60

ponde al conjunto de capas situadas entre el núcleo y la corteza exterior y al que llamaremos *campo intermedio.*

El *campo del núcleo* (fig. 60) de un radio aproximado de 3.500 kilómetros, posee el 52 % del momento magnético total. Está imantado paralelamente al eje de rotación de la tierra, es decir, que *su imantación es longitudinal.* En estas circunstancias podemos suponer que la causa

(*) A. Sieberg, Geologische Einführung in die Geophysik 1927.

originaria de su magnetismo, es la influencia del movimiento terrestre de rotación, sobre el núcleo de hierro, tanto más cuanto que en el Sol se ha comprobado que se verifica el mismo fenómeno.

En apoyo de esta hipótesis podemos citar las investigaciones de Einstein, que han demostrado que las masas de hierro no magnéticas, se imantan paralelamente al eje alrededor del cual se les imprime un movimiento de rotación.

Por el contrario, sabemos que a una temperatura de 700 a 900° los minerales de hierro pierden sus propiedades magnéticas y es del todo seguro que en el núcleo de hierro reina una temperatura extraordinariamente mayor, por lo cual no debía estar imantado. Para explicarnos este hecho tenemos que admitir que la enorme presión que en él reina (de uno y medio a tres millones de atmósferas) impide la desimantación producida por el calor. Lo mismo sucede en el Sol, cuyo campo magnético existe, a pesar de la elevada temperatura de su superficie (5.900 grados).

El *campo intermedio*, que se extiende desde el núcleo, a la superficie de compensación isostática, situada a la profundidad de 120 kilómetros, posee el 40% del valor total del momento magnético terrestre. *Está imantado regularmente* y *su magnetismo es transversal.* Esta imantación transversal del campo intermedio es la que desvía 11° 6, al eje magnético con respecto al eje de giro y la que deforma la regularidad de las líneas isomagnéticas, correspondientes al campo uniforme del núcleo.

La imantación longitudinal del núcleo de hierro, induce un magnetismo en la zona intermedia, cuya intensidad depende de la susceptibilidad de las substancias que la constituyen. Como esta susceptibilidad es muy distinta de

unos lugares a otros, también tendrá que serlo la imantación. Se produciría en ella una falta de simetría con relación al eje de giro, que dará lugar a la imantación transversal.

El *campo de la corteza*, perturbado por las distintas propiedades magnéticas del mosaico de elementos pétreos que la constituyen posee el 2% del momento total. Es el que produce las anomalías magnéticas, que pueden ser regionales o locales.

Hasta ahora nos hemos ocupado en el *campo interno*, al que hemos considerado como permanente, y sólo nos falta mencionar la influencia del *campo exterior*, esencialmente variable.

El *campo exterior* está producido por la radiación solar, tanto por los rayos ultraviolados como por la radiación eléctrica corpuscular de sus manchas. Los efectos inmediatos que estas causas ejercen en la tierra son: una ionización de las capas de la atmósfera comprendidas entre los 50 y 100 kilómetros de altura y múltiples corrientes de inducción, debidas al movimiento de las masas de aire, transformadas en conductores eléctricos por la ionización con relación a las líneas de fuerza del campo magnético interno.

Estas corrientes están reguladas por varias causas como son: 1.—La onda doble diurna de la *presión del aire*. 2.—*Las corrientes atmosféricas horizontales*, semidiurnas, originadas por la atracción de la Luna. 3.—*Las corrientes de aire* verticales y horizontales, originadas por acciones electrostáticas. 4.—La acción directa de la corriente de un *anillo de electrones* procedentes de la radiación catódica del Sol, que abarca la Tierra y la Luna en la región del plano ecuatorial, a una distanca de $10^6$ kilómetros, y, por último, la acción de los *remolinos* pro-

ducidos por los centros de oscilación de la presión y por ionizaciones locales limitadas. Las dos primeras causas dan como consecuencia las variaciones diurnas solar y lunar, a las que corresponden

$$\frac{1}{10}\,\% \text{ y } \frac{1}{300}\,\%$$

respectivamente del momento total.

Las tres restantes producen las perturbaciones no periódicas. La primera de ellas es la que produce las tempestades magnéticas, con una duración de 1 a 3 días, acompañadas generalmente, de auroras boreales, con un valor de 4% del momento magnético. La segunda produce la perturbación residual que dura hasta 10 días y cuyo valor es de 0,5%, y la última es la causa de las pulsaciones desde medio segundo hasta tres minutos, y sólo alcanza el valor de una centésima parte.

Aun no es posible explicar la causa de las variaciones seculares, pero parece fuera de duda que hay que buscarla en el campo interior.

# CAPÍTULO VII

## LAS ANOMALÍAS LOCALES

**30. Las causas de las anomalías locales.**—El examen de las variaciones locales de los elementos magnéticos terrestres, nos hace ver la estrecha relación que existe entre la marcha de las líneas isomagnéticas y la repartición de los mares y continentes. En trayectos de gran longitud, las isógonas siguen las líneas de la costa y las isodinámicas se inclinan al aproximarse a ella. De la misma manera que los continentes influyen con relación a los mares en el recorrido de las líneas isomagnéticas, dentro de los primeros, se nota la acción de las cadenas montañosas, con respecto a los llanos.

Las causas productoras de las anomalías locales, pueden resumirse en tres grupos: 1.° La acción inductora del campo magnético interno sobre las masas de la corteza. 2.° El magnetismo propio de los elementos pétreos del subsuelo, y 3.° La acción electromagnética de las corrientes eléctricas terrestres.

1.°—A consecuencia de la inducción del campo interno, se produce una imantación de las rocas del subsuelo, cuya intensidad depende de su permeabilidad con relación al medio ambiente, de su forma y de la intensidad y dirección del campo inductor.

Si la roca considerada tiene una susceptibilidad mag-

nética superior a la del medio que la rodea, las líneas de fuerza se concentran en ella, o lo que es lo mismo, se forma un polo negativo a su entrada y un polo positivo a su salida, fig 61.

Si sucede lo contrario, disminuye la densidad de las líneas de fuerza y su acción es la misma que si se formase un polo positivo a la entrada y otro negativo a la salida, fig. 62.

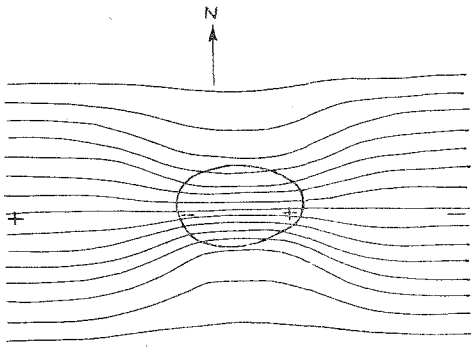



FIG. 61

2.° — Las rocas que poseen gran fuerza coercitiva como por ejemplo, las que contienen una elevada proporción de magnetita constituyen por sí mismas imanes permanentes, cuya acción se combina con la del campo terrestre. Su eje magnético puede tener o no la dirección del correspondiente al campo magnético terrestre. El primer caso, que es el más frecuente, se puede explicar con facilidad, por haberse demostrado experimentalmente que, un cuerpo de fuerza coercitiva suficiente, imantado a temperatura elevada, conserva la dirección de su eje magnético después de su enfriamiento. Así su-

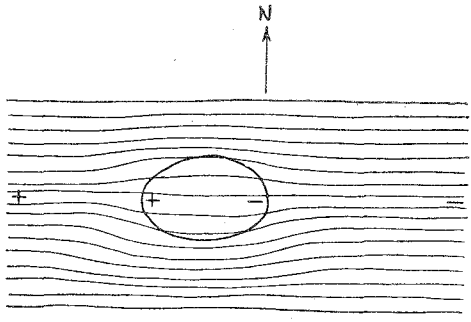



FIG. 62

cedió en el período de formación de la Tierra. Las masas flúidas recibieron su imantación inicial, bien sea por la acción inductora del campo interno o por la de intensas corrientes eléctricas, que, según Naumann (*), acompañan siempre a los grandes fenómenos tectónicos y aquéllas que poseían gran fuerza coercitiva la pudieron conservar después del enfriamiento.

Como estas masas han estado sometidas a diversos movimientos en las épocas geológicas sucesivas y además el campo magnético terrestre varía de dirección y probablemente también de intensidad,(**)se comprende que podamos también encontrar rocas cuyo eje magnético no tenga la dirección del terrestre.

3.°—Aun cuando no está suficientemente aclarado, es indudable que hay cierta relación entre las variaciones temporales de los elementos magnéticos terrestres y las corrientes eléctricas naturales que circulan por las capas superiores de la corteza. Estas corrientes locales pueden variar por causas físicas o químicas y encontrar a su paso rocas de muy diversa conductibilidad, pudiendo, al menos teóricamente, ser causa de anomalías locales, de pequeña importancia.

Bartels ha dado a conocer un ejemplo teórico de esta clase de anomalías. Considera una barra de magnetita de un m.$^2$ de sección y un kilómetro de longitud, colocada en posición horizontal a una profundidad de 10 metros, su resistencia eléctrica importa 5 ohmios; aplicándola entre sus extremos una diferencia de potencial de un voltio

(*) Naumann. Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer. Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde.

(**) J. Siñeriz. Métodos geofísicos de prospección. Revista Minera número 3.066. Madrid.

la intensidad de la corriente será de 0,2 amperios y el campo magnético que produce en la superficie tiene el valor $4\xi$, perfectamente mensurable. Sin embargo, Haalck (*), hace la observación de que en las condiciones normales la corriente sería menos de la décima parte de la mencionada y su acción magnética en la superficie completamente despreciable.

**31. Teoría de las anomalías producidas en el campo magnético terrestre por la acción de masas perturbadoras.**—La teoría de las anomalías magnéticas debidas a la acción de masas perturbadoras ha sido expuesta por el eminente geofísico Dr. Haalck (**) y constituye por sí misma, el fundamento del método magnético de prospección.

Por su gran importancia haremos un breve resumen de ella y expondremos sus aplicaciones en varios casos particulares.

Con el objeto de que esta teoría, matemáticamente considerada no sea en extremo difícil, Haalck parte de varias hipótesis que la simplifican. Supone primero, que las anomalías locales están producidas por la inducción del campo magnético actual y en el caso de que las masas subterráneas posean magnetismo propio, que éste está orientado como si sólo actuase aquélla. Supone también que la imantación de las masas es homogénea.

Según la ley de Poisson el potencial $P$ de un cuerpo $m$, imantado homogéneamente, está dado por la expresión:

(*) H. Haalck. Die magnetischen Verfahren der angewandten Geophysik. 1927.

(**) H. Haalck. Theorie und Anwendung der magnetischen. Aufschlussmethode Zeitschrift für Geophysik, Heft 1 2 1926.

$$P = I \frac{dW}{dx} = I \Sigma_o^m \frac{d\left(\frac{1}{r}\right)}{dx} . dv$$

En la cual indican: $I$, la intensidad de imantación; $W$ el potencial de la gravedad; el eje de las $X$ la dirección de imantación y $r$ el radio vector correspondiente a un elemento de volumen $dv$. Diferenciando la expresión anterior, según una cierta dirección $s$, tendremos:

$$\frac{dP}{ds} = I \frac{d^2 W}{dx.ds}$$

El primer miembro es la componente de la fuerza magnética, en la dirección $s$, por la definición del potencial. El segundo es el producto de la intensidad $I$ por la componente del gradiente de la gravedad en la misma dirección. Las mediciones magnéticas y gravíficas, están, por consiguiente, íntimamente relacionadas y por medio de ellas podremos calcular la imantación de una masa determinada. Eötvös ha deducido las fórmulas necesarias para ello; pero son de tan difícil aplicación que no se emplean en la práctica.

Tomemos un sistema de coordenadas rectangulares en que el plano $x, y$, sea horizontal, el eje de las $X$, tenga la dirección del meridiano magnético, contándose hacia el Norte, los valores positivos y hacia abajo los análogos de $z$. La expresión anterior puede transformarse en la siguiente:

$$P = -I \Sigma_o^m \frac{x . \cos i + z \ sen \ i}{r^3} . dv = C \Sigma_o^m \frac{x H + z V}{r^3} . dv \quad (5)$$

en la que

$$C = - \frac{I}{\sqrt{V^2 + H^2}}$$

En ella representan $I$ la inclinación, $H$ la intensidad horizontal, positiva hacia el Norte, $V$ la vertical, positiva hacia abajo, en lugar de $Z$ como ya la hemos designado para distinguirla de la componente vertical del campo perturbador, que se llama $Z$.

Por medio de esta fórmula podemos hallar los valores de las componentes horizontales y verticales, de las perturbaciones magnéticas producidas por una masa subterránea supuesta, de forma geométrica sencilla, para que pueda ser tratada por el cálculo, puesto que estas perturbaciones son:

$$F = \frac{dP}{dx} \quad \text{y} \quad Z = \frac{dP}{dz}$$

Para formarse una idea clara del efecto producido en el campo magnético por el cuerpo perturbador, se considera una sección transversal de dicho cuerpo, a través del plano meridiano magnético.

Se toma en ella un sistema de ejes rectangulares, con el eje de las $Y$ vertical, y para cada valor de $x$, se calculan los correspondientes de $H$ y $Z$, y se construye una curva con cada serie de ellos, tomados como ordenadas. Así obtenemos la curva de la componente horizontal de la perturbación y la de la componente vertical.

Como ejemplo indicaremos la curva de la componente horizontal de la perturbación magnética, obtenida por Eötvös en el borde de la llanura húngara. Fig. 63.

En ella se ve el brusco aumento que tuvo al acercarse a la masa de serpentina y la no menos importante disminución que experimentó a su salida.

Vamos a considerar ahora, algunos de los casos teóricos estudiados por Haalck, para ver la relación entre

las anomalías magnéticas y la situación de las masas que las originan.

*a).—Capa inclinada, horizontal o vertical.*—Supongamos una capa homogéneamente imantada, de pequeño espesor, formando el ángulo $\alpha$ con el plano de la superficie que suponemos horizontal, figura 64. Llamemos $z_0$ su distancia mínima a la superficie. Hacia abajo y hacia los lados, la capa se prolonga indefinidamente. Consideremos la sección producida por el plano vertical

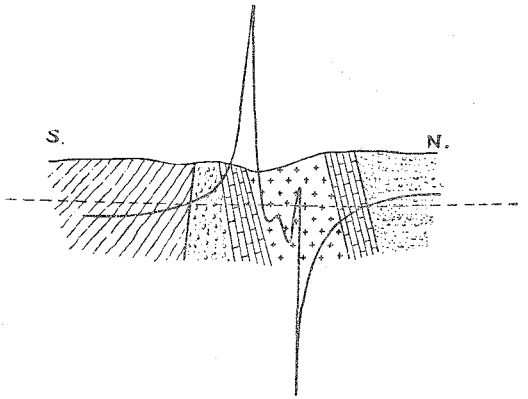



FIG. 63

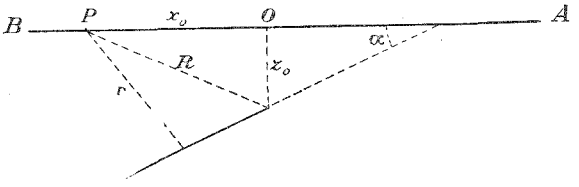



FIG. 64

que pasa por *A B*, que forma el ángulo $\varepsilon$, con el meridiano magnético, fig. 65. El centro del sistema de coordenadas *(x' y' z')* le colocamos en el punto *O* de la superficie sobre la vertical que corresponde a la distancia mínima; la parte positiva del eje de las *X*, en la dirección *O B*, la del eje de las *Z*, hacia abajo y la del eje de las *Y* normal

al plano de la figura y dirigido hacia el observador.

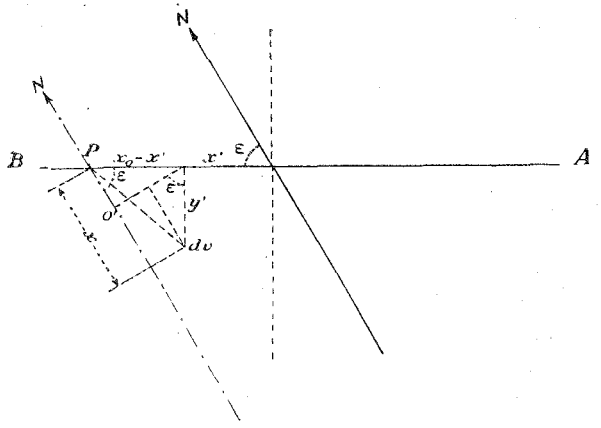



FIG. 65

El potencial en el punto $P\ (X_0,0,0)$ de un elemento de masa $d\ v\ (x'\ y'\ z')$ es, según sabemos,

$$P = C\frac{x\ H + z V}{r^3} \qquad (6)$$

En esta fórmula $x$ es la componente de la distancia entre $P$ y $d\ v$, contada paralelamente al meridiano magnético; $z$ su diferencia de nivel; $r$ el radio vector de $P$ a $d\ v$.

Estando el punto $P$ en la superficie, la diferencia de nivel con $d\ v$ es evidentemente $z'$. Además en la fig. 65 vemos que la distancia $P\ d\ v$ se compone de dos partes $P\ o'$ y $o'\ d\ v$ respectivamente, iguales a $(x_0 - x')\ cos\ \varepsilon$, e $y'\ sen\ \varepsilon$, luego podemos escribir:

$$z = z'$$
$$x = (X_0 - X')\ cos\ \varepsilon + y'\ sen\ \varepsilon$$

con lo cual la expresión del potencial $P$ de toda la masa perturbadora $M$, en el punto considerado será:

$$P = C \iiint \frac{(x_0 - x').\ H.\ cos\ \varepsilon + z'\ V + y'\ H\ sen\ \varepsilon}{r^3}.\ dx'\ dy'\ dz' \quad (7)$$

Esta integral se puede simplificar extraordinariamente. A causa de la simetría de la capa, con relación al plano $x'\ z'$, la integración con relación a $y'$ puede ser substituída por una constante colocada delante del signo de la integral. Hagamos además, un giro y desplazamiento del sistema de coordenadas, de manera que

$$x' = x''\ cos\ \alpha + z''\ sen\ \alpha$$
$$z' = z_0 + x''\ sen\ \alpha - z''\ cos\ \alpha$$

Supongamos en el espesor de la capa es muy pequeño para que $z'$ sea próximamente igual a cero y $dx'\ dz' =$ constante $\times dz''$.

La expresión del potencial se convertirá en la siguiente:

$$P = C \int_0^{\infty} \frac{V\ (z + x''\ sen\ \alpha) - H\ cos\ \varepsilon\ (xo - x''\ cos\ \alpha)}{(R^2 + x''^2 - 2\ x''\ R\ cos\ \alpha)^{\frac{3}{2}}}\ d.\ x'' \quad (8)$$

Integrando esta expresión (*) obtendremos:

$$P = C\ \frac{V\ (x + R\ cos\ \alpha) - H\ cos\ \varepsilon\ (R\ sen\ \alpha - z)}{R\ (x\ sen\ \alpha + z\ cos\ \alpha)} \quad (9)$$

en la que

$$R = \sqrt{x^2 + z^2}$$

Diferenciando con relación a $x$ y a $z$ el valor encontrado para $P$, tendremos las componentes horizontal y vertical de la anomalía magnética

$$\frac{d\ P}{d\ x} = F = \frac{C.\ V}{R^3\ (x\ sen\ \alpha + z\ cos\ \alpha)^2} \Big\{ z^3\ cos\ \alpha - x^3\ sen\ \alpha - R^3\ cos\ \alpha\ sen\ \alpha -$$

(*) Suprimimos los cálculos de la integración por no considerar. los necesarios.

$$-\frac{H}{V}\cos\varepsilon\left[(z-R\,sen\,\alpha)\,R^2\,sen\,\alpha+x\,z\,(x\,sen\,\alpha+z\,cos\,\alpha)\right]\Big\}$$

$$\frac{d\,P}{d\,z}=Z=\frac{C.\,V}{R^3\,(x\,sen\,\alpha+z\,cos\,\alpha)^2}\Big\{R^2\,cos\,\alpha\,(x+R\,cos\,\alpha)+$$

$$+x\,z(x\,sen\,\alpha+z\,cos\,\alpha)-\frac{H}{V}cos\,\varepsilon\left[x^3 sen\,\alpha+R^3 cos\,\alpha\,sen\,\alpha-\right.$$

$$\left.-z^3\,cos\,\alpha\right]\Big\} \qquad \textbf{(10)}$$

Estas fórmulas nos indican que las curvas de las componentes $F$ y Z, no sólo dependen de la profundidad de la capa y de su ángulo de inclinación, sino también de la orientación de la línea de máxima pendiente y de los valores normales de $H$ y $V$.

Para facilitar el trazado de las curvas de la figura 66

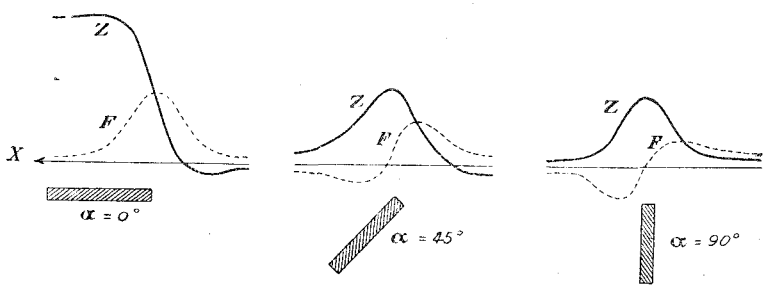



FIG. 66

se ha supuesto que

$$\frac{H}{V}\cdot cos\,\varepsilon$$

es igual a cero, como puede hacerse sin error sensible para las latitudes medias de Europa.

Se han considerado los valores de $\alpha$ 0,45° y 90°, que corresponden a la capa horizontal, inclinada y vertical respectivamente. La unidad de fuerza es *C. V.* y la de longitud es la profundidad $z$.

*b).—Falla vertical en capa horizontal.*—Suponiendo

por un instante que el espesor de la capa situada a uno de los lados de la falla sea muy pequeño, su potencial está dada por la fórmula del párrafo anterior,

$$P=C\frac{V(x+R)+z\,H\cos\varepsilon}{Rz} \tag{11}$$

Si su espesor es $d$ y $z$ la profundidad con relación a la superficie,

$$P=C\int_{z}^{z+d}\frac{V(x+R)+z\,H\cos\varepsilon}{R\,z}.dz \tag{12}$$

Integrándola resulta:

$$P=C\left\{V\left[2\,ln\frac{z+d}{z}+ln\frac{x+\sqrt{x^2+z^2}}{x+\sqrt{x^2+(z+d)^2}}\right]+\right.$$

$$\left.+H\cos\varepsilon\,ln\frac{z+d+\sqrt{x^2+(z+d)^2}}{z+\sqrt{x^2+z^2}}\right\} \tag{13}$$

Las derivadas con relación a $x$ y a $z$, nos darán los valores de $F$ y $Z$.

$$\frac{dP}{dx}=F=C\left\{V\left[\frac{1}{x^2+z^2}-\frac{1}{\sqrt{x^2+(z+d)^2}}\right]-\right.$$

$$\left.H\cos\varepsilon.x\left[\frac{1}{x^2+z^2+z\sqrt{x^2+z^2}}-\frac{1}{(z+d+\sqrt{x^2+(z+d)^2})\ \sqrt{x^2+(z+d)^2}}\right]\right\}$$

$$\frac{dP}{dz}=Z=C\left\{V\left[\frac{zd}{z(z+d)}+\frac{z+d}{\sqrt{x^2+(z+d)^2}\ (x+\sqrt{x+(z+d)^2})}-\right.\right. \tag{14}$$

$$\left.\left.-\frac{z}{\sqrt{x^2+z^2}\ (x+\sqrt{x^2+z^2})}\right]+H\cos\varepsilon\left(\frac{1}{\sqrt{x^2+z^2}}-\frac{1}{\sqrt{x^2+(z+d)^2}}\right)\right\}$$

Superponiendo las componentes que corresponden a

ambos lados de la falla, obtendremos las de la anomalía que le corresponde.

Haciendo como antes.

$$\frac{H}{V}\cos\varepsilon = O$$

consideremos dos casos. El primero, que el salto de la falla sea la mitad de la profundidad y el segundo que sean iguales. Suponiendo, además que $z=l$ y $Cr=1$, obtenemos las representaciones gráficas de la figura 67.

*c).—Elipsoide de rotación aplanado.* — Consideraremos

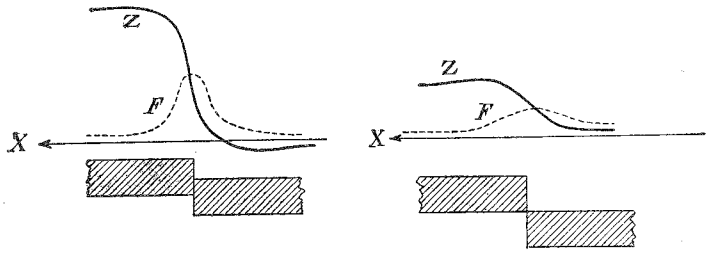



FIG. 67

la sección producida por el plano meridiano magnético que pasa por el centro del elipsoide. El origen de coordenadas, en la superficie, sobre la vertical correspondiente a dicho centro. La parte positiva del eje de las X, en la dirección Norte. Como unidad de longitud tomamos la profundidad $z$, del centro de la masa perturbadora.

Siguiendo procedimientos de cálculo análogos a los explicados obtendríamos los diagramas de la figura 68. En ellos se ve que es muy distinta la perturbación producida, con arreglo a la posición del elipsoide.

*d).—Esfera.*—Como enseña la figura 69, los valores má-

ximos absolutos de las dos componentes, caen muy cerca de la proyección del centro de la esfera, sobre la superficie del suelo. Considerando diversos valores de $V$ y $H$,

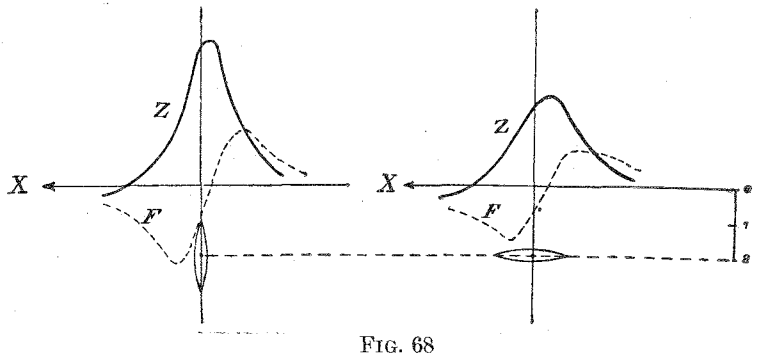



FIG. 68

o sea de la inclinación $i$, se observa que su posición depende también de esta magnitud.

*e).—Cilindro ilimitado, perpendicular al campo magnético terrestre.*—El esquema correspondiente está representado en la fig. 70. Dando diferentes valores a la permeabilidad e inclinación del cilindro las fórmulas nos permiten deducir las consecuencias siguientes.

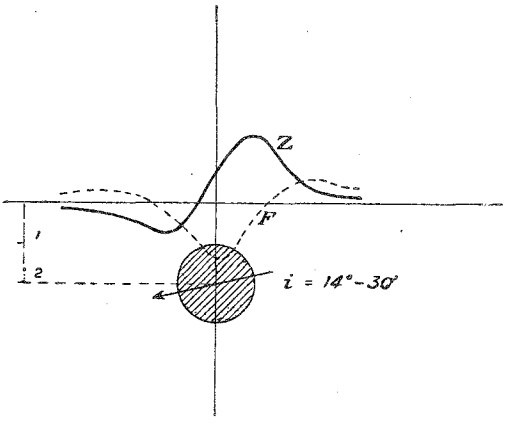



FIG. 69

Si su permeabilidad es mayor que la del medio ambiente, la anomalía de la intensidad vertical es esencialmente positiva, y la anomalía positiva de la intensidad horizontal, se encuentra al lado Sur de la masa cilíndrica. Cuanto más pe-

queña sea la inclinación, tanto menor es el máximo positivo de la primera y mayor el negativo.

Lo contrario sucede si la permeabilidad magnética del

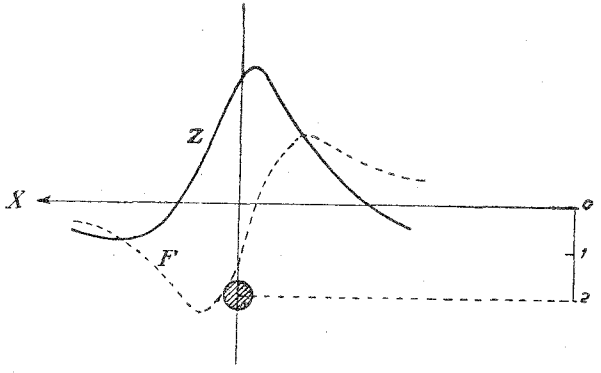



FIG. 70

cilindro considerado, es menor que la del medio que le rodea.

*f).—Consecuencias.*—Los ejemplos anteriores y otros estudiados por Haalck, han determinado una regla práctica para la investigación de masas magnéticas perturbadoras, que se aplica en todos los lugares donde la inclinación tiene un valor elevado. (En nuestro hemisferio desde Marruecos hacia el Norte.)

*La profundidad mínima de la masa magnética perturbadora se encuentra en el punto donde la anomalía de la intensidad vertical presenta el valor máximo y los de la intensidad horizontal y declinación son iguales a cero.*

En el transcurso de los tiempos se ha tratado de deducir una serie de reglas con las comprobaciones de los trabajos magnéticos efectuados por medio de sondeos, que no enunciamos por parecernos muy inseguras y expuestas a errores de consideración.

Lo mismo sucede con las que se refieren al tamaño y

forma de la masa magnética. Las heterogeneidades en la imantación y en la superficie límite, con respecto a los casos teóricos estudiados, alteran la forma de los esquemas teóricos, haciendo muy difícil la deducción de consecuencias sin un estudio geológico muy detenido.

# CAPÍTULO VIII

## LOS MÉTODOS DE LAS MEDICIONES MAGNÉTICAS

**32. Las mediciones absolutas.**—Los métodos que se emplean en las mediciones magnéticas dependen del objeto a que se dedican. Si se pretende construir una carta magnética, es preciso efectuar mediciones absolutas de todos los elementos magnéticos. Pero si sólo se pretende la determinación de las anomalías, como método de investigación de masas subterráneas, basta con efectuar medidas relativas, con relación a una estación cuyos elementos absolutos se conocen. En ambos casos es indispensable tener en cuenta las variaciones temporales del magnetismo terrestre, ya sea por medio de los aparatos registradores de un observatorio o por los análogos de campo, instalados en una estación fija.

Para conocer exactamente la fuerza magnética, es preciso estudiar su dirección e intensidad puesto que su sentido nos es conocido. Para conocer la dirección, es preciso determinar la declinación o sea su acimut geográfico y la inclinación o ángulo que forma con su proyección sobre el horizonte.

El estudio de la intensidad se hace de modo indirecto,

descomponiéndola en dos, según el sentido vertical y horizontal de su mismo plano. Determinando por observación directa esta segunda componente y el ángulo de inclinación, queda perfectamente conocida la intensidad buscada.

Para el levantamiento del Mapa magnético nacional, efectuado por el Instituto Geográfico, se han usado los equipos magnéticos más perfeccionados, que comprenden todos los aparatos y accesorios necesarios, no sólo para la determinación de los elementos magnéticos, sino también de las coordenadas geográficas y de la hora local. Como su descripción completa se sale del programa de nuestro trabajo, remitimos al lector a la notable obra de Azpiazu Gil (*) en la que se encuentran minuciosamente descritas.

Nosotros nos limitaremos a indicar esquemáticamente los procedimientos que se emplean para efectuar las mediciones.

*a).—Medida de la declinación.*—Es preciso empezar por la determinación de la meridiana geográfica. Para efectuarla, se eligen dos puntos de referencia permanentes, como torres de iglesia, chimeneas, etc. y por medio de observaciones directas del Sol anotando el segundo exacto en el que se efectúan y las lecturas de los limbos acimutal y cenital, se deduce fácilmente el acimut de las referencias, operación que se repite seis veces por lo menos en cada determinación, para tener exactitud suficiente, procurando efectuar la observación del Sol en el primer vertical o sus inmediaciones, de modo que su altura cenital esté comprendida entre 20 y 40 grados.

(*) U. Azpiazu R. Gil.—Magnetismo terrestre. Madrid 1919.

Si ahora determinamos la posición del meridiano magnético podremos obtener la declinación.

Para ello se emplea el teodolito magnético, cuyo fundamento es el siguiente: una alidada acimutal, fig. 71, provista de nonius, tornillos nivelantes y nivel, permite el movimiento rápido y lento de un anteojo, cuyo eje óptico está dirigido hacia el centro del limbo. En él se encuentra un imán horizontal, suspendido de un hilo sin torsión o apoyado sobre un pivote, pudiendo oscilar libremente. En uno de sus extremos hay un espejo en el que se refleja la cruz filar del retículo del anteojo. Girando éste hasta la coincidencia de la cruz y su imagen obtenemos la lectura acimutal que corresponde al eje del imán o sea la dirección del meridiano magnético.

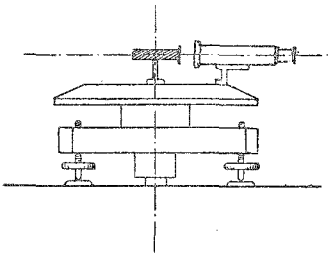


FIG. 71

La diferencia entre los ángulos formados por la señal de referencia con los meridianos magnético y astronómico, es el valor de la declinación.

El valor obtenido debe experimentar algunas correcciones. Con la inversión del imán, se corrige la colimación; con el movimiento de $\pm$ 15° impreso a la cabeza de suspensión del hilo y el empleo de un imán débilmente imantado, se corrige la torsión y con la multiplicidad de lecturas, cuyos promedios se utilizan, se eliminan los defectos del aparato y del observador. Si a esto se añade la corrección correspondiente a la variación comprobada por los registradores de la estación base, durante el tiempo de la observación en el campo, se tendrá el valor deseado.

La corrección de torsión está dada por la fórmula

$$\pm \frac{g}{k-g} \cdot \alpha \qquad (15)$$

en la que $g$ es la desviación observada con la barra fuertemente imantada al girar la cabeza de torsión $\pm 15°$; $k$ es la correspondiente a la barra débilmente imantada y $\alpha$ la diferencia entre los promedios de las direcciones observadas con las barras fuerte y debilmente imantadas.

La corrección de variación la proporciona, con su signo, la estación base.

*b*).—*Medida de la inclinación.*—El aparato más frecuentemente empleado es el llamado *inductor terrestre*, figura 72, que permite el medir el ángulo de inclinación con un

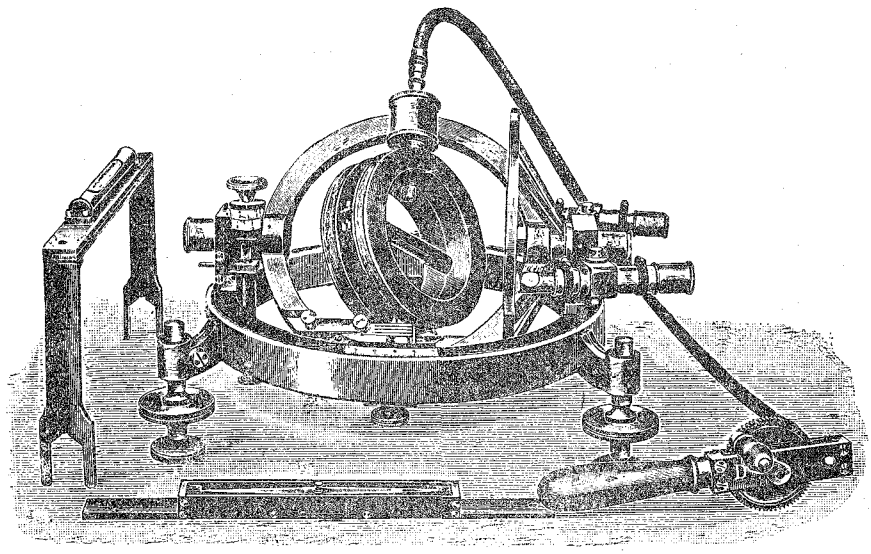


FIG. 72

error menor de 10 segundos. Su fundamento es el siguiente: una bobina de hilo fino aislado puede girar a gran ve-

locidad alrededor de un eje diametral contenido en su plano. Este eje puede tomar diversas inclinaciones con respecto a otro eje de giro horizontal y perpendicular al anterior. Al girar la bobina en el campo magnético terrestre, se producirá en ella una corriente inducida, siempre que el eje de giro no coincida con la dirección de la inclinación, pues en este caso la superficie de las espiras no estará cortada por las líneas de fuerza y no habrá variación de flujo.

Para efectuar una observación, se coloca el aparato en posición horizontal por medio de niveles y se coloca el eje de la bobina en el meridiano magnético, por medio de una declinatoria, inclinando su extremo Norte hasta que alcance el valor aproximado, que de antemano conocemos. Se imprime a la bobina un rápido movimiento de giro por medio de engranajes multiplicadores y se observa, en un galvanómetro provisto de microscopio, el valor de la desviación. Variando la inclinación del eje con el tornillo de movimiento lento, llegaremos a una posición en la cual el galvanómetro no se desvía. El ángulo de inclinación se lee en un limbo vertical. El valor obtenido se corrige sumándole algebráicamente la constante de la aguja empleada. Se halla la diferencia entre este valor y el suministrado por el Observatorio base para la inclinación en el tiempo medio de la observación de campo, diferencia que será la de inclinación magnética que existe entre esta estación base y la observada. Agregándola a la inclinación media de la primera, se obtendrá la buscada.

*c).—Medida de la intensidad horizontal.*—El método universalmente adoptado se debe a Gauss y determina el ángulo de desviación o sea el que un imán suspendido y que puede girar libremente forma consigo mismo, según esté o no sometido a la influencia de otro cuyo momento

magnético y distancia conocemos, valor angular que es la única incógnita en la fórmula que da el cociente del momento magnético y la intensidad horizontal.

$$\frac{M}{H} = \frac{l^3 \operatorname{sen} \varphi}{2K}; \quad H = M. \frac{2K}{l^3 \operatorname{sen} \varphi} \qquad (16)$$

En ella representan: $K$ coeficiente de inducción de la barra desviante; $l$, la distancia entre las barras desviante y desviada y $\varphi$ el ángulo de desviación. En general se prefiere eliminar el valor del momento magnético $M$, por medio de las dos siguientes fórmulas:

$$M.H = \frac{\pi^2 K}{T^2} \qquad \frac{M}{H} = \frac{l^3 \operatorname{sen} \varphi}{2K} \qquad (17)$$

en las cuales, a más de las magnitudes cuyas iniciales hemos explicado se encuentran: $K$, momento de inercia de la barra desviante y $T$, duración de una oscilación.

Divididas miembro a miembro obtenemos:

$$H = \pi \sqrt{\frac{2kK}{l^3}} \times \frac{1}{T\sqrt{\operatorname{sen} \varphi}} = C \times \frac{1}{T \operatorname{sen} \varphi} \qquad (18)$$

Vemos, por lo tanto, que la medición de los valores de $T$ y $\varphi$ nos suministrará el valor de $H$, suponiendo determinada la constante del imán empleado.

Tanto el ángulo $\varphi$, como el tiempo $T$, necesitan varias correcciones determinadas por la experiencia y debidas a la inducción terrestre, a la amplitud de las oscilaciones, a la torsión del hilo de suspensión, a la influencia de la temperatura, a la heterogeneidad de imantación de los imanes empleados, a las variaciones del campo terrestre durante el período de observación y a la marcha del cronómetro utilizado en el mismo.

Efectuando dichas correcciones (*) y llamando $T_0$ $\varphi_0$ los valores corregidos de $T$ y $\varphi$, podremos escribir, tomando logaritmos,

$$log\ H = log\ C - log\ T_0 - \tfrac{1}{2}\ log\ sen\ \varphi_0 \qquad (19)$$

Para medir el ángulo $\varphi$ se emplea el teodolito magnético, ya descrito, provisto de los accesorios convenientes consistentes en dos soportes acanalados, provistos de un tubo de protección, que sirven para colocar los imanes deflectores, que en la figura 73 se indican esquemáticamente.

Se coloca la barra fuertemente imantada del declinómetro y se hace la coincidencia entre el retículo del anteojo y su imagen reflejada en el espejo colocado en el extremo de aquél y se obtiene la dirección de uno de los lados del ángulo buscado. A más de las lecturas de los microscopios se anota la hora de la observación.

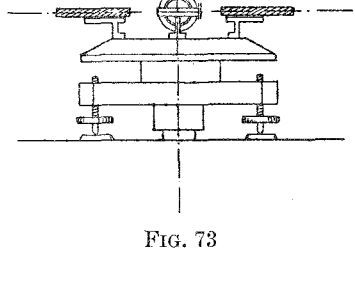


FIG. 73

Tomando después uno de los imanes deflectores, se le coloca en el soporte acanalado de la derecha, por ejemplo, con la letra $N$, que sirve de referencia, encima y hacia el Este, introduciendo además en su alojamiento el termómetro que ha de medir su temperatura. En el soporte opuesto se coloca un cilindro de cobre, que sirve de contrapeso.

El imán central empezará a oscilar y su posición de re-

(*) En los trabajos del Instituto Geográfico para el levantamiento del mapa magnético nacional, se efectúan, como se explica en la Memoria de Azpiazu Gil, Magnetismo terrestre.

poso, que mediremos con los microscopios, después de hacer coincidir el retículo y su imagen, formará con la anterior el angulo $\varphi$. También se anota la hora y la temperatura del imán.

Se repite la operación invirtiendo en sus soportes el imán y el contrapeso, colocando de nuevo la inicial *N*, grabada en el imán hacia el Este.

Las dos mediciones efectuadas se vuelven a repetir, colocando el imán deflector con la *N* hacia el Oeste, y así habremos obtenido cuatro valores para $\varphi$. La segunda fase de la medida es exactamente igual a la anterior, pero invirtiendo el orden y la posición del imán; es decir, que tendrá la *N* hacia abajo. Primero se le coloca en el brazo derecho, mirando la *N* al Oeste y después en el izquierdo. En éste se invierte para que quede hacia el Este y por fin se cambia con el contrapeso en esta última posición.

Se termina la operación repitiendo la lectura del declinómetro, sin colocar el imán deflector, obteniéndose ocho valores dobles del ángulo de desviación.

Para efectuar la medición de *T*, se imprime al imán un movimiento oscilatorio y cuando la amplitud de éste no exceda de las 20 divisiones de la escala, se comienza la observación propiamente dicha.

Se empieza por anotar su amplitud en ambos sentidos, medida sobre dicha escala y la temperatura señalada por el termómetro interior. El observador anota en décimas de segundo el primer paso del cero de la escala por la referencia del retículo y cada tres sucesivos, hasta 21 veces. Fácilmente se calcula con estos datos el paso del cero en la oscilación centésima, en la que debe comenzarse de nuevo la observación anotando, como antes, el tiempo, en décimas de segundo, de cada tercer paso del cero hasta 21 veces, con lo que apuntando de nuevo la

amplitud y la temperatura, queda terminada la primera serie de observaciones. La segunda es exactamente igual pero invirtiendo la posición del imán.

Empleando este método se obtiene la gran ventaja de eliminar la causa de error producida por la variación del momento magnético de los imanes empleados.

*d).—Determinación de la constante de los imanes.*—Su determinación es indispensable para el cálculo de la fórmula anterior.

$$H=\pi\sqrt{\frac{2\,k\,K}{l^3}}\times\frac{1}{T\,sen\,\varphi} \qquad (18)$$

El factor

$$\pi\sqrt{\frac{2\,k\,K}{l^3}}$$

es constante para una cierta barra y determinada distancia $l$ y se puede calcular absoluta o relativamente. Para lo primero, se miden directamente los valores de los elementos que la integran, procedimiento que únicamente se emplea para las barras de los aparatos magistrales de los observatorios.

La determinación del valor relativo de la constante se hace por comparación con los aparatos magistrales, en el observatorio tomado como base, haciendo una serie de observaciones de desviación por la que se obtiene el ángulo $\varphi$ y otra serie de oscilaciones, que dan el valor de $T$ y conocido el valor de $H$, para los magistrales de comparación durante el período de estas observaciones podremos calcular el valor de la constante, por medio de la fórmula anterior.

Cuando la latitud varía lo suficiente para que los valores de la intensidad horizontal media $H_m$ y los del ángu-

lo medio de desviación $\varphi_m$ sean distintos, hay que introducir una corrección expresada en la fórmula siguiente:

$$C = \pi \sqrt{\frac{2kK}{l^3}} \left[ 1 - \frac{1}{2} K H_m \quad (1 \operatorname{sen} \varphi_m) \right] \qquad (20)$$

**33. Las mediciones relativas.**—Ya hemos dicho que cuando sólo se pretende determinar las anomalías locales de los elementos magnéticos terrestres, como medio para descubrir las substancias magnéticas existentes en el subsuelo, son suficientes las mediciones relativas, de las que ahora nos vamos a ocupar, empezando por la descripción de la balanza magnética universal de Haalck (*), con la que hemos efectuado el estudio magnético en Villanueva de las Minas, que se presenta al final de este trabajo.

**34. La balanza magnética universal de Haalk** (**) figura 74.—Es un instrumento que permite medir de una manera rápida y sencilla las variaciones locales de la declinación intensidad horizontal e intensidad vertical, con una exactitud de cuatro unidades $\gamma$, que corresponde a la precisión que hoy se obtiene con los variómetros magnéticos.

Sobre el limbo acimutal de un teodolito y rígidamente unido a él, hay una cámara en cuyo interior se encuentra un balancín formado por dos imanes perpendiculares entre sí, que puede oscilar en un plano vertical. El polo negativo del imán vertical *A*, figura 75, se encuentra hacia arriba.

El centro de gravedad del balancín no se halla en la verti-

(*) H. Haalck. Ein neues erdmagnetisches Universal Variome meter. Zeitschrift. Instrumentenkunde. Heft 1. 1927.

(**) El instrumento está construído por «Exploración».—G m. 6. H. Hannover.

cal que pasa por las aristas de apoyo de los cuchillos de ágata, sino que está desplazada ligeramente hacia el polo negativo del imán horizontal *B*.

El equilibrio de la balanza depende de la gravedad, de

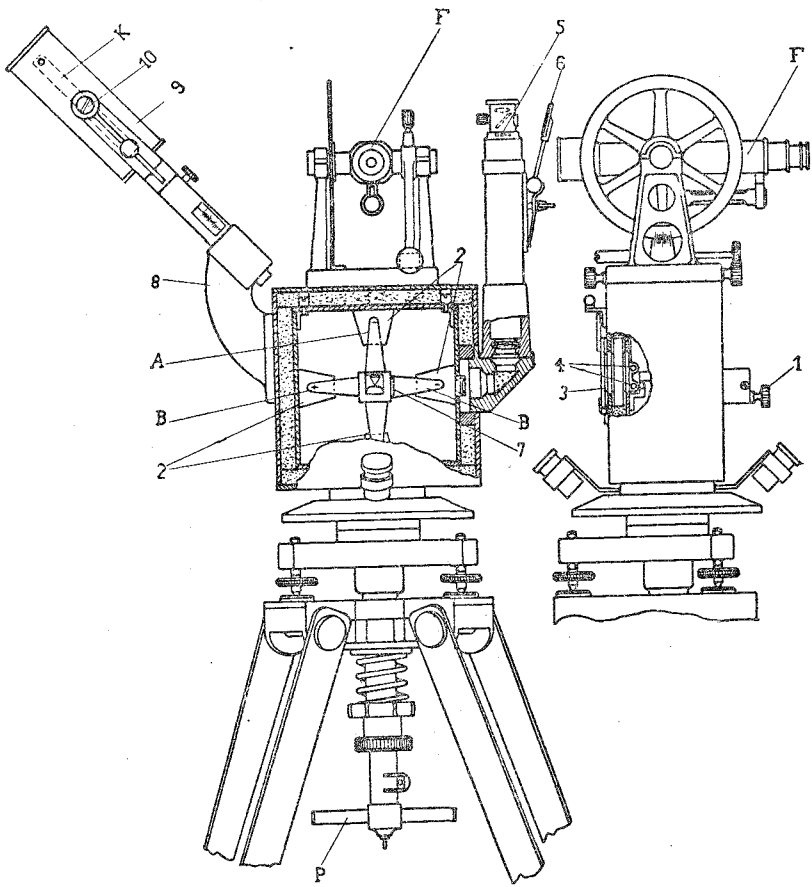



FIG. 74

los elementos del campo magnético terrestre, que actúan sobre ella y de los campos adiccionales que ya mencionaremos.

Para detener el movimiento del balancín, se levanta y

comprime contra dos muelles, por medio de una palanca exterior.

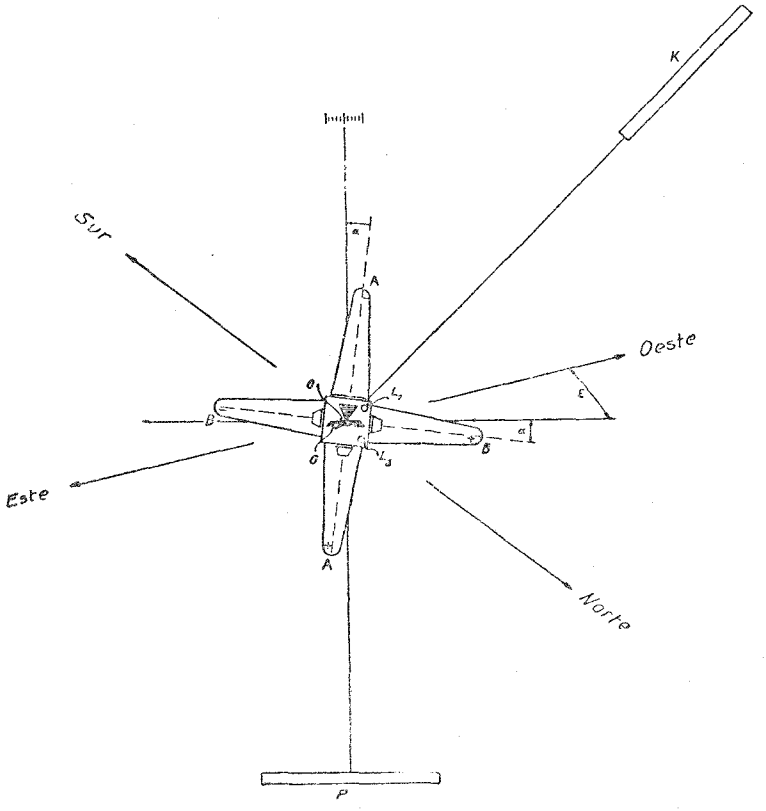



FIG. 75

Al girar en sentido contrario para permitir el movimiento de oscilación, los cuchillos vuelven a quedar en el mismo lugar de su apoyo, merced a unas guías especiales convenientes.

En la parte lateral y en la interior del cuerpo central del balancín, se pueden atornillar pequeños tornillos, de peso conveniente para que la sensibilidad del aparato alcance un valor determinado.

Las oscilaciones se amortiguan por medio de placas de cobre, *2*, colocadas a los lados de los polos.

A través de una ventanilla, *3*, se puede observar el interior de la caja y leer la temperatura en los sensibles termómetros, *4*, colocados en ella. La caja es de dobles paredes, rellenas de una capa de corcho y sin ninguna pieza metálica que las una, para preservar a los imanes de las variaciones bruscas de temperatura.

La posición de equilibrio de la balanza se determina por medio de un anteojo autocolimador provisto de una escala, *5*, iluminada por el espejo, *6*. El espejo, *7*, colocado en el cuerpo del balancín, refleja la escala sobre sí misma.

El anteojo *F*, que se puede quitar o poner fácilmente, permite utilizar el conjunto como un aparato topográfico, teodolito, taquímetro o nivel y se emplea para fijar, por intersecciones, la posición de los puntos en los que se ha hecho estación.

En un soporte lateral, inclinado 45°, *8*, se encuentra una cámara, *9*, que contiene dos imanes, *K*, bien protegidos contra las variaciones de temperatura. La cámara puede girar alrededor de un eje central y quedar fija en dos posiciones opuestas; además está dotada de un movimiento de traslación por medio de una cremallera.

En el mecanismo de sujección del trípode del aparato hay otro manguito horizontal, con su correspondiente imán, *P*, dotado de movimiento vertical, que sirve para regular la posición del balancín.

Las fuerzas que actúan sobre el balancín son la gravedad, la intensidad vertical y horizontal, y la del campo adicional *K*. El equilibrio se producirá cuando la suma de los momentos correspondientes sea igual a cero.

Designemos, figura 75 por:

$Q$..... el peso del balancín.
$G$..... su centro de gravedad.
$O$..... la arista de apoyo.
$M_1$... el momento del imán vertical.
$M_2$... el momento del imán horizontal.
$M_3$... el momento del imán auxiliar $K$.
$\zeta$..... el ángulo formado por $G\,O$ con el eje magnético $B\,B$.
$\alpha$ ..... el ángulo formado por el eje magnético $B\,B$ con la horizontal.
$\varepsilon$ ..... el ángulo entre el plano de oscilación y el Oeste magnético.
$a$..... la distancia entre la escala y el espejo de la balanza.
$d$..... el valor lineal de una división de la escala.
$n$..... la lectura.

El momento de la intensidad vertical está representado por

$$+ Z\,(M_2\,cos\,\alpha - M_1\,sen\,\alpha);$$

el de la horizontal por

$$-H\ sen\ \varepsilon\,(M_1\ cos\ \alpha + M_2\ sen\ \alpha);$$

el de la gravedad por

$$-Q\ c.\ cos\ (\zeta - \alpha)$$

y el del imán auxiliar por

$$+M_3\,f.\,(\alpha),$$

en cuya función $\alpha$ depende de $M_1$, de $M_2$ y de la distancia.

En el desarrollo en serie de $f\,(\alpha)$.

$$f\,(\alpha) = f\,(O) + f'\,(O)\,\alpha + .....$$

no hay que considerar más que los dos primeros términos.

Diferenciando los valores de los momentos, e igualando a cero su suma, obtendremos la ecuación de equilibrio del sistema.

$$d\ Z.\ M_2 - d\ H\ sen\ \varepsilon\ M_1 - d\varepsilon.\ H.\ M_1\ cos\ \varepsilon - d\alpha\ [M_1\ Z + \\ + H\ sen\ \varepsilon\ M_2 + Q\ c\ sen\ \zeta + M_3\ f'\ (O)] = O \qquad (21)$$

en la cual podemos transformar el ángulo $\alpha$ en función de la lectura de la escala y de su distancia al espejo como hicimos en la balanza de torsión, por la fórmula:

$$d\alpha = \frac{(n - n_o)\ d}{2\ a} \qquad (22)$$

La lectura cero, $n_0$ corresponde al caso de que, en la posición de equilibrio, el trazo medio de la escala coincide con su imagen reflejada por el espejo. La oscilación del trazo reflejado se considera positiva en el sentido, en que $N_w$ (de la que hablaremos enseguida) disminuye y negativa en el que aumenta.

*a).—Medición de la intensidad vertical.*—Para esta medición no se emplea el imán auxiliar $K$, de modo que $M_3 = O$. El balancín se coloca en una posición tal que en el caso de la posición cero, el ángulo $\varepsilon$ sea próximamente nulo.

Esto sucede cuando en dos posiciones situadas a 180° $n_0$, es igual a cero. Si en el lugar de la observación hay importantes anomalías de la intensidad vertical, se consigue esto fácilmente, por medio del imán compensador, $P$, colocado en el mecanismo de sujección del trípode, que produce un campo magnético cuya influencia podemos regular merced a su movimiento vertical de traslación.

Una vez conseguido el efecto deseado, el imán debe permanecer inmóvil durante el resto de la medición.

La operación práctica de una medición se efectúa de la siguiente manera. Se hace girar el instrumento, hasta que el soporte $K$, esté dirigido hacia el Oeste y el balancín próximamente en la posición cero. El aparato tiene dos nonius $A$ y $B$. Llamaremos $A$ al situado en la parte del limbo, que corresponde al lugar donde se encuentra el mecanismo de retención y $B$ al opuesto. Sea $N_w$ la lectura en el nonius $A$. En esta posición se efectúan de cuatro a ocho lecturas, levantando y bajando el balancín y esperando cada vez que alcance la posición de reposo. La media de las lecturas la llamamos $n_w$ . Giremos 180° el plano de oscilación y efectuemos de la misma manera nuevas lecturas, con el nonius $B$, que llamaremos $N_E$ y $n_E$ respectivamente.

La variación de la intensidad vertical está representada por la fórmula.

$$dz = \left\{ \frac{N_W - N_E}{\lambda} + (n_w - n_E) \right\} \frac{K_1}{2} + \mu, (t - t_0) \qquad (23)$$

siendo $K_1$, el valor de una división de la escala; $\mu$, el coeficiente de temperatura; $t$, la temperatura, y

$$\lambda = \frac{K_1 \cdot M_2}{0{,}000291 \cdot M_1 H_0} \qquad (24)$$

En la cual $M_1$ y $M_2$ son, como sabemos, los momentos del imán vertical y horizontal respectivamente; $H_0$ el valor absoluto en números redondos y en $\zeta$ de la intensidad horizontal, que corresponde a la zona de investigación, y $N_w$ y $N_E$ se expresan en minutos.

Para mayor facilidad se recomienda hacer $N_w = N_E$, es

decir, hacer un giro de 180°, cuando no hay grandes perturbaciones. En el caso contrario, es más conveniente anular $n_W - n_E$, es decir, buscar siempre la posición cero.

*b).—Medición de la declinación.*—El anteojo (con el nivel hacia abajo) está dirigido hacia el Norte magnético, cuando la lectura $U$, efectuada con el nonius $A$, tiene el valor

$$U = \frac{N_W + N_E}{2} + (n_W - n_E)\frac{\lambda}{2} - \nu \qquad (25)$$

en cuya fórmula $\nu$ (*) representa una constante instrumental, muy poco diferente de cero.

Visando torres de iglesia, vértices geodésicos, u otros puntos cuya posición geográfica exacta se conoce, se puede determinar la lectura que corresponde al nonius $A$, cuando el anteojo esté dirigido hacia el Norte verdadero. Designándola por $U'$ la declinación será:

$$D = U - U' \qquad (26)$$

La temperatura no influye en la medida de la declinación.

Si se emplean a la vez en las operaciones de campo, dos instrumentos, con el objeto de eliminar las variaciones temporales, determinando la diferencia de declinación entre cada dos puntos de medida se colocarán, de manera que se visen mutuamente. Sean $U_1$ y $U_2$ las direcciones del Norte magnético en las estaciones I y II. $L_1$ la lectura efectuada con el nonius $A$ del aparato I, al visar al II y $L_2$, la del aparato II al apuntar al I. La diferencia de declinación entre ambas estaciones será:

(*) $\nu$ es el ángulo formado por el eje óptico del anteojo con el plano de oscilación.

$$d\,D = U_1 - L_1 + L_2 - U_2 - 180^\circ \qquad (27)$$

Esta diferencia se considera como positiva hacia el Oeste y como negativa hacia el Este.

*c).—Medición de la intensidad horizontal.*—Se hace girar el instrumento hasta que el plano de oscilación coincida próximamente con el meridiano magnético, para que pueda actuar completamente, la intensidad horizontal. Esto sucederá cuando la lectura en el nonius I sea:

$$\frac{N_W + N_E}{2} + (n_W - n_E)\,\frac{\lambda}{2} + 90^\circ \qquad (28)$$

Basta una exactitud de $\frac{1}{2}$ a un grado.

Por medio del imán auxiliar $K$, se crea un campo adicional, que se regula variando su distancia, hasta que el balancín se encuentre en la posición cero. La posición de $K$, permanece fija durante toda la medición.

Se efectúan las lecturas en el anteojo autocolimador de la manera que ya hemos explicado. Llamemos $n_N$ la media de las lecturas. Se hace girar el aparato 180°, así como el imán $K$ y se efectúan nuevas lecturas, cuyo valor medio será $n_S$. La variación de la intensidad horizontal está dada por la expresión:

$$d\,H = \frac{K_3}{2}\,.\,n_S - \frac{K_2}{2}\,n_N + \mu\,(t - t_o),\ \text{para}\ \mu = \frac{\mu_3 - \mu_2}{2} \qquad (29)$$

siendo $K_2$ el valor de una división de la escala en la posición Norte; $K_3$, en la Sur y $\mu_2$ y $\mu_3$ los coeficientes de temperatura correspondientes.

*d).—Determinación de las constantes instrumentales.*—La relación

$$\frac{M_1}{M_2}$$

que es casi igual a la unidad, así como el valor de $\nu$ muy poco diferente de cero, tiene que ser determinada una

sola vez y permanecen siempre constantes, aunque varíe la sensibilidad (*).

La constante $\nu$, o sea el ángulo que forma el eje óptico del anteojo con el plano de oscilación, se determina por medio de un teodolito magnético. Se observa en el mismo lugar la dirección del Norte magnético con el teodolito y con el variómetro, pudiéndose apreciar entonces, la desviación del eje óptico del anteojo del último con relación al mencionado plano. Evidentemente que el conocimiento de $\nu$ sólo interesa en las determinaciones muy precisas de los valores absolutos de la declinación.

Para determinar la relación

$$\frac{M_1}{M_2}$$

se emplea una bobina de dimensiones conocidas, recorrida por una corriente eléctrica. Se determina primeramente el valor $K_1$ de una división de la escala, en la posición Oeste-Este, observando la desviación producida por la bobina, el cual está dado por la fórmula:

$$K_1 = C \frac{i}{n - n_o} \qquad \textbf{(30)}$$

en que $i$ expresa la corriente en miliamperios y $C$ es una constante que depende de las dimensiones de la bobina.

Se hace ahora girar un pequeño ángulo $\delta$ (en minutos) al plano de oscilaeión y se mide la desviación relacionada con $K_1$ por la fórmula:

---

(*) H. Haalck. Die magnetischen Verfahren der angewandten Geophysik.

$$K_1 = \frac{0{,}000291 \frac{M_1}{M_2} \cdot H_0 \cdot \delta}{n - n_0} \qquad (31)$$

en que $H_0$ es el valor absoluto de la intensidad horizontal en la zona de observación en números redondos.

Por medio de las dos ecuaciones se determina el valor de

$$\frac{M_1}{M_2}$$

El valor de la división de la escala en la posición Norte y en la Sur se encuentran de la misma manera.

$$K_2 = \frac{H_0(1-\cos\delta)}{n_0 - n} \qquad (32)$$

$$K_3 = \frac{H_0(1-\cos\delta)}{n - n_0}$$

Cuando ya se conoce

$$\frac{M_1}{M_2}$$

se pueden comprobar los diferentes valores de $K$ y $\mu$, por medio de las fórmulas

$$\left.\begin{aligned} 2\,K_1 &= \frac{M_1}{M_2}\,(K_2 + K_3) \\ 2\,\mu_1 &= \frac{M_1}{M_2}\,(\mu_2 + \mu_3) \end{aligned}\right\} \quad (\mu_2 + \mu_3) \qquad (33)$$

La determinación del coeficiente de temperatura se efectúa, en general, colocando el aparato en una cámara, desprovista de objetos de hierro y en la cual se puede elevar gradualmente la temperatura y hacerla descender de la misma manera, durante una serie de observaciones. También se emplea el sistema de efectuar las observaciones durante la variación diurna de la temperatura.

Se tiene entonces:

$$\mu_1 = \frac{a - a_0}{t_0 - t}$$

$$\text{siendo } a = \left[\frac{N_W - N_E}{\lambda} + n_W + n_E\right]\frac{K_1}{2} \quad \text{para } \mu_1$$
$$\text{» } a = K_3\, n_S \quad \text{para } \mu_3$$
$$\text{» } a = K_1\, n_N \quad \text{para } \mu_2 \qquad (34)$$
$$\text{» } a = \frac{K_3}{2} n_S - \frac{K_2}{2} n_N \quad \text{para } \mu$$

Si tomamos como abcisas los valores de $t$ y como ordenadas los de $a$, podremos construir unas curvas que nos den los valores de $\mu$.

Como los valores de las divisiones de la escala y los coeficientes de temperatura, dependen de los valores absolutos de la intensidad vertical y horizontal, tienen que ser determinados de nuevo, siempre que el variómetro se emplee en lugares donde aquellos parámetros magnéticos tengan valores esencialmente distintos.

**35. El variómetro vertical de Schmidt.**—Con relación a la balanza universal de Haalck, presenta varias simplificaciones que explicaremos en su descripción.

La ecuación fundamental de equilibrio le será completamente aplicable, haciendo

$$M_1 = O \qquad M_3 = O$$

puesto que no existen los imanes $M_1$ y $M_3$ y $\varepsilon = O$, por trabajar siempre en el plano perpendicular al meridiano magnético.

Esta ecuación quedará reducida a la siguiente:

$$Z.\, M_2\, cos\, \alpha - Q\, c.\, cos\, (\zeta - \alpha) = O \qquad (35)$$

y para la variación de lectura, cuando cambie la intensidad vertical.

$$Z - Z_0 = d\,z = (n - n_0)\, K + \mu\,(t - t_0);\; Z = Z_0 + (n - n_0)\, K + \mu\,(t - t_0) \qquad (36)$$

Siendo $K$ el valor de una división de la escala; $\mu$ el coeficiente de temperatura y $Z_0$, el valor de $Z$ en la base.

Su descripción es como sigue. En una caja metálica de base rectangular con paredes dobles rellenas de corcho, figuras 76 y 77 (*) se encuentra un imán, figuras 78 y 79, que puede oscilar en un plano vertical por medio de unos cuchillos de cuarzo que descansan en cilindros de la misma materia, para que el contacto sea un solo punto. El imán está comprendido entre horquillas, *11*, figura 80, que amortiguan el movimiento oscilatorio por las corrientes de Foucault que él mismo induce.

En la cara superior del eje de giro de los imanes, se ha colocado un espejo, *20*, visible en la figura 79, en cuya vertical hay un anteojo, 2, con ocular provisto de escala graduada. El observador ve la escala y su imagen reflejada por el espejo, que oscilará si el imán no está en la posición de reposo. El imán se levanta de sus apoyos, por medio de dos caballetes que se inmovilizan para el transporte.

El aparato se coloca sobre un trípode, figuras 81 y 82, cuyas patas son alargables, para poderlo nivelar. En una platina giratoria colocada en su cabeza, se puede sujetar una brújula que se emplea para orientar con arreglo al Norte magnético, al eje de la caja del imán. Para ello se lee en un limbo graduado que hay debajo de la platina, la lectura que corresponde al meridiano magnético y después de quitar la brújula se coloca el variómetro de manera que la lectura sea la misma.

En la caja del imán hay dos termómetros, *3*, y un nivel de burbuja.

---

(*) José García Siñeriz. Métodos geofísicos de prospección. Conferencias explicadas en la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid Revista Minera n.º 3.066 y 3.067.

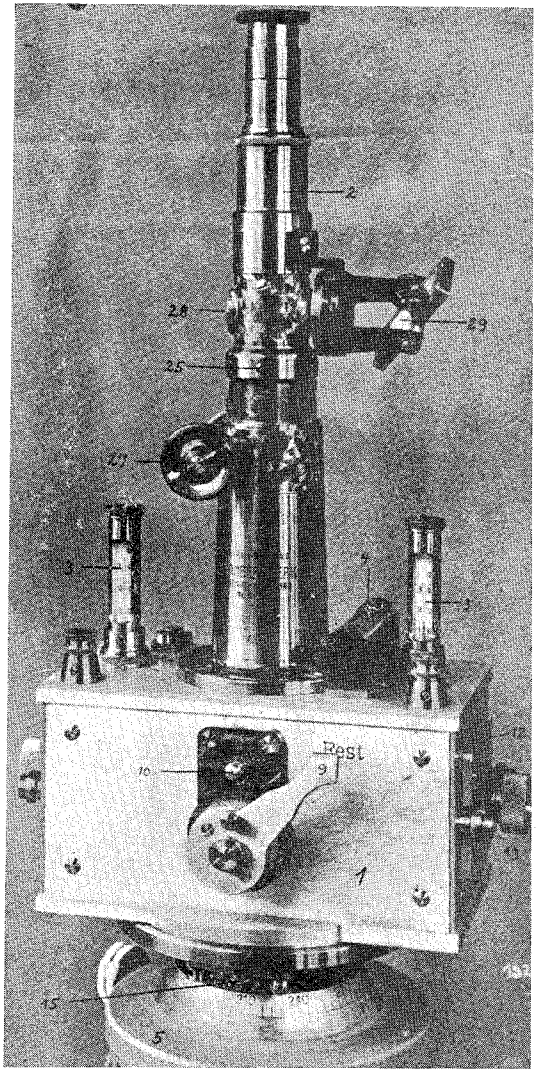



FIG. 76
Variómetro de componente vertical. Vista de frente.

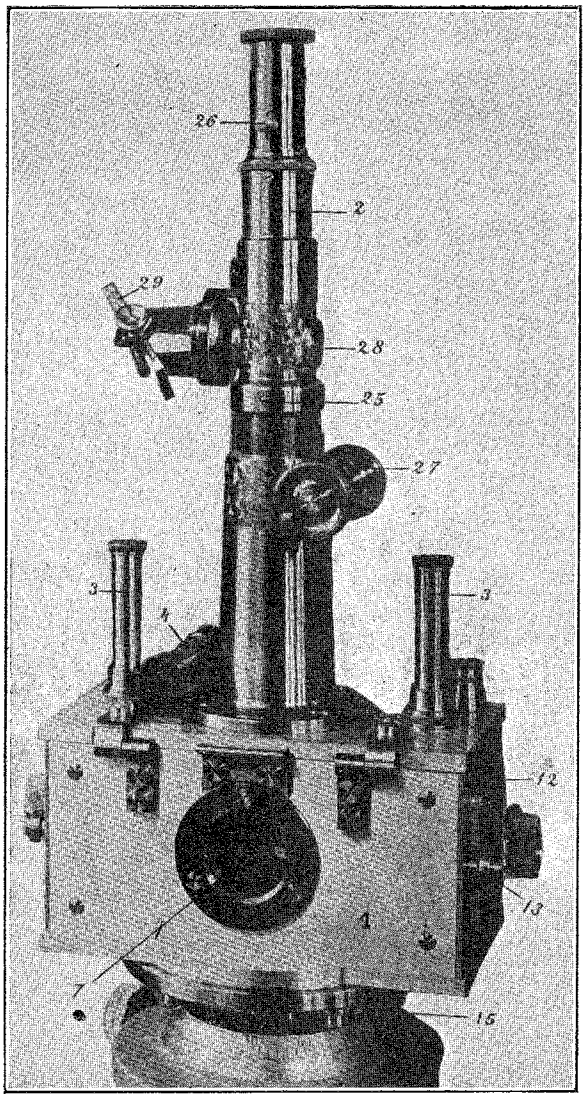



FIG. 77
Vista posterior del variómetro de componente vertical

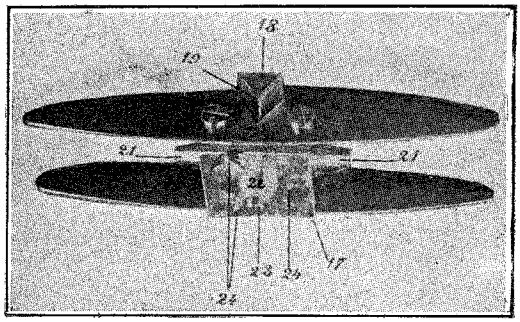



FIG. 78

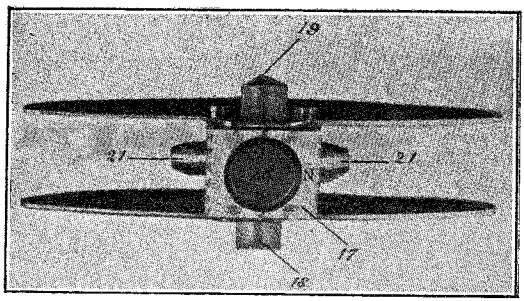



FIG. 79

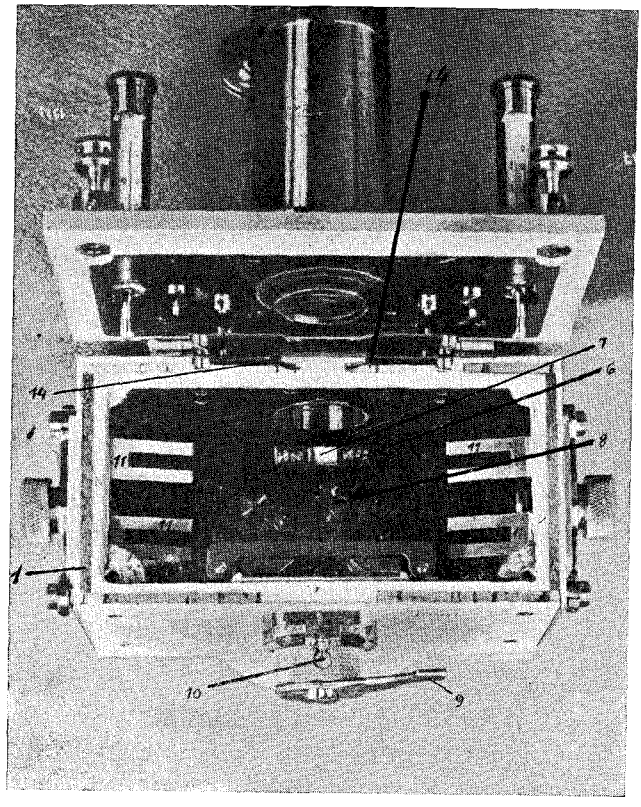



FIG. 80
Vista interior del variómetro de componente vertical

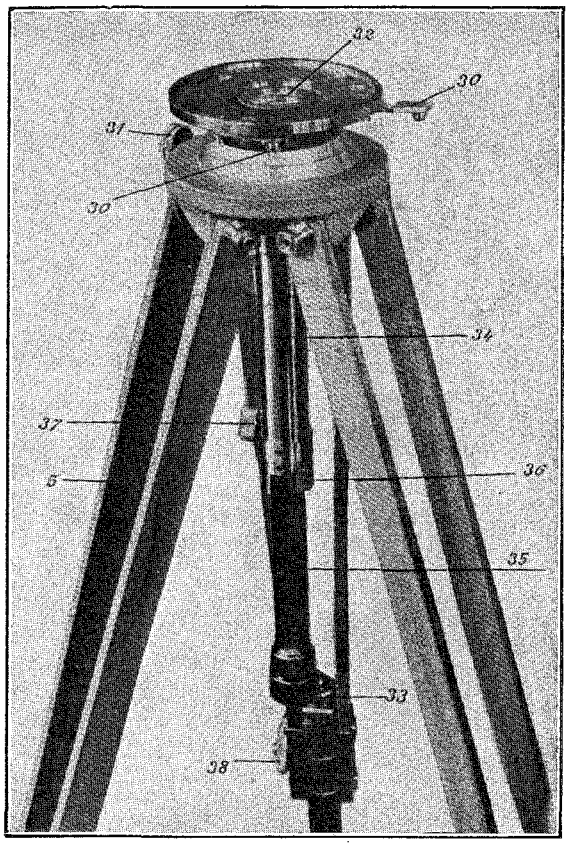



FIG. 81
Vista del trípode

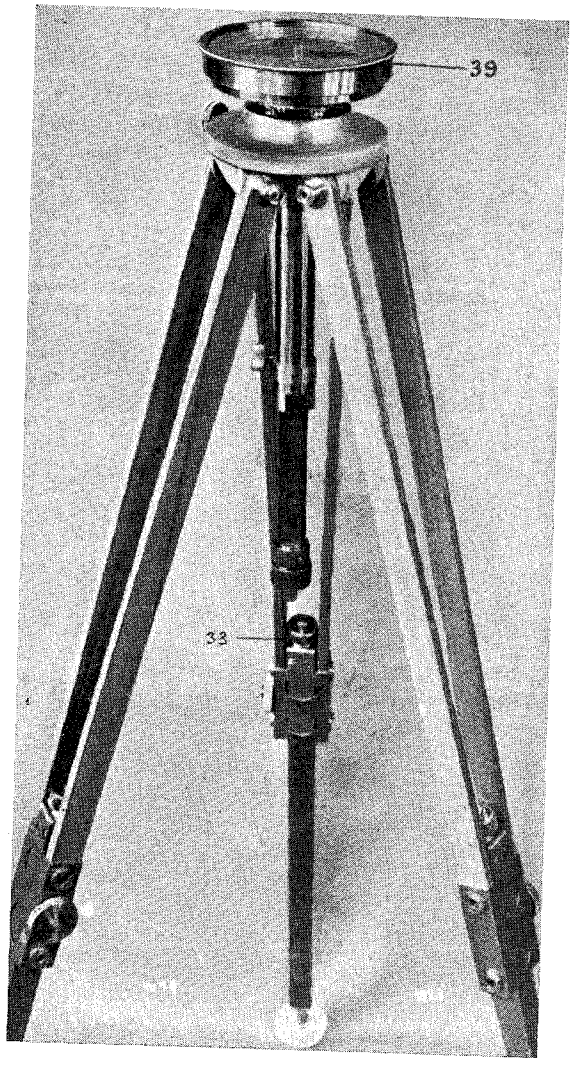



FIG. 82

**36. El variómetro de Königsberger.**—Los cuchillos de ágata han sido substituídos por la suspensión del imán de un hilo, cuya torsión es despreciable, con respecto a las fuerzas que actúan sobre el variómetro, tanto las de la gravedad como las magnéticas. En la figura 83, se representa esquemáticamente este aparato (*). Las lecturas se verifican con el anteojo de Gauss, con escala reflejada sobre un espejo. $S_1$ es una tuerca de regulación y $S_2$ otra que sirve para variar la sensibilidad del aparato.

**37. El variómetro horizontal de Schmidt.**—La única diferencia con relación al variómetro vertical, es la posición del imán, que en este caso, está colocado verticalmente. El plano de oscilación se hace coincidir con el meridiano magnético, por medio de la brújula, de manera que el centro de gravedad del imán quede al Norte, con relación a la línea de los cuchillos (fig. 84).

Para obtener la ecuación de equilibrio, bastará hacer $M_2 = o$; $M_3 = o$ y $\varepsilon = 90°$, en la fórmula general, (21) que se transforma en:

$$-Z.\ M_1\ sen\ \alpha - H.\ M_1\ cos\ \alpha - Q\ c.\ cos\ (\zeta - \alpha) = o \qquad (37)$$

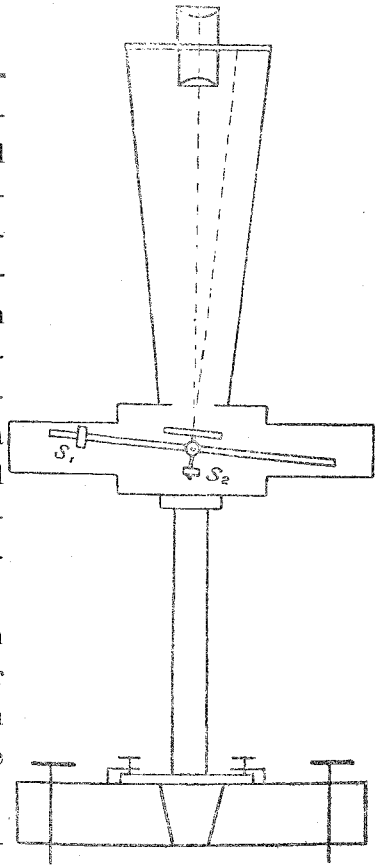



FIG. 83

(*) Königsberger. Vertical variometer fur Feldmessungen. Zeitschrift für Geophisyk. Heft 6. 1925.

La variación de la lectura, cuando varíe la intensidad horizontal será.

$$\Delta H = \frac{(n_o - n)\, d}{2\, a} \cdot \frac{M_1\, Z + Qc\, sen\, \zeta}{M_1} \qquad (38)$$

o bien

$$\Delta H = (n_o - n)\, K + \mu\, (t - t_o) \qquad (39)$$

siendo $K$ el valor de una división de la escala y $\mu$ el coeficiente de temperatura.

Este aparato tiene el inconveniente de que las lecturas sólo pueden efectuarse en una posición.

**38. El registro de las variaciones temporales.**— Cuando no se dispone de los datos de la variación diurna de los elementos magnéticos por no existir un observatorio de esta clase, a distancias de la estación menor de 500 kilómetros, es preciso instalar un observatorio portátil en la estación elegida como base, en el cual se registran fotográficamente aquellas variaciones, por medio de *variómetros registradores o magnetógrafos.*

Para registrar la *declinación* se emplea un imán suspendido de un hilo de cuarzo. En uno de los extremos del imán hay un espejo que recibe el rayo luminoso procedente, en general, de un quinqué de petróleo y le refleja sobre una película fotográfica, que gira muy lentamente.

Para registrar la *intensidad horizontal* se emplea un instrumento análogo cuyo imán está colocado en la dirección Este-Oeste, merced a la torsión del hilo de suspensión.

La *intensidad vertical* se registra mediante un variómetro

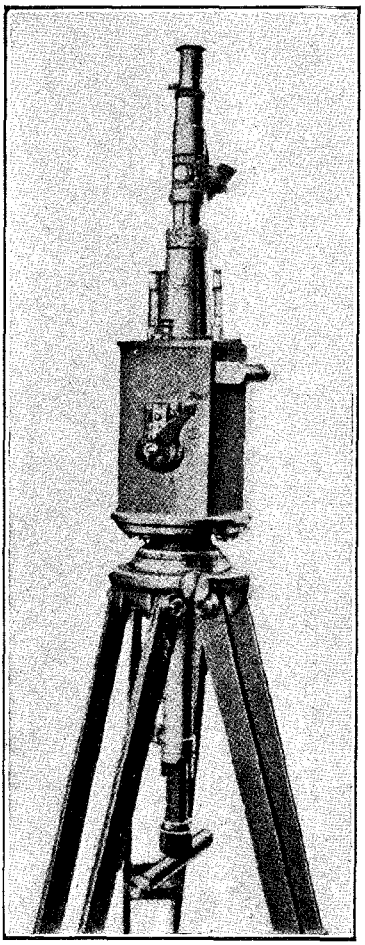


FIG. 84

tro vertical, provisto de cámara fotográfica. El rayo luminoso que incide en el espejo situado sobre la cara superior del imán, se refleja en él, e impresiona después la placa o película fotográfica.

# CAPÍTULO IX

## LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS MINERALES Y ROCAS

**39. La susceptibilidad de los minerales y rocas.**—Como es indudable que las anomalías magnéticas locales están en íntima relación con la constitución geológica del subsuelo, se comprende la posibilidad de emplear las mediciones magnéticas como método de prospección. Evidentemente, sólo se podrá aplicar con éxito, en casos determinados, en que la permeabilidad de la substancia que produce la perturbación del campo magnético, sea muy distinta de la del medio ambiente y no esté dispuesta en capas horizontales homogéneas de gran extensión.

El magnetismo de los minerales y rocas depende de su contenido en minerales de hierro, principalmente de *magnetita* y en segundo lugar, de *pirita magnética* o *Pirrotina*, pues todos los demás, influyen en escasa medida.

Hay rocas con magnetismo propio, como son las eruptivas y las pizarras cristalinas que se derivan de ellas por metamorfosis. Se admite que, tanto al enfriarse el magma, como al producirse la cristalización por procesos metamórficos de temperatura o de presión, los minerales fuertemente imantados han cristalizado conservando el para-

lelismo de sus ejes magnéticos. Otras poseen magnetismo inducido, a causa de la influencia del campo terrestre normal y son rocas sedimentarias, cuyos elementos proceden de las primeras y a las que Sieberg da el nombre de *sedimentos clásticos*. La intensidad del magnetismo inducido depende de la forma y susceptibilidad de sus componentes, así como de la magnitud y dirección del campo terrestre y siempre es muy pequeña.

Por último los *sedimentos organógenos* no poseen magnetismo apreciable.

En la tabla que sigue indicamos las susceptibilidades de los principales minerales y rocas en unidades $\varkappa = 10^{-6}$ anteponiendo el signo menos, cuando se trata de cuerpos diamagnéticos.

## Susceptibilidades de los minerales y rocas en unidades $\chi = 10^{-6}$

| Rocas eruptivas y pizarras cristalinas | | Rocas sedimentarias | |
|---|---|---|---|
| Granito.. | 500 a 1300 | Arena cuarzosa.. | 0 |
| Sienita .. | 40 | Arcilla..... | 20 |
| Diorita .. | 120 | Pizarra ..... | 40 |
| Gabro ... | 5000 | Caliza ..... | 2 5 |
| Diabasa . | 100 a 500 | Dolomía ..... | 1 11 |
| Basalto.. | 2500 a 1600-1800 | Carbón ..... | 1 |
| Neis .... | 200 a 1000 | Yeso ..... | 0,8 |
| | | Sal ..... | 0,4 0,8 |
| **Minerales de hierro** | | **Otros minerales** | |
| Magnetita . | 40000 a 100000 | Pirita de cobre .. | 30 |
| Franklinita | 35000 | Pirolusita ..... | 128 |
| Pirita magnética .... | 5000 a 7000 | Pirita arsenical .. | 240 |
| Hematites . | 3000 | Calamina ..... | 90 |
| Marcasita . | 5 | Wolfram ..... | 240 |
| Pirita..... | 200 | Blenda..... | 300 500 |
| Hierro espático.... | 300 a 450 | | |
| Arcillas ferruginosas | 100 | | |

Los números citados sólo pueden considerarse como valor aproximado que sirva de punto de partida. Al pulverizar las muestras para determinar experimentalmente dichos valores de la susceptibilidad, ésta es posible que varíe. Por otra parte depende también de la intensidad del campo, por lo que puede variar al efectuar la medición en otro distinto al terrestre.

Para la determinación absoluta o relativa de la permeabilidad magnética de los minerales y rocas, se han ideado multitud de procedimientos. El más sencillo, que permite comparar cualitativamente las susceptibilidades de diversas muestras, con gran rapidez y suficiente exactitud, para las aplicaciones geofísicas es el siguiente: Las muestras a ensayar se pulverizan e introducen en tubos cerrados de cristal, que se colocan perpendicularmente y a una distancia fija, de una aguja imantada, suspendida de un hilo muy fino y provista de un anteojo autocolimador que permita apreciar la desviación causada por cada uno de aquéllos.

Este sencillo procedimiento permite comparar fácilmente todas las distintas muestras de rocas que se encuentren en la zona de investigación, y facilita datos para poder interpretar la relación entre las perturbaciones magnéticas y la constitución geológica.

Para mediciones más exactas se emplean otros métodos como el de la balanza de torsión, el de las pesadas y el de inducción. Sólo daremos una idea esquemática del último de ellos, que es el más empleado, sin ocuparnos en la exposición de los demás, minuciosamente descritos por Winkelmanns (*) ya que la falta de espacio nos lo impide.

Si varía la inducción a que está sometida una bobina

(*) Winkelmanns. Handbuch der Physik. Tomo V.

de hilo conductor aislado, se produce en ella una corriente, proporcional a esta variación. Supongamos ahora una bobina recorrida por una corriente continua en cuyo núcleo no hay más que aire. Coloquemos en él un tubo de vidrio con la substancia magnética que se trata de estudiar. La variación producida en el campo magnético podrá servir para determinar la susceptibilidad de aquella substancia.

Dos bobinas cilíndricas iguales, de 60 milímetros de longitud y 80 de diámetro exterior, con 350 espiras; lo suficientemente separadas entre sí para que no ejerzan influencia mútua, constituyen el devanado primario.

Otras dos bobinas, de doble número de vueltas, situadas en el interior de las primeras, constituyen el circuito secundario. En el eje común a cada dos bobinas hay un espacio cilíndrico en que se puede colocar el tubo de vidrio, con la muestra de ensayo. Como se ve en la fig. 85, las dos bobinas primarias *P*, están en serie, pero conectadas en el mismo sentido, mientras que las secundarias *S*, están en oposición. Si las bobinas están compensadas suficientemente, aunque varíe la corriente en el circuito primario, el galvanómetro del secundario, no experimentará desviación. Pero si en una de ellas, introducimos el tubo con la substancia

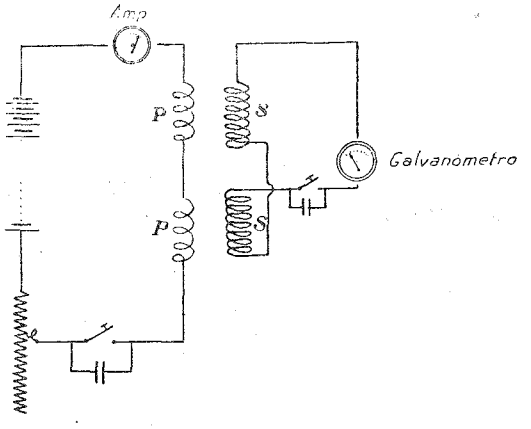



FIG. 85

magnética, desaparecerá el equilibrio y habrá desviación en el galvanómetro.

Rucker (*) ha formado diversas disoluciones, cuya susceptibilidad varía gradualmente y que colocadas en los tubos de vidrio se emplean como patrones de medida. La muestra del mineral, en polvo, se mezcla con uno de éstos y se coloca en el aparato. Por medio de varios tanteos se pueden determinar las dos disoluciones, cuya susceptibilidad comprende a la de la muestra. En el caso de que ésta sea igual a la de uno de los patrones, al mezclarla con él, la oscilación del galvanómetro será la misma que si no la hubiésemos mezclado.

El empleo de líquidos tiene la ventaja de eliminar el aire que queda entre las partículas del mineral pulverizado.

**40. La magnitud de las anomalías magnéticas de los minerales y rocas.** —La comparación entre las perturbaciones magnéticas medidas y las causas que las han producido, en los casos en que éstas son conocidas han determinado a Reich a la división en cuatro grupos, con relación a la magnitud de la perturbación máxima.

I.—Yacimientos de magnetita, en los que varía desde 10.000 hasta 200.000 ζ.

II.—Grandes masas eruptivas cristalinas, ricas en magnetita, desde 1.000 hasta 10.000 ζ.

III. —Grandes masas eruptivas cristalinas, pobres en magnetita, desde 100 hasta cerca de 1.000 ζ.

IV.—Masas sedimentarias, cortadas por perturbaciones importantes desde 100 hasta 200 ζ.

Esta división tiene sólo por objeto dar una idea gene-

(*) Proceedings of the Royal Society. Serie A. London.

ral del valor máximo de la perturbación que corresponde a cada caso, pero es evidente que una masa del primer grupo colocada a gran profundidad, puede manifestar menor anomalía que una del segundo colocada muy cerca de la superficie.

Las anomalías magnéticas medidas en las capas salinas varían entre 60 y 200 ζ. Aceptando la inducción terrestre como causa de la perturbación, la teoría demuestra, que el valor máximo no debía exceder de 30 ζ y en las condiciones más favorables por cuya razón Könisberger (*) cree que las capas salinas no pueden ser la única causa de las anomalías. Reich (**), en un juicio crítico de todas las mediciones efectuadas, opina que la causa principal de las anomalías hay que buscarlas en las capas más profundas, situadas debajo de aquéllas. F. Schuh al efectuar las mediciones magnéticas en la región salina de Mecklenburgo, que ya hemos descrito (***), atribuía a la sal la perturbación magnética negativa que encontró, pero hoy en otro trabajo nuevo (****) considera como factor de gran importancia, la diferencia de espesor de los sedimentos diluviales, y no cree, como Reich, que la única causa radique en el substratum cristalino.

---

(*) J. Köningsberger. Die magnetische Feststellung von Salzlagerstätten. Zeitschrift Kali. Heft 5 1924.

(**) H. Reich. Erdmagnetismus und glaziales Diluvium Jahrbuch der preussischen geologischen Landesanstalt. Berlín.

(***) J. G. Siñeriz. Conferencias explicadas en la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid. Revista Minera.

(****) F. Schuh. Zur Frage der Ursachen lokaler magnetischen Anomalien in Mecklemburg. Mitteilungen der Mecklemburgischen geologischen Landesanstalt Rostock 1926.

# CAPÍTULO X

## LOS PROCEDIMIENTOS DE OBSERVACIÓN, CÁLCULO E INTERPRETACIÓN DE LAS MEDICIONES MAGNÉTICAS

---

**41. Elección del método y de los elementos magnéticos que deben medirse.**—Las mediciones de la intensidad vertical, sobre todo en las regiones en que la inclinación tiene un gran valor, son las más importantes, por ser esta componente la más influída por la perturbación magnética. Si las anomalías son mayores de 200 $\gamma$ se debe medir también la intensidad horizontal y la declinación para facilitar la interpretación geológica. Sucede, a veces, que se presentan grandes dificultades prácticas para la ejecución de las tres clases de medidas, a consecuencia de los accidentes del terreno y en esos casos se debe hacer una red contínua de mediciones de la intensidad vertical, con estaciones muy separadas, que comprenda toda la zona hasta rodear aproximadamente, la perturbación magnética; en los límites de ésta, se aumenta la densidad de estaciones, para fijarlos con más precisión y además se miden las tres componentes, a lo largo de los perfiles que la atraviesen, a ser posible, perpendiculares a la dirección de la perturbación máxima. Si las anomalías son inferiores a 200 $\gamma$, no tiene importancia la medición de los tres elementos, mas que cuando las perturbaciones están muy localizadas.

En el *método de cadena*, se trabaja siempre con dos instrumentos simultáneamente, sin que sea necesario el empleo de ningún aparato que registre las variaciones diurnas, que quedan eliminadas por diferencia. Este procedimiento sólo es ventajoso cuando se trata de mediciones de la declinación en zonas donde este elemento esté fuertemente perturbado. Lo más práctico es colocar el instrumento fijo, fuera de la zona perturbada, de manera que no sea preciso cambiarle de posición con mucha frecuencia. En las mediciones de la intensidad horizontal y vertical, especialmente en el caso de anomalías pequeñas, el método de cadena, presenta importantes inconvenientes con relación al empleo de una estación registradora fija, a causa de las posibilidades de error.

**42. Precauciones que es preciso tener en cuenta.**—*a).—Temperatura.*—El aparato debe preservarse de la acción directa de los rayos solares, empleando un sombrajo, sin uniones de hierro. La temperatura debe ser uniforme en todo el instrumento, con una diferencia menor de

$$\frac{1^{\circ}}{10}$$

Como el coeficiente de temperatura depende del momento del imán y de la dilatación, se deben evitar fuertes oscilaciones de la temperatura, antes y después de las mediciones.

*b).—Sensibilidad.*—Es preciso evitar las vibraciones que se producen en el transporte para que la sensibilidad o valor de una división de la escala, no sufra alteraciones. Basta una variación de

$$\frac{1}{1.000}$$

en el momento de la gravedad, para variar 4 ζ, el valor de $Z$, en un variómetro vertical.

El valor de la sensibilidad tiene que estar en relación con la magnitud de las perturbaciones que se desea medir. En las observaciones más precisas, basta una apreciación de 2 a 4 ζ, para poder estudiar las anomalías muy pequeñas. Si éstas son grandes, de 300 a 1.000 ζ, por ejemplo, se puede disminuir la sensibilidad hasta 6ζ. Si aun son mayores basta la apreciación de 10ζ; sólo es preciso efectuar una lectura en cada estación y no hace falta efectuar la corrección de temperatura.

Con el objeto de comprobar el estado del aparato, debe elegirse una estación fija como base y efectuar en ella mediciones todos los días al empezar y terminar el trabajo.

Si en la zona de trabajos hay estaciones absolutas del mapa magnético, se deben hacer en ella observaciones, al comienzo y al fin del trabajo, para determinar la sensibilidad y su constancia, sin esperar al regreso al observatorio, porque puede suceder que el aparato no haya tenido variaciones en el campo y las haya experimentado en el viaje, induciéndonos a una falsa corrección de los valores.

c).—*Variaciones diurnas.*—Ya hemos dicho que cuando no existe un observatorio magnético, a distancia de la estación menor de 500 kilómetros es preciso instalar uno portátil, en la estación elegida como base.

Puede prescindirse de esta corrección cuando las anomalías magnéticas sean bastante intensas (de 300-1.000 γ).

En España poseemos dos observatorios magnéticos de primer orden. El de Tortosa, dirigido por los P. P. Jesuítas y el de San Fernando, dirigido por Oficiales y Astrónomos de la marina de guerra. El Instituto Geográfico y

Catastral tiene el proyecto de instalar otro central en Alcalá de Henares.

*d.)—Situación de las estaciones.*—La distancia entre las diversas estaciones es distinta, según el problema que se pretenda resolver. Si se desea localizar una masa magnética muy limitada, la red de estaciones debe ser muy densa y su separación comprendida entre 5 y 20 metros. Si se consideran anomalías que comprenden grandes extensiones superficiales, como por ejemplo, las de las regiones salinas, se puede ampliar la distancia desde un cuarto hasta varios kilómetros, no olvidando hacer estación en todos los puntos observados en el Mapa Magnético Nacional.

El lugar elegido para cada estación, debe estar alejado de todas las causas que puedan producir alteración magnética. En las proximidades de las grandes ciudades hay que precaverse contra las corrientes eléctricas vagabundas y las líneas férreas de los tranvías eléctricos, cuya influencia alcanza hasta los 100 metros. Las líneas aéreas de conducción de energía eléctrica, de corriente alterna, no ejercen influencia magnética.

El observador no debe tener ningún objeto de hierro. Unos gramos de este metal cerca del aparato, originan un importante error en la lectura. La influencia perturbadora de las masas de hierro decrece con la tercera potencia de la distancia.

**43. Esquemas para la observación y para el cálculo.**—Ya hemos explicado las fórmulas que se emplean en la determinación de las variaciones de la intensidad vertical, intensidad horizontal y declinación:

$$\left\{\begin{array}{ll} dZ = \frac{N_W - N_E}{\lambda} + (n_W + n_E)\ \frac{K_1}{2} + \mu_1 (t - t_0) & (23) \\ dH = \frac{K_3}{2}\ n_S - \frac{K_2}{2}\ n_N + \mu\,(t - t_0) & (29) \\ U = \frac{N_W + N_E}{2} + (n_W - n_E)\ \frac{\lambda}{2} - \nu & (25) \end{array}\right\}$$

Los datos de campo se resumen en el siguiente esquema, correspondiente a la investigación magnética efectuada por la Sociedad «EXPLORATION», G. m. b. H. bajo mi inspección, en Villanueva de las Minas.

# INVESTIGACIÓN MAGNÉTICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

ESTADO N.º 1 OBSERVADOR:

Villanueva de las Minas, 7-1-28. Aparato número 27

| Estación | Hora | $N_W$ | $n_W$ | Promedio $\overline{n_W}$ | $N_E$ | $n_E$ | Promedio $\overline{u_W}$ | $t$ | $n_N$ | Promedio $\overline{n_N}$ | $n_S$ | Promedio $\overline{n_S}$ | Dirección de referencia | OBSERVACIONES |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $A$=base | 8,40 | 303-11 | 00 | 0 | 303-16 | 00 | 0 | 9,1 | +3,0 | | —15,8 | | | |
| | | | | | | | | 9,1 | +3,2 | +3,1 | —15,8 | —15,4 | » | |
| | | | | | | | | 9,0 | +3,1 | | —15,2 | | | |
| | | | | | | | | 9,0 | +3,1 | | —15,2 | | | |
| | | | | | | | | 9,0 | | | —15,2 | | | |
| | | | | | | | | 9,0 | | | | | | |
| 1 | 9-05 | 57-74 | 00 | 0 | 57-55 | 00 | 0 | 9,6 | —0,7 | | —2,4 | | | |
| | | | | | | | | 9,6 | —0,7 | —0,7 | —1,9 | —2,4 | » | |
| | | | | | | | | 9,4 | —0,7 | | —2,5 | | | |
| | | | | | | | | 9,4 | | | —2,9 | | | |
| | | | | | | | | | | | —2,3 | | | |

Como para determinar la intensidad vertical, el plano de oscilación se coloca de Este a Oeste, el nonius 1 cae en la dirección Norte-Sur. Sus lecturas se designan por $N_W$, cuando el soporte del imán deflector está al Oeste y $N_E$ en la opuesta $n_W$ y $n_E$, son los respectivos promedios de las lecturas efectuadas en la escala del anteojo autocolimador. Puesto que empezamos por colocar la balanza en la lectura cero, actuando al imán, colocado debajo de la cabeza del trípode, si así es necesario, estos promedios son nulos y facilitan el cálculo de las fórmulas respectivas.

En la casilla *t*, se anotan las temperaturas del aparato, antes y después de cada medición.

En la medición de la intensidad horizontal, se coloca el plano de oscilación, coincidiendo con el meridiano magnético, para lo cual basta que el nonius 1 se verifique la lectura

$$U = \frac{N_W + N_E}{2} + (n_W - n_E)\frac{\lambda}{2} + 90^\circ$$

que en este caso se reduce a

$$\frac{N_W + N_E}{2} + 90^\circ$$

Los promedios de las lecturas en la escala del anteojo autocolimador, son $n_N$ y $n_S$.

En la columna «Direcciones de referencia» se anotan las direcciones a las torres de las iglesias y a otros puntos de posición geográfica conocida, que sirven para fijar, por intersecciones, la posición de la estación, y para deducir la del Norte verdadero, que combinada con la del magnético, dada por el aparato, nos permite calcular la declinación.

# INVESTIGACIÓN MAGNÉTICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

ESTADO N.º 2

Constantes $\begin{cases} K_1 = 24{,}6 & \mu_1 = -\ 6{,}13 \\ K_2 = 53{,}4 & \mu\ = -\ 11{,}2 \\ K_3 = 11{,}2 & \nu\ = 0 \\ \lambda\ =\ 4{,}255 & t_0 = +\ 10°{,}0\ \mathrm{C} \end{cases}$

CALCULADORES:

Fecha de la observación 7-1-28 Instrumento número 27

| Estaciones | $N_w - N_E$ | $\frac{N_w - N_E}{\lambda}$ | $n_w + n_E$ | $\Delta Z'$ | $\mu_1(t-t_0)$ | $\Delta Z''$ Corregido | | $\frac{K_3}{2} n_S$ | $\frac{K_2}{2} n_N$ | $\mu(t-t_0)$ | $\Delta H''$ | $\frac{N_w + N_E}{2}$ | $\frac{\lambda}{2}(n_w - n_E)$ | $U$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4=base | — 5 | — 1,2 | 0 | — 15 | + 6 | —9 | | — 86 | + 83 | + 11 | — 158 | 303°- 14 | 0 | 303°- 14 |
| 1 | — 6 | — 1,4 | » | — 17 | + 3 | —14 | | — 13 | — 19 | + 6 | + 12 | 57 - 50 | » | 57 - 50 |
| 2 | — 7 | — 1,6 | » | — 20 | + 6 | —14 | | — 29 | 0 | + 11 | — 18 | 226 - 50 | » | 226 - 50 |
| 3 | — 6 | — 1,4 | » | — 17 | + 2 | —15 | | — 1 | — 21 | + 3 | + 23 | 74 - 27 | » | 74 - 27 |
| 4 | — 4 | — 0,9 | » | — 11 | — 7 | —18 | | — 15 | + 5 | — 13 | — 33 | 266 - 38 | » | 266 - 38 |
| 5 | — 10 | — 2,3 | » | — 28 | — 17 | —45 | | — 4 | — 21 | — 30 | — 13 | 133 - 05 | » | 133 - 05 |
| 6 | — 13 | — 3,1 | » | — 38 | — 22 | —60 | | — 34 | — 72 | — 40 | — 2 | 25 - 35 | » | 25 - 35 |
| 7 | — 18 | — 4,2 | » | — 52 | — 29 | —81 | | — 2 | — 61 | — 53 | + 6 | 298 - 27 | » | 298 - 27 |
| 8 | ± 0 | 0 | » | 0 | — 54 | —54 | | + 15 | — 13 | — 99 | — 71 | 43 - 03 | » | 43 - 03 |
| 9 | + 9 | + 2,1 | » | + 26 | — 47 | —21 | | — 30 | + 45 | — 86 | — 161 | 271 - 54 | » | 271 - 54 |
| 10 | — 16 | — 3,8 | » | — 47 | — 55 | —102 | | + 8 | — 53 | — 100 | — 39 | 292 - 02 | » | 292 - 02 |
| 11 | + 6 | + 1,4 | » | + 17 | — 56 | —39 | | + 92 | — 45 | — 101 | + 36 | 69 - 17 | » | 69 - 17 |
| 12 | — 1 | — 0,2 | » | — 2 | — 50 | —54 | | + 38 | — 19 | — 92 | — 35 | 283 - 40 | » | 283 - 40 |
| 3bis | + 3 | + 0,7 | » | + 21 | — 48 | —27 | | + 63 | — 29 | — 87 | + 5 | 75 - 28 | » | 75 - 28 |
| A | — 7 | — 1,6 | » | — 20 | — 50 | —70 | | + 31 | — 35 | — 35 | — 26 | 184 - 32 | » | 184 - 32 |

Este estado comprende las estaciones efectuadas en el día 7 de enero de 1928 en que se empezó y terminó la serie, en la elegida como base. También se repitió la estación 3.

Las constantes $K_1$, $K_2$ y $K_3$ representan el valor de una división de la escala, en las posiciones O.-E., N. y S. respectivamente; $\mu_1$, $\mu_2$ y $\mu_3$ son los coeficientes de temperatura correspondientes. Sólo se ha escrito el valor de

$$\mu = \frac{\mu_3 - \mu_2}{2}.$$

$\lambda$, depende de la intensidad horizontal media de la zona $H_0$, de los momentos de los imanes $M_1$ y $M_2$ y de $K_1$ y como sabemos está dada por la fórmula

$$\lambda = \frac{K_1 . M_2}{0.000291 . M_1 H_0} \qquad (24)$$

$\nu$, es el ángulo del plano de oscilación, con el que pasa por el eje óptico del anteojo, que aceptamos como nulo. $t_0$, es la temperatura inicial de referencia.

El encabezamiento de las diversas columnas, indica claramente su contenido.

**44. Correcciones de los valores obtenidos.**—Los valores observados, en los cuales se ha efectuado ya la corrección de temperatura, tienen que experimentar otras varias, por la variación de sensibilidad del aparato, por la variación diurna de los elementos magnéticos y por el incremento normal del campo magnético terrestre, hacia el Norte, en la intensidad vertical y hacia el Sur en la horizontal.

La primera corrección se efectúa observando la estación de base al empezar y concluir el trabajo del día. Los valores obtenidos para cada parámetro magnético no se-

rán iguales y su diferencia nos expresa la variación que ha sufrido el aparato. Esta diferencia es debida a la imposibilidad de que los cuchillos se apoyan siempre en el mismo punto de los apoyos y a los pequeños cambios que experimentan los imanes, por las trepidaciones originadas en los transportes. Para disminuir esta causa, una vez empezado el trabajo, la balanza magnética no se debe transportar más que a hombros y con muchas precauciones para que no sufra movimientos bruscos.

La discrepancia obtenida se divide por el tiempo que ha durado el trabajo, corrigiendo cada estación, en la parte alícuota que le corresponda. Por ejemplo, el día 7 de enero de 1928, se ha trabajado (estado número 3) desde las 8,40 a las 15,50 y la diferencia encontrada para $\Delta Z''$, es de 61 unidades. A la estación 1, le corresponde una corrección de 4 unidades y a la 2 de cinco más.

A todos ellos se les suma además 109 unidades, para que el valor de la base sea ciento. Así se obtienen los números de la columna $C_k$ que sumados con los de la encabezada con $\Delta Z''$ que proceden del estado número 2, nos dan los valores $\Delta Z'''$.

Por medio de los datos registrados para la variación diurna de la intensidad vertical, en el observatorio magnético de Tortosa y en el de San Fernando se han calculado los valores de la columna siguiente, de la que se deducen los valores definitivos de $\Delta Z$.

Por la poca importancia del aumento hacia el Norte, de la intensidad vertical, en la zona de la investigación, no se ha efectuado la corrección correspondiente.

Las columnas siguientes, referentes a la intensidad horizontal, son análogas a las explicadas.

En la encabezada con la letra $U$, están escritas las direcciones correspondientes al Norte magnético y en la si-

# INVESTIGACIÓN MAGNÉTICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

## Cálculo de los valores definitivos de $\Delta Z$, $\Delta H$ y $D$

Estado número 3

| Puntos | Hora | $\Delta Z'$ | $C_k$ | $\Delta Z''$ | $V_D$ | $\Delta Z$ | $\Delta H'$ | $C_k$ | $\Delta H''$ | $V_D$ | $\Delta H$ | $U$ | $B$ | $U$-$B$ | $V_D$ | $D$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Base | 8,40 | — 9 | +109 | +100 | ±0 | 100 | —158 | —142 | —300 | ± 0 | —300 | | | | | |
| 1 | 9,05 | — 14 | +113 | + 99 | —1 | + 98 | + 12 | —291 | —279 | + 1 | —278 | | | | | |
| 2 | 9,30 | — 14 | +118 | +104 | +4 | +108 | — 18 | —290 | —308 | + 6 | —302 | | | | | |
| 3 | 9,50 | — 15 | +118 | +103 | +6 | +109 | + 23 | —289 | —266 | +10 | —256 | | | | | |
| 4 | 10,20 | — 18 | +122 | +104 | +8 | +112 | — 33 | —288 | —321 | +12 | —309 | | | | | |
| 5 | 10,45 | — 45 | +126 | + 81 | +8 | + 89 | — 13 | —287 | —300 | +13 | —287 | | | | | |
| 6 | 11,10 | — 60 | +131 | + 71 | +8 | + 79 | — 2 | —286 | —288 | +10 | —278 | | | | | |
| 7 | 11,35 | — 81 | +135 | + 54 | +7 | + 61 | + 6 | —284 | —278 | + 7 | —271 | | | | | |
| 8 | 12,35 | — 54 | +144 | + 90 | +4 | + 94 | — 71 | —282 | —353 | + 7 | —346 | | | | | |
| 9 | 13,05 | — 21 | +148 | +127 | +5 | +132 | —161 | —281 | —442 | + 1 | —441 | 271-54 | 283-48 | 11°-44 | —5 | 11°-41 |
| 10 | 13,35 | —102 | +153 | + 51 | +3 | + 54 | — 39 | —279 | —318 | ± 0 | —318 | 292-02 | 303-34 | 11°-32 | —3 | 11°-29 |
| 11 | 14,05 | — 39 | +157 | +118 | +3 | +121 | + 36 | —278 | —242 | — 1 | —243 | 69-17 | 79-58 | 10°-41 | —3 | 10°-38 |
| 12 | 14,30 | — 52 | +161 | +109 | ±0 | +109 | — 35 | —277 | —312 | — 2 | —314 | 283-40 | 294-06 | 10°-26 | —2 | 10°-24 |
| 3 | 15,10 | — 27 | +166 | +139 | —1 | +138 | + 5 | —275 | —270 | — 1 | —271 | 75-28 | | | | |
| Base | 15,50 | — 70 | +170 | +100 | ±0 | +100 | — 26 | —274 | —300 | | —300 | 184-32 | | | | |

guiente, las direcciones del Norte verdadero, en aquellas estaciones en las que era posible visar algún punto cuyo acimut astronómico podía conocerse. Las diferencias, que constan en la columna siguiente, corregidas en la variación diurna, nos dan los valores definitivos de la declinación.

Para efectuar la corrección $C_k$, en la intensidad horizontal se ha tenido en cuenta la repetición de la estación número 3, cuyo valor +5, sólo difiere 18 unidades del +23, obtenido primeramente.

**45. Curvas de la variación de la sensibilidad.**—El procedimiento empleado por Schuh (*) para efectuar la corrección de las observaciones, debida a la variación del aparato, consiste en repetir diariamente la estación de base y construir una curva tomando los días como abcisas y las diferencias observadas como ordenadas en un sistema de ejes rectangulares, con cuya curva podemos referir todos los valores al de uno cualquiera de los días de trabajo (fig. 86).

Muchas veces no es posible efectuar tal repetición, sobre todo si la zona estudiada es de superficie considerable y no tiene buenos caminos. En otros casos no puede hacerse todo el trabajo de observación de una vez, si no que se efectúa en varias, con los correspondientes traslados del material de campo, etc.

En estos casos se procede de la siguiente manera (**) todos los días del segundo viaje, por ejemplo, se repiten

(*) F. Schuh. Magnetische Messungen im S.W. Mecklemburg.

(**) Conferencias sobre los «Métodos de prospección», explicadas en la Escuela de Ingenieros de Minas, por José G. Siñeriz. Revista Minera, número 3066, página 206.

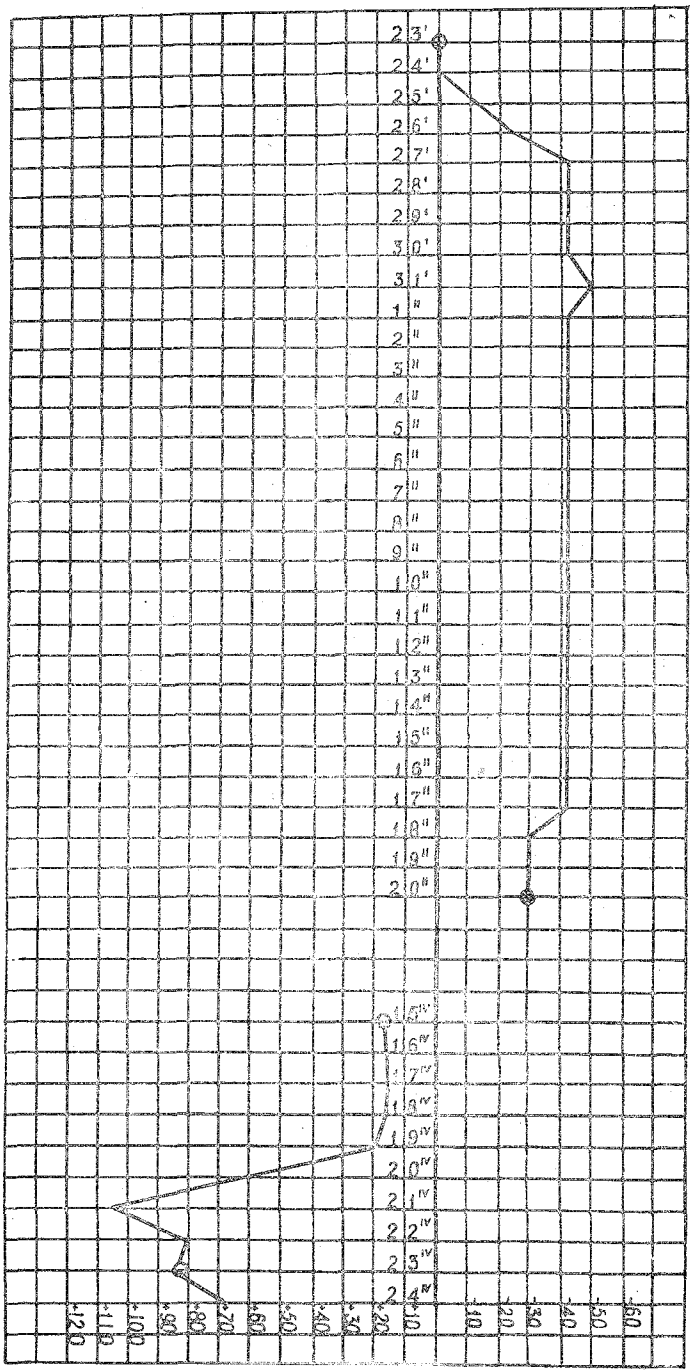

23'
24'
25'
26'
27'
28'
29'
30'
31'
1II
2II
3II
4II
5II
6II
7II
8II
9II
10II
11II
12II
13II
14II
15II
16II
17II
18II
19II
20II
15IV
16IV
17IV
18IV
19IV
20IV
21IV
22IV
23IV
24IV
10
20
30
40
50
60
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120

FIG. 86

las cinco estaciones más próximas del primero, en las cuales ya se conozca la variación de la sensibilidad y se anotan las diferencias observadas. El promedio de estas diferencias, corregido en la variación que corresponde a los primeros puntos, es la corrección del día considerado. Aclararemos esto con un ejemplo:

| 1er. viaje | Fecha | 2.º viaje | Diferencias |
|---|---|---|---|
| Estación A. | 3 de Septiembre | 10 de Octubre | 91 |
| » B. | Idem íd. | Idem íd. | 103 |
| » C. | Idem íd. | Idem íd. | 88 |
| » D. | Idem íd. | Idem íd. | 95 |
| » E. | Idem íd. | Idem íd. | 111 |
| | | | 488; 5=98 |

El valor de la corrección el 3 de Septiembre fué, por ejemplo, de 42, luego la corrección para el día 10 de Octubre, es de 98—42=56, y ésta es la ordenada de la curva para ese día. De la misma manera calcularíamos las demás.

Las estaciones que se repiten pueden ser cada día distintas, con la única condición de que para ellas ya haya datos que permitan conocer la variación del aparato.

En la figura adjunta, tomada del notable trabajo de Schuh se indican las curvas correspondientes a las dos etapas en que se efectuó el trabajo. Para facilitar las correcciones se han numerado las ordenadas en decenas de $\zeta$ con signo contrario. En la primera curva la variación fué siempre positiva, o sea, la corrección tiene que ser negativa y lo contrario sucede en la segunda.

Para comprender ahora la enorme importancia de esta corrección, basta considerar que hay 155 unidades de diferencia entre el valor máximo y el mínino.

**46. Líneas isógonas e isodinámicas.**—Después de efectuar todas las correcciones, se marcan en un mapa to-

# ISANÓMALAS DE LA INTENSIDAD VERTICAL EN EL TERRITORIO SALINO DE MECKLEMBURGO

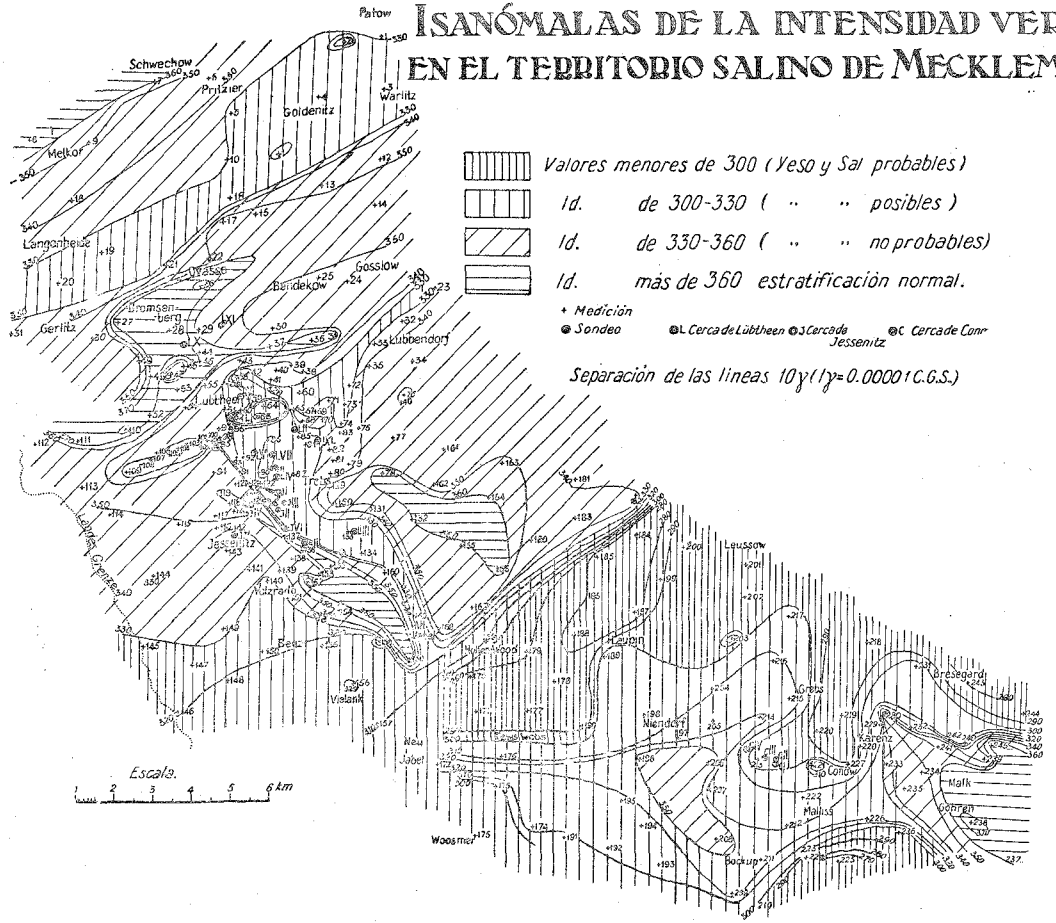



FIG. 87

pográfico los puntos en que se estacionó y los valores obtenidos para las anomalías; después se unen por medio de líneas aquellos que corresponden a los mismos valores. El procedimiento empleado para el dibujo de estas líneas es análogo al que se usa para construir las curvas de nivel de un plano.

Para facilitar la interpretación de estas líneas se acostumbra a rayar en diversos sentidos, las zonas que corresponden a los distintos valores. Así, por ejemplo, en el trabajo de Schuh, se distinguen claramente cuatro zonas, figura 87. Una, en que las anomalías son inferiores a 300 unidades; otra en que oscila entre 300 y 350, otra de 330 a 360 y la última en que los valores son superiores a 360 ζ. En las tres zonas rayadas verticalmente existe la sal. En la de los valores menores de 300 debe haber sal; pero el yeso está muy próximo a la superficie, por cuya causa los valores son tan pequeños. En las demás zonas se puede afirmar que no existe la sal.

En la última parte de nuestro trabajo se presentan las líneas isanómalas correspondientes del trabajo que hemos efectuado en Villanueva de las Minas.

**47. Interpretación geológica de los resultados.**—Primeramente es preciso tener en cuenta la acción del terreno. La fuerza magnética terrestre no varía esencialmente con la latitud, aunque influyen en ella las desigualdades del terreno, sobre todo en los países montañosos.

Cuando la capa que cubre la substancia magnética, no posee ningún magnetismo, el problema no presenta dificultad. Para darnos cuenta de la influencia que ejercen las desigualdades del terreno, se construyen perfiles del mismo, a lo largo de las líneas que unen las estaciones. En cada una de ellas, situada en el perfil, a la altura rela-

tiva que le corresponde, con relación a las demás, se dibujan las componentes en el plano de este de los elementos magnéticos perturbadores, cuyo estudio y comparación nos hará ver la influencia de las desigualdades.

Si la capa que oculta la masa magnética posee también algún magnetismo, es más difícil estudiar la acción del terreno, puesto que una ligera acción magnética superficial, puede ejercer sobre los aparatos mayor influencia que una intensa profunda.

La localización de las masas perturbadoras se hace por medio de las líneas isanómalas, principalmente las de la intensidad vertical. Respecto al trazado de estas líneas debe advertirse que cuando uno de los valores obtenidos por la observación se separa mucho de los que le rodean, debe ser desechado por ser muy probable que la discrepancia sea debida a alguna influencia desconocida, que se ha producido en aquélla, ya proceda del aparato, del observador o de los objetos de hierro ocultos en la tierra, como tuberías, etcétera.

Cuando las anomalías son pequeñas, el trazado de las curvas es algo inseguro, sobre todo si las estaciones no están muy próximas. Para tener seguridad que una cierta perturbación encontrada, tiene por origen algún accidente geológico, es indispensable que, por lo menos, se presente en tres estaciones sucesivas.

Respecto a la profundidad a que se encuentra la masa que ha producido la perturbación magnética, se han dado muchas reglas, que la experiencia no ha confirmado después.

Sólo debemos mencionar la regla de Haalck, que se ha confirmado en los casos conocidos. «La profundidad mínima de la masa perturbadora se encuentra en el punto de perturbación máxima de la intensidad vertical y de

perturbación nula de la declinación e intensidad horizontal».

Para deducir la clase de substancia magnética que produce las anomalías, no hay ninguna regla segura, por la dificultad de discernir entre una acción próxima de masas ligeramente magnéticas y una lejana de masas de gran magnetismo. Si resolvemos esta duda, por medio de un sondeo, y llegamos a conocer la clase de substancia magnética de la zona, se facilita extraordinariamente la interpretación de todas las demás medidas.

# TERCERA PARTE

# EL MÉTODO SÍSMICO DE PROSPECCIÓN

## CAPÍTULO XI

### GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES

---

**48. Los movimientos sísmicos.**—Llamamos *sismos* a los estremecimientos naturales del suelo, originados por perturbaciones que ocurren en la corteza terrestre.

La ciencia moderna sólo admite tres clases de sismos; los tectónicos, volcánicos y de hundimiento; estos dos últimos son en número insignificante, con relación a los primeros. Los tectónicos son debidos a las fluctuaciones de los bloques de la corteza terrestre, para alcanzar el equilibrio isostático.

La corteza terrestre, cuyo espesor es de 120 kilómetros, según resulta de las observaciones gravimétricas, está constituída de tal modo que todos los bloques que descansan sobre áreas iguales de la superficie situada a dicha profundidad, tienen la misma masa, con la condición de que sus dimensiones lineales sean de algunos cientos de kilómetros. Esta es la ley de isostasia, que representamos esquemáticamente en la figura 88; la superficie citada se llama superficie de compensación. Muchos bloques no han llegado a la posición de equilibrio estable y tienden a ella, cediendo a la acción de las fuerzas que los solicitan.

La corteza o litosfera posee una superficie de discontinuidad, unos 60 kilómetros de profundidad, descubierta por los estudios de Mohorovicic sobre la propagación de las ondas sísmicas a pequeñas distancias y la profundidad del foco.

La zona superior se llama zona de fractura y en ella

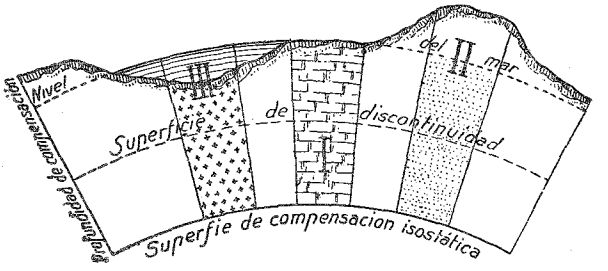



FIG. 88

se presentan las rocas en su estado sólido y quebradizo. En su constitución entran toda clase de rocas, con múltiples intrusiones de magmas. En ella predominan las rocas ligeras que Suess denomina *Sal* y *Sial*, los geofísicos actuales, como son los granitos, sienitas, pórfiros cuarcíferos, traquitas, neis, etc., con una densidad media de 2,6. La inferior, llamada zona fluída, está constituída por las rocas *Sima* de Suess, ricas en magnesio, con una densidad próxima a 3,0. En el sentido de la profundidad se encuentran sucesivamente magmas que tienen la composición de los basaltos, diabasas, gabros y peridotitas. Esta zona plástica o de fluidez se caracteriza porque en ella la materia cede fácilmente, sin romperse, a las fuerzas que actúan sobre ella, sirviendo de capa transmisora a las fluctuaciones de compensación isostática, que, en el exterior, se traducen en los más variados movimientos tectónicos. El centro de irradiación de la energía sísmica

tiene que estar, por consiguiente, a una profundidad inferior a 60 kilómetros y se llama *hipocentro*, su proyección sobre la superficie terrestre, en dirección del radio es el *epicentro*. Las líneas que unen los puntos en los que el sismo se manifestó con igual intensidad se llaman *isosistas*, y la primera o de mayor intensidad, la isosista epicentral o *pleistosista*.

Si se representan gráficamente en un mapa, se observa que su trazado es muy irregular, lo que indica la existencia alrededor del hipocentro de un campo perturbador del normal. La perturbación es debida al mosáico de elementos pétreos de la zona de fractura que oponen distinta resistencia a la propagación de la energía sísmica.

*a).—Movimientos macrosísmicos.*—Los fenómenos sísmicos observados en la superficie terrestre se pueden dividir en dos clases principales: fenómenos *microsísmicos* y *macrosísmicos*. Los primeros no son sentidos por el hombre y sólo pueden ser señalados mediante aparatos muy sensibles. La mayor parte de las veces, estas vibraciones del suelo son producidas por terremotos lejanos.

Los movimientos macrosísmicos, por el contrario, son percibidos directamente por el hombre. Causan a veces destrozos y cambios o variaciones permanentes en el relieve del terreno. El tránsito de los primeros a los segundos es completamente gradual.

La sismometría moderna ha progresado mucho en el estudio de los fenómenos microsísmicos, al medir con los aparatos adecuados, llamados *sismógrafos* la intensidad de estos fenómenos y el período y amplitud de la vibración de un punto de la superficie terrestre, así como la aceleración máxima de su movimiento. A pesar de ello, en la evaluación de la fuerza de los fenómenos microsísmicos, reina todavía arbitrariedad bastante grande.

La intensidad de estos fenómenos se gradúa por impresiones subjetivas, sirviendo como patrones diferentes escalas, por ejemplo, la de diez términos de Rossi-Forel y la de doce de Mercalli, en que sirven de base para la clasificación, la observación personal del movimiento del suelo, la oscilación de objetos suspendidos, la parada de relojes, la caída de chimeneas, etcétera. Este sistema de determinación de la intensidad de un terremoto no puede aspirar a una gran exactitud, ni da tampoco representación exacta de la intensidad dinámica del fenómeno.

Para una apreciación racional de esta intensidad es preciso conocer, lo mismo que para los fenómenos microsísmicos, el *valor máximo de la aceleración* del movimiento del suelo.

Los fenómenos macrosísmicos se subdividen en *taquisísmicos* y *bradisísmicos*, con arreglo al período de su movimiento. Los primeros ocurren con relativa rapidez. A ellos pertenecen los movimientos del suelo en los terremotos próximo y lejanos.

Los fenómenos bradisísmicos son los que ocurren con relativa lentitud. A veces duran varios millares de años, como sucede en las elevaciones y descensos de las tierras firmes o en los movimientos relativos de las masas montañosas. Dichos movimientos bradisísmicos son, sin duda alguna, de importancia extraordinaria en la producción de los terremotos, puesto que en algunos de estos movimientos relativos, pueden llegar a ser tan importantes las fuerzas elásticas desarrolladas, que un impulso exterior insignificante baste a rebasar el límite de elasticidad y producir una súbita variación en la posición relativa de las capas, la cual dará origen a un terremoto tectónico.

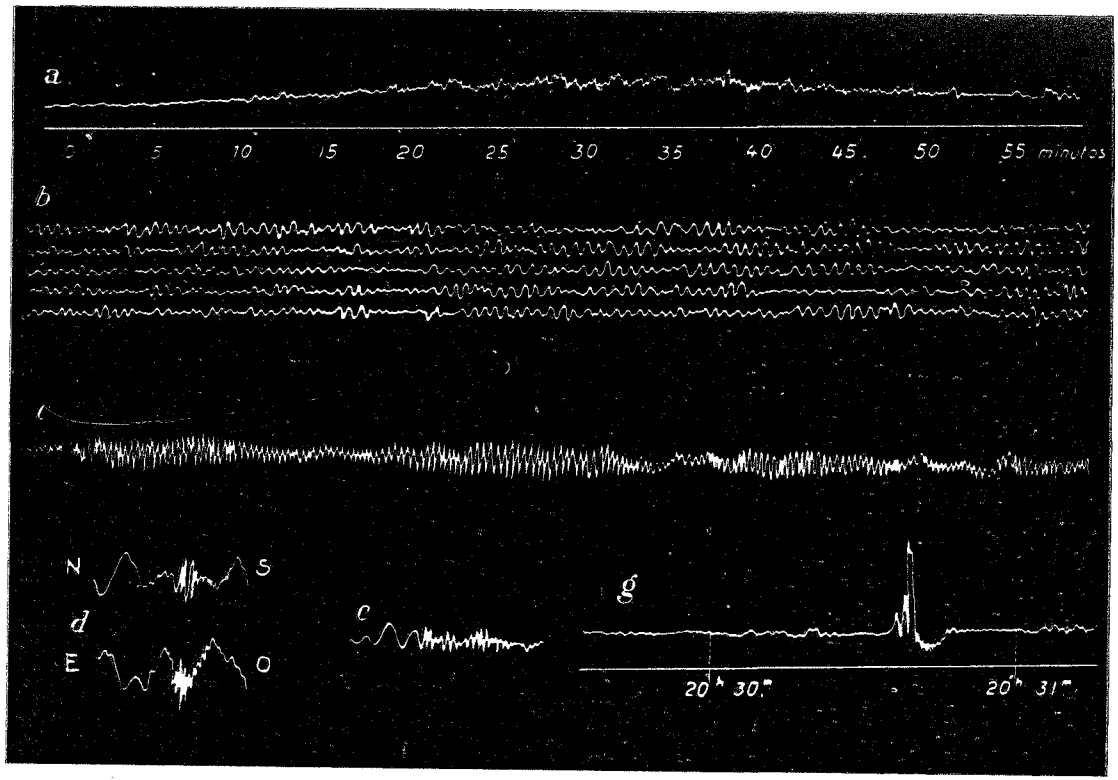

a
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55 minutos
b
c
N
S
d
E
O
e
g
20h 30m
20h 31m

FIG. 89

*b).—Movimientos microsísmicos.*—Además de las vibraciones del suelo, causadas por terremotos próximos o lejanos, se observan otras vibraciones particulares de la corteza terrestre, que no pueden referirse a terremotos y son de formas más o menos regulares. Se les llama *movimientos microsísmicos* o *intranquilidades sísmicas.*

Basándose en las observaciones efectuadas, Gutenberg (*) los divide en tres clases: 1.ª *Intranquilidad del tráfico*, con un período de una fracción de segundo, debida a la circulación en las calles al paso de los trenes, así como al funcionamiento de los motores y máquinas de todas clases. Puede ser tan fuerte que imposibilite la interpretación de los sismógramas. A causa de ello, las estaciones sismológicas deben instalarse lejos de todas estas perturbaciones artificiales. Como ejemplos de esta clase de movimientos microsísmicos, presentamos los contenidos en la figura 89 señalados con las letras *c*, *d*, *e* y *g*, tomados de la obra de Sieberg, «Der Erdball».

2.ª *Intranquilidad local.* Su período varía de uno a 10 segundos y se observa durante las tempestades y huracanes, así como cuando es fuerte el choque de las olas contra los acantilados, situados cerca de la estación registradora. La figura 89, señalada con la letra *a*, corresponde a este caso.

3.ª *Intranquilidad uniforme*, cuyo período oscila entre tres y 10 segundos y su duración es grande. Son debidas al batir de las olas contra los acantilados de las costas, situadas lejos de la localidad, donde están instalados los sismógrafos.

---

(*) Gutenberg B. Die seismische Bodenunruhe und ihr Zusammenhang mit den Nachbargebieten, insbesondere Geologie und Metereologie. Berlín, 1924.

Las gráficas de la citada figura, señaladas con la letra *b*, que corresponden a un viento fuerte y constante en la localidad, son análogas a las producidas por la causa que consideramos.

También pertenecen a este grupo, las curvas representadas en la figura 90, correspondientes al movimiento microsísmico registrado por el péndulo astático de Wiechert, de la Estación sismológica de Toledo, el día 6 de marzo de 1922 (*).

**49. La propagación del movimiento sísmico.**

*a).—Ondas longitudinales y transversales.*—En la teoría de la elasticidad se demuestra que los movimientos producidos en el hipocentro dan lugar a dos tipos de oscilaciones completamente independientes uno de otro, a saber: las oscilaciones u *ondas longitudinales*, es decir, ondas de condensación y dilatación, en las cuales el movimiento de una partícula coincide en dirección con la propagación de las oscilaciones y las *transversales* u ondas de distorsión en las que aquel movimiento es perpendicular a dicha dirección.

Las respectivas velocidades de $V_1$ y $V_2$ dependen solamente de las propiedades elásticas y de la densidad de las capas de la corteza terrestre. Estas velocidades están dadas por las fórmulas:

$$V_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \qquad V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad (1)$$

En ellas representa, $\rho$ la densidad; $\mu$ el módulo de rigidez y

(*) «La Sismología.» V. Inglada. Instituto Geográfico. Madrid.

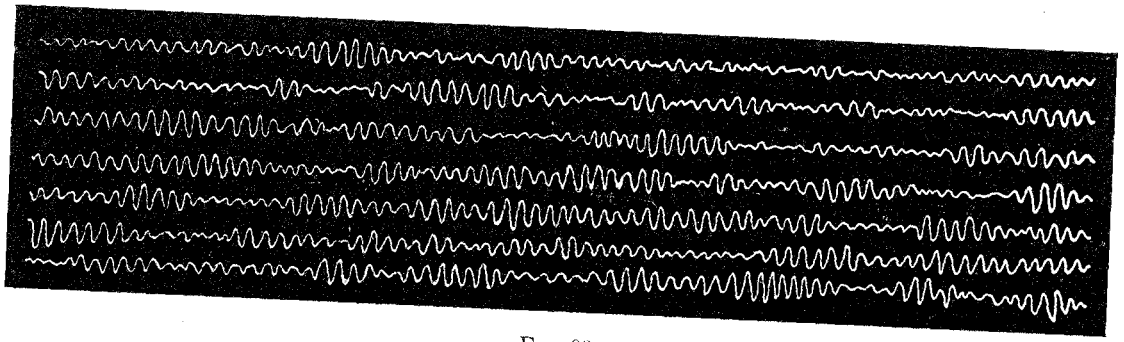


FIG. 90

$$\left(\lambda + \frac{2}{3}\mu\right)$$

el módulo de compresión uniforme (*).

Como existe un vasto material de observación de terremotos, se ha podido determinar cuanto tiempo emplean las dos clases de oscilaciones para recorrer el espacio que media entre el hipocentro y una estación próxima.

Si el hipocentro no es profundo y la estación muy lejana, se puede aceptar que estas oscilaciones llegan a la estación atravesando solamente las capas superiores de la Tierra.

Si conocemos el instante en que se produce el terremoto y el de la llegada al punto de observación de ambas clases de ondas, se pueden determinar sus velocidades respectivas, en las capas terrestres superiores.

De esta manera han procedido los profesores A. y S. Mohorovicic y han obtenido los valores siguientes:

$V_1$=5,54 kms. *seg.* $V_2$=3,23 kms. *seg.* (**) **(2)**

La relación de estas velocidades es próximamente igual a $\sqrt{3}$.

Las leyes de propagación de las oscilaciones clásticas tienen un gran parecido a las leyes de la propagación de la luz. La teoría mecánica de la luz considera directamente los fenómenos luminosos como el resultado de oscilaciones elásticas transversales. Por lo tanto, en la propagación de las ondas sísmicas, cuando el movimiento pasa

(*) Galitzin. Conferencias sobre Sismetría. Versión española por V. Inglada, José G. Siñeriz y W. Castillo, página 42.

(**) A. Mohorovicic. Jahrbuch des meteorol. Observatoriums, f. d. J. 1909. J. IX. T. IV. H. I. Zagreb, 1910. S. Mohorovicic. Das Erdinnere, Zeitschrift für augewandte Geophysik. Bd. 1, H. 11 und 12. 1925.

de un medio a otro, debemos encontrarnos con ciertos fenómenos que corresponden a los de reflexión y refracción de la luz. Sólo que el problema es mucho más sencillo en óptica, porque allí sólo se presentan ondas transversales toda vez que aun no ha sido comprobada la existencia de ondas etéreas longitudinales.

Cuando la luz pasa por la superficie de separación de dos medios, se producen dos rayos; uno reflejado y otro refractado. Pero en la propagación de las ondas sísmicas a través de la corteza terrestre, cada una, sea longitudinal o transversal, produce en general, al pasar por la superficie que separa dos capas de distintas propiedades físicas, cuatro ondas; dos longitudinales, una reflejada y otra refractada y otras dos transversales, de las mismas clases.

*b).—Ondas superficiales.*—La superficie de separación de dos medios no solamente se distingue porque da lugar a los fenómenos de reflexión y refracción, sino también porque con ella pueden originarse ondas superficiales especiales, que tienen gran importancia en la Sismología. Estas ondas se propagan por la superficie terrestre, del mismo modo que las ondas líquidas se extienden por la superficie del agua, cuando se tira una piedra sobre la superficie del líquido, en estado de reposo.

Estas ondas se distinguen por su período relativamente grande, al que corresponde también una gran longitud de onda.

Por esta razón se llaman *ondas largas*, *lentas* o *superficiales* y se propagan con una velocidad

$$V=3{,}5 \text{ kms. } seg \qquad (3)$$

Las observaciones efectuadas durante los últimos años, en los observatorios sismológicos, han demostrado que

las ondas longitudinales y transversales pueden llegar al lugar de observación, no solo directamente, sino después de una o varias reflexiones en la superficie terrestre. La figura 91 nos muestra una representación esquemática de la trayectoria de las ondas directas y reflejadas. Las ondas pueden ir desde el epicentro *E*, hasta la estación *M*, directamente *EDM*, o bien reflejándose una vez en *B*, o dos veces en *A* y *C*, etc. También puede reflejarse en la región diametralmente opuesta a *B*. En los sismos importantes, las gráficas acusan frecuentemente, como ya veremos, hasta tres reflexiones sucesivas.

Para distinguir las diversas clases de ondas se emplea una nomenclatura especial. Las ondas longitudinales se representan por la letra *P* y las transversales por *S*. Para indicar una onda reflejada, se añade la letra *R* a la inicial correspondiente. Por ejemplo: una onda longitudinal reflejada dos veces se representa $P\,R_2$ o $P\,P\,P$ y una transversal reflejada una vez por $S\,R_1$ o $S\,S$.

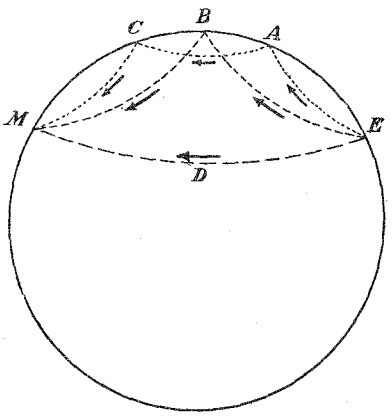


FIG. 91

*c).—Ondas cambiantes.*—Al pasar de un medio a otro distinto, una onda longitudinal puede transformarse en transversal, e inversamente. Estas ondas se llaman *cambiantes* y se las representa por una notación análoga. Por ejemplo, *S P S* indica una onda transversal que se transformó primeramente en otra longitudinal y después en otra transversal.

*d).—Ondas individuales de Mohorovicic.*—Las investi-

gaciones recientes de Mohorovicic y Gutenberg, han puesto de manifiesto que a pequeñas distancias epicentrales se registran dos clases de ondas longitudinales a la llegada del movimiento sísmico: las $\overline{P}$, llamadas individuales por Mohorovicic (*) y continuas o uniformes por Rothé (**) que se propagan por la capa superior de la corteza terrestre y van directamente desde el hipocentro $F$ a la estación, $E$ (fig. 92), sin experimentar refracción alguna y las ondas normales $P$, que del hipocentro $F$ se dirigen a la superficie de discontinuidad, sufren en ella dos refracciones en $A$ y $B$ y después se remontan a la superfie terrestre.

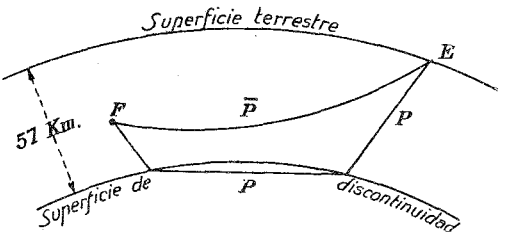



FIG. 92

La onda $\overline{P}$ aparece sola a distancias epicentrales inferiores a unos 300 kilómetros; por el contrario, a partir de los 700, sólo se presentan las $P$. Por último, entre 300 y 700 se observan las dos y la $\overline{P}$ sigue a la $P$, con un intervalo que varía según la distancia y la profundidad del foco.

La misma distinción puede hacerse en las ondas transversales de modo que cabe distinguir las ondas $S$ normales y $\overline{S}$ individuales o superrayadas.

La existencia de las ondas $P$, $\overline{P}$, $S$ y $\overline{S}$, como dos clases

(*) A. Mohorovicic. Jahrbuch des meteorologischen Observatariums in Zagreb für das Jarh 1909.

S. Mohorovicic. Beitrâge zur Geophysik, pág. 217-240 y 187-189.

(**) E. Rothé. Publications du Bureau central sismique int. Travaux scientifiques. Serie A. Facicule 1. 1926.

de ondas distintas que se propagan con diferente velocidad, en el mismo medio y de tal modo, que las primeras $P$ o $S$, sólo aparecen a partir de una determinada distancia, es muy difícil de concebir, y por esto A. Mohorovicic ha recurrido a una explicación natural, que es la de admitir que existe en la corteza terrestre y a una profundidad de 57 kilómetros, según resulta de una investigación reciente de Gutenberg (*) una superficie de discontinuidad que divide la corteza en dos capas del mismo espesor sensiblemente y en que las propiedades físicas de la substancia terrestre varían de un modo brusco, hasta el punto de que la velocidad de las ondas pasa de 5,74 a 7,90 kilómetros por segundo, al atravesar dicha superficie.

Estas ondas individuales tienen gran importancia para la prospección sísmica, pues el fenómeno explicado para la superficie de discontinuidad, se repite en las superficies de separación de los diferentes estratos, de modo que cada uno de ellos, producirá una doble refracción en la onda que le atraviese y al sismógrafo llegarán también las dos clases de ondas $\overline{P}$ y $P$. Fig. 93.

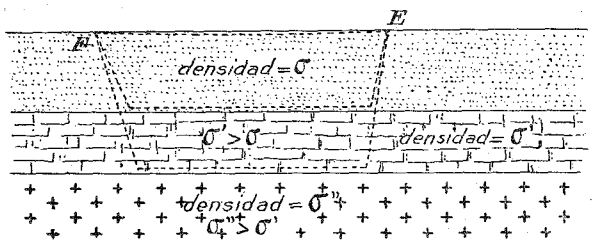



FIG. 93

(*) B. Gutenberg. Neue Aus wertung der Aufzeichnungen der Erdbebenwellen, infolge der Explosion von Oppau. Physikalische Zeitschrift. 1925. Pág. 259-260.

Como en las explosiones artificiales utilizadas para la prospección, las distancias epicentrales son muy pequeñas y muy diferentes las velocidades de propagación de las ondas, a través de los estratos, ya que están comprendidas entre algunos cientos y varios miles de metros por segundo, el instante de la llegada de las ondas $P$ y $\overline{P}$ al sismógrafo depende de la profundidad de los estratos, de

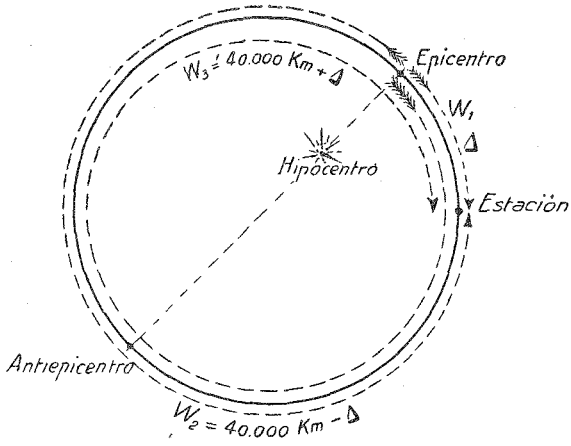



FIG. 94

la velocidad de propagación a través de los mismos y de la distancia epicentral que elijamos. Además, según hemos dicho, precederán las $\overline{P}$, en los puntos próximos a la explosión y las $P$ a distancias mayores.

Conocidas las dos últimas magnitudes y determinado el instante aludido, tendremos los medios necesarios para descubrir la estratigrafía de la región estudiada, como veremos más adelante.

*e).—Ondas múltiples.*— Las ondas lentas se propagan por la superficie terrestre, desde el epicentro a la estación registradora, tanto por la distancia más corta, como por la más distante pasando por el antiepicentro, o punto diametralmente opuesto al primero (figura 94). Las que

siguen el segundo camino citado, cuya longitud es (40.000—Δ) kilómetros se designan con la letra $W_2$ y tienen una velocidad de propagación de 3,6 kms. sec. Tanto la onda lenta normal, como la $W_2$ pueden volver a impresionar el sismógrafo de la estación, después de dar una vuelta entera sobre la superficie terrestre. El camino recorrido por la primera será (40.000+Δ) kilómetros y por la segunda (80.000—Δ). Se designan con las iniciales $W_3$ y $W_4$, correspondiéndoles la velocidad de propagación de 3,3 kilómetros por segundo.

Estos máximos múltiples de las ondas lentas, se presentan en todos los sismos importantes.

**50. La región hipocentral.**—La región hipocentral es el lugar del interior de la corteza terrestre en que actúan las fuerzas sísmicas. La energía potencial acumulada en la corteza terrestre, en forma de tensiones clásticas, queda libre en la región hipocentral a causa de una perturbación tectónica y se transforma en energía cinética o fuerza viva, en calor y en oscilaciones elásticas que se propagan en todos sentidos.

*a). –Dimensiones de la región hipocentral.*—Las dimensiones del foco, están directamente relacionadas con la causa sismogénica. En los terremotos debidos a hundimientos de oquedades subterráneas, podemos considerar el foco como puntiforme. Lo mismo sucede en los producidos por las explosiones internas que acompañan a las erupciones volcánicas. Figura 95.

En la formación de una falla vertical, con hundimiento de uno de sus hastiales, el foco tiene forma lineal, a lo largo de la fractura. Figura 96. Si la falla y deslizamiento se producen según un plano inclinado, la región hipocentral es la superficie de aquel plano. Figura 97.

En el hundimiento de un bloque cortical, comprendido entre otros fijos, podemos considerar todo el bloque como foco, que entonces será volumétrico. Figura 98.

En la teoría se supone siempre que toda la energía sísmica está reconcentrada en un punto: el hipocentro, cuya proyección es el centro de la figura de la región epicentral y del cual irradian ondas esféricas.

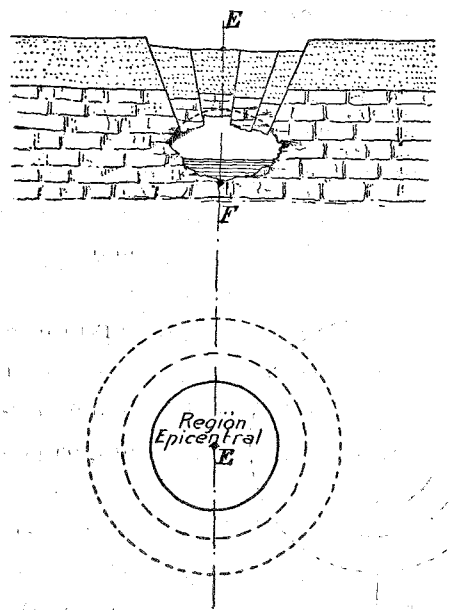



FIG. 95

*b).—Profundidad del hipocentro.*—Como los movimientos tectónicos que originan los fenómenos sísmicos, tienen su asiento en la zona de fractura de la corteza terrestre, la profundidad del hipocentro no podrá ser mayor de 60 kilómetros, que es la de esta zona. Esta profundidad se presenta sólo en los más intensos terremotos que se producen en los bordes de los continentes circumpacíficos.

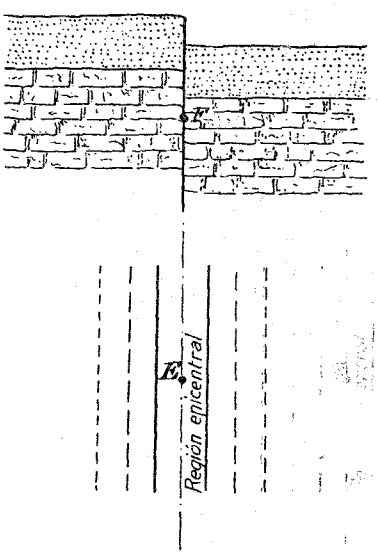



FIG. 96

Al ocuparnos, más adelante, de los procedimien-

tos para determinar la profundidad hipocentral, veremos una orientación decidida hacia la débil profundidad expresada por muy pocos kilómetros.

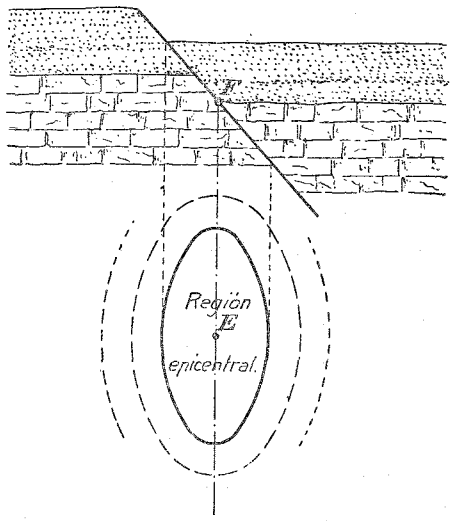



FIG. 97

**51. La región epicentral.**—La región epicentral o pleistoseista, es una pequeña superficie, situada alrededor del epicentro, de forma no muy bien definida. Como esta región es en principio la proyección del foco sobre la superficie terrestre, en la dirección del radio, tiene que haber una mútua dependencia entre ambas. En el caso del foco puntiforme, las isosistas serán las intersecciones con la superficie, de las ondas esféricas que irradian de aquél, o sean círculos concéntricos con el epicentro. Fig. 95.

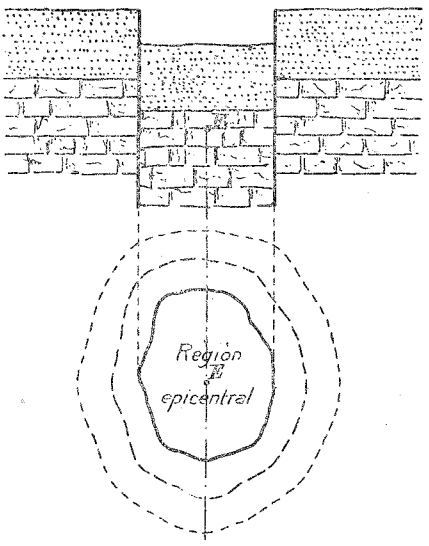



FIG. 98

En el caso del foco lineal, representado esquemáticamente en la figura 96, la región epicentral estará delimitada por dos líneas paralelas. Cuando se trate de un foco

superficial inclinado, como el de la figura 97, las isosistas serán aproximadamente elipses, cuyos ejes serán cada vez mayores. Por último en los sismos debidos al hundimiento de un bloque vertical completo, la línea pleistosista es una curva cerrada que sigue próximamente los contornos del bloque. Figura 98.

Esta relación entre la forma de las isosistas y la naturaleza del movimiento sísmico, tiene mucha importancia en el estudio sismogénico si la tectónica regional es bien conocida.

# CAPÍTULO XII

## LOS SISMÓGRAMAS

**52. Fases de los sismógramas.**—Los movimientos sísmicos se registran en los *sismógramas* que son un conjunto de trazos parecidos a oscilaciones de la pluma inscriptora, en grupos de diferente período y amplitud. En ellos se distinguen dos fases distintas: la *inicial*, caracterizada por pequeña amplitud y período, y la *principal*, en que estos elementos son mayores y se alcanzan las amplitudes máximas. La primera se subdivide en otras dos llamadas *primeros y segundos preliminares*, en estos segundos preliminares el período y la amplitud de las oscilaciones son mayores que en los primeros.

La fase principal se subdivide en dos partes, la fase principal propiamente dicha que contiene los máximos principales de las ondas lentas y la *coda* o fase final, que contiene los máximos secundarios.

Los primeros y segundos preliminares corresponden respectivamente a las ondas longitudinales y transversales que parten del hipocentro, cuya velocidad de propagación es mayor en las primeras que en las segundas. Al llegar estas ondas a la superficie terrestre, se reflejan en

ella, pudiendo alcanzar el lugar de observación, después de repetirse su reflexión varias veces y lo corriente es que los sismógramas las acusen dos o tres veces.

Continuando el análisis del sismógrama, llegamos a las llamadas ondas lentas o superficiales, cuyo período es mayor y cuya velocidad de propagación por la superficie terrestre es sensiblemente constante e igual a unos 3,5 kilómetros por segundo, encontrándose en ella los máximos principales. Después, las amplitudes van disminuyendo y el período permanece, casi invariable, durando el fenómeno hasta varias horas, lo que constituye la coda o fase final.

Como ejemplo presentamos el sismógrama registrado por el péndulo astático de Wiechert (figuras 99 y 100) de la Estación Sismológica de Toledo (*) el 7 de septiembre de 1920, cuyo epicentro correspondió a la Toscana.

En él podemos apreciar, sin duda alguna, el momento de la llegada de las ondas logitudinales $P$, de las transversales $S$ y de las lentas $L$, así como de los diversos máximos de estas últimas $M$.

Los primeros y segundos preliminares presentan impulsos muy débiles, en cambio las ondas lentas son muy potentes.

No todos los sismógramas que se registran en los observatorios sismológicos pertenecen a este tipo. Son muy corrientes aquellos en los que primeros y segundos preliminares muestran ímpetus aislados y potentes para cada una de las ondas directas y reflejadas, y en cambio las ondas lentas de la fase principal son de amplitud extraordinariamente pequeña.

Zöppritz, Geiger y Gutenberg, explican esta diferencia

(*) V. Inglada. La Sismología, pág. 83.

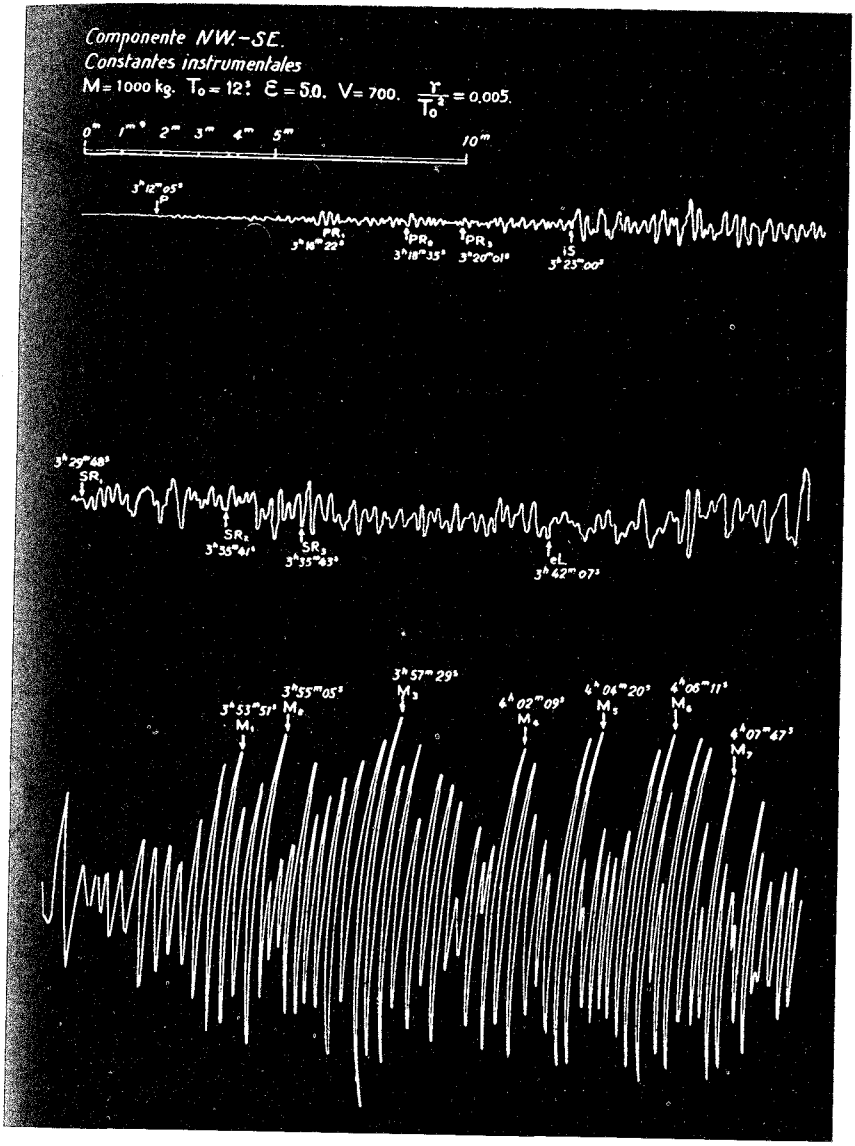

Componente NW.–SE.
Constantes instrumentales
M = 1000 kg. T₀ = 12 s. ε = 5.0. V = 700. r/T₀² = 0,005.
0m 1m 2m 3m 4m 5m 10m
3h 12m 05s
P
PR1
3h 16m 22s
PR2
3h 18m 33s
PR3
3h 20m 01s
iS
3h 23m 00s
3h 29m 48s
SR1
SR2
3h 35m 41s
SR3
3h 39m 43s
eL
3h 42m 07s
3h 53m 51s
M1
3h 55m 05s
M2
3h 57m 29s
M3
4h 02m 09s
M4
4h 04m 20s
M5
4h 06m 11s
M6
4h 07m 47s
M7

FIG. 99

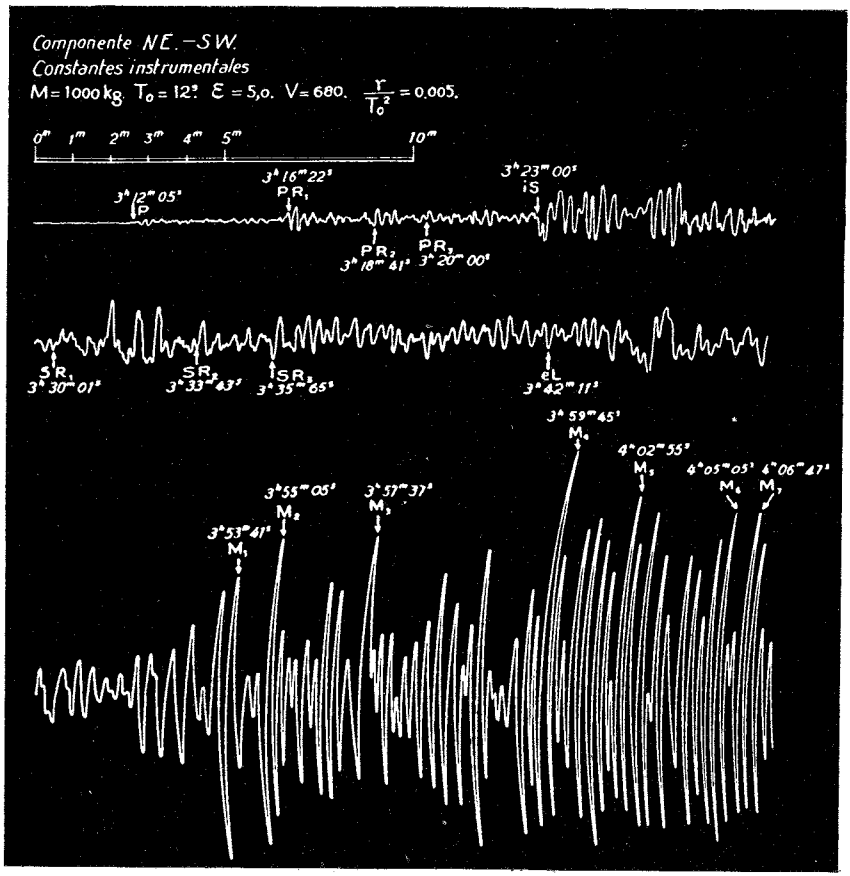

Componente N.E. – S.W.
Constantes instrumentales
M = 1000 kg. T₀ = 12ˢ. ε = 5,0. V = 680. r/T₀² = 0.005.
0ᵐ 1ᵐ 2ᵐ 3ᵐ 4ᵐ 5ᵐ 10ᵐ
3ʰ 12ᵐ 05ˢ P
3ʰ 16ᵐ 22ˢ PR₁
3ʰ 18ᵐ 41ˢ PR₂
3ʰ 20ᵐ 00ˢ PR₃
3ʰ 23ᵐ 00ˢ iS
3ʰ 30ᵐ 01ˢ SR₁
3ʰ 33ᵐ 43ˢ SR₂
3ʰ 35ᵐ 65ˢ SR₃
3ʰ 42ᵐ 11ˢ eL
3ʰ 53ᵐ 41ˢ M₁
3ʰ 55ᵐ 05ˢ M₂
3ʰ 57ᵐ 37ˢ M₃
3ʰ 59ᵐ 45ˢ M₄
4ʰ 02ᵐ 55ˢ M₅
4ʰ 05ᵐ 05ˢ M₆
4ʰ 06ᵐ 47ˢ M₇

FIG. 100

INSTITUTO GEOFÍSICO

por las consideraciones siguientes, ya expuestas por Inglada en el citado trabajo.

Las fuerzas deformadoras que actúan en las capas exteriores de la corteza donde va a producirse un sismo, van creciendo progresivamente hasta rebasar el límite de resistencia de las rocas y entonces la materia se desgarra. Las masas rocosas, situadas en uno y otro lado de la superficie de la grieta o sistema de grietas, tienden a buscar una nueva posición de equilibrio. La energía potencial primitiva se transforma en energía cinética, originándose una serie de cambios entre ambos estados, hasta que la irradiación y el rozamiento agotan toda la energía. En la expresión de la fuerza viva, medio $m\,v^2$ puede tener $m$ un gran valor; entonces las fracturas y desplazamientos en las capas terrestres afectan a grandes masas y se producen potentes ondas superficiales; por el contrario, si la velocidad $v$ adquiere un gran valor,originánse grandes ímpetus en las ondas que constituyen los preliminares del sismógrama.

**53. Diversos tipos de sismógramas.**—Sieberg (*) establece los tipos de sismógramas correspondientes a diversas distancias epicentrales, de la manera siguiente.

*a).—Sismos locales.*—Son aquéllos en que los aparatos registradores están situados dentro de la región epicentral.

Fase I. Se aprecian en el sismógrama los impulsos individuales, de pequeño período, comprendido entre medio y cinco segundos, sin que sea posible diferenciar los diversos grupos de ondas a causa de su pequeño recorrido.

(*) A. Sieberg. Geologische Einführung in die Geophysik.

Fase II. En ella se aprecian las vibraciones propias de las capas superiores de la corteza terrestre.

*b).—Sismos próximos.*—En que se comprenden todos aquellos cuya distancia epicentral sea menor de 1.000 kilómetros. Las diferencias entre los sismógramas correspondientes a los sismos locales y a los sismos próximos, no están aún bien aclaradas a causa de la influencia de las heterogeneidades locales de las capas superiores terrestres.

Sus caracteres más distintivos son los siguientes:

Fase I. Para las distancias epicentrales inferiores a 300 kilómetros, sólo aparecen los impulsos de las ondas $\bar{P}$ con un período de medio a seis segundos aunque a veces es algo mayor.

A partir de los 200 kilómetros antes de la llegada de $\bar{P}$, empieza a notarse un pequeño impulso de $P$, que aumenta con la distancia. A partir de 700 kilómetros desaparece la onda $\bar{P}$.

Fase II. Las ondas $S$, se encuentran muy cerca de la fase principal y son muy difíciles de reconocer en la mayoría de los casos.

Fase III. Las ondas lentas, con un período de diez segundos casi coinciden con los máximos del movimiento. Es posible que estas ondas estén superpuestas a otras de mayor período, desde 20 a 70 segundos, siendo muy difícil distinguirlas.

Fase IV. En ella se presenta la coda final.

*c).—Sismos algo lejanos.*—Con distancias epicentrales de 2.000 a 5.000 kilómetros.

Fase I. Hasta 4.600 kilómetros las reflexiones son débiles, a mayor distancia $PR$, o $PP$, es muy potente. A estas ondas se superponen otras de período grande (30-70 segundos).

Fase II. Las ondas *S* cubiertas en parte por las de período grande (30-70 segundos).

Fase III. Se presentan las ondas lentas *L* con período de 40$^s$ que rápidamente decrecen a 30 y 20 segundos. Al principio de los máximos vuelve a decrecer hasta 15 segundos. Cuanto mayor sea Δ tanto más tardan en presentarse los valores máximos *M*.

Fase IV. Está constituída por la coda final, acompañada quizás, por las ondas $W_2$ y $W_3$.

*d).—Sismos bastante lejanos.*—Que corresponden a distancias epicentrales de 5.000 a 10.000 kilómetros.

Fase I. Primeramente se encuentran las ondas *P*, y después las reflexiones. De 4.600 a 6.000 kilómetros; de 8.500 a 9.000, y de 9.500 a 10.000, las ondas *PP* tienen más importancia que las *P*.

Fase II. Las ondas *S* y sus reflexiones.

Fase III. Las ondas *L* empiezan con períodos de 70 a 40 segundos, que disminuyen hasta 30 y aun 25 segundos.

Fase IV. Los valores *M* con períodos de 30 segundos.

Fase V. La coda final con las ondas $W_2$ y $W_3$.

*e).—Sismos muy lejanos.*—Con distancia epicentral comprendida entre 10.000 y 20.000 kilómetros.

Fase I. Desde 10.000 a 16.000 kilómetros, *P* falta o es muy débil, teniendo mayor importancia las ondas *PP*. A partir de los 16.000, hasta los 17.000 las ondas *P* aparecen muy potentes, para debilitarse de nuevo, para mayores distancias epicentrales.

Entre los 12.000 y 15.000 kilómetros aparecen las ondas curvadas en la superficie del núcleo terrestre y a partir de los 16.000 las que se propagan a *través del mismo.*

Fase II. La onda *S*, es muy débil entre los 10.000 y 14.000 kilómetros de distancia epicentral, dominando las

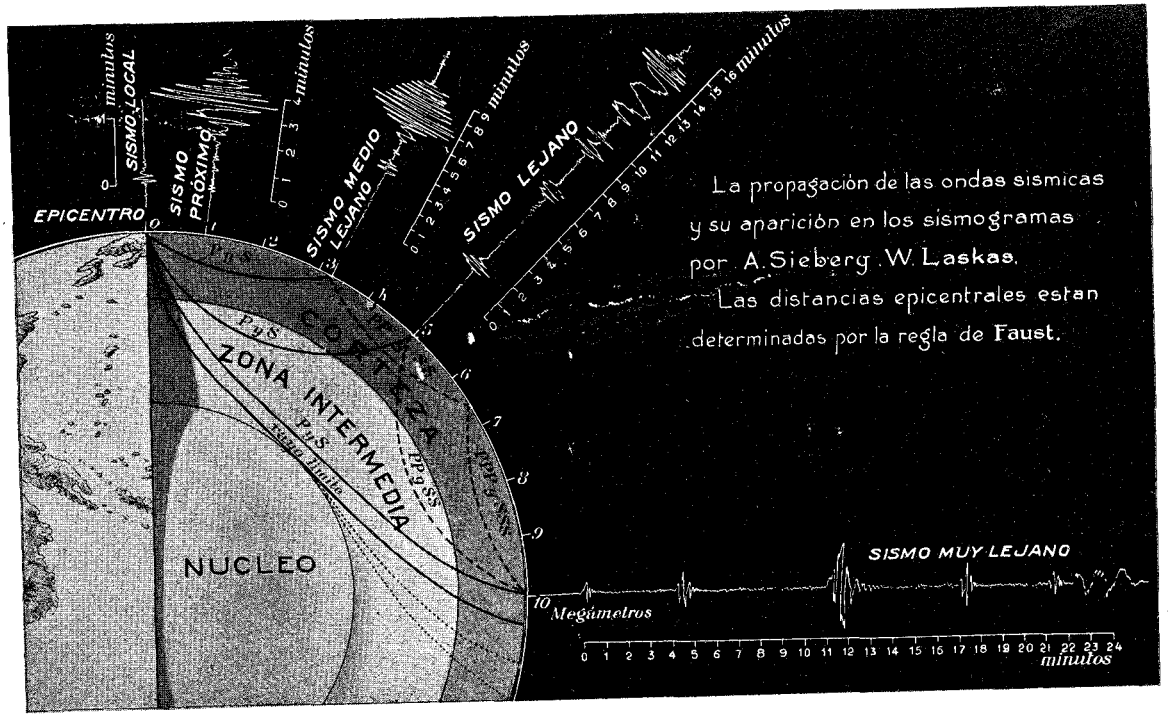
*SS*. Después no se ha podido comprobar su existencia con seguridad.

Fase III. Las ondas lentas empiezan con un período de 70 a 40 segundos, que desciende rápidamente hasta 25.

Fase IV. Los máximos *M*, con un período de 30 segundos.

Fase V. La coda, quizás con las ondas $W_2$, $W_3$ y aun hasta $W_4$.

Como ejemplo en un sismo próximo, presentamos la gráfica de la figura 101 y como ejemplo de un sismo lejano los de las figuras 99 y 100. En ellas puede seguirse paso a paso la explicación de las fases sucesivas que acabamos de explicar.




De la obra de Sieberg citada, tomamos esta notable representación de los diversos tipos de sismógramas. En ella se aprecian, a escala, los momentos de llegada de las diversas clases de ondas, que corresponden a cada distancia epicentral, determinada por la regla práctica de Faust

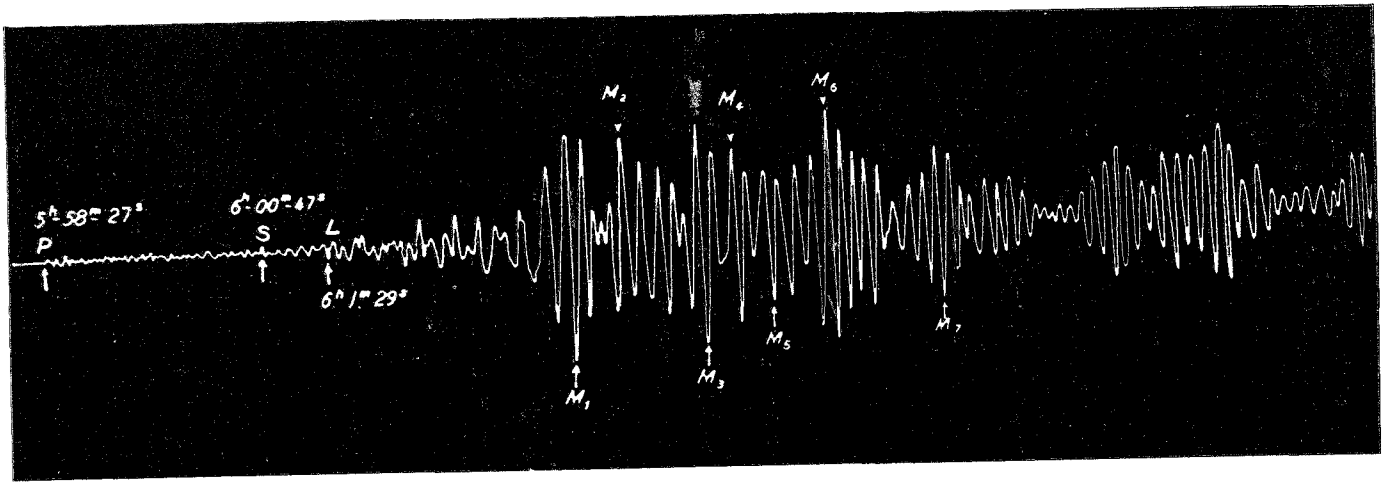



FIG. 101

# CAPÍTULO XIII

## LOS SISMÓGRAFOS

### LOS SISMÓGRAFOS PARA REGISTRAR LAS COMPONENTES HORIZONTALES DEL MOVIMIENTO

---

**54. El péndulo vertical simple.**—Para poder determinar completamente la dirección del movimiento sísmico, es preciso registrar sus componentes, según tres direcciones perpendiculares entre sí. La parte horizontal del movimiento se registra por medio de los *sismógrafos horizontales*, que nos suministran sus componentes N.-S. y E.-O. y la vertical por los sismógrafos verticales.

El péndulo vertical simple es el prototipo de todos los sismógrafos destinados a registrar los movimientos horizontales del suelo. Consta en esencia de una pesada esfera *A*, fig. 102, pendiente del punto *O*, por medio de un hilo. En la parte inferior de la esfera hay un índice que puede señalar sobre un papel ahumado, arrollado a un cilindro, dotado de movimiento de rotación y de traslación.

Este péndulo físico equivaldrá, por su período de oscilación, a un péndulo matemático de una longitud determinada, cuya masa supusiéramos concentrada en un punto. La longitud desde este punto al centro de suspensión se llama *longitud reducida del péndulo*.

Supongamos que toda la superficie terrestre, incluso el

péndulo, sufre una brusca traslación hacia la derecha, igual a $x$. La misma magnitud se traslada entonces, al aparato registrador y el punto de suspensión. A consecuencia de la inercia, el punto en que hemos supuesto concentrada toda la masa del péndulo permanecerá en el mismo lugar y la extremidad del estilete marchará hacia la izquierda. Si llamamos $L$ la distancia $B\ O$, que se conoce con el nombre de *longitud del indicador* y $l$ la longitud reducida del péndulo, el valor $\xi$ del movimiento del estilete sobre el papel ahumado es,

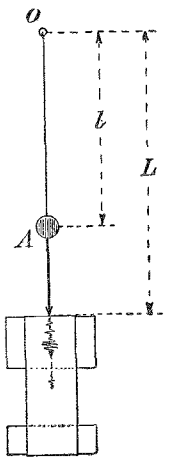


FIG. 102

$$\xi = \frac{L}{l}\, x; \qquad x = \frac{l}{L}\, \xi \qquad (4)$$

de donde se deduce la verdadera magnitud $x$ del movimiento del suelo, en función de las constantes del instrumento $l$ y $L$ y de su traslación relativa $\xi$.

Si $x$ continúa variando con el tiempo, el punto $A$, no permanecerá inmóvil sino que el péndulo adquirirá un movimiento oscilatorio. El del indicador será entonces resultado de la suma de dos movimientos, a saber: el del suelo y el propio del aparato, que ya indicaremos cómo se separan.

El péndulo vertical se puede disponer de modo que no oscile mas que en un plano, para lo cual basta suspender la masa $M$ (fig. 103) de un bastidor rígido, en lugar de hacerlo de un hilo vertical. Si se disponen ahora dos péndulos análogos, uno dirigido según el meridiano y otro según el primer vertical, se podrán obtener las dos componentes del movimiento horizontal del suelo.

Una vez hallados los verdaderos movimientos máximos

del suelo, según estos dos planos, en el comienzo de las ondas sísmicas longitudinales de los primeros preliminares $P$, podremos determinar con facilidad el verdadero acimut $\alpha$ del epicentro. Llamemos $x_N$ y $x_E$ aquellos movimientos máximos, dando signo + a las desviaciones producidas hacia el Norte o el Este y — a las dirigidas en sentido contrario. (Fig. 104). La resultante, o sea el primer choque, estará dirigido hacia el NE. y el ángulo $\alpha$ que forma con el meridiano será

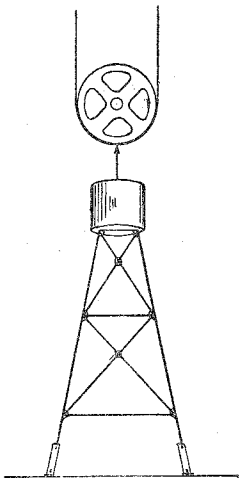


FIG. 103

$$Tang\ \alpha = \frac{x_E}{x_N}$$

y el valor absoluto de la desviación horizontal máxima será

$$h_m = \sqrt{x_E^2 + x_N^2} \qquad (5)$$

Si la primera onda es de condensación, lo que manifestará el sismógrafo vertical, el movimiento inicial del suelo tendrá la dirección que hemos supuesto, y si es de dilatación tendrá la dirección contraria.

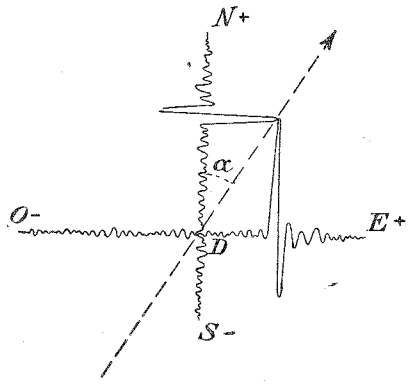



FIG. 104

Si en el primer choque $P$ pudiéramos medir el valor absoluto de la componente vertical de la desviación del suelo, podríamos deducir el ángulo de emergencia aparente $\bar{e}$ por la fórmula

$$tang\ \bar{e} = \frac{Z_m}{h_m} \qquad (6)$$

El ángulo $\bar{e}$ puede observarse también directamente. El verdadero ángulo de emergencia $e$, es el formado por la trayectoria del rayo sísmico, en el punto de su llegada a la superficie terrestre, con la horizontal del lugar de observación.

Una vez conocidos los valores de las tres desviaciones o movimientos del suelo, como funciones del tiempo, se podrán encontrar fácilmente sus segundas derivadas y, por consiguiente, las aceleraciones que caracterizarán las fuerzas que han actuado en cada dirección componente. Con las tres se puede hallar el valor de la resultante.

Después de haber explicado el fundamento de la medición del movimiento del suelo, vamos a ocuparnos en la descripción del péndulo vertical.

La figura 102 representa un esquema de la disposición del registro en dicho aparato. Consiste en una banda contínua de papel ahumado, colgante alrededor de un cilindro, mientras otro cilindro de poco peso va dentro de la banda, en su parte inferior, con el objeto de mantener tirante el papel sobre el cilindro superior. Por un mecanismo de relojería, que hace girar este último alrededor de su eje, se consigue mover el papel, debajo de la pluma del sismógrafo. Estando algo inclinados los ejes de ambos cilindros, lo que se alcanza con una disposición bien sencilla, se logra hacer caminar las bandas espiralmente. Tal sistema de registro se emplea en muchos sismógrafos.

En otros tipos de péndulos verticales, por ejemplo, en el péndulo vertical de Vicentini, representado en la figura 105, el aparato está suspendido de tal modo, que puede oscilar en todos los acimutes posibles. La descomposición

del movimiento en sus dos componentes, se logra del modo siguiente:

El estilete *l*, de la figura 105, juega dentro de dos horquillas perpendiculares entre sí, y una de ellas acodada, las cuales sostienen una ligera pluma, *N*. De este modo, el movimiento del estilete queda descompuesto en dos.

El detalle de la disposición se comprende muy bien en la figura y no es necesario insistir más.

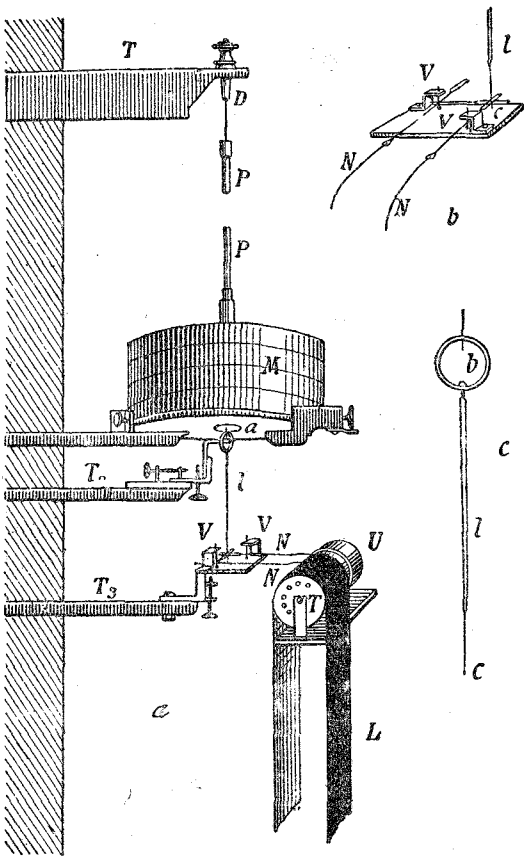



FIG. 105

La descomposición del movimiento de un péndulo vertical que oscila en todos los acimutes, por medio de disposiciones mecánicas, tiene el grave inconveniente de que el trazado de cada una de las componentes, no es independiente de la otra a consecuencia de los rozamientos inevitables, en las articulaciones de las palancas.

La teoría demuestra que un sismógrafo es tanto más

sensible cuanto mayor es su período propio de oscilación o sea cuanto mayor es su longitud.

Es más fácil aumentar el período, haciéndole oscilar alrededor de un eje casi vertical, en cuyo caso, la masa describirá un plano muy poco inclinado sobre el horizonte. Así obtenemos un péndulo horizontal, de que nos vamos a ocupar ahora.

**55. El péndulo horizontal.** — Por las razones expuestas, es mucho más sensible que el péndulo vertical. Si sus dimensiones se cuentan por decímetros, es más sensible que un péndulo vertical, cuya longitud se cuente por el mismo número de centenas de metros. Esta sensibilidad es tanto mayor cuanto más próxima a la vertical se encuentre el eje de giro. La construcción de dicho péndulo se representa esquemáticamente en la figura 106.

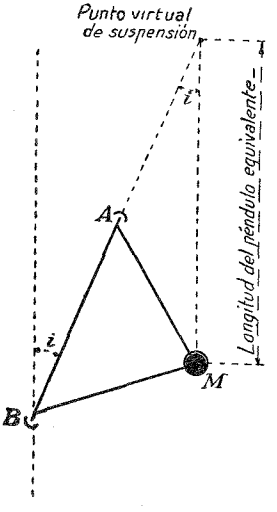



FIG. 106

Una barra de metal, cuyos extremos $A$ y $B$ formando espigones, juegan en sólidas cavidades, sostiene por medio de dos brazos rígidos una masa pesada $M$. El eje de rotación del aparato se halla inclinado, un pequeño ángulo $i$, con respecto a la vertical y la posición de equilibrio corresponde a la situación más baja del centro de gravedad del sistema móvil del instrumento.

Desviando la masa $M$ a un lado, y dejándola luego abandonada a sí misma, oscilará armónicamente alrededor del eje $A\,B$, con un período tanto mayor cuanto más pequeño sea el ángulo de inclinación $i$. Si por el

contrario se hace $i=90°$, el péndulo horizontal se transforma en otro vertical, el cual es, por consiguiente, un caso particular de aquél.

Los movimientos del suelo perpendiculares al plano de la figura, actuarán sobre el péndulo horizontal de igual manera que sobre el vertical correspondiente, sin otra diferencia que la de ser mucho mayor el período propio del primero y más sensible, por lo tanto, a las ondas sísmicas lentas.

Uniendo un índice a la masa *M* se podrá registrar el movimiento del aparato sobre un tambor recubierto de papel ahumado. También se puede emplear el registro óptico, colocando un espejo próximo al eje de rotación y haciendo llegar a él el haz luminoso emitido por un foco cualquiera que se refleja sobre el papel fotográfico del tambor, a través de una lente especial.

El defecto que ofrecen, cuando giran sobre espigones, es que las puntas de éstos se desgastan y su sensibilidad disminuye a más de poder variar, con la holgura, su posición de equilibrio. Otra desventaja importante es la de variar su período propio según la amplitud de la oscilación.

Otro tipo de péndulos horizontales es aquél en que el espigón superior está substituído por un delgado alambre, subsistiendo, sin embargo, el inferior. Los más conocidos de esta clase son los de *Milne* y *Omori*, cuya representación esquemática consta en la figura 107. Sobre una barra horizontal se coloca la masa pesada *M*. El extremo izquierdo de la barra, terminado en espigón, descansa contra una cavidad esférica. De la masa pendular salen hacia la parte superior dos alambres que se unen en su extremo a una pieza soporte que puede aproximarse o alejarse de la vertical, mediante un tornillo. El eje de rotación

del aparato puede de esta manera tomar diferentes inclinaciones.

Para registrar terremotos lejanos se precisa una gran amplificación. Si usamos el registro mecánico, tendremos que aumentar la masa del aparato para contrarrestar la influencia nociva del rozamiento de la pluma.

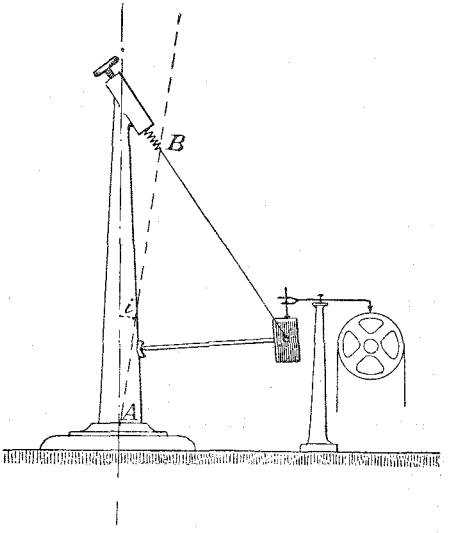



FIG. 107

El aumento de masa no es proporcional al de la amplificación sino que crece mucho más rapidamente. Al aumentar la masa el espigón se deforma enseguida, por lo cual se disminuye la sensibilidad y se cambia la posición de equilibrio.

Un tercer tipo de péndulo horizontal es el de *Zöllner*, en el cual la masa *M* se halla sostenida por dos alambres delgados, uno dirigido hacia la parte superior y otro hacia la inferior (fig. 108). Los puntos *A* y *B* son fijos y van unidos al soporte. Claramente se ve que el hilo superior está sometido a una tensión mayor que el inferior.

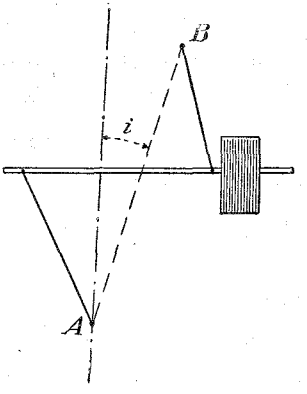



FIG. 108

La línea *A B* es el eje de rotación del péndulo, inclinado el pequeño ángulo *i*, con respecto a la vertical.

El rozamiento es muy pequeño, por lo que el aparato posee una gran sensibilidad. Pueden construirse con grandes masas si el registro es mecánico, o con pequeñas si es óptico.

Tienen, sin embargo, un inconveniente importante que les hace inapliçables para el estudio de los terremotos próximos. Consiste en la propiedad de tener oscilaciones no sólo en el sentido perpendicular al eje, sino también en su misma dirección. Este defecto se corrige fácilmente por medio de una plaquita de acero, colocada en el brazo del péndulo, que se apoya sobre la punta de un tornillo micrométrico solidario del soporte. Basta girar el tornillo hasta que corra la plaquita y por lo tanto el brazo del péndulo de medio a tres cuartos de milímetro. La experiencia ha demostrado que se suprimen las oscilaciones longitudinales y no se disminuye la sensibilidad del aparato.

La práctica ha puesto también de manifiesto que no es necesaria la disposición descrita, tratándose de terremotos lejanos, por ser en ellos muy pequeñas las oscilaciones longitudinales.

Otro tipo de sismógrafo destinado a registrar los movimientos horizontales del suelo es el péndulo astático de Wiechert, cuyo principio se representa esquemáticamente en la figura 109. No es más que un péndulo invertido.

La masa *M* está constituída por placas de fundición, que forman un cilindro y van enlazadas por medio de tornillos. Su peso total alcanza a 1.000 kilogramos próximamente, el centro de giro no es, como aparece en la figura, un espigón, sino una suspensión de muelles a lo Car-

dan, formada por muelles planos, con lo cual se disminuye el rozamiento considerablemente.

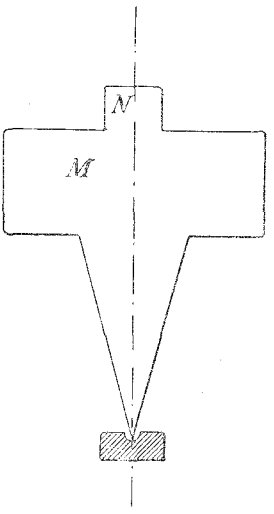


FIG. 109

En la parte superior de la masa hay un cilindro, *N*, que atraviesa por una abertura, la placa de hierro que forma la mesa del aparato, sostenida por una armadura de hierros en ángulo, que rodea a la masa.

Por medio de cuatro tornillos de fijación que hay en la abertura antedicha, se puede llevar la masa a su posición normal. Se mantiene en ella mediante los muelles que llevan los sistemas de palancas que amplifican el movimiento de la masa. Los ejes de giro de dichas palancas están constituídos por muelles planos delgados, a fin de que el rozamiento sea pequeño.

La disposición de las palancas se ve en la figura 110. El cilindro, *N*, sustenta una barra, *O*, a la que se enlaza el vástago *A*, de modo que puede variarse la posición de enlace.

El otro extremo, *B*, del vástago, constituído como el *A*, por un muellecito plano, se une a la pieza *P*, que por medio de un tornillo micrométrico se desliza sobre la palanca *C D*.

Esta última palanca *C D* tiene su eje de giro en *C*; forman dicho eje, dos muelles planos de 0,5 milímetros de grueso, con tensión suficiente para mantener la masa. De la parte superior de la palanca *C D* sale una varilla *D E*, unida por un delgado alambre de acero, la cual, por un tope de ágata que lleva en su extremo izquierdo, actúa

contra la punta *E;* esta última está situada en un plano distinto al de la figura, de modo que podrá producir el giro del eje *G G*, situado en ella. El eje *G G* lleva un brazo ligero de aluminio, *S Q*, con la pluma registradora y, además, en el lado opuesto un contrapeso, *R*. El eje *G G* gira, por medio de espigones, sobre piezas de ágata y el resorte especial *T*, que le rodea, sirve para mantener

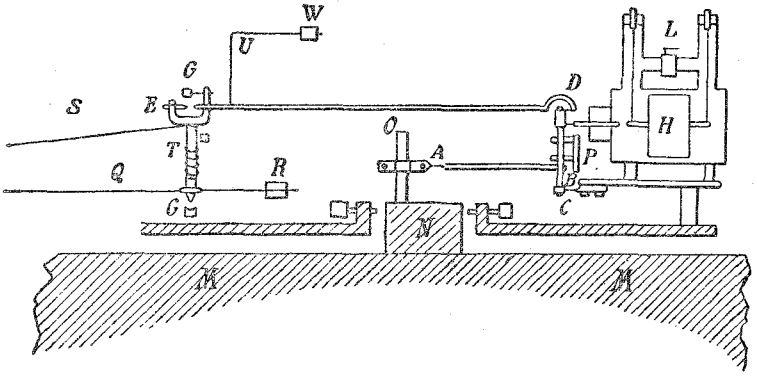



FIG. 110

apoyada la punta *E* contra la varilla *D*, la cual lleva también el contrapeso *W*.

A la derecha de la palanca *C D* hay una barra que actúa sobre el émbolo *H*, del amortiguador del movimiento propio del aparato, del que nos ocuparemos más adelante.

La masa del péndulo oscila en todos los acimutes y para obtener las componentes del movimiento en dos direcciones perpendiculares, es preciso dotar al cilindro *N* de dos vástagos, *O*, que actúan sobre dos sistemas de palancas, como las anteriormente descritas, pero perpendiculares entre sí.

Con el péndulo de esta clase, instalado en la Estación Sismológica Central de Toledo, se obtienen los magníficos sismógramas, como el representado en las figuras 99 y 100.

## SISMÓGRAFOS PARA REGISTRAR LA COMPONENTE VERTICAL DEL MOVIMIENTO

**56. El sismógrafo vertical.**—La forma más sencilla del sismógrafo vertical es la representada en la figura 111. Consiste en una masa pesada, *M*, pendiente de un muelle espiral sostenido en *O*. Al lado de la masa hay un índice, *D*, que marca sobre un tambor registrador de eje vertical.

Su defecto principal consiste en que la masa oscilará también por el influjo de los movimientos, en todos los sentidos horizontales, con lo cual el índice, puede separarse del papel. Además, su período propio es muy pequeño y por esta causa el aparato es poco sensible a las ondas sísmicas de período largo.

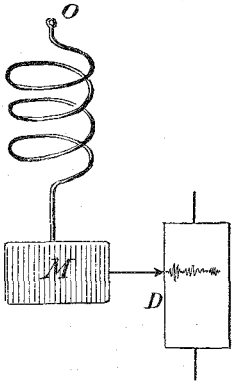


FIG. 111

Para aplicar este sismógrafo a la prospección geológica, Ambronn, le ha dotado de un ingenioso sistema de registro eléctrico-óptico, fig. 112. Una varilla unida a la masa, termina en un cuchillo de grafito, bien aislado eléctricamente. Sobre él hay otro cuchillo análogo, colocado en posición perpendicular, para que el contacto sea en un punto. De ambos carbones parten hilos conductores, aislados hasta los polos de un galvanómetro, provisto de registro óptico.

Al oscilar la masa la resistencia eléctrica del contacto de los cuchillos varía entre amplios límites y, por consiguiente, la corriente que suministra una batería de acumuladores, intercalada en el circuito del galvanómetro. Las oscilaciones del galvanómetro, que se registran fotográficamente, nos suministran un sismógrama, que se aplica para determinar el instante de la llegada de las ondas sísmicas, artificiales, que se emplean en la prospección geológica.

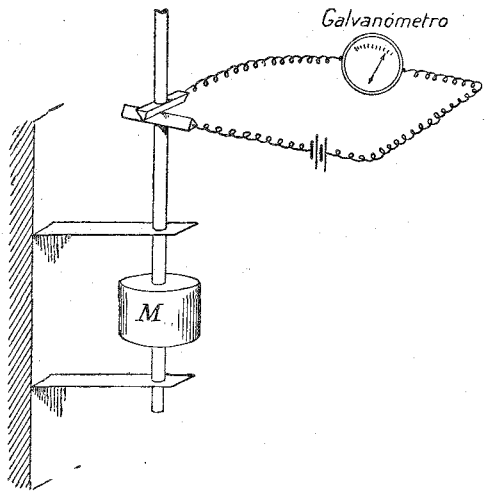



FIG. 112

Otra forma de sismógrafo vertical es la representada en la figura 113. La masa pesada va unida a un brazo horizontal, que gira alrededor de un eje, también horizontal y perpendicular al plano de la figura. El brazo está suspendido en *B* por un muelle espiral fijo en *O* al soporte del aparato.

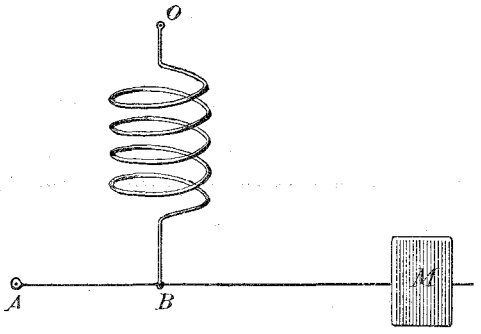



FIG. 113

La masa *M* sólo puede oscilar verticalmente alrededor del eje proyectado en *A*. Su movimiento puede registrarse mecánicamente, en cuyo caso se enlaza la pluma registradora al extremo de ella, o bien ópticamente, colocando un espejito próximo al eje de giro *A*.

Por ser pequeño el período de oscilación el aparato no posee gran sensibilidad para registrar los movimientos verticales, producidos por los terremotos lejanos, pero se puede aumentar aquélla colocando el punto de enlace del brazo del péndulo y del muelle, por debajo de la línea que une el centro de gravedad de la masa *M* con el eje de giro (fig. 114).

Si además variamos la distancia horizontal entre *B* y *A* es posible variar el período propio entre ciertos límites y agrandarlo, lo que se necesita en algunas aplicaciones sismométricas. El aumento del período propio del sismógrafo, es lo que se llama *astasia* del mismo.

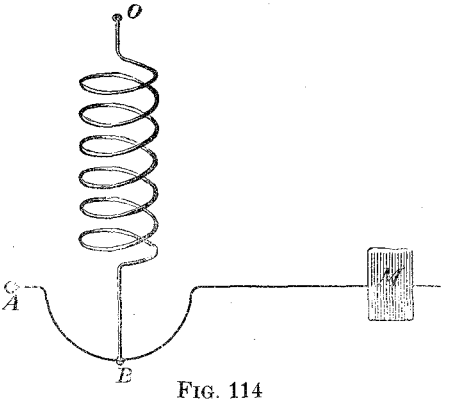


FIG. 114

**57. El amortiguamiento de los sismógrafos.**—Ya hemos dicho que los sismógramas que registran un cierto movimiento del suelo se componen de dos partes distintas, el movimiento de la superficie terrestre y el propio del aparato. Este último puede llegarse a hacerlo muy pequeño, por medio de la amortiguación.

El movimiento del aparato experimenta un cierto re-

traso, con relación al del suelo, como el producido por ejemplo, a causa de los rozamientos, y si el valor de esta influencia es proporcional a la primera potencia de la velocidad angular, las amplitudes máximas sucesivas disminuirán en progresión geométrica, de tal modo que la relación entre dos de ellas, será siempre una cantidad constante.

La fig. 115 representa un movimiento sinuosidal amortiguado de esta índole, en el cual las abcisas representan los tiempos $t$ y las ordenadas los ángulos correspondientes $\theta$. de la desviación del aparato de su posición normal de equilibrio.

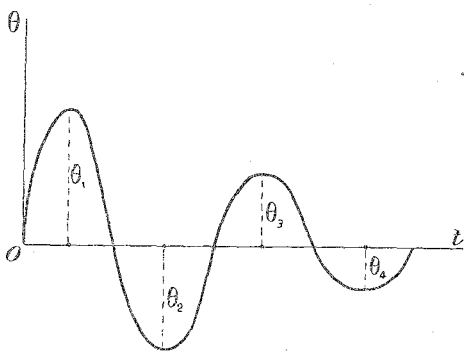



FIG. 115

Designando por $\theta_1$, $\theta_2$..... etc. las amplitudes máximas sucesivas, se tendrá

$$\frac{\theta_1}{\theta_2}=\frac{\theta_2}{\theta_3}=.....=\frac{\theta k}{\theta k+1}= \text{constante} = \nu$$

La constante $\nu$, se llama *relación de amortiguamiento.*

Tomando el logaritmo natural y el vulgar de $\nu$ resultará:

$$\lambda=log\ \nu = log\ \frac{\theta k}{\theta k+1} \qquad \Delta=log_{10}\ \nu=log_{10}\ \frac{\theta k}{\theta k+1} \qquad (7)$$

$\lambda$ se llama el decremento logarítmico natural y $\Delta$ el decremento logarítmico vulgar de $\nu$.

El amortiguamiento del péndulo se puede caracterizar

por otra constante $\mu^2$, llamada *constante de amortiguamiento*. Esta constante tiene el valor

$$\mu^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{n^2} = \lambda - h^2 \qquad (8)$$

Siendo $\varepsilon$ el coeficiente de amortiguamiento y

$$n = \frac{2\pi}{T}$$

en la que $T$ es el período completo del péndulo, sin amortiguamiento. La relación de amortiguamiento ya hemos dicho que es

$$\nu = \frac{\theta_k}{\theta_{k+1}}$$

y el decremento logarítmico el logaritmo vulgar de $\nu$

$$\Delta = log_{10}\ \nu$$

La relación entre $\mu^2$ y $\nu$ está dada por la fórmula

$$\nu = e^{\pi \frac{\sqrt{1-\mu^2}}{\mu}}$$

de la que se deduce

$$\mu^2 = \frac{\pi^2}{\pi^2 + \left(\frac{log_{10}\ \nu}{log_{10}\ e}\right)^2} \quad \text{o bien} \quad \mu^2 = \frac{1}{1 + 0{,}53720\ \Delta^2} \qquad (9)$$

Vamos a explicar la dependencia que existe entre $\mu^2$ y el valor del amortiguamiento.

En la sismología se demuestra, que el período $T'$ de un péndulo amortiguado es (*)

$$T' = \frac{2\pi}{\zeta} \qquad (10)$$

(*) B. Galitein. Páginas 262-263.

siendo

$$\zeta = +\sqrt{n^2 - \varepsilon^2}, \quad n = \frac{2\pi}{T} \quad \text{y} \quad \varepsilon = 4{,}6052\,\frac{\Delta}{T'}$$

Si el péndulo no tuviese amortiguamiento alguno $\varepsilon = 0$, y por consiguiente

$$\zeta = n,\ T' = \frac{2\pi}{n} = T;\ \mu^2 = 1 \text{ y } \nu = 1$$

si hacemos $\varepsilon = n$,

$$\zeta = 0, \quad T' = \infty \qquad \mu^2 = 0 \text{ y } \nu = \infty$$

luego el aparato está en el límite de aperiodicidad.

Vemos, por consiguiente, que disminuyendo $\mu^2$ desde 1 hasta 0, el valor de $\nu$ crece desde 1 hasta $\infty$. Este crecimiento es muy rápido con relación a la disminución de $\mu^2$. Para $\mu^2 = 0{,}79$: $\nu$ es próximamente 5 y para $\mu^2 = 0{,}10$, es ya $\nu = 12400$, que prácticamente puede considerarse como aperiodicidad del péndulo.

Para eliminar la influencia del movimiento propio del péndulo es conveniente, en general, el empleo de la aperiodicidad, pero debe tenerse en cuenta que a igualdad de las demás condiciones, se disminuye la sensibilidad del instrumento.

El amortiguamiento de los sismógrafos se puede conseguir de varias maneras.

*a).—El amortiguador de aire*, como el empleado en el péndulo astático de Wiechert, representado en la fig. 110. El émbolo unido al mecanismo de palancas amplificadoras, va suspendido por cuatro alambres delgados y se mueve dentro de un cilindro de latón, dejando una holgura de 3 a 4 décimas de milímetro. El cilindro tiene una abertura, por la que pasa el eje, con libertad y una válvu-

la $L$, que sirve para establecer comunicación entre las dos cámaras, y disminuir, por consiguiente, el grado de amortiguamiento.

El amortiguador de aire tiene que estar regulado con mucha escrupulosidad, para evitar los rozamientos. También es muy sensible a las variaciones de temperatura.

*b).—El amortiguador de líquido*, se funda en el mismo principio de los anteriores. Para que funcione satisfactoriamente se necesita que el movimiento de la parte móvil del amortiguador por cuyo rozamiento con el líquido se consigue la amortiguación no sea perpendicular a su superficie, sino que ésta se traslade paralelamente a sí misma, al moverse dentro del fluído. También está influído por las variaciones de temperatura.

*c).—El amortiguador magnético.*—Una placa de cobre $P$ unida al mecanismo de las palancas amplificadoras, oscila con aquéllas, entre las piezas polares de dos imanes permanentes $I$ cuyos polos están conjugados (fig. 116).

Por el movimiento de la placa se originan en ella corrientes inducidas de Foncault, las cuales se oponen al movimiento según la ley de Lenz y producen la amortiguación.

La fuerza electromotriz de inducción y por consiguiente la intensidad de las corrientes inducidas, es proporcional a la primera potencia de la velocidad del movimiento

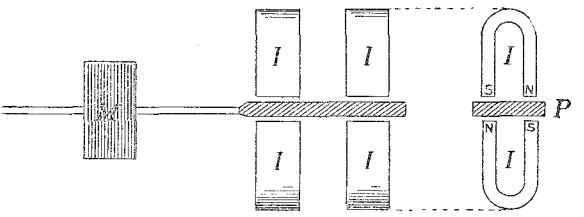



FIG. 116

de la placa, o sea a la velocidad angular del movimiento del péndulo, como exige la teoría.

*d).—El amortiguador electromagnético.*—Cuando el período propio de oscilación del péndulo es muy pequeño como sucede en los sismógrafos destinados a la prospección, el movimiento de la placa de cobre, no basta para producir la reacción electro-magnética necesaria para la amortiguación y es preciso recurrir a los electroimanes, o bien a solenoides recorridos por una corriente cuya intensidad se puede regular.

El sismógrafo Ambronn, anteriormente descrito, posee amortiguamiento de esta clase. En el interior del eje de una bobina de numerosas vueltas de hilo fino bien aislado, hay una varilla de hierro dulce, unida al contacto superior vibratorio del sismógrafo (fig. 117). Regulando la corriente que circula por la bobina procedente de una batería de acumuladores, por medio de un potenciómetro, se puede variar el amortiguamiento, hasta llegar al límite de aperiodicidad.

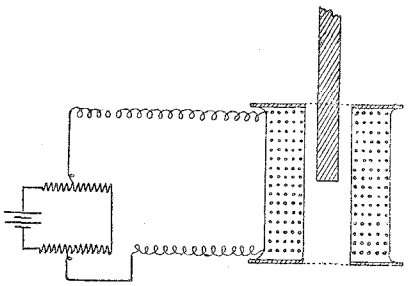


FIG. 117

**58. El registro de los sismógramas.**—Vamos a considerar los diferentes métodos de registro de los sismógramas, suponiéndolos aplicados a un péndulo horizontal.

*a).—El registro mecánico.*—En esta clase de registro, el extremo del brazo del péndulo lleva un ligero estilete, que señala sobre un tambor recubierto con papel ahumado, el movimiento relativo del aparato.

La sensibilidad se aumenta mediante el empleo de palancas amplificadoras.

La ventaja principal de esta clase de registros, es su baratura, por lo que se emplea en las estaciones sismológicas de segundo orden, en las que no es de tanta importancia la deducción de los elementos verdaderos del movimiento del terreno, como el registrar bien el principio de cada fase y los demás elementos que sirvan sólo para fijar el caracter general del movimiento del suelo.

El principal defecto es que introduce en las observaciones un elemento muy variable, cual es el rozamiento de la pluma sobre el papel.

Esta influencia es tanto más importante cuanto mayor es la amplificación. En este caso es indispensable emplear masas muy pesadas, que también introducen rozamientos por sí mismas.

La relación de amortiguamiento y el decremento logarítmico, no son tampoco constantes, a causa de la desigualdad en el rozamiento de la pluma.

Además de los inconvenientes citados hay otro, muy importante, que depende del mecanismo amplificador. El extremo de la palanca amplificadora, donde está el estilete que ha de marcar el sismógrama no se mueve perpendicularmente al eje de los tiempos y los trazos del sismógrama resultan arqueados y exigen corregir el tiempo que corresponde a las grandes amplitudes, cuando las señales cronográficas no se marcan sobre la misma curva.

*b).—El registro óptico.*—El registro óptico suprime el inconveniente del rozamiento y también el de la deformación del sismógrama en las grandes amplitudes, puesto que el punto luminoso puede moverse sobre el tambor, casi perpendicularmente al eje de los tiempos.

Las ventajas sobre el registro mecánico, son, a más de las dos citadas:

1.ª La longitud del brazo de palanca se duplica.

2.ª La longitud de este brazo puede aumentarse a voluntad. La principal ventaja es la de suprimir el rozamiento, que en el registro mecánico, obliga a introducir un término de corrección en la ecuación diferencial del movimiento del péndulo.

El sistema consiste, en esencia, en formar un haz luminoso paralelo con la luz procedente de un foco cualquiera, mediante una lente apropiada. Este haz luminoso se refleja en un espejo colocado cerca del eje de giro del péndulo, y atraviesa después otra lente, colocada delante del tambor, concentrando el haz en su foco, que debe coincidir con la superficie del papel fotográfico, colocado sobre aquél.

Si el tambor gira deprisa, se gasta mucho papel fotográfico y el método es caro, por lo que no se le emplea en general, mas que en las estaciones importantes.

*c).—El registro galvanométrico.*—Para el registro galvanométrico se adiciona al brazo del péndulo una armadura de celuloide, *B* (figura 118) con cuatro bobinas planas *B* de inducción, formadas por hilo fino bien aislado. La armadura con las bobinas se mueve entre los polos conjugados de dos imanes permanentes, originándose corrientes inducidas, cuya intensidad es proporcional a la velocidad del movimiento del péndulo. Los extremos del devanado

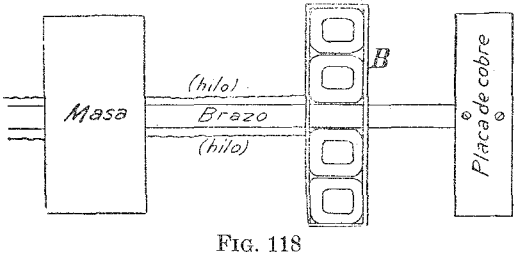


FIG. 118

de las bobinas salen al exterior por el eje de giro y se unen a un galvanómetro sensible, cuyas oscilaciones se registran por el método óptico ya descrito.

En las oscilaciones armónicas, es lo mismo registrar las desviaciones angulares, que las velocidades angulares correspondientes.

Las ventajas del registro galvanométrico son:

1.ª El registro se puede efectuar a distancia. Los sismógrafos pueden estar instalados en la cripta del observatorio y los aparatos registradores en un local más seco y cómodo, que además evite el grave inconveniente de tener que entrar en el de los sismógrafos para cambiar las películas registradoras, que es perjudicial para aquéllos, por su extraordinaria sensibilidad.

2.ª El trazado obtenido es independiente de la posición de equilibrio del sismógrafo que cambia con las variaciones de temperatura, y

3.ª Permite disminuir la distancia del espejo al tambor registrador, con lo que los sismógramas resultan más definidos.

En el registro galvanométrico se emplean los galvanómetros de cuadro móvil, cuya disposición esquemática está representada en la figura 119.

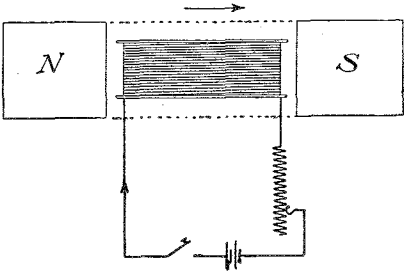


FIG. 119

Entre los polos de un imán permanente, en forma de herradura, que produzca un campo magnético intenso y suspendida de un alambre muy fino, hay un corto solenoide con un gran número de espiras de hilo fino bien aislado. Este solenoide está en serie con una batería de acumula-

dores, una resistencia variable y un interruptor. Si se hace pasar por él una corriente, se desvía de su posición de equilibrio, paralela a las líneas de fuerza un cierto ángulo $\varphi$,

$$\varphi = \frac{I}{C}$$

Siendo $I$, la intensidad de la corriente y $C$ la constante del galvanómetro.

$$C = \frac{\tau}{F\,N\,S}$$

en la cual $\tau$, es el coeficiente de torsión del hilo, $F$, la intensidad del campo magnético del imán, $N$, el número de vueltas del solenoide y $S$, la superficie de una espira.

$C$ se determina directamente, haciendo pasar por el galvanómetro una corriente conocida, que se reduce mediante el empleo de un *Shunt*.

Cuanto menor es $\tau$, y mayores $F$, $N$ y $S$, tanto mayor es la sensibilidad del galvanómetro.

En las aplicaciones de los sismógrafos a la prospección, se emplean también los *galvanómetros de cuerda*, cuya disposición esquemática está representada en la figura 120. Constan de un potente electroimán, formado por dos bobinas con muchas vueltas de hilo fino bien aislado, por las que se hace pasar una corriente eléctrica intensa. Un núcleo de hierro dulce de la forma representada en la figura, está cortado en su parte superior para permitir el paso de una caja del mismo metal, en cuyo interior hay un hilo muy fino eléctricamente aislado y con la tensión mecánica suficiente para que pueda oscilar.

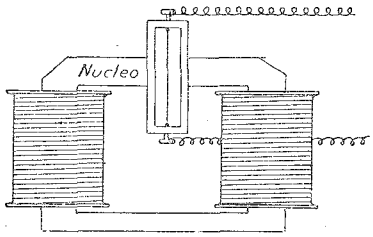



FIG. 120

Esta caja se llama el *patrón* y entra muy ajustada para que no se debilite el intenso campo magnético que la atraviesa. Si se hace pasar por el hilo, la corriente eléctrica variable, procedente de las bobinas colocadas en el brazo del sismógrafo, tendrá que desplazarse con arreglo a la ley de Maxvell y el movimiento de su parte central, podemos aceptar que se verifica paralelamente, así mismo. Este movimiento se utiliza para interceptar el rayo luminoso, procedente de una lámpara eléctrica que ha de marcar el sismógrama, sobre la película fotográfica, colocada en el tambor registrador. El movimiento aparente del rayo luminoso combinado con el de rotación del tambor, dan como resultado el dibujo del sismógrama.

La teoría es exactamente la misma que la del galvanómetro de cuadro, por lo que no insistimos más en ella.

**59. La amplificación.**—Se llama amplificación de un sismógrafo la relación que existe entre la amplitud máxima del sismógrama y la que corresponde al verdadero movimiento del suelo. Se la representa generalmente por la letra $\mathfrak{B}$.

Si designamos por $l$ la longitud reducida del péndulo y por $L$ la del indicador, en el caso de que las ondas sísmicas sean suficientemente cortas, la amplificación que llamaremos $\mathfrak{B}_0$ es

$$\mathfrak{B}_0 = \frac{L}{l} \qquad (11)$$

Esta amplificación se llama la *amplificación normal* del péndulo y corresponde a las vibraciones del suelo muy pequeñas y rápidas, para las cuales se puede suponer que el centro de oscilación del péndulo permanece invariable.

En los demás casos, esta amplificación es una función de la forma

$$\mathfrak{B}=\frac{\frac{L}{l}}{\sqrt{\left[1-\left(\frac{T_p}{T}\right)^2\right]^2+4\left(\frac{T}{2\pi\tau}\right)^2\cdot\left(\frac{T_p}{T}\right)^2}} \qquad (12)$$

En esta fórmula representan: $T_p$ el período del movimiento del suelo; $T$ el propio del aparato; $L$ y $l$ la longitud del indicador y la longitud reducida del péndulo; $\tau$ el *tiempo de relajación* o sea el tiempo necesario para que la amplitud de la oscilación del péndulo, disminuya a su $\frac{1}{e}$ parte, a causa del amortiguamiento, siendo $e$ la base de los logaritmos naturales.

$\mathfrak{B}$ se llama la *ampliación dinámica* del sismógrafo. La fórmula nos demuestra que la ampliación no es constante y que depende de las constantes del sismógrafo, como son la longitud del indicador, el período propio, la amortiguación y del período del movimiento del suelo.

**60. Determinación de las constantes del sismógrafo.**—La ecuación diferencial del péndulo sometido a los efectos de una aceleración en su eje es

$$\theta''+n^2.\ sen\ \theta+\frac{x''}{l}.\ cos\ \theta=o \qquad (13)$$

en la cual

$$n=\frac{2\pi}{T}$$

siendo $T$ el período completo del péndulo; $\theta$ el ángulo formado por el péndulo en movimiento, con su posición normal; $l$ la longitud del péndulo; $x''$ la aceleración del eje, tomada con signo contrario.

Teniendo en cuenta la pequeñez del ángulo $\theta$, se puede suponer la ecuación anterior bajo la forma

$$\theta'' + n^2\,\theta + \frac{x''}{l} = o \qquad (14)$$

que corresponde al péndulo sin amortiguamiento. Para tener en cuenta este último se introduce un nuevo término $2\,\varepsilon\,\theta'$, en el que $\varepsilon$ representa el coeficiente de amortiguamiento y $\theta'$ la velocidad angular. La ecuación correspondiente a este caso, es

$$\theta'' + 2\,\varepsilon\,\theta' + n^2\,\theta + \frac{x''}{l} = o \qquad (15)$$

Las cantidades $n$ y $l$ se llaman las *constantes pendulares*, de cuya determinación nos ocuparemos.

*a).—Determinación del período propio T' del sismógrafo y del decremento logarítmico* $\Delta$.—Para la determinación de estas constantes, se coloca un pequeño espejo fijo al brazo del péndulo, en la inmediación del eje del giro. Enfrente de este espejo, se coloca un anteojo con escala horizontal bien iluminada, cuyo cero, que está en el centro, se encuentra frente al objetivo.

Para mayor comodidad, la escala se coloca a un metro del espejo y del anteojo de modo que en la posición de equilibrio del aparato, la raya cero de la escala caiga exactamente enfrente del hilo vertical del retículo.

Si el brazo del péndulo se desvía un ángulo $\varphi$ de su posición de equilibrio, el hilo vertical del retículo, caerá sobre una cierta división $m$ de la escala, relacionada con $\varphi$ por la fórmula

$$\varphi = \frac{m - \Delta\, m}{2\,D} \qquad (16)$$

siendo $D$ la distancia del espejo a la escala y $\Delta m$, una corrección que no se hace sensible más que para valores de $m$ superiores a 50 milímetros y cuyo valor consta en la Tabla sismométrica n.º 8 de Galitzin.

Por medio de una hoja de papel, damos al péndulo un pequeño impulso y determinamos su período completo con un contador de segundos cuya corrección se conozca exactamente, observando un cierto número de pasos por su posición de equilibrio. Se pone en marcha el contador al primer paso del cero de la escala por el hilo vertical del retículo y se detiene al que hace el número $K$ durante el movimiento en el mismo sentido, se divide el tiempo transcurrido por $K$ y se obtiene el período propio $T'$ del péndulo, de poco amortiguamiento, con exactitud suficiente.

Después se observan una serie de desviaciones máximas en los dos sentidos. A cada lectura se le hace la corrección $\Delta m$ si es preciso, y el decremento logarítmico, será

$$\Delta = log \frac{\varphi_k}{\varphi_{k+1}} = log \frac{m_k}{m_{k+1}} \qquad (17)$$

Para eliminar el error que proviene de la apreciación inexacta del punto cero se opera de otra manera. Teniendo en cuenta que

$$\frac{m_k}{m_{k+1}} = \frac{m_{k+1}}{m_{k+2}} = \ldots\ldots const \qquad \frac{m_{k+1}}{m_k} = \frac{m_k + m_{k+1}}{m_{k+1} + m_{k+2}}$$

o sea

$$\Delta_1 = log\,(m_k + m_{k+1}) - log\,(m_{k+1} + m_{k+2}) \qquad (18)$$

*b).—Determinación de las constantes pendulares n y l.*— Una vez determinados $T'$ y $\Delta$, como hemos explicado en el párrafo anterior, $n$ se calcula por la fórmula

$$n = \frac{2\pi}{T'} \sqrt{1+0{,}53720\,\Delta^2} \qquad (19)$$

El valor del radical se halla calculado en las tablas sismométricas.

Conocido el valor de $n$ se obtiene el período $T$ del péndulo, sin amortiguamiento, por la fórmula

$$n = \frac{2\pi}{T} \qquad (20)$$

Para la determinación de la longitud reducida del péndulo $l$ se aplica el teorema de la mecánica racional que dice: «la longitud reducida del péndulo es igual a la relación entre el momento de inercia $K$ del sistema móvil y el producto de la masa total de éste, por la distancia $r_o$, de su centro de gravedad al eje de giro.»

$$l = \frac{K}{M.\,r_o} \qquad (21)$$

A su vez $K$, en virtud del teorema de los momentos, es igual a $K_o + M\,d^2$, siendo $K_o$ el momento de inercia del cuerpo dado, con relación al eje que pasa por su centro de gravedad y es paralelo al eje de giro y $d$ la distancia entre ambos ejes. $K_o$ es conocido si se trata de cuerpos de forma geométrica regular.

Si el eje de giro del péndulo puede colocarse horizontalmente, el período propio del péndulo sin amortiguamiento,

$$T_o = \frac{2\pi}{n} = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g.\,sen\,i}} \qquad (22)$$

se convierte, por ser $i = 90°$, en

$$T_o = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \qquad (23)$$

de donde se deduce,

$$l=\frac{T_o^2}{4\pi^2}\cdot g \qquad (24)$$

*c).—Determinación de las constantes* $\mu^2$, *T y K.*—Ya hemos dicho en el § 57, que el valor de la constante de amortiguamiento $\mu^2$ es

$$\mu^2=\frac{1}{l+0{,}53720\ \Delta^2} \qquad (24)$$

Si el amortiguamiento no es muy grande, por la observación de las desviaciones máximas del péndulo, se puede obtener un valor aceptable para el decremento logarítmico, y por medio de la fórmula anterior, el de $\mu^2$.

En la tabla IX de las *Tablas sismométricas*, se encuentran directamente los valores de

$$log\ \sqrt{1+0{,}53720\ \Delta^2}$$

A medida que $\nu$ va aumentando o $\mu^2$ disminuyendo el número de desviaciones máximas del péndulo va disminuyendo y, por consiguiente, se hace cada vez más difícil, la determinación de $\Delta$. Para valores pequeños de $\mu^2$, este método es de difícil aplicación y no se puede emplear si el péndulo tiene gran amortiguamiento.

En este caso puede emplearse un método descrito por Galitzin, del que daremos una ligera idea.

Supongamos un péndulo muy amortiguado, casi aperiódico, acoplado a un galvanómetro, que suponemos está dispuesto exactamente en el límite de aperiodicidad. El método consiste en comunicar al péndulo una ligera sacudida y medir el primer máximo $\theta_m$ de la desviación angular del péndulo, con el auxilio de un anteojo y de su escala correspondiente. Simultáneamente, otro observa-

dor mide los dos primeros máximos consecutivos de la desviación del galvanómetro y el tiempo transcurrido entre el momento en que empieza a moverse el galvanómetro, hasta aquel en que por primera vez pasa por su posición de reposo. Mediante estos cuatro datos, puede determinarse $\mu^2$, así como el período propio del péndulo sin amortiguación

$$\left(T=\frac{2\pi}{n}\right)$$

Las fórmulas que obtiene Galitzin son:

$$\mu^2=\frac{\beta-\alpha}{\alpha\,\Psi_2-\beta\,\Psi_1} \qquad \xi=\frac{n_1\,t_0-a+e\,\xi^2}{b} \tag{25}$$

en la que representan:

$$\alpha=\frac{\varphi_1}{\varphi_2};\ \beta=\frac{F_2}{F_1}\begin{cases} F_1=2{,}8168\ [1+\xi+0.16340\ \xi^2]. \\ F_2=6{,}4610\ [1+\xi+0.33660\ \xi^2]; \end{cases}$$

$$\Psi_1=\frac{1}{30}\left(5-3\sqrt{3}\right)\left[1+\frac{3}{2}\left(2+\sqrt{3}\right)\xi\right] \tag{26}$$

$$\Psi_2=\frac{1}{30}\left(5+3\sqrt{3}\right)\left[1+\frac{2}{2}\left(2-\sqrt{3}\right)\xi\right]$$

$$\left.\begin{aligned} a&=3-0{,}15\ \mu^2 \\ b&=1{,}5+0{,}225\ \mu^2 \\ c&=0{,}3+0{,}0171\ \mu^2 \end{aligned}\right\} \tag{27}$$

Por medio de las ecuaciones anteriores se determina $\mu^2$ y $\xi$. Conocido el valor de esta última, se determina $T$ por la fórmula

$$T = \frac{2\pi}{n}, \text{ siendo } n = \frac{n_l}{l + \xi} \text{ y } n_l = \frac{2\pi}{T_1}$$

$T_1$ es el período propio del galvanómetro (sin amortiguamiento). También permite este método, la determinación del *factor de transformación* $K$, coeficiente del último término de la ecuación diferencial del movimiento del galvanómetro.

$$\varphi'' + 2\varepsilon\varphi' + n^2{}_1\,\varphi + K\theta = \theta \qquad \textbf{(28)}$$

La expresión de $K$, obtenida por Galitzin es, para $\mu^2 = 0$.

$$K = n\,\frac{\varphi_1}{\theta_m}\,F_1 \qquad \textbf{(29)}$$

En las aplicaciones prácticas, los valores de $T$ y $L$, se calculan en centésimas de segundo; $K$ con una cifra decimal y $\mu^2$ con dos cifras.

# CAPÍTULO XIV

## LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS

**61. Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las diversas rocas.**—Ya hemos dicho que del hipocentro de un terremoto parten las ondas sísmicas en todas direcciones, descomponiéndose en dos clases: longitudinales y transversales, que se propagan con velocidades diferentes. Las velocidades de propagación dependen de las propiedades elásticas del medio ambiente y de su densidad. Aumentan con las primeras y disminuyen con la segunda.

En la teoría de la elasticidad se demuestra que las velocidades $V_1$ de las ondas longitudinales y $V_2$ de las transversales están representadas por las fórmulas

$$V_1 = \sqrt{\frac{1-\sigma}{(1+\sigma)\ (1-2\sigma)} \cdot \frac{E}{\rho}}$$

$$V_2 = \sqrt{\frac{1}{2\,(1+\sigma)} \cdot \frac{E}{\rho}} \qquad (30)$$

En las cuales $E$ es el *coeficiente de elasticidad* o *módulo* de Young, representado por la fuerza que hay que aplicar al extremo de una varilla de unidad de sección, para

que se alargue hasta el doble; $\sigma$ es un número absoluto llamado *coeficiente de contracción transversal* o *constante de Poisson*, que indica la relación entre la disminución relativa de la sección transversal de la varilla y el alargamiento relativo. El valor de $\sigma$ difiere muy poco de 1/4 para todos los cuerpos; $\rho$ es la densidad, es decir, la masa de la unidad de volumen, que en unidades absolutas es numéricamente igual al peso específico del cuerpo.

La relación entre $V_1$ y $V_2$ es

$$\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{2.\frac{1-\sigma}{1-2\sigma}} \qquad (31)$$

Si hacemos $\sigma = \frac{1}{4}$ que es el valor que tiene para la mayor parte de los cuerpos, según hemos dicho, tendremos:

$$V_1 = \sqrt{\frac{6}{5}\frac{E}{\rho}}; \quad V_2 = \sqrt{\frac{2}{5}\frac{E}{\rho}}; \quad \frac{V_1}{V_2} = \sqrt{3} = 1.732 \qquad (32)$$

Es interesante hacer notar que la relación de las velocidades de propagación de las ondas longitudinales y transversales, es precisamente $\sqrt{3}$.

Para explicar el método seguido para determinar los valores de $V_1$ y $V_2$ correspondientes a las diversas clases de rocas, determinaremos la de las ondas longitudinales en el acero.

Su coeficiente de elasticidad $E$ es igual 22.000 kilogramos por milímetro cuadrado.

Hay que expresarlo en el sistema C. G. S. o sea en dinas por centímetro cuadrado. Como un kilogramo equivale $0{,}981.10^6$ dinas y un cm. a $10^2$ milímetros cuadrados, el valor de $E$ en este sistema es

$$E = 22.000.\ 0{,}981.10^8 = 2{,}16.10^{12}\ \text{C. G. S.}$$

Además para el acero, el valor de $\rho$ es $\rho = 7{,}8$.

Por lo tanto

$$V_1 = \sqrt{\frac{6}{5} \cdot \frac{2{,}16}{7{,}8}}\ 10^{12} = 0.58.16^5 \text{ cm./seg.} = 5{,}8 \text{ km./seg.}$$

Cuando no se conoce el valor de $E$ es preciso determinarlo experimentalmente, para lo cual se emplea un aparato construído por Oddone (*), cuyo fundamento es dejar caer una bola de acero desde una altura $H$ por el interior de un tubo de cristal, sin tocar las paredes, sobre la cara superior de un paralelepípedo de la clase de roca que se estudie. Por la relación entre la altura de rebote y la de caída, se puede deducir el valor de $E$.

Reuniendo las determinaciones efectuadas por Kusakabe, Oddone y Nayaoka, tendremos el siguiente cuadro:

VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN LAS DIVERSAS ROCAS

| CLASE DE ROCA | VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN EN KILÓMETROS POR SEGUNDO | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ondas longitudinales | | | Ondas transversales | | |
| | Media | Máxima | Mínima | Media | Máxima | Mínima |
| Pizarras cristalinas..... | 6.3 | 7.0 | 5.5 | 3.1 | 3.3 | 2.8 |
| Rocas profundas..... | 5.3 | 8.0 | 2.1 | 3.2 | 4.7 | 1.3 |
| Rocas sedimentarias..... | 3.6 | 5.9 | 1.2 | 2.0 | 3.4 | 0.8 |
| Caliza..... | 5.0 | 5.7 | 3.8 | 3.0 | 3.4 | 2.4 |
| Arenisca..... | 1.8 | 2.2 | 1.4 | 1.1 | 1.4 | 0.8 |

En el cuadro anterior podemos observar que las velocidades, correspondientes a las distintas rocas son muy distintas. Ya veremos más adelante cómo cada clase de roca se caracteriza por una velocidad determinada que

(*) Oddone E. Determinations dynamiques des modules d'elasticité de Young des roches. Comptes rendus des Seances de l'Association Internationale de Sismologie a Manchesster y Budapest. 1911-12.

oscila entre algunos cientos y varios miles de metros. Esta propiedad es la que se utiliza en la prospección sísmica.

Si se conoce el instante en que se produce el movimiento sísmico y el de la llegada del mismo al punto de observación se pueden determinar las velocidades $V_1$ y $V_2$ de las ondas longitudinales y transversales.

De esta manera han procedido los profesores A. y S. Mohorovicic y han obtenido los siguientes valores de dichas velocidades en las capas terrestres superiores.

$$V_1 = 5{,}54 \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{kms./seg.}$$
$$V_2 = 3{,}23 \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \text{ íd.} \qquad \textbf{(33)}$$

La relación de estas velocidades es 1.715 que difiere muy poco del teórico $\sqrt{3}=1.732$ que resulta de la hipótesis $\sigma=\frac{1}{4}$.

Por igual procedimiento se han determinado las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las diversas rocas, en el caso de sismos artificiales, producidos por explosiones. Basta para ello, elegir el emplazamiento del barreno sobre la roca misma objeto de la determinación y colocar el sismógrafo registrador a pequeña distancia y también sobre ella.

**62. Las curvas dromocrónicas.**—Si en un sistema de ejes coordenados rectangulares, tomamos como abcisas las distancias epicentrales $\Delta$, medidas en la superficie terrestre a lo largo del círculo máximo y como ordenadas los *tiempos de recorrido*, o sean las diferencias entre la hora epicentral y las de la llegada de la onda sísmica a distintos observatorios, construiremos una curva llamada *curva de los tiempos de propagación* u *hodógrafo*, que tiene importantísimas aplicaciones para la prospección.

Inglada lo ha designado con el nombre de *curva dromocrónica*, que se ajusta exactamente a su significación.

Sea el sistema de ejes rectangulares representado en la figura 121. La velocidad de propagación aparente de las ondas, o sea el número de kilómetros recorridos en un segundo es $\frac{\Delta}{T}$

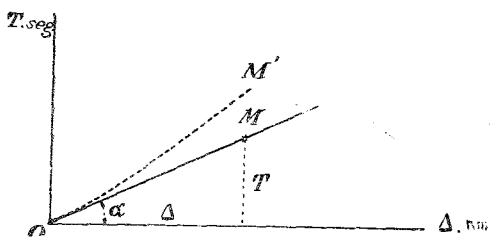



FIG. 121

para un cierto punto $M$, situado a la distancia epicentral $\Delta$ o lo que es lo mismo, *cotang* $\alpha$. Si esta velocidad es constante, la curva casi se convertirá en una línea recta, como la $O\,M$ de la figura. Si disminuye, el ángulo $\alpha$ tendrá que aumentar y la curva volverá su concavidad hacia arriba, como en la $O\,M'$ sucediendo lo contrario, si la velocidad aumenta.

En los sismos cuya profundidad hipocentral no sea muy pequeña, su trazado está determinado por las leyes de Schmidt, de las que nos vamos a ocupar.

Puesto que la elasticidad de las capas de la corteza terrestre tiene que aumentar con la profundidad a causa del aumento de presión, la *velocidad de propagación de las ondas sísmicas tiene que aumentar con ella.* Por consiguiente, *las superficies de las ondas, son excéntricas hacia abajo*, y los rayos sísmicos, formados por los elementos de las normales a las superficies de onda, infinitamente próximas, *tienen que volver su concavidad hacia arriba* (figura 122).

En los rayos sísmicos situados encima de la horizontal que pasa por el hipocentro, la velocidad de propagación va disminuyendo, por lo que la parte de la curva dromo-

crónica correspondiente, tendrá la forma representada en la figura de *E* a *M*.

En los que están debajo, la velocidad aumenta y el trozo de curva correspondiente, tendrá la forma *M M'*. En el punto *M hay una inflexión, que corresponde al rayo sísmico que parte del hipocentro, en dirección horizontal.* En este punto de inflexión el valor de $\alpha$ es máximo, y por consiguiente la velocidad, *cot.* $\alpha$ es mínima.

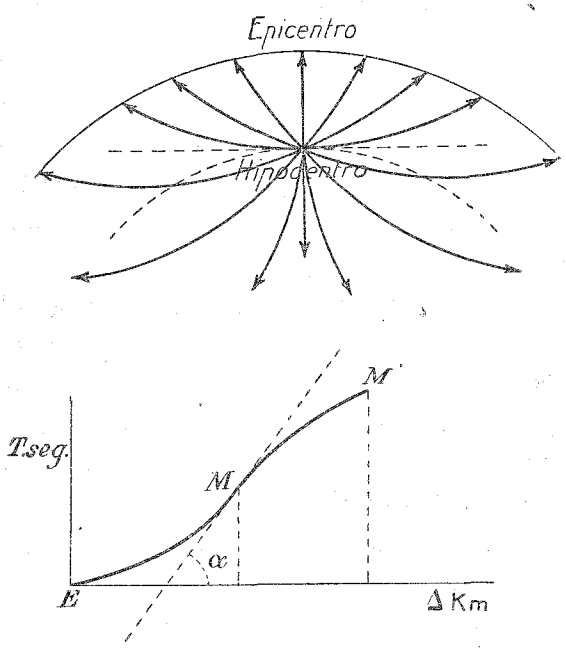



FIG. 122

En los sismos artificiales, producidos por explosiones, hay que tener en cuenta los distintos estratos que se encuentran sucesivamente en el sentido de la profundidad.

Supongamos (fig. 123) una capa exterior en que la velocidad de propagación de las ondas es $V_1$ y otra inferior a la que corresponde el valor $V_2 > V_1$.

Si en *E* se produce una explosión, se originarán ondas que irán alcanzando, sucesivamente, los sismógrafos situados en los puntos *I*, *II* y *III*.

También llegarán a ellos las ondas reflejadas en la superficie *a b c* de separación de los estratos. Si el sismógrafo *I* está bastante cerca de la estación, la onda directa *E I*, llegará antes que la reflejada y mientras esto suceda, la velocidad de propagación $V_1$, aparecerá constante y su representación gráfica en la curva dromocrónica será la recta *E I II* (parte inferior de la figura). Para una cierta distancia epicentral, por ejemplo, *E II*, el rayo sísmico reflejado *E a b II* tardará en llegar al sismógrafo, el mismo tiempo que el directo *E I II*, puesto que la velocidad media del primero aumenta con el recorrido *a b* a la velocidad $V_2$. A partir de esa distancia epicentral, el rayo reflejado llegará siempre primero y a una cierta distancia, por ejemplo, la de la estación *III*, la velocidad será sensiblemente $V_2$.

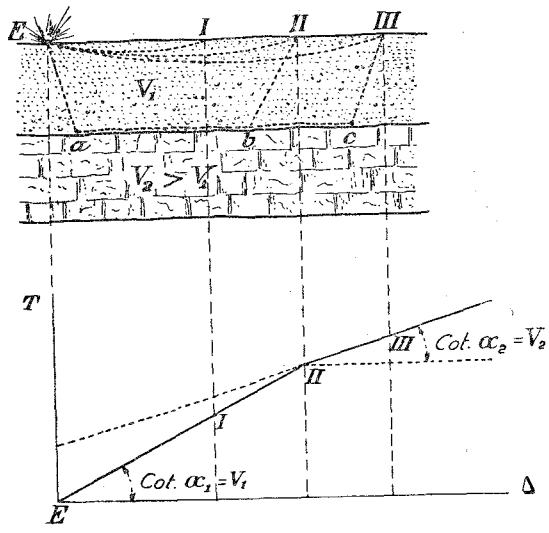


FIG. 123

El trozo de la curva correspondiente será la línea *II III*, que forma con el eje de las distancias el ángulo $\alpha_2$.

En el punto *H* se presenta el codo de la curva, de cuya importancia en la práctica de la prospección, nos volveremos a ocupar, pues su determinación sirve para encontrar la profundidad de la capa, en que se ha verificado la reflexión del rayo sísmico.

# CAPÍTULO XV

## DETERMINACIÓN DEL FOCO Y EPICENTRO

**63. Obtención de la distancia epicentral.**—Se funda en la distinta velocidad de propagación de los primeros y segundos preliminares *P* y *S*, así como de las ondas lentas *L*.

Por el examen del sismógrama hay que determinar, lo más exactamente posible, el instante del principio de las fases preliminares, que corresponden a las ondas longitudinales y transversales, respectivamente.

En la mayor parte de los casos, la hora de *P*, se determina fácilmente, sobre todo si se dispone de un sismógrafo vertical. No sucede lo mismo con la de *S*, principalmente en los sismos próximos.

Cuando *P* y *S* se destacan claramente, se observa una oscilación fuerte y repentina del aparato y se añade a las iniciales *P* y *S* la señal *i (impetus)*; pero si la llegada de las fases mencionadas, queda algo indecisa, se emplea el signo *e (emersio)*. Para las horas de *P* y *S* no hace falta corrección alguna, por el retraso del movimiento del aparato, con relación al del terreno, puesto que la llegada de la primera *y* segunda fase preliminar es, hasta cierto punto, un fenómeno instantáneo.

*a).—Determinación de la distancia epicentral de los sismos próximos en función de L-P.*—Por las razones dichas, respecto a la indeterminación de la hora de *S*, así como por el pequeño valor de la diferencia *S-P* en los sismos próximos, es preferible emplear las fases *P* y *L*. *Conrad* ha construído las curvas dromocrónicas, que relacionan las distancias epicentrales, tomadas como abcisas y la diferencia de tiempos *L-P* como ordenadas para una serie de sismos cuyo epicentro se conocía exactamente, que representamos numéricamente en el siguiente cuadro:

DISTANCIAS EPICENTRALES EN FUNCIÓN DE *L-P*

POR

V. CONRAD

| *L-P* Seg. | Δ Kms. | *L-P* Seg. | Δ Kms. | *L-P* Seg. | Δ Kms. | *L-P* Seg. | Δ Kms. | *L-P* Seg. | Δ Kms. | *L-P* Seg. | Δ Kms. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 14 | 6 | 54 | 15 | 125 | 40 | 315 | 65 | 494 | 90 | 661 |
| 2 | 22 | 7 | 62 | 20 | 164 | 45 | 352 | 70 | 528 | 95 | 693 |
| 3 | 30 | 8 | 70 | 25 | 202 | 50 | 388 | 75 | 562 | 100 | 725 |
| 4 | 38 | 9 | 78 | 30 | 240 | 55 | 424 | 80 | 595 | 105 | 757 |
| 5 | 46 | 10 | 86 | 35 | 278 | 60 | 459 | 85 | 629 | 110 | 790 |

Como ya hemos dicho, para distancias epicentrales pequeñas, se registran en la fase inicial del sismógrama dos clases de ondas longitudinales, las individuales $\overline{P}$ y las normales *P*.

Para $\Delta < 300$ kilómetros, sólo aparece la fase $\overline{P}$; para los valores de Δ hasta 700 kilómetros aparecen las dos $\overline{P}$ y *P*; y para los mayores sólo se presentan las ondas normales.

En el caso de que tratamos, habrá que discernir ambas fases, si se presentan en el sismógrama, para la aplicación del cuadro anterior.

*b).—Determinación de la distancia epicentral de los sismos lejanos en función de* (*S-P*).—En los sismos lejanos, es preferible el empleo de las curvas dromocrónicas, basadas en la diferencia (*S-P*). Las tablas de sus valores numéricos, se han construído por diversos autores como Zeissig, Zöppritz, Wiechert y Krumbach, cuyos valores se resumen en el siguiente cuadro:

Distancias epicentrales en función de ($S$-$P$), por G. Krumbach

| DISTANCIA EPICENTRAL EN KMS. | 0 | | 100 | | 200 | | 300 | | 400 | | 500 | | 600 | | 700 | | 800 | | 900 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ | $t_p$ | $S$-$P$ |
| | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. | m. s. |
| 0 | | | 0 14 | 0 12 | 0 28 | 0 23 | 0 42 | 0 34 | 0 55 | 0 45 | 1 09 | 0 55 | 1 00 | 1 06 | 1 37 | 1 16 | 1 50 | 1 62 | 2 03 | 1 37 |
| 1.000 | 2 16 | 1 48 | 2 30 | 1 57 | 2 43 | 2 07 | 2 55 | 2 18 | 3 07 | 2 27 | 3 19 | 2 36 | 3 31 | 2 45 | 3 43 | 2 55 | 3 55 | 3 04 | 4 06 | 3 13 |
| 2.000 | 4 17 | 3 22 | 4 28 | 3 30 | 4 39 | 3 39 | 4 50 | 3 48 | 5 00 | 3 56 | 5 10 | 4 04 | 5 20 | 4 11 | 5 30 | 4 19 | 5 40 | 4 26 | 5 49 | 4 34 |
| 3.000 | 5 58 | 4 41 | 6 07 | 4 48 | 6 16 | 4 55 | 6 24 | 5 02 | 6 33 | 5 07 | 6 41 | 5 14 | 6 50 | 5 20 | 6 58 | 5 26 | 7 06 | 5 32 | 7 13 | 5 38 |
| 4.000 | 7 22 | 5 44 | 7 30 | 5 50 | 7 37 | 5 56 | 7 44 | 6 02 | 7 51 | 6 08 | 7 58 | 6 14 | 8 05 | 6 19 | 8 12 | 6 25 | 8 19 | 6 31 | 8 26 | 6 37 |
| 5.000 | 8 32 | 6 42 | 8 40 | 6 48 | 8 47 | 6 54 | 8 53 | 6 59 | 8 59 | 7 04 | 9 06 | 7 09 | 9 12 | 7 15 | 9 18 | 7 20 | 9 24 | 7 25 | 9 30 | 7 30 |
| 6.000 | 9 36 | 7 35 | 9 43 | 7 40 | 9 49 | 7 45 | 9 55 | 7 51 | 10 01 | 7 57 | 10 07 | 8 02 | 10 13 | 8 07 | 10 19 | 8 12 | 10 25 | 8 17 | 10 31 | 8 22 |
| 7.000 | 10 37 | 8 27 | 10 43 | 8 33 | 10 49 | 8 38 | 10 55 | 8 43 | 11 10 | 8 48 | 11 06 | 8 53 | 11 12 | 8 56 | 11 17 | 9 04 | 11 23 | 9 07 | 11 28 | 9 12 |
| 8.000 | 11 34 | 9 17 | 11 39 | 9 21 | 11 44 | 9 26 | 11 50 | 9 31 | 11 55 | 9 36 | 12 00 | 9 41 | 12 06 | 9 45 | 12 11 | 9 50 | 12 16 | 9 55 | 12 21 | 10 00 |
| 9.000 | 12 26 | 10 04 | 12 31 | 10 09 | 12 35 | 10 13 | 12 40 | 10 18 | 12 46 | 10 22 | 12 51 | 10 26 | 12 57 | 10 30 | 13 02 | 10 32 | 13 07 | 10 38 | 13 12 | 10 42 |
| 10.000 | 13 16 | 10 46 | 13 20 | 10 50 | 13 24 | 10 54 | 13 28 | 10 58 | 13 32 | 11 02 | 13 35 | 11 05 | 13 40 | 11 08 | 13 44 | 11 14 | 13 48 | 11 15 | 13 52 | 11 18 |
| 11.000 | 13 56 | 11 21 | 14 00 | 11 24 | 14 04 | 11 26 | 14 08 | 11 28 | 14 12 | 11 30 | 14 16 | 11 32 | 14 20 | 11 46 | 14 24 | 11 37 | 14 28 | 11 40 | 14 32 | 11 73 |
| 12.000 | 14 36 | 11 45 | 14 40 | — | 14 44 | — | 14 48 | — | 14 52 | — | 14 56 | — | 15 00 | — | 15 04 | — | 15 08 | — | 15 12 | — |

Como se observa en él, en cada línea horizontal, la distancia Δ varía de 100 en 100 kilómetros, y de 1.000 en 1.000 de unas a otras. Además de la diferencia *S-P* se ha anotado el tiempo $t_p$, que corresponde a los primeros preliminares.

*c).—Regla empírica de Laska.*—Laska ha dado una regla empírica, para la determinación rápida de la distancia epicentral, que corresponde a los sismos lejanos, que consiste en restar una unidad del número de minutos que expresa el retraso de la fase *S*, con relación a la *P*, y la diferencia obtenida es la distancia epicentral en megámetros (un megámetro=1.000 kms.). Si, por ejemplo, la diferencia (*S-P*), vale 3,5 minutos Δ=2,5 1.000 kilómetros=2.500 kilómetros.

**64. Determinación del epicentro.**—Conocidas las horas de las dos fases preliminares de un sismo, registradas en varios observatorios, podemos encontrar sus distancias epicentrales, y por medio de ellas las coordenadas del epicentro. Dejando para los trabajos especiales (*) su determinación por medio del cálculo, que exige el empleo del método de los mínimos cuadrados, cuando el número de estaciones registradoras es superior a dos, sólo nos ocuparemos de los métodos gráficos.

*a).—Método gráfico en función de las distancias epicentrales.*—Si conocemos las distancias epicentrales de varias estaciones, el epicentro será, evidentemente, la intersección de los arcos de círculo trazados sobre el mapa, a su misma escala, cuyos centros sean aquellas estaciones,

(*) V. Inglada. Procedimientos expeditos de localización de focos sísmicos.—Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural.—Tomo XIII. Madrid.

y cuyos radios sean los valores correspondientes de Δ.

Estos valores son, en general, aproximados, por lo cual los arcos de círculo, en lugar de cortarse en un punto, limitan una extensión más o menos reducida, cuyo centro de figura se acepta como zona del epicentro.

Se debe desechar la distancia que sea muy discordante con las demás.

*b).—Método de Mohorovicic en función de las horas de P.*—Cuando se conocen las horas de la llegada de las ondas longitudinales, en varias estaciones próximas, se puede emplear la construcción, cuyo fundamento es el siguiente, que explicaremos, con un ejemplo, para mayor claridad.

Sean *E* y *E'*, figura 124, las posiciones sobre el mapa de dos estaciones registradoras. Supongamos que la estación *E'*, ha registrado las ondas *P*, diez segundos después que la *E*. Estas ondas, se propagan aparentemente, con una velocidad constante de 8 kilómetros por segundo, de modo que la estación *E'*, tiene que estar 80 kilómetros más lejos del epicentro que la *E*. Este epicentro pertenecerá, pues, a una rama de hipérbola cuyos focos sean *E* y *E'* y su eje transversal de 80 kilómetros, que a la escala del mapa equivaldrán a un cierto número de milímetros. Si la escala es de 1:1.000.000 serán 80 milímetros. No hay indeterminación por las dos ramas de la hipérbola, ya que

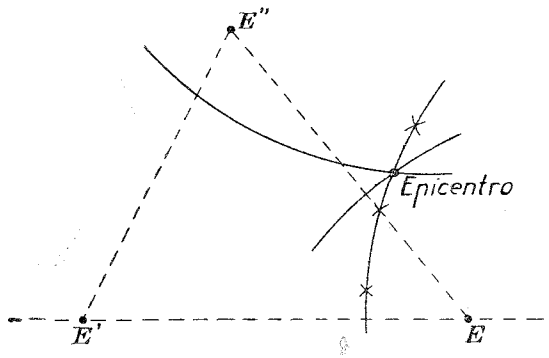



FIG. 124

el epicentro habrá de estar en la más próxima a la estación que primero haya registrado las ondas $P$.

Esta hipérbola, de la cual sólo hace falta un pequeño trozo, se construye muy fácilmente por puntos. No hay mas que trazar arcos cuyos centros sean $E$ y $E'$ y cuyos radios difieran en 80 milímetros.

Repitiendo el trazado para otro par de estaciones $E$ y $E''$ se obtendrá otra rama de hipérbola, cuya intersección con la anterior, nos dará la posición del epicentro. Es conveniente repetirla por tercera vez, con las estaciones $E'$ y $E''$ para comprobar las intersecciones, o limitar la pequeña área epicentral, en caso contrario.

Si alguna de las horas registradas para $P$, tiene algún error considerable, la rama de la hipérbola correspondiente se separará mucho de la región epicentral y convendrá no tenerla en cuenta.

También se emplean otros métodos cuando se conoce, de antemano, por los datos informativos, la posición aproximada del epicentro y cuando se dispone de las horas de $\overline{P}$ o $\overline{S}$, registradas en cuatro estaciones, situadas a menos de 300 kilómetros remitiendo al lector a quien interesen, al notable trabajo de Inglada, ya citado.

*c).—Determinación con los datos de una sola estación.*— Con los datos de una sola estación registradora, dotada de aparatos muy sensibles, que determinen las tres componentes, se pueden determinar el valor y la dirección de la distancia epicentral.

Para ello basta calcular la amplitud verdadera del movimiento del suelo en sus dos componentes horizontales, cuya relación es la tangente del ángulo correspondiente al acimut, como se comprende fácilmente en la ya expuesta figura 104. Para hacer desaparecer la incertidumbre respecto al sentido en que debe tomarse la dirección aci-

mutal, se aprecia en el sismógrama, si la primera onda es de condensación o de dilatación, por medio del registro de la componente vertical. De este modo se decide si el epicentro está en el cuadrante NW., por ejemplo, o en el Sureste.

**65. Determinación de la profundidad hipocentral y de la hora inicial del sismo en el foco y en el epicentro.**—Una vez determinadas las coordenadas rectangulares del epicentro $x_0$ e $y_0$, la distancia epicentral $\Delta_n$ que corresponde a una cierta estación de coordenadas $x_n$ e $y_n$ es

$$\Delta_n = \sqrt{(x_0 - x_n)^2 + (y_0 - y_n)^2} \qquad (34)$$

Si conocemos las horas $t_1$, $t_2$, $t_3$..... $t_n$, de las ondas $\overline{P}$ registradas en $n$ estaciones sismológicas, situadas a las distancias epicentrales $\Delta_1$, $\Delta_2$..... $\Delta_n$, la hora inicial del sismo en el foco, se determina por las fórmulas de Inglada (*)

$$t_0 = t_1 - \tau; \quad \tau = \frac{\frac{1}{v^2}\sum_{i=2}^{i=n}(\Delta^2 i - \Delta^2 1) - \sum_{i=2}^{i=n}\tau^2 i}{\sum_{i=2}^{i=n}\tau_1} \qquad (35)$$

siendo $\tau_2 = t_2 - t_1$; $\tau_3 = t_3 - t_1$..... $\tau_i = t_i - t_1$ ..... $\tau_n = t_n - t_1$.

La profundidad hipocentral $z_0$ se halla por la fórmula

(*) V. Inglada. Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de las sacudidas por medio de las horas del principio de los sismógramas registrados en varias estaciones próximas. «Revista de la Real Acad. de Ciencias de Madrid». Tomo XXII. 1926.

$$Z_0 = \sqrt{\frac{\Sigma\, v^2\ (t_i - t_0)^2 - \Sigma\ \Delta^2_i}{n}} \qquad (36)$$

y la hora $T$ del sismo, en el epicentro, por la expresión

$$T = t_0 + \frac{z_0}{v}$$

puesto que

$$\frac{z}{v}$$

es el tiempo que ha tardado el rayo sísmico en llegar a la superficie.

Si se conocen solamente las horas $t_1$ y $t_2$ de $\overline{P}$, registradas en dos estaciones situadas a las distancias epicentrales $\Delta_1$ y $\Delta_2$ la profundidad hipocentral, puede hallarse por medio de la fórmula simplificada siguiente:

$$Z_0 = \sqrt{\frac{(\Delta^2_2 - \Delta^2_1 - v^2\,\tau^2_2)}{2\,v.\,\tau_2} - \Delta^2_1} \qquad (37)$$

en la que $v$ es la velocidad de las ondas individuales, $\overline{P}$ y $\tau_2$ es la diferencia entre $t_2$ y $t$.....

Si se conoce la hora epicentral, basta el dato de una sola estación para hallar la profundidad hipocentral, por medio de la fórmula

$$Z_0 = \frac{\Delta^2 - v^2\,\tau^2}{2\,v\,\tau} \qquad (38)$$

cuyas letras tienen la significación que ya conocemos.

Si por no existir estaciones próximas al epicentro no disponemos de las horas de $\overline{P}$ y en su lugar se han registrado las de $P$ no podemos calcular la hora del sismo en el epicentro por la fórmula anteriormente citada. Es preciso emplear otra del mismo autor, que da el tiempo de recorrido $T_1$ de las ondas $P$, referido a la hora epicentral de un punto situado a la distancia epicentral $\Delta$ y para una profundidad hipocentral $h$,

$$T_1 = 13{,}8 - 0{,}326316\, h + \frac{\Delta}{8} \qquad (39)$$

en que $h$ y $\Delta$ están expresadas en kilómetros y $T_1$ en segundos.

# CAPÍTULO XVI

## LA PROSPECCIÓN SÍSMICA

**66. Generalidades.**—El empleo de los métodos sísmicos de investigación del subsuelo se funda en la medición de la velocidad de propagación de las ondas elásticas artificiales a través de las diversas capas que lo integran.

Cada grupo de rocas está caracterizado por una cierta velocidad de propagación de las ondas sísmicas, independiente de su edad geológica, con arreglo a la clasificación siguiente:

| | | |
|---|---|---|
| I. | Terraplenes artificiales, rellenos, etcétera..... ..... | 400 m./seg. |
| II. | Arenas, guijarros sueltos, mantos producidos por la erosión, secos ..... | 500 a 800 — |
| III. | Id. íd. íd. húmedos.. | 1.000 a 1.300 — |
| IV. | Arcilla, arenisca arcillosa ..... | 1.800 — |
| V. | Margas calizas flojas, areniscas con guijarros, areniscas calizas débiles ..... | 2.200 a 2.400 — |
| VI. | Arenisca con cemento calizo.... | 2.800 a 3.500 — |
| VII. | Margas calizas, areniscas calizas, pizarras arcillosas diversas ..... | 3.200 a 3.800 — |
| VIII. | Caliza, dolomía. yeso, sal, rocas metamórficas y masas eruptivas ..... | 4.500 a 6.000 — |

Estas velocidades, se determinan experimentalmente construyendo las curvas dromocrónicas correspondientes a perfiles determinados, elegidos sobre el terreno. Para ello se busca un lugar adecuado para producir las explosiones de dinamita y a partir de él, se colocan los sismógrafos, cuatro o cinco, por ejemplo, en línea recta y a distancias fijas, medidas con una cinta métrica. Se empieza por colocarlas a pequeña distancia mútua, que puede oscilar entre 25 y 100 mts., y la cual se aumenta después progresivamente. Cuando están muy próximos, las ondas que llegan primero son las superficiales y a medida que se alejan van siendo impresionados por las que alcanzan profundidades cada vez mayores. No hay relación fija entre la distancia del sismógrafo al barreno y la profundidad alcanzada por las ondas sísmicas. Próximamente varía entre 1/3 y 1/5 correspondiendo el primer valor para las distancias epicentrales inferiores a 1.000 metros y el segundo para las que alcanzan 10 kilómetros.

Tomando como abcisas las distancias medidas con la cinta, y como ordenadas los tiempos de la llegada de la primera onda a cada estación, deducidos de los sismógramas, construímos, por puntos, la curva mencionada.

Como ejemplo, construiremos la curva dromocrónica correspondiente al perfil núm. 7 de la investigación sísmica del anticlinal de Leva, mandada efectuar por el Instituto Geológico y Minero de España. Figura 125.

Los cinco sismógrafos empleados se colocaron en dos posiciones. En la primera se les situó a la distancia mútua de 50 metros a partir del lugar elegido para la explosión, de manera que ocupaban una línea de 250 metros de longitud. En la segunda se colocaron a continuación, de la misma manera, hasta los 500 metros.

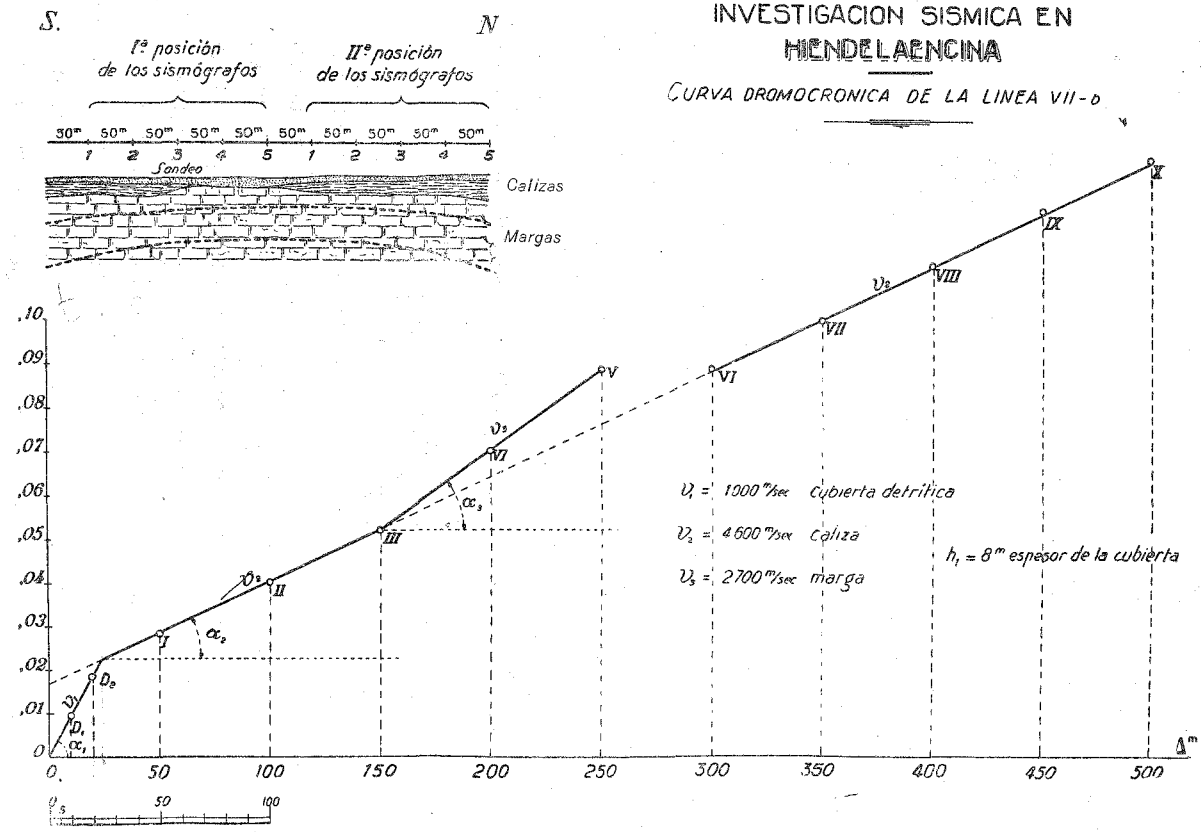

INVESTIGACION SISMICA EN
HENDELAENCINA
CURVA DROMOCRONICA DE LA LINEA VII-b
S.
N
1ª posición de los sismógrafos
IIª posición de los sismógrafos
Sondeo
Calizas
Margas
$v_1$ = 1000 m/sec cubierta detrítica
$v_2$ = 4600 m/sec caliza
$v_3$ = 2700 m/sec marga
$h_1$ = 8 m espesor de la cubierta
Δ m

FIG. 125

En la explosión primeramente efectuada, se obtuvieron los cinco sismógramas, correspondientes a los aparatos empleados, en los que además está señalado el momento en que aquélla se produjo. Las distancias entre este punto y los de la llegada de las ondas, a cada sismógrafo, son las ordenadas, correspondientes a las abcisas de 50, 100, 150, 200 y 250 metros. De la misma manera se determinaron las cinco siguientes.

Como estudio previo para determinar la velocidad correspondiente a la cubierta detrítica que forma la superficie del suelo se habían colocado los sismógrafos *I* y *II*, a 10 y 20 metros del origen, obteniéndose los sismógramas correspondientes, por la explosión de una pequeña cantidad de dinamita. De ellos se dedujeron las ordenadas $D_1$ y $D_2$.

Uniendo el origen con los puntos $D_1$ y $D_2$ los *I*, *II*, *III*, *IV* y *V*, por medio de una línea y los *VI*, *VII*, *VIII*, *IX* y *X* por otras obtenemos la representación gráfica de la curva dromocrónica. De su examen deducimos que presenta dos codos y por consiguiente, tres velocidades distintas, correspondientes a los valores de cotang. $\alpha_1$, cotang. $\alpha_2$ y cotang. $\alpha_3$, iguales respectivamente a 1.000, 4.600 y 2.700 metros por segundo. La primera de ellas sólo se manifiesta hasta los 25 metros del origen; la segunda, desde este punto hasta los 150 y posteriormente desde los 300 hasta los 500 metros, y la tercera, solamente desde los 150 hasta los 250.

Este resultado está exactamente de acuerdo con la estructura geológica del terreno, conocida por un sondeo efectuado y cuyo corte esquemático está representado en la figura. En él se ve que las margas afloran, bajo las calizas, precisamente en el trozo cuya velocidad tiene el valor de 2.700 metros por segundo y que antes y después

del mismo el subsuelo está constituído por las calizas a las que corresponde la velocidad de propagación de las ondas sísmicas de los 4.500 metros por segundo encontrados.

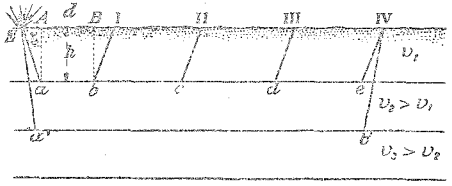
Como la cubierta detrítica tiene un espesor muy reducido, pues sólo alcanza hasta 8 metros, la velocidad de propagación correspondiente sólo puede manifestarse hasta la pequeña distancia deducida de la curva.

**67. Determinación de la profundidad de una capa horizontal.**—Empezaremos por estudiar el problema de la determinación de la profundidad de una capa horizontal, colocada sobre otra de análoga posición, cuyas velocidades de propagación de las ondas elásticas, sean $V_1$ y $V_2$ respectivamente, siendo $V_1$ mucho menor que $V_2$. Supongamos que empleamos cuatro sismógrafos, colocados en las posiciones *I*, *II*, *III* y *IV*, de la figura 126 y sea *E* el lugar de la explosión. Designemos por $h$ la profundidad de la primera capa o grupos de capas de condiciones elásticas idénticas, y por $\zeta$ el ángulo que el rayo sísmico incidente y reflejado forman con la normal de la superficie. Por las leyes de la refracción de los rayos sísmicos, análogas a la de los luminosos, se verifica,

$$\frac{V_1}{V_2} = sen\ \zeta \qquad (40)$$

Ya hemos dicho que las ondas sísmicas llegan a los sismógrafos directamente y también después de experimentadas refracciones, en la superficie de separación de los estratos de distintas propiedades elásticas. De modo que el sismógrafo *I* registra un ímpetu correspondiente a la onda individual $\bar{P}$, que se propaga por la capa superficial y otro posterior, si el sismógrafo está situado lo suficientemente cerca del origen, que corresponde a la onda nor-

mal *P*, que ha seguido el camino *E a b I*. Estos dos ímpetus se representan esquemáticamente en el sismógrama *I*. A una cierta distancia de *E*, por ejemplo, en la posición *II*, el rayo *E I II*, llegará a la vez que el *E a b c II*,



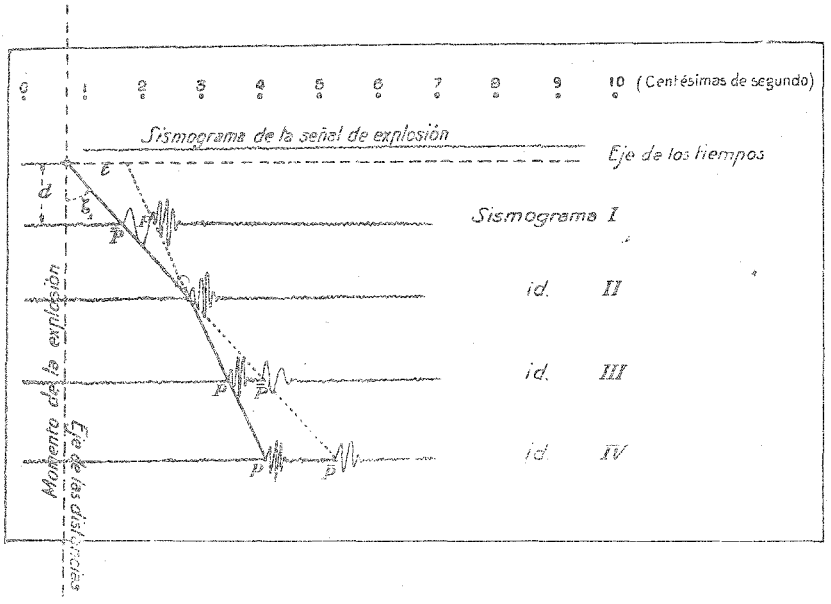




FIG. 126

puesto que la velocidad media del último va aumentando con el recorrido *a b c*, a la velocidad $v_2$.

En el sismógrama correspondiente sólo se apreciará un ímpetu que corresponde a las dos ondas. En la posición *IV*, el rayo *E a b c d*, llegará primero que el *E*, *I*, *II*, *III*, y lo mismo sucederá en la *IV*, como muestran los correspondientes sismógramas.

Si las condiciones elásticas de las capas permanecen constantes y todos los sismógramas están referidos al mismo momento inicial, bastará unir los distintos ímpetus mencionados por un trazo continuo que representará la curva dromocrónica correspondiente. Su codo se presenta en $T_2$. Prolongando la segunda rama hasta el eje de los tiempos, intercepta en él un cierto tiempo $t$, que nos sirve para determinar la profundidad $h$.

Designemos por $d$ la distancia $E\ A\ B\ I$. El tiempo $T_1$, que necesita el rayo sísmico para recorrerla será,

$$T_1 = \frac{d}{V_1}$$

El tiempo $T_2$, necesario para que efectúe el recorrido $E\ a\ b\ I$, será

$$T_2 = \frac{E\,a}{V_1} + \frac{b\,I}{V_1} + \frac{a\,b}{V_2} = 2\,\frac{E\,a}{V_1} + \frac{d - (E\,A + B\,I)}{V_2}$$

$$E\,A = B\,I = h\ tang\ \zeta = h\,\frac{sen\,\zeta}{cos\,\zeta} = h.\,\frac{sen\,\zeta}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}}$$

$$E\,a = b\,I = \frac{h}{cos\,\zeta} = \frac{h}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}},\ \text{puesto que}\ h = E\,a\,\cos\,\zeta$$

Substituyendo estos valores en la expresión de $T_2$, tendremos,

$$T_2 = \frac{2\,h}{V_1}\cdot\frac{1}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} + \frac{d - 2\,h\,\dfrac{sen\,\zeta}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}}}{V_2} = \frac{2\,h}{V_1}\cdot\frac{1}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} +$$

$$+ \frac{d}{V_2} - \frac{2\,h}{V_2}\,\frac{sen\,\zeta}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} = \frac{2\,h}{V_1}\cdot\frac{1}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} + \frac{d}{V_2} \qquad (41)$$

$$- \frac{2\,h}{V_1}\,\frac{sen^2\,\zeta}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} = \frac{d}{V_2} + \frac{2\,h}{V_1}\,\frac{(1 - sen^2\,\zeta)}{\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}} = \frac{d}{V_2} + \frac{2\,h}{V_1}\,\sqrt{1 - sen^2\,\zeta}$$

El tiempo $t$ interceptado en el eje, por la segunda rama

de la curva, corresponde a la distancia $d=o$, luego será,

$$t=\frac{2\,h}{V_1}\sqrt{1-sen^2\,\zeta}=\frac{2\,h}{V_2}\,\frac{\sqrt{1-sen^2\,\zeta}}{sen\,\zeta} \qquad (42)$$

en función de $V_1$ o de $V_2$; o bien, en función de $V_1$ y $V_2$

$$t=\frac{2\,h}{V_1}\sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2} \qquad (43)$$

De aquí se deduce la potencia $h$ cuyo valor será

$$h=\frac{t}{2}\cdot\frac{V_1}{\sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}} \qquad (44)$$

En la práctica se hace el radical

$$\sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}$$

igual a la unidad por ser pequeño el valor de

$$\frac{V_1}{V_2}$$

como condición previa, y mucho menor, por consiguiente, el de su cuadrado, con lo que la potencia buscada $h$, resulta,

$$h=\frac{t}{2}\cdot v_1=\frac{t}{2}\cdot cotang\ \alpha_1 \qquad (45)$$

Por lo tanto, para encontrar la profundidad a la que se ha verificado la refracción, o sea la potencia del primer grupo de capas, basta construir la curva dromocrónica, determinando el codo que une sus dos ramas. Con esto podemos medir $\frac{t}{2}$ y $cotang\ \alpha_1$.

Como sólo nos interesa la parte de la curva señalada

en la figura con trazo lleno, no es indispensable determinar los segundos ímpetus de cada sismógrama y entonces podemos emplear amortiguamientos fuertes y hasta llegar al límite de la aperiodicidad, consiguiendo eliminar así la influencia de las oscilaciones propias de los sismógrafos.

El procedimiento indicado se aplicaría de la misma manera, para la determinación de las potencias de las capas inferiores sucesivas.

**68. Determinación de la profundidad de una capa inclinada.**—Si las capas están inclinadas un cierto ángulo $\alpha$ el problema se complica bastante, por no poder deducir directamente de las curvas dromocrónicas, la velocidad de propagación de las ondas. A causa de un factor de inclinación las curvas suministran una velocidad aparente de propagación menor o mayor que la verdadera según que se considere el sentido descendente o ascendente de las capas.

Sea $E$ el lugar de la explosión, fig. 127; $I$ la posición del sismógrafo registrador en el sentido descendente. Empleando notaciones análogas a las del párrafo anterior obtendríamos por un procedimiento de cálculo análogo: (*)

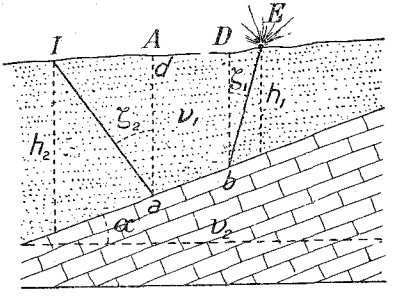



FIG. 127

$$T(\text{descendente}) = \frac{2\,h_2\cos\alpha}{V_1}\sqrt{1-sen^2\zeta} + \frac{d}{V_2}\left[\cos\alpha + \frac{\sqrt{1-sen^2\zeta}}{sen^2\zeta}\,sen\,\alpha\right] \qquad (46)$$

(*) A. Sieberg. Geologische Einführung in die Geophysik.

Si colocamos el sismógrafo en el sentido ascendente, el tiempo que emplea el rayo sísmico en llegar a él es

$$T\,(\text{ascendente}) = \frac{2\,h_1\,\cos\alpha}{V_1}\,\sqrt{1-\operatorname{sen}^2\zeta} + \frac{d}{V_2}\left[\cos\alpha + \right.$$

$$\left. + \frac{\sqrt{1-\operatorname{sen}^2\zeta}}{\operatorname{sen}^2\zeta}\operatorname{sen}\alpha\right] \qquad (47)$$

De estas fórmulas pueden deducirse los valores de las profundidades $h_1$ y $h_2$.

Según los trabajos de Schweydar-Reich, el ángulo de emergencia de las ondas profundas es muy próximo a 90°, con lo que las fórmulas anteriores se pueden simplificar extraordinariamente.

**69. Construcción de un plano altimétrico del subsuelo.**—Si por medio de los dos procedimientos anteriores calculásemos las profundidades de un número suficiente de puntos del subsuelo, restando los valores obtenidos de las cotas correspondientes de la superficie, podríamos obtener las de aquél. Bastaría entonces una interpolación uniforme, como se hace en las de los perfiles topográficos, para construir las curvas de nivel, que nos darían una representación clara de su altimetría, en la época geológica en que estuvo expuesto a la acción de los agentes exteriores.

En la práctica no es posible efectuar esta determinación. La de cada profundidad, exige la construcción de una curva dromocrónica, para lo que a su vez es necesario producir varias explosiones y colocar los sismógrafos en posiciones diversas. Además, el número de puntos tiene que ser muy elevado, por desconocer desde la superficie, la dirección más conveniente de los perfiles, que

deben coincidir, como en los planos topográficos, con las líneas divisorias de aguas y con las vaguadas.

Es preferible emplear un método aproximado, que con una cantidad prudencial de trabajo, nos permita resolver el problema, en condiciones satisfactorias de exactitud.

Primeramente, es preciso determinar la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en la capa de recubrimiento y en el subsuelo. Si las condiciones elásticas de ambos son constantes en alguna extensión, el problema no presenta dificultad alguna. La primera quedará determinada por las curvas dromocrónicas correspondientes a distancias epicentrales pequeñas y la segunda por las que se refieran a distancias suficientemente grandes y mejor aún hallándolas directamente sobre la roca misma que constituye el subsuelo, si éste aflora en alguna comarca de la zona de estudio.

Sucede muy frecuentemente, sobre todo en los depósitos cuaternarios, que su composición es tan variada, aun en extensiones relativamente pequeñas, que no es posible obtener un valor único para dicha velocidad. Entonces se calculan los valores medios regionales, empleando los determinados por todas las curvas dromocrónicas correspondientes a los perfiles sísmicos observados, como aclararemos después con un ejemplo. El procedimiento, en síntesis, consiste en lo siguiente: Representemos por $h_E$ la potencia del recubrimiento en el lugar de la explosión y por $h_S$ la que corresponde a la posición de un sismógrafo. Sean $V_1$ y $V_2$ las velocidades de propagación en el recubrimiento y en el subsuelo, $d$ la distancia del lugar de la explosión al sismógrafo, que ha de ser lo suficientemente grande para que la onda que se propaga por el segundo alcance la banda registradora antes que la superficial.

Según hemos visto en el párrafo 67, el tiempo $t_S$, que tarda la onda que se refracta dos veces en la superficie de separación de los terrenos, para llegar al sismógrafo, es *aproximadamente*

$$t_S = \frac{h_E}{V_1} + \frac{d}{V_2} + \frac{h_S}{V_1}$$

De aquí deducimos

$$h_E + h_S = \left(t_S - \frac{d}{V_2}\right) V_1 \qquad (48)$$

Como $t_S$ podemos medirlo en la banda fotográfica y las demás magnitudes nos son conocidas, el segundo miembro de esta ecuación será un número. Podremos escribir:

$$h_E + h_S = C$$

Para estudiar un cierto perfil sísmico, con varios sismógrafos portátiles, por ejemplo, con cinco, se les coloca en varias posiciones sucesivas a lo largo del perfil elegido y a su vez se varía también el emplazamiento de las explosiones. Designemos por los subíndices 1, 2 y 3, las posiciones respectivas que, para mayor claridad sólo alcanzan esa cifra. En ese perfil tenemos, por lo tanto, quince posiciones de los sismógrafos y tres para las explosiones.

Para la primera explosión podremos escribir:

$$\begin{aligned}
&h_{E_1} + h_{S_1} = C_1 \\
&h_{E_1} + h_{S_2} = C_1' \\
&h_{E_1} + h_{S_3} = C_1'' \\
&h_{E_1} + h_{S_4} = C_1''' \\
&h_{E_1} + h_{S_5} = C_1^{IV}
\end{aligned} \qquad (49)$$

Conservando los sismógrafos en las mismas posiciones y variando el lugar de la explosión, a la posición segunda, tendremos:

$$\begin{aligned} h_{E\,2}+h_{S\,1}&=C_2\\ h_{E\,2}+h_{S\,2}&=C_2'\\ h_{E\,2}+h_{S\,3}&=C_2''\\ h_{E\,2}+h_{S\,4}&=C_2'''\\ h_{E\,2}+h_{S\,5}&=C_2^{IV} \end{aligned} \qquad (50)$$

y variándolo a la posición tercera,

$$\begin{aligned} h_{E\,3}+h_{S\,1}&=C_3\\ h_{E\,3}+h_{S\,2}&=C_3'\\ h_{E\,3}+h_{S\,3}&=C_3''\\ h_{E\,3}+h_{S\,4}&=C_3'''\\ h_{E\,3}+h_{S\,5}&=C_3^{IV} \end{aligned} \qquad (51)$$

Cambiando ahora los sismógrafos a su 2.ª y 3.ª posición y efectuando las explosiones en los tres puntos anteriores obtendremos otros dos sistemas análogos, de ecuaciones de condición, que con las anteriores suman cuarenta y cinco. Como el número de incógnitas es solamente dieciocho, que son los valores de $h_S$ correspondientes a las quince posiciones los sismógrafos y los tres de $h_E$, correspondientes a los lugares de explosión, el sistema sólo puede resolverse aproximadamente. El método empleado en la investigación sísmica, mandada efectuar en Hiendelaencina por el Instituto Geológico y Minero de España (*), consiste en determinar directamente, por medio de las curvas dromocrónicas, la profundi-

(*) Véase la notable memoria del Ingeniero encargado de los trabajos, Sr. O'Shea.

dad de $h_E$, que corresponde al primer emplazamiento de la explosión; de las ecuaciones de condiciones anteriores deducir otras que nos den los valores aproximados de $h_{E_2}$ y $h_{E_3}$. Conocidos $h_{E_1}, h_{E_2}$ y $h_{E_3}$ determinar los tres valores de cada $h_S$ , por medio de las ecuaciones anteriores y aceptar su promedio, como valor más exacto.

Restando una a una las ecuaciones de los sistemas segundo y tercero de cada una de los del primero, obtenemos

$$\left.\begin{array}{l} h_{E_1}-h_{E_2}=C_1-C_2 \\ h_{E_1}-h_{E_2}=C'_1-C'_2 \\ h_{E_1}-h_{E_2}=C''_1-C''_2 \\ h_{E_1}-h_{E_2}=C'''_1-C'''_2 \\ h_{E_1}-h_{E_2}=C^{IV}{}_1-C^{IV}{}_2 \end{array}\right\} \text{Promedio } h_{E_1}-h_{E_2}=C_{1-2}$$

$$\left.\begin{array}{l} h_{E_1}-h_{E_3}=C_1-C_3 \\ h_{E_1}-h_{E_3}=C'_1-C'_3 \\ h_{E_1}-h_{E_3}=C''_1-C''_3 \\ h_{E_1}-h_{E_3}=C'''_1-C'''_3 \\ h_{E_1}-h_{E_3}=C^{IV}{}_1-C^{IV}{}_3 \end{array}\right\} \text{Promedio } h_{E_1}-h_{E_3}=C_{1-3}$$

$$\left.\begin{array}{l} h_{E_1}-h_{E_2}=C_{1-2} \\ h_{E_1}-h_{E_3}=C_{1-3} \end{array}\right\} h_{E_1}=n_1 \text{ m.} \left\{\begin{array}{l} h_{E_2}=n_2 \text{ m.} \\ h_{E_3}=n_3 \text{ m.} \end{array}\right. \qquad (52)$$

Conocidos ya los valores de $h_{E_1}$, $h_{E_2}$ y $h_{E_3}$, podemos llevarlos a los primeros sistemas de ecuaciones de condición y determinar los promedios de los tres valores encontrados para cada profundidad. Aclararemos el procedimiento explicado por medio de un ejemplo tomado del citado trabajo. A lo largo del perfil designado con el número 20, se han colocado los sismógrafos en cinco posiciones diferentes, situados a las siguientes distancias del origen. (Fig. 128).

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1.ª posición | 70 | 90 | 110 | 130 | 150 | metros. |
| 2.ª id. | 180 | 210 | 240 | 270 | 300 | id. |

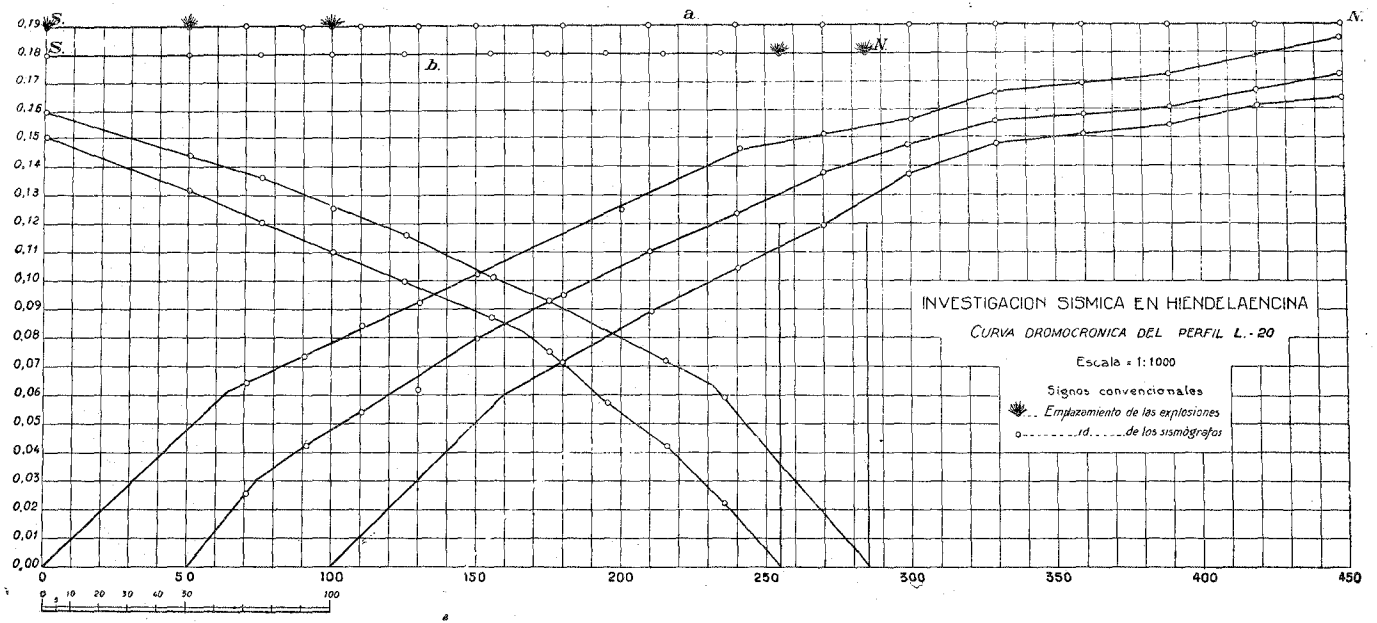

S.
S.
a.
b.
N.
N
0,19
0,18
0,17
0,16
0,15
0,14
0,13
0,12
0,11
0,10
0,09
0,08
0,07
0,06
0,05
0,04
0,03
0,02
0,01
0,00
0
50
100
150
200
250
300
350
400
450
0 5 10 20 30 40 50 100
INVESTIGACION SISMICA EN HIENDELAENCINA
CURVA DROMOCRONICA DEL PERFIL L.-20
Escala = 1:1000
Signos convencionales
Emplazamiento de las explosiones
id. de los sismógrafos

FIG. 128

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3.ª | posición | 330 | 360 | 390 | 420 | 450 | metros |
| 4.ª | íd. | 235 | 215 | 195 | 175 | 155 | íd. |
| 5.ª | íd. | 125 | 100 | 75 | 50 | 0 | íd. |

Las explosiones se han efectuado en cinco puntos distintos, a saber:

0 m...—50 m...—100 m...—255 m...—285 m.

Indicamos con el signo menos, que las explosiones se desplazan en sentido contrario al de los sismógrafos.

Las combinaciones entre la posición de los sismógrafos y la de la de las explosiones han sido:

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Tres a 0 metros correspondientes a cada una de las posiciones de los sismógrafos..... | | | | 1—2—3— |
| Tres íd. a 50 | metros | íd. | íd. | íd. | 1—2—3— |
| Dos íd. a 100 | metros | íd. | íd. | íd. | 2—3— |
| Dos íd. a 255 | metros | íd. | íd. | íd. | —4—5 |
| Dos íd. a 285 | metros | íd. | íd. | íd. | —4—5 |

Construída la curva dromocrónica correspondiente a las tres explosiones efectuadas, en el emplazamiento 0 metros, figura 128, se obtienen los valores siguientes, para las velocidades de propagación y los espesores de las capas que componen el recubrimiento.

$$0\text{ m.}\begin{cases} V_1 = 1.050 \text{ metros por segundo} & h_1 = 16{,}3 \text{ m.} \\ V_2 = 2.120 \quad \text{íd.} \quad \text{íd.} \quad \text{íd.} & \\ V_3 = 5.150 \quad \text{íd.} \quad \text{íd.} \quad \text{íd.} & h_2 = 71{,}8 \text{ m.} \end{cases}$$

La curva que corresponde al emplazamiento del barreno a —50 metros del origen, figura 128, nos suministra los valores

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 50 m. | $V_1$= | 785 | metros | por segundo | $h_1$= 6,4 m. |
| | $V_2$=1.575 | íd. | íd. | íd. | $h_2$=12,2 m. |
| | $V_3$=2.065 | íd. | íd. | íd. | $h_3$=75,5 m. |
| | $V_4$=5.460 | íd. | íd. | íd. | |

Para el situado a —100 metros del origen, según la curva de la figura 128, se obtiene,

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 100 m. | $V_1$=1.000 | metros | por | segundo | $h_1$=14,8 m. |
| | $V_2$=1.803 | íd. | íd. | íd. | $h_2$=31,1 m. |
| | $V_3$=2.860 | íd. | íd. | íd. | $h_3$=75,6 m. |
| | $V_4$=7.500 | íd. | íd. | íd. | |

Para el situado a —255 metros del origen, según la curva de la figura 128, se obtiene,

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 255 m. | $V_1$= | 954 | metros | por segundo | $h_1$= 5,1 m. |
| | $V_2$=1.212 | íd. | íd. | íd. | $h_2$=20,9 m. |
| | $V_3$=2.360 | íd. | íd. | íd. | |
| | $V_4$=2.565 | íd. | íd. | íd. | $h_3$=10,3 m. |

Y para el situado a —285 metros del origen, según la curva de la figura 128, se obtiene,

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 285 m. | $V_1$= | 847 | metros | por segundo | $h_1$=16,2 m. |
| | $V_2$=2.050 | íd. | íd. | íd. | $h_2$=13,6 m. |
| | $V_3$=2.500 | íd. | íd. | íd. | $h_3$=25,6 m. |

Al comparar los valores encontrados por $h$, vemos la gran irregularidad del depósito cuaternario exterior, que hace variar esencialmente sus condiciones, aun en distancias muy pequeñas.

Si deducimos la velocidad media en el recubrimiento, por medio de las explosiones, efectuadas a los 0, 50, y 100 metros se obtienen los valores,

0 m... 1.950 m. por seg.
50 m... 2.023 m. por seg. Promedio=2.000 m. por seg.
100 m... 2.015 m. por seg.

Los valores medios son, por consiguiente, muy regulares. La potencia total del recubrimiento, deducida de las mismas mediciones efectuadas a 0 m., 50 m. y 100, tiene el valor medio de 103,1 metros.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo constituído por el *neis* se determinó directamente, en la zona donde aflora a la superficie, y por medio de perfiles sísmicos de gran longitud. El valor medio hallado fué de 5.500 metros por segundo.

Determinadas las velocidades de 2.000 metros y 5.500 metros por segundo, correspondientes respectivamente al recubrimiento cuaternario y al subsuelo formado por el *neis* podemos aplicar el procedimiento de cálculo explicado.

Consideremos, por ejemplo, los sismógrafos en la posición III, es decir a los 330,—360,—390,—420,—450 metros del origen. Las ecuaciones de condición para los lugares de explosión, situados a 0, 50, y 100 metros son:

$$
0\ \text{m.}\ \begin{cases}
h_{E_0}+h_{S_{330}}=\left(0{,}1660-\dfrac{330}{5.500}\right).\ 2000=212{,}0\\
h_{E_0}+h_{S_{360}}=\left(0{,}1688-\dfrac{360}{5.500}\right).\ 2000=206{,}6\\
h_{E_0}+h_{S_{3390}}=\left(0{,}1722-\dfrac{390}{5.500}\right).\ 2000=202{,}4\\
h_{E_0}+h_{S_{420}}=\left(0{,}1792-\dfrac{420}{5.500}\right).\ 2000=205{,}4\\
h_{E_0}+h_{S_{450}}=\left(0{,}1849-\dfrac{450}{5.500}\right).\ 2000=206{,}0
\end{cases}
\qquad (53)
$$

$$
50\ \text{m.}\ \begin{cases}
h_{E_{50}}+h_{S_{330}}=\left(0{,}1560-\dfrac{280}{5.500}\right).\ 2000=210{,}2\\
h_{E_{50}}+h_{S_{360}}=\left(0{,}1575-\dfrac{310}{5.500}\right).\ 2000=202{,}4\\
h_{E_{50}}+h_{S_{390}}=\left(0{,}1610-\dfrac{340}{5.500}\right).\ 2000=198{,}6\\
h_{E_{50}}+h_{S_{420}}=\left(0{,}1672-\dfrac{370}{5.500}\right).\ 2000=199{,}8\\
h_{E_{50}}+h_{S_{450}}=\left(0{,}1727-\dfrac{400}{5.500}\right).\ 2000=198{,}4
\end{cases}
\qquad (53)
$$

$$
100\ \text{m.}\ \begin{cases}
h_{E_{100}}+h_{S_{330}}=\left(0{,}1482-\dfrac{230}{5.500}\right).\ 2000=212.8\\
h_{E_{100}}+h_{S_{360}}=\left(0{,}1505-\dfrac{260}{5.500}\right).\ 2000=206{,}4\\
h_{E_{100}}+h_{S_{390}}=\left(0{,}1540-\dfrac{290}{5.500}\right).\ 2000=202{,}6\\
h_{E_{100}}+h_{S_{420}}=\left(0{,}1610-\dfrac{320}{5.500}\right).\ 2000=205{,}4\\
h_{E_{100}}+h_{S_{450}}=\left(0{,}1640-\dfrac{350}{5.500}\right).\ 2000=200{,}6
\end{cases}
\qquad (54)
$$

Restando, una a una, las ecuaciones de los sistemas segundo y tercero de sus correspondientes del primero, obtendremos:

$$
\begin{array}{ll}
h_{E\,0} - h_{E\,50} = 1{,}8 \text{ m.} & h_{E\,0} - h_{E\,100} = -0{,}8 \text{ m.} \\
h_{E\,0} - h_{E\,50} = 4{,}4 \text{ »} & h_{E\,0} - h_{E\,100} = +0{,}2 \text{ »} \\
h_{E\,0} - h_{E\,50} = 3{,}8 \text{ »} & h_{E\,0} - h_{E\,100} = -0{,}2 \text{ »} \\
h_{E\,0} - h_{E\,50} = 5{,}6 \text{ »} & h_{E\,0} - h_{E\,100} = \phantom{+}0{,}0 \text{ »} \\
h_{E\,0} - h_{E\,50} = 7{,}6 \text{ »} & h_{E\,0} - h_{E\,100} = +5{,}4 \text{ »} \\
\text{Promedio} = 4{,}6 \text{ m.} & \text{Promedio} = +1{,}0 \text{ m.}
\end{array}
\qquad (55)
$$

Como ya hemos determinado $h_{E\,0} = 103{,}1$ m. podemos introducir este valor en los promedios anteriores, para obtener:

$$
\begin{array}{l}
h_{E\,0} = 103{,}1 \text{ m.} \\
h_{E\,50} = \phantom{1}98{,}5 \text{ »} \\
h_{E\,100} = 102{,}1 \text{ »}
\end{array}
\qquad (56)
$$

Introduciendo estos valores en las ecuaciones anteriores, obtenemos finalmente:

$$
\begin{array}{l}
h_{S\,330} = 110{,}5 \text{ m.} \\
h_{S\,360} = 104{,}0 \text{ »} \\
h_{S\,390} = 100{,}0 \text{ »} \\
h_{S\,420} = 103{,}3 \text{ »} \\
h_{S\,450} = 100{,}5 \text{ »}
\end{array}
\qquad (57)
$$

Este sistema de cálculo, se ha seguido para todas las curvas dromocrónicas efectuadas, obteniéndose así los datos necesarios para trazar las curvas de nivel, que se representan en la figura 129.

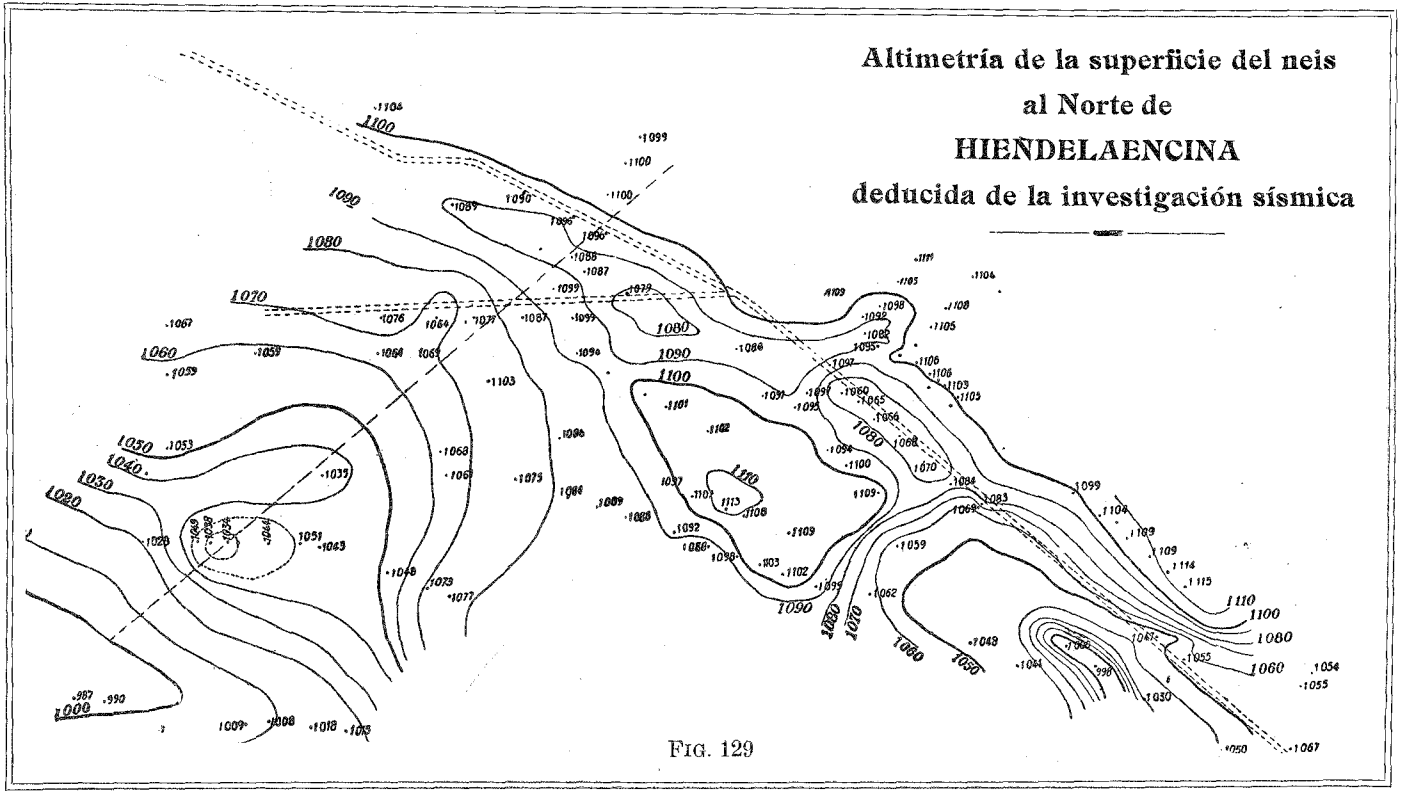

Altimetría de la superficie del neis
al Norte de
HIENDELAENCINA
deducida de la investigación sísmica

FIG. 129

# CAPÍTULO XVII

## LOS APARATOS EMPLEADOS EN LA PROSPECCIÓN SÍSMICA

Los aparatos empleados en la prospección sísmica, se dividen en tres grupos principales:

I. Aparatos para la determinación de la velocidad del movimiento del suelo.

II. Aparatos para la determinación directa de su movimiento.

III. Aparatos para la determinación de su aceleración.

En cada uno de los grupos, se construyen aparatos transportables de poco peso, aptos para las aplicaciones geológicas, de los que nos ocuparemos en los párrafos siguientes.

**70. Aparatos para la determinación de la velocidad del movimiento del suelo.**—Pertenecen a este grupo los sismógrafos que emplean el registro galvanométrico, que permiten centralizar en un solo lugar las observaciones efectuadas en las estaciones convenientemente elegidas y además economizan una importante cantidad de explosivos, por su gran sensibilidad. Describiremos el aparato de Ambronn, que hemos utilizado en la investigación realizada en Villanueva de las Minas por el Instituto Geológico y Minero de España.

APARATO DE AMBRONN.

*a).—Fundamentos.*—En el párrafo 56 hemos dado una ligera descripción del sismógrafo vertical construído por Ambronn para los trabajos prácticos de prospección sísmica. Ya hemos dicho que el movimiento oscilatorio de su masa, hace variar la resistencia eléctrica del contacto de los dos cuchillos de grafito y, por consiguiente, la corriente que circula por un circuito unido a ellos procedente de una batería de acumuladores. Las oscilaciones de la intensidad de esta corriente varían con las del movimiento del suelo, producidas por una explosión artificial y se registran por medio de un puente de Wheatstone (fig. 130).

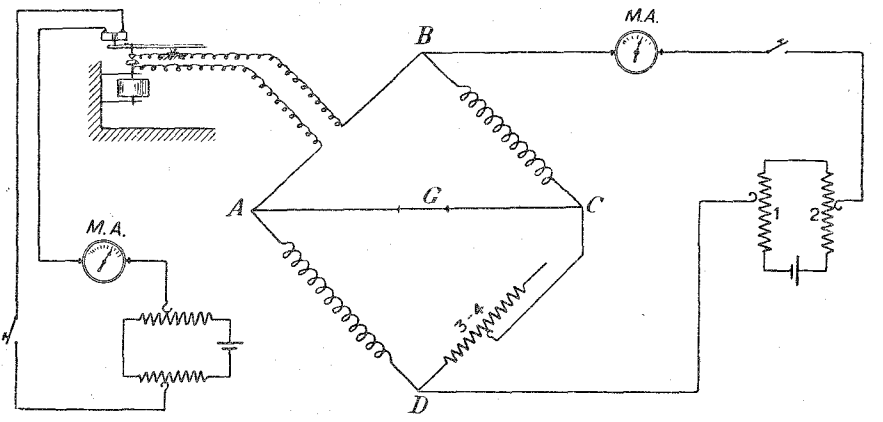



FIG. 130

Como se ve en la figura, los dos conductores aislados, que proceden de los carbones del sismógrafo, llegan al brazo *A B* del puente; en los *B C* y *A D* están colocadas las resistencias fijas, y en el *C D* la variable.

Por medio de una batería de acumuladores y de un potenciómetro *P* se puede regular la diferencia de tensión entre *B* y *D*. En el circuito se intercala, además, un mili-

amperímetro y un interruptor. Supongamos que el sismógrafo esté bien regulado y en estado de reposo, así como que la resistencia *D C* y la tensión del potenciómetro, tengan los valores convenientes para que el puente esté en equilibrio. Ya sabemos que la condición necesaria y suficiente para ello es que el producto de la resistencia de dos lados opuestos, sea igual al de los otros dos. En ese caso, no pasa corriente por la diagonal *A C* y la aguja del galvanómetro colocado en ella, no se desvía de su posición de equilibrio. En el momento de llegar las ondas sísmicas al sismógrafo, empieza a oscilar su masa y a variar la resistencia eléctrica del lado *A B* del puente de Wheatstone. El equilibrio deja de subsistir y por la diagonal *A C* circula una corriente cuya intensidad oscila con la masa del sismógrafo. La aguja del galvanómetro oscilará de la misma manera y su movimiento, registrado por el procedimiento óptico, nos suministrará el sismógrama deseado.

En el sismógrama no se registra, por consiguiente, el movimiento del péndulo sino el del galvanómetro, es decir, una magnitud que depende de la velocidad de dicho movimiento. En las oscilaciones armónicas, es lo mismo registrar las desviaciones que las velocidades correspondientes.

En lugar de emplear un galvanómetro de cuadro móvil, Ambronn emplea un *galvanómetro de cuerda*, del que hemos dado una idea en el párrafo 58.

*b).—Sismógrafos.*—Completaremos la descripción del § 56, con algunos detalles importantes. Como se indica en la figura 131, el aparato consta de una peana muy pesada, *10*, que sirve de apoyo al soporte 2 de la masa pendular, *7* y del balancín, *8*. El conjunto está encerrado en una caja metálica estanca al polvo y al agua con los con-

tactos de enchufe necesarios para dar salida a los cables, *8*, de los cuchillos de grafito, *3* y *4* y a los, *12*, del amortiguador, *6*. Hay, además, una llave de cuadradillo que permite levantar los topes, *1*, que sujetan las partes móviles para que no se deterioren en el transporte. El peso total es de nueve kilogramos, que corresponden, en su mayor

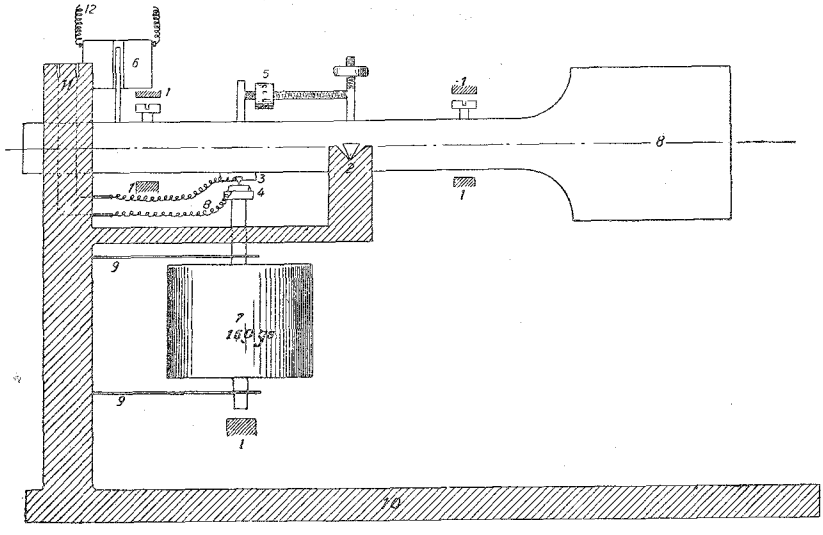



FIG. 131

parte, al armazón general. La masa del sismógrafo sólo pesa 150 gramos. Esta masa está soportada por dos muelles planos de acero, *9*, unidos al montante vertical.

Por medio de cuchillos de ágata, el balancín, *8*, puede oscilar en el plano vertical. Cerca del extremo de este balancín, hay una varilla de hierro dulce que se introduce en el núcleo de una bobina, *6*, que sirve de amortiguador. Los dos conductores, *12*, que parten de esta bobina, van a un potenciómetro que nos permite regular, con precisión la corriente que circula por ella. En el circuito (fig. 130) se

intercala, además, un miliamperímetro y un interruptor. Sobre el balancín hay colocado un pequeño puente, 5, en el que se pueden correr dos tuercas pequeñas, una en el sentido horizontal y otra en el vertical. Así se puede regular, con precisión, la posición del centro de gravedad del balancín, que se debe situar de manera que la corriente que pase por el contacto de los carbones sea de cuatro a seis miliamperios.

*c).—Aparato registrador.*—Sobre un zócalo 2 (fig. 132), colocado en una caja de madera, hay un potente electro-

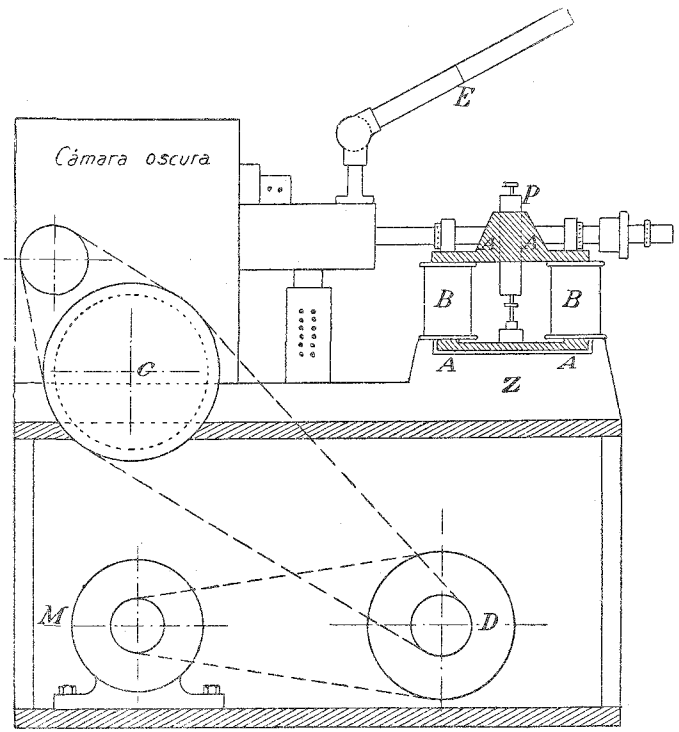



FIG. 132

imán accionado por la corriente que procede de una batería de acumuladores. Consta de dos bobinas, *B*, paralelas entre sí representadas en la figura, en su proyección

vertical. La horizontal es un rectángulo de vértices redondeados con el lado mayor perpendicular al plano de la misma. Las espiras están arrolladas en planos horizontales. Una fuerte armadura de hierro *(AAAA)* facilita el paso de las líneas de fuerza, del intenso campo magnético, producido por la corriente eléctrica.

En la parte superior de la armadura se han practicado seis cajas para la colocación de otros tantos *patrones*, *P*, de los galvanómetros de cuerda. Para disminuir las pérdidas de flujo magnético, entran tan ajustados que es preciso emplear un estractor adecuado para poderlos cambiar.

En la parte anterior del aparato están las lámparas eléctricas, con las lentes necesarias. Estas lámparas pueden encenderse con luz amortiguada, para gastar poca corriente, durante las operaciones preparatorias del registro, o con toda su potencia cuando éste se realiza.

Por medio de un espejo que intercepta los rayos luminosos podemos observar los hilos de los galvanómetros, en una escala de cristal deslustrado, colocada en *E*, y corregir su posición si es necesario.

Los rayos luminosos llegan a la cámara obscura, donde impresionan la película fotográfica de 21 centímetros de ancho, animada de un movimiento de traslación que puede variar entre 10 y 100 centímetros por segundo.

El movimiento de la película se produce por medio de un motor eléctrico, *M*, de 100 watios, accionado por una batería de acumuladores. Este movimiento se transmite por medio de las poleas *D* a la *C*, en la que se encuentra el mecanismo de embrague y desembrague. Consiste este mecànismo en una bobina de hilo aislado colocado en la zona periférica de la polea *C*, entre su borde exterior y la línea señalada de puntos en la figura, por la que se

hace pasar la corriente de una batería de acumuladores. En otra polea colocada detrás de la *C* hay contactos de hierro que son atraídos por el electroimán, que forma aquélla, al paso de la corriente. La polea *C* está loca y la posterior acuñada al eje de la bobina. Así se puede poner en marcha el motor *M* y esperar a que alcance el número de revoluciones que le corresponde, sin malgastar la película fotográfica.

El detalle del movimiento de la película registradora, puede verse en la fig. 133. En la bobina, *1*, se arrolla la película en la cámara obscura del laboratorio. Guiada por dos rodillos de pequeño diámetro, *R*, se desliza verticalmente, enfrente de la ranura por donde llegan los rayos luminosos. Después cambia su dirección por medio de las poleas, *2*, y el rodillo tensor, *4*, accionado desde fuera, por medio de una palanca, para arrollarse en la bobina, *3*, que recibe su movimiento de la polea, *C*, del embrague, por medio de una correa sin fin. Una vez terminada de impresionar la bobina preparada en el aparato puede cerrarse la ventanilla de la llegada de la luz y separar del mismo toda la cámara obscura, a plena luz, poniendo otra análoga en su lugar con una nueva bobina sin impresionar. Las películas obtenidas en el campo se revelan y fijan en la cámara obscura del laboratorio.

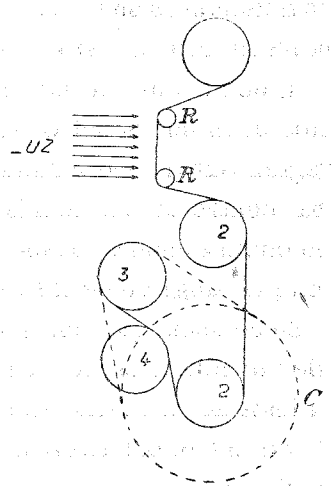


FIG. 133

El tiempo se inscribe en los dos bordes, superior e inferior de las bandas, por medio de dos hileras de puntos,

separados cinco milímetros, próximamente, unos de otros, que corresponden a 1/60 de segundo.

La armadura móvil de un electro-imán se mueve a razón de 60 oscilaciones por segundo, de la misma manera que el martillo de un timbre eléctrico. La armadura está unida a una pequeña pantalla provista de un orificio por el que pasa un rayo luminoso, procedente de una lámpara eléctrica.

El milímetro del sismógrama equivale a 1/300 de segundo. Apesar del grueso de los trazos, se puede apreciar con seguridad más del medio milímetro, en distancia, o sea más de la milésima de segundo, en tiempo.

*d).—Cuadro de conexiones.*—La graduación de la sensibilidad de los sismógrafos, su amortiguación y las maniobras de todos los circuitos, se verifican desde un cuadro de conexiones, complicado en apariencia, pero muy fácil de manejar, si se conoce su fundamento.

Como en las operaciones de campo, se emplean cinco sismógrafos y además es preciso marcar el momento de la explosión, la instalación del cuadro, como la del aparato registrador es séxtuple. Los aparatos de medida y de maniobra correspondientes a cada uno, están colocados en una línea vertical (figura 134). En la parte inferior del cuadro están los diversos interruptores y una instalación de enchufes, que permite comprobar el estado de aislamiento de cualquier circuito exterior que a ellos se una.

En la figura 130, vimos que cada puente de Wheatstone, tenía su miliamperímetro, el interruptor y un potenciómetro con dos mandos, *1* y 2, a más de la resistencia variable *3,4*. El miliamperímetro correspondiente en el cuadro, es el más superior; debajo está el interruptor y el potenciómetro de cuatro mandos, que sirven para los *1*, *2*, *3* y *4*, mencionados.

En la misma figura 130 citada, representamos los elementos análogos para el amortiguador, que en el cuadro corresponden al segundo miliamperímetro, al potenciómetro de dos discos de mando y al interruptor colocado debajo.

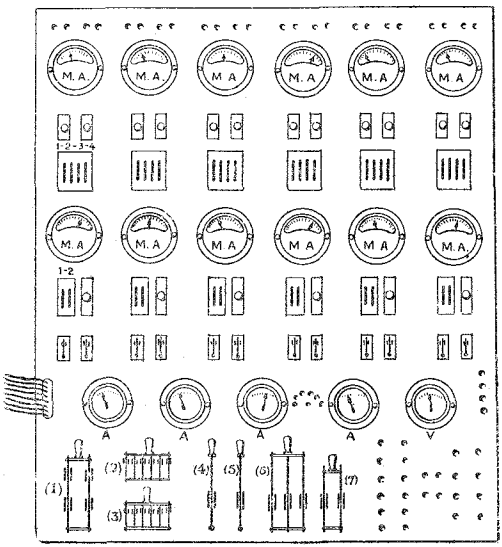



FIG. 134

En la línea horizontal siguiente, hay cuatro amperímetros y un voltímetro general, para emplearlo en cualquier circuito que se una a los enchufes inferiores. El primer amperímetro de la izquierda, indica la corriente que gastan las lámparas con luz amortiguada, que es próximamente de un amperio.

El segundo, la que circula por las bobinas que producen el campo magnético, que alcanza el valor de cuatro amperios. El tercero corresponde al motor eléctrico. En el arranque, gasta 10 amperios, que disminuyen hasta cinco, cuando alcanza la marcha normal. El cuarto y último indica la corriente que gastan las lámparas, cuando lucen con toda su intensidad, cuyo valor es de cuatro amperios. El total de la corriente necesaria es de 14 amperios que se obtienen de varias baterías de acumuladores (de 4 a 6) de 100 A. H. de capacidad y 6 voltios de potencial.

El primer interruptor de la izquierda, en la parte infe-

rior del cuadro señalado con el número *1*, es doble. Actúa simultáneamente, en el circuito de la luz amortiguada y en el del campo magnético de los galvanómetros.

Después están los interruptores séxtuples (*C* y *B*) que actúan en los seis circuitos de los sismógrafos y en los de los amortiguadores simultáneamente.

El *4*, sirve para el circuito de marcar el tiempo en el sismógrama. El *5*, para el arranque del motor. El *6*, que es triple, enciende la luz intensa, cierra el circuito del embrague electro-magnético y el de una lamparita de luz roja, indicadora de que la película se está impresionado. Por último el *7*, sirve para marcar el número del sismógrama.

*Práctica operatoria.*—El aparato registrador, el cuadro de conexiones, las bobinas de los cables y las baterías de acumuladores se montan en una camioneta para facilitar el transporte. Si esto no es posible, por no existir caminos, como nos ha sucedido en la investigación sísmica efectuada por nosotros en Villanueva de las Minas, en la región Sur del río Guadalquivir, se instala todo el material dentro de una tienda de campaña, que no se cambia de emplazamiento hasta terminar todo el trabajo que permite la longitud de los cables.

Se colocan los sismógrafos, en los lugares elegidos, midiendo con cinta métrica las distancias y se les une con la instalación registradora por medio de los cables que llevan las bobinas. Cada uno tiene cuatro hilos, dos para el circuito del sismógrafo y otros para el del amortiguador, con lo que se facilita su manejo.

Otro operador elije el lugar de la explosión y prepara la carga del barreno. Con el hilo de otra bobina que también transporta la camioneta, tiende una línea telefónica que le permite estar en comunicación constante con el

FIG. 135

operador que maneja el aparato registrador y el cuadro de conexiones.

El detonador eléctrico del barreno se une con la magneto de encendido, por dos cables muy finos, de la longitud necesaria para garantizar la seguridad de la persona que ha de manejarla.

También se unen al detonador, los cables de uno de los puentes de Wheatstone del aparato registrador. Se puede emplear cualquiera de ellos, eligiéndose generalmente, el que tenga menos sensibilidad. El hilo del galvanómetro de cuerda correspondiente, ocupa una posición que depende de las resistencias del puente y de la del cable, que le une con el detonador. En el momento de producirse la explosión, este cable se interrumpe y al variar el equilibrio del puente, el hilo galvanométrico, salta bruscamente de su posición. Mientras estaba en reposo, la banda fotográfica registraba una línea sinuosa, casi recta, que se interrumpe en la citada posición.

El operador del cuadro regula la sensibilidad de los sismógrafos y su amortiguación de la manera siguiente: primeramente actúa sobre el potenciómetro inferior (dos discos) intercalado en el circuito del amortiguador del sismógrafo correspondiente, hasta que el contacto de los carbones desaparece, en cuyo momento el miliamperímetro superior intercalado en los circuitos de los sismógrafos, marca la lectura cero. La corriente que pasa por el amortiguador está indicada por el miliamperímetro inferior.

Por medio de los potenciómetros *3* y *4*, (cuatro discos) se regula la resistencia variable del puente de Wheatstone hasta colocar los hilos de los galvanómetros en su posición media, que se observa en la escala deslustrada, después de encender las lámparas con luz amortiguada y hacer girar el espejo correspondiente.

Cuando ha terminado esta operación para todos los sismógrafos, pregunta por teléfono si ya está listo el barreno en cuyo caso cierra los interruptores generales de todos los circuitos a excepción del, *6*, que enciende la luz intensa de las lámparas y embraga la película fotográfica, da al otro operador una voz preventiva y al obtener contestación, da la ejecutiva de ¡*fuego*!, cerrando el interruptor, *6*.

Al oir la voz de ¡*fuego*! en el teléfono, el barrenero gira rápidamente la empuñadura de la magneto y se produce la explosión. Con alguna práctica se pueden hacer todas estas operaciones con tal precisión, que no se desperdicia cantidad apreciable de la película fotográfica.

Sin soltar de la mano el interruptor, *6*, lo vuelve a abrir inmediatamente. Como un segundo es un tiempo excesivo para el registro, como no se trate de distancias muy grandes, puede decirse que la operación de cerrar y abrir el interruptor *6*, son casi instantáneas.

Ahora, por medio del interruptor, *7*, se señala el número de la película y queda terminada la operación.

*Medición y cálculo de los sismógramas.*—Una vez revelados y fijados los sismógramas de campo, es preciso proceder a su medida. La primera operación que hay que efectuar es marcar con un lápiz el punto de cada sismógrama que corresponde a la llegada de la primera onda.

Sucede muy frecuentemente que llegan dos ondas con un intervalo de tiempo muy pequeño, en cuyo caso se deben señalar los dos puntos. También suele suceder que algunos de los sismógrafos no haya funcionado en buenas condiciones y que haya que desechar su gráfica correspondiente.

El tiempo, según hemos dicho, está registrado por medio de unos puntos marginales colocados en la parte su-

perior e inferior del sismógrama. La distancia entre cada dos equivale a 1/60 de segundo y es igual, próximamente, a cinco milímetros.

El instante de la explosión señalado por la interrupción del primer sismógrama, queda comprendido entre dos de los puntos citados. El primero de ellos se toma como origen de los tiempos y se le numera con la cifra cero, aumentando una unidad cada dos puntos, o sea cada 10 milímetros aproximadamente.

El aparato (fig. 136) que se emplea para efectuar la medición, consta de un bastidor de hierro que sirve de marco a un cristal plano no enrasado, con los cantos metálicos. Sobre este cristal se coloca otro análogo, que tampoco llega a enrasar con aquéllos. Una escuadra metálica, apoyada sobre el cristal superior y perfectamente enrasado con el canto graduado del bastidor, puede deslizarse a lo largo del mismo. Por medio del nonius de que está provista puede determinarse su situación, en décimas de milímetro. A lo largo del otro canto de la escuadra, también graduada en milímetros, puede deslizarse una corredera provista de nonius que sirve de soporte a un microscopio, cuya cruz filar está enfocada sobre el sismógrama sujeto entre los dos cristales.

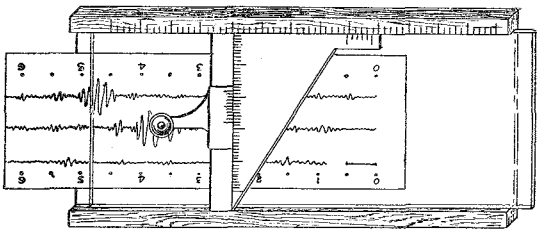


FIG. 136

Antes de empezar la medición, es preciso asegurarse de que los dos ceros de la parte superior e inferior, están situados en la misma perpendicular a la regla graduada.

Como el microscopio es de mucha amplificación, los puntos se ven como círculos de bastante diámetro, apreciándose muy bien la posición del diámetro, con el que se coincide uno de los hilos de la cruz del retículo.

Apesar de que el aparato registrador posee una velocidad muy uniforme, no es posible conseguir que esta uniformidad sea completa y la distancia entre cada dos puntos, oscila unas décimas de milímetro sobre el valor medio de 10 milímetros.

Para eliminar el error producido por esta causa, se determina la velocidad del papel entre cada dos de los puntos numerados.

La medición se anota de la manera siguiente: En la primera columna se anotan todos los puntos del sismógrama sobre los que se va a llevar la cruz filar del microscopio y en la segunda las lecturas correspondientes en décimas de milímetro. En la tercera se anotan las diferencias parciales, que en la cuarta se refieren a partes alícuotas de división. Por ejemplo, la explosión se ha verificado a 5,6 décimas de milímetro del cero. Como desde el punto cero al uno hay 10,8 décimas, tendremos:

$$\left.\begin{array}{ll} 1 \text{ división equivale} & 10{,}8 \\ x \quad — \quad — & 5{,}6 \end{array}\right\} \quad x = \frac{5.6}{10{,}8} = 0{,}52$$

En la cuarta se refieren todos los valores al instante de la explosión, restándoles el correspondiente a ella.

Como la distancia entre cada dos puntos numerados equivale a 1/30 de segundo, bastará dividir por 30 para obtener los tiempos contenidos en la quinta columna. La sexta contiene las distancias a que estaban los sismógrafos. Aclararemos los conceptos anteriores por medio de un ejemplo, tomado de la investigación sísmica efectuada por el Instituto Geológico y Minero de España en Villanueva de las Minas, bajo mi inspección inmediata.

Barreno n.° 58. Línea *V*. Dirección N.-S.

| Puntos del sismógrama | Lecturas | Diferencias | Id. en partes de división | Id. corregidas del origen | Tiempos en segundos | $\Delta^m$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 31,4 | | | | | |
| Explosión | 37,0 | 5,6 | 0,52 | | | |
| 1 | 42,2 | 10,8 | | | | |
| 2 | 52,9 | 10,7 | | | | |
| 9 | 125,2 | | | | | |
| *S.* $I_1$ | 126,8 | 1,6 | 9,17 | 8,65 | 0,2883 | 600 |
| *S.* $I_2$ | 141,3 | 16,1 | 10,64 | 10,12 | 0,3340 | 600 |
| *S.* II | 130,4 | 5,2 | 9,54 | 9,02 | 0,3006 | 650 |
| *S.* III | 133,9 | 8,7 | 9,91 | 9,39 | 0,3130 | 700 |
| *S.* IV | | | | | | 750 |
| 10 | 134,8 | 9,6 | | | | |
| *S.* $V_1$ | 140,0 | 5,2 | 10,51 | 9,99 | 0,3330 | 800 |
| 11 | 144,9 | 10,1 | 11,95 | 11,43 | 0,3810 | 800 |
| *S.* $V_2$ | 155,0 | 10,1 | | | | |
| 12 | 155,5 | 10,6 | | | | |

Se refiere al barreno n.° 58 del perfil V, cuya dirección es de Norte a Sur.

En la primera columna vemos que la onda llegó al sismógrafo I, después de 9 puntos. No se han hecho las mediciones de los números 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8, por no ser necesarias. Después se han efectuado las de los sismógrafos situados entre los puntos 9-10, 10-11 y 11-12.

La segunda y tercera columnas no necesitan aclaración alguna. En la cuarta se ha hecho el cálculo de las diferencias, referida a partes alícuotas de división; referidas al origen en la quinta, y transformadas en segundos en la sexta. En la última se escriben las distancias epicentrales de los sismógrafos, para tener así reunidos los datos necesarios para construir la curva dromocrónica que nos ha de servir para la determinación de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas y el cálculo de las profundidades de los estratos de distintas propiedades elásticas.

**71. Aparatos para la determinación directa del movimiento del suelo.**—El tipo fundamental de esta clase de aparatos está constituído por el sismógrafo vertical, figura 137. La intensidad del muelle debe calcularse de manera que su acción sobre la masa sea igual a la fuerza con que la gravedad tiende a situarla en la posición de reposo, si se ha separado de ella por un impulso cualquiera.

Si separamos la masa de su posición de equilibrio y la dejamos abandonada a sí misma, oscila alrededor de su posición de reposo, con un período de oscilación que llamaremos $T$. Comuniquemos al suelo, y por consiguiente al punto de suspensión $O$, un movimiento muy rápido con relación a $T$, y de amplitud $a$; la señal de referencia

$m$, fija al primero, se desplazará la distancia $a$ con respecto a la $m$; pero si el impulso comunicado es lento, la separación de las referencias no llegará a alcanzar el valor $a$.

Si el suelo en que está colocado el sismógrafo, experimenta un movimiento oscilatorio bajo los efectos de una explosión artificial, también oscilarán relativamente las referencias y la amplitud $A$, de esta oscilación, está representada por la fórmula,

$$A = a \frac{T^2}{T^2 - T'^2}$$

en la que $T'$ es el período del movimiento del suelo, supuesto sinuosidal.

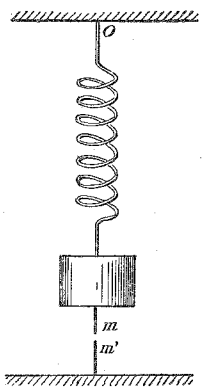


FIG. 137

En ella vemos que la amplitud $A$, depende de $T$ y $T'$. Si $T'$ es muy pequeño con relación a $T$, $A=a$; si $T'=T$, $A=\infty$, es decir, la ampliación es infinita, nos encontramos en el caso de la resonancia, y si $T'$ es muy grande con respecto a $T$, la ampliación está muy próxima al valor cero.

A consecuencia de esta dependencia entre la amplificación, el período propio y el movimiento del suelo, no se puede emplear en la prática de la prospección un péndulo vertical libre de la clase que estudiamos. Es preciso dotarle de amortiguación y evitar las perturbaciones producidas por sus oscilaciones propias, que son de mucha importancia.

*Aparato de Mintrop.*—Como ejemplo de un aparato perteneciente a este grupo, que se emplea con éxito en la práctica de la prospección sísmica, describiremos el sismógrafo de Mintrop, construído por Heiland.

*a).—Sismógrafo.*—La masa, *1*, fig. 138, está sujeta a un

muelle plano, *3*, como en el péndulo de Vicentini, unido a una peana de hierro, *2*. Sobre la masa se apoya un cono de chapa de aluminio, de muy poco espesor, *4*, que sirve como palanca amplificadora del movimiento de la masa. Este cono está unido por su vértice con una pletina delgada de hierro, *a b*, *a' b'*, curvada en ángulo recto, fig. 139, y termina en su parte superior, en una barrita *a b*, cuya superficie servirá para transmitir, por rozamiento, las oscilaciones de la masa. Para disminuir el peso se ha vaciado, en su interior, el rectángulo que aparece en la figura. Perpendicularmente a la varilla *a b*, o sea en posición vertical, hay otra análoga *c d* tangente a la primera, en su punto medio y susceptible de girar alrededor de su eje. La varilla *c d* sirve de soporte a una placa *e f*, en cuyo centro hay un espejo plano *E*.

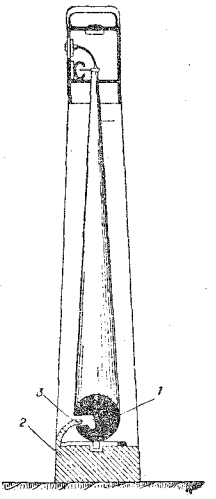



FIG. 138

Los movimientos de masa pendular, bajo la influencia

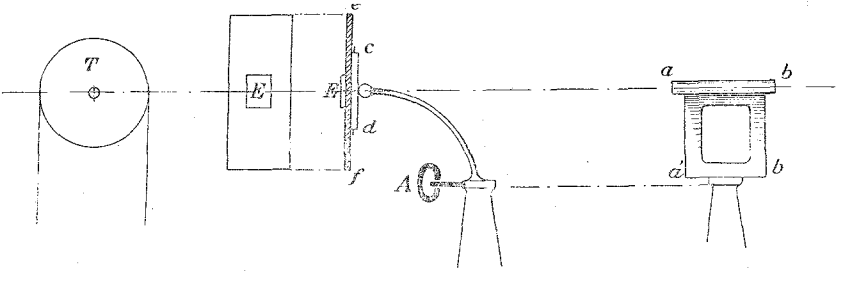



FIG. 139

de las oscilaciones del suelo, se transmiten a la varilla *a b*, por medio del cono de aluminio. Esta varilla se mueve irregularmente y no puede producir sobre la *c d* mas

que giros alrededor de su eje que, como hemos dicho, es vertical. Por consiguiente, el espejo *E* participará del mismo movimiento y los rayos luminosos incidentes, que proceden de una lámpara eléctrica, colocada convenientemente, se reflejarán desplazándose horizontalmente y sobre un tambor *T*, colocado en una cámara oscura, con el eje de rotación horizontal y perpendicular al plano de la figura, nos inscribirán el sismógrama.

Para aumentar el rozamiento entre *a b* y *c d*, ambas varillas están imantadas.

El movimiento vertical del cono de aluminio, está amortiguado por medio de una varilla de hierro dulce, que se mueve entre los polos de un imán permanente en forma de *C*, representado en la figura 139, con la letra *A*.

El aparato tiene una altura total de 80 centímetros y un peso de ocho kilogramos. En su parte superior tiene un asa, para transportarlo con comodidad.

Al colocarlo en el terreno, se debe practicar un pequeño hoyo para hacer desaparecer la tierra suelta y obtener un contacto más íntimo entre la peana y aquél. Después de colocado el sismógrafo en el hoyo y nivelado, por medio de un nivel de burbuja que tiene en su parte superior, se rellenan de tierra los intersticios que resulten y se apisona ésta con los pies, rectificando ligeramente la nivelación, si así es necesario.

*b).—Aparato registrador.*—El aparato registrador está contenido en una caja metálica, en forma de escuadra, colocada sobre un trípode de patas alargables (figura 140), terminado superiormente en una placa rectangular sobre la que se apoya aquél.

En su parte superior hay una lamparita eléctrica, *1*, colocada en una pequeña oquedad, que envía el rayo luminoso al espejo del sismógrafo. La corriente eléctrica nece-

saria para ello, está suministrada por una pila seca de dos voltios, colocada en la cámara, 2. La película fotográfica está arrollada en la bobina, *3*, y pasa, guiada convenientemente por medio de rodillos, frente a la ventanilla, *4*, donde incide el rayo reflejado por el espejo del sismógrafo. En la caja, *5*, está colocado el aparato de relojería que sirve para producir el movimiento de la película. Un vibrador, colocado en *6*, mueve una pantallita provista de un orificio, que interrumpe el rayo luminoso procedente de la lámpara, a intervalos iguales de tiempos, marcando una serie de puntos sobre el sismógrama, que sirven para medir aquél. Este rayo luminoso llega a la película, por medio de una lente cilíndrica, colocado debajo de la ventanilla, *4*.

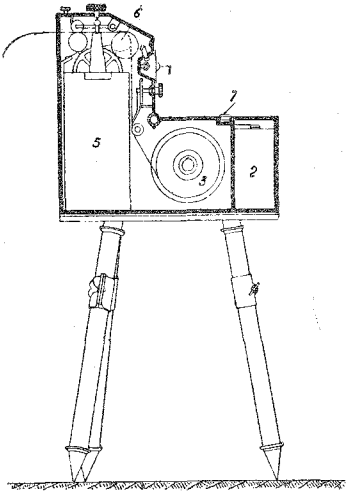



FIG. 140

El aparato va provisto de un nivel esférico, 7, para colocarlo en posición horizontal por medio del alargamiento o acortamiento de las partes del trípode.

*c).—Práctica operatoria.*— Distinguiremos dos casos. El primero, cuando se trate de perfiles de longitud pequeña, hasta 500 metros y el segundo para perfiles de mayor longitud, en que se puede alcanzar, con facilidad, 10 o 12 kilómetros.

Como ejemplo del primer caso, presentaremos la línea sísmica situada cerca de El Molar, efectuada en la investigación de Alcalá de Henares por el Instituto Geológico y Minero de España bajo mi inspección inmediata.

En un lugar situado fuera de las vías de comunicación colocamos la tienda de campaña, con un solo sismógrafo. Esta tienda sirve de cámara oscura, por lo que ha de cerrarse herméticamente. Se efectuaron seis explosiones sucesivas, a una distancia mútua de 40 metros, según se aclara en la figura 141.

La primera operación es colocar el péndulo en terreno firme y nivelarlo cuidadosamente con ayuda de su nivel esférico y montar el aparato registrador en el trípode, a una distancia de aquél, de un metro próximamente.

Al lado del sismógrafo, se coloca el aparato indicador del momento de explosión, montado en su trípode. Es-

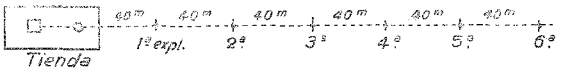



FIG. 141

te aparato consta de una bobina por la que pasa la corriente de una batería de acumuladores, en cuyo interior hay un núcleo de hierro dulce. Mientras circula la corriente, el núcleo atrae a la armadura que sirve de soporte a un pequeño espejo y si aquélla se interrumpe, la armadura, y por consiguiente el espejo, quedan libres. La corriente se interrumpe por la explosión misma del barreno, mediante dos conductores que parten de la bobina y terminan en el detonador (figura 142).

Se enciende la lamparita *O* del aparato registrador (figura 143) y los rayos luminosos se reflejan en los dos espejos, en el del péndulo y en el de la bobina, dándonos dos imágenes del

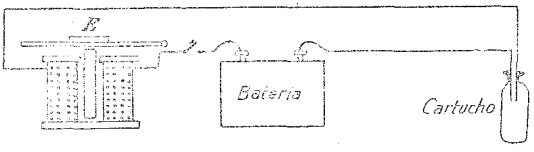



FIG. 142

filamento de aquélla. Estas imágenes son dos trazos verticales, como los representamos en la figura 144. Es preciso colocar estas imágenes en el trozo de película fotográfica situada bajo la ventanilla, $P$, de manera que queden suficientemente separadas. Para conseguirlo se bus-

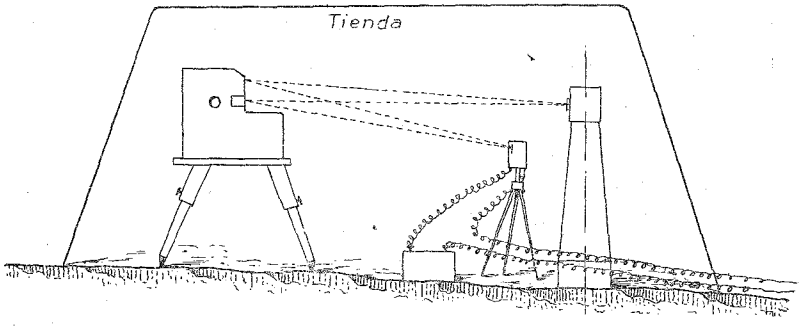



FIG. 143

can las imágenes con un trozo de papel blanco, que se aleja o separa de los espejos, hasta que se obtiene la intensidad luminosa máxima, que corresponde a la distancia focal de las lentes colocadas delante de ellos. Como esta distancia es de un metro, las imágenes caerán muy cerca de la ventanilla. Se acerca o retira lo necesario el aparato registrador, actuando también sobre las patas del trípode, hasta conseguir el objeto propuesto.

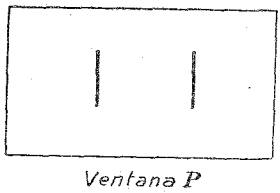



FIG. 144

Se establecen las conexiones eléctricas del circuito del aparato de los tiempos de explosión y se prueba éste abriendo y cerrando un interruptor para comprobar el movimiento del espejo correspondiente.

Otro operador ha estado preparando la carga del ba-

rreno, y una vez terminada avisa a la estación registradora, de viva voz o por teléfono si no se trata de las primeras explosiones, que el barreno está listo, así como separado el personal a prudente distancia.

Un tercer operador, situado fuera de la tienda y al lado de ella, empuña la magneto que ha de enviar la corriente al detonador del barreno, para producir la explosión, figura 145.

El operador del interior de la tienda da una voz preventiva y la ejecutiva de ¡*fuego*!, poniendo a la vez en marcha el aparato de relojería que mueve la película fotográfica. Al oir la voz de ¡*fuego*!, el ayudante situado al lado de la tienda la repite en alta voz, y gira la manecilla de la magneto, produciéndose la explosión.

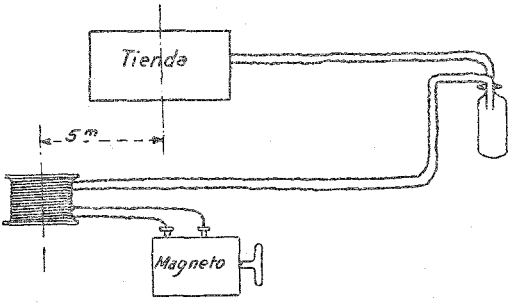



FIG. 145

En la película fotográfica queda impresionado el sismógrama, que se revela y fija inmediatamente.

Los hilos que van desde el aparato de los tiempos al detonador, se utilizan también, para la línea telefónica.

Esta operación se repite para los demás barrenos, en igual forma.

Si hubiésemos colocado seis sismógrafos a la vez, no hubiera sido preciso más que una explosión, lo que economiza notablemente la dinamita.

En el segundo caso, o sea cuando se trata de líneas de gran longitud, como las que hemos efectuado en Alcalá

de Henares para investigar la cuenca cretácea subyacente, situada a más de 1.500 metros de profundidad, es indispensable el empleo simultáneo de varios aparatos, para no consumir una excesiva cantidad de explosivos.

El jefe del equipo elije los emplazamientos de las tiendas y del barreno. En cada una de ellas el operador correspondiente realiza las operaciones que hemos descrito, con la única diferencia, de que el espejo de los tiempos está accionado por corriente de alta frecuencia, procedente de un aparato emisor de telegrafía sin hilos, mon-

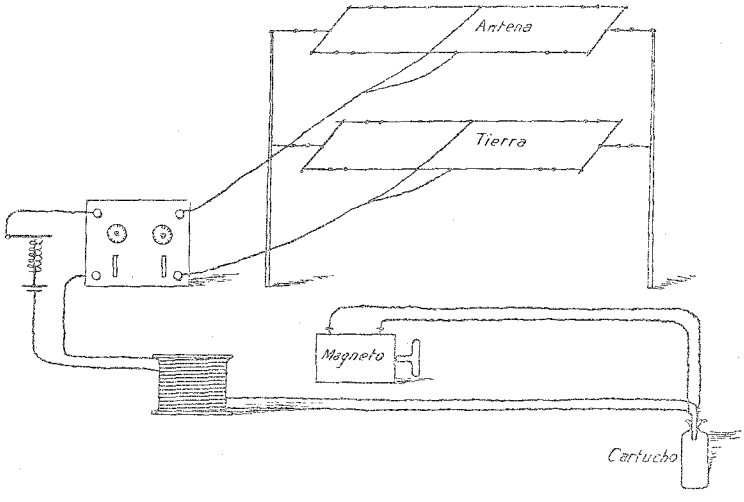



FIG. 146

tado a unos 500 metros del lugar de la explosión (figura 146).

El ayudante que acciona la magneto de encendido, está al lado del operador de la estación radio-telegráfica.

El jefe del equipo recorre en automóvil todos los puntos, cerciorándose de la normalidad de su funcionamiento. Presencia la carga del barreno, y cuando está seguro de la hora a que puede efectuarse la explosión, vuelve a

todas las estaciones registradoras, para comunicársela, así como al radiotelegrafista.

Una hora antes, empieza éste a transmitir señales convenidas de 15 en 15 minutos que sirven también para comprobar el estado de los relojes de cada uno. En el minuto anterior a la hora convenida emite señales preventivas, hasta que, al terminar éste, transmite la ejecutiva, dando la voz de ¡*fuego*! simultáneamente. El ayudante que tiene al lado produce la explosión, girando la manecilla de la magneto. Los operadores de los aparatos ponen en marcha sus correspondientes películas, y así se obtienen los sismógramas.

En la investigación de Alcalá de Henares hemos trabajado con cuatro sismógrafos simultáneamente, estudiando perfiles de ocho kilómetros de longitud y aun mayores. Los importantes resultados de esta investigación los expondremos en otro trabajo.

Ya hemos dicho que el tiempo de la explosión se registra por medio del trasmisor radio-eléctrico. Desde el detonador del barreno, parten dos hilos que van a terminar en un *relais* después de haber intercalado en el circuito una batería de acumuladores, fig. 146. En el momento de la explosión se interrumpe este circuito y la armadura del relais se desprende, actuando sobre el aparato emisor, que deja de emitir en aquel instante, haciendo girar el espejo de los tiempos de cada aparato registrador.

Los sismógramas obtenidos se miden de la manera ya explicada, construyéndose las curvas dromocrónicas como en los aparatos anteriormente estudiados.

Estos aparatos exigen un gasto de dinamita muy considerable. Puede calcularse una caja de 25 kilogramos de dinamita goma por kilómetro, hasta cinco. De ahí en adelante es preciso emplear de caja y media a dos cajas por

cada kilómetro de exceso. Tiene, en cambio, la considerable ventaja de no necesitar los cables que unen los sismógrafos con la estación registradora que prácticamente limitan la longitud de los perfiles y por consiguiente la profundidad de investigación.

*b).—Aparato de Schweydar.*—La Casa Askania de Berlín, construye un sismógrafo de campo, con su aparato registrador patentado por Schweydar, que presenta algunas importantes mejoras con relación al primitivo modelo de Mintrop.

El rayo luminoso, procedente de la lamparita eléctrica del aparato registrador, incide en el espejo del sismógrafo, por el interior de un tubo telescópico, que sirve de cámara obscura, fig. 147. De esta manera se evita la ne-

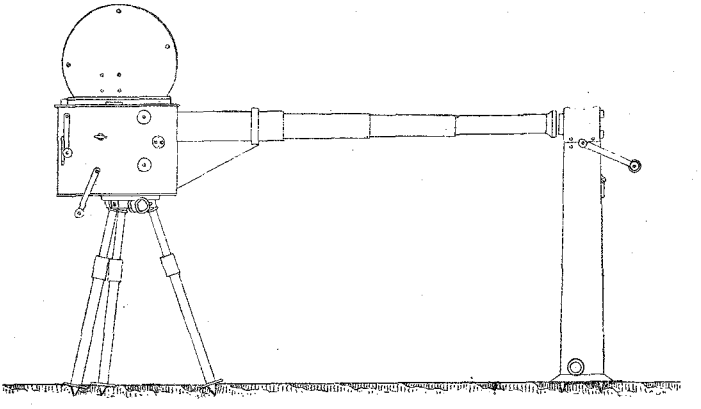


FIG. 147

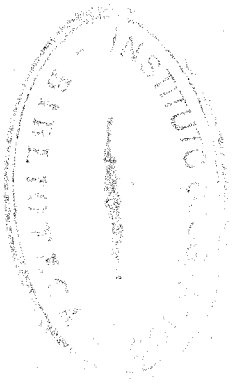
cesidad de impedir el paso de la luz en la tienda de campaña, que sirve de protección al aparato.

Los espejos de los sismógrafos están montados convenientemente para apreciar la componenente vertical del movimiento sísmico producido por la explosión y una de las horizontales que es la única susceptible de medirse en los aparatos antiguos.

La parte mecánica está construída con el mayor esmero y provista de accesorios muy útiles, como el que sirve para cortar automáticamente las películas impresionadas.

Los tiempos se marcan en el sismógrama por medio de un vibrador eléctrico regulable, de sistema análogo al de los modelos anteriores.

El Instituto Geológico y Minero de España acaba de adquirir una instalación completa de estos aparatos, compuesta de seis sismógrafos con sus aparatos registradores; la instalación de telegrafía sin hilos para transmitir el momento de la explosión y los accesorios correspondientes, que estará dispuesta a prestar servicio en breve plazo.



**72. Aparatos para la determinación de la aceleración.**—Si el soporte de un sismógrafo experimenta oscilaciones sinusoidales de período $T'$ y de amplitud $a$, la velocidad de su movimiento, en el tiempo $t$ (sin considerar el rozamiento) está dada por la fórmula:

$$v = a \cdot \frac{2\pi}{T'} \cdot \cos \frac{2\pi t}{T'} \qquad (58)$$

y la aceleración, por la

$$G = a \cdot \left(\frac{2\pi}{T'}\right)^2 \cdot \operatorname{sen} \frac{2\pi t}{T'} \qquad (59)$$

Las velocidades máximas, corresponderán al valor

$$\cos \frac{2\pi t}{T'}$$

igual a la unidad, o sea para

$$t = o = \frac{T'}{2} = T' = \frac{3}{2} T' = 2\,T' \ldots\ldots$$

es decir, para el momento inicial de todos los semiperíodos que corresponde al paso del péndulo, por su posición de equilibrio.

Las máximas de las aceleraciones corresponden a los valores

$$t=\frac{1}{4}\,T'=\frac{3}{4}\,T'=\frac{5}{4}\,T'=\ldots\ldots$$

estando, por consiguiente, retrasados un cuarto de período, con respecto a los anteriores o sea en la posición de elongación máxima. Si el período propio del sismógrafo $T$, es muy grande con relación a $T'$, los valores correspondientes al movimiento de su masa, serán los mismos con signos contrarios. El valor absoluto del máximo de la velocidad es

$$a.\frac{2\,\pi}{T'}$$

y el de la aceleración

$$a.\left(\frac{2\,\pi}{T'}\right)^2$$

Para la misma amplitud $a$, el valor de la aceleración crece con la inversa del cuadrado de $T'$, mientras que el de la velocidad varía sólo con

$$\frac{1}{T'}$$

de modo que los aparatos que midan la aceleración están

muy indicados para estudiar los movimientos muy rápidos y de pequeña amplitud.

A esta clase de aparatos se refieren los antiguos instrumentos sísmicos de baño de mercurio, consistentes en un depósito de pequeña altura, lleno de mercurio hasta sus bordes. A cada impulso se derrama una pequeña cantidad de líquido, del lado de donde procede el impulso, suministrando una medida relativa de su intensidad. Si los impulsos son muy pequeños se producen ondulaciones en la superficie del mercurio, que pueden registrarse por el procedimiento fotográfico. En el día de hoy se construyen aparatos de campo para medir las aceleraciones en cajas de hierro estancas al polvo y al agua, dotado del registro galvanométrico fotográfico, cuyo fundamento es el siguiente:

La masa $M$ de un sismógrafo vertical ejerce una presión $P$ sobre un apoyo situado en la peana merced a la tensión del muelle del que está suspendida. Esta tensión puede medirse uniendo la masa a un hilo que asciende verticalmente para descender en igual forma, después de pasar por la garganta de una polea. Colocando pesos crecientes en el extremo libre, llegaremos a un cierto valor para el que la masa del sismógrafo se levantará de su apoyo, equilibrando exactamente la presión ejercida por el muelle. Podremos sentar por consiguiente:

$$P = m.\, g, \text{ dinas}$$

La fuerza de la gravedad que actúa sobre la masa $M$, es $M\,g$ dinas, siendo $g$ la aceleración de la gravedad. Si el sistema recibe una aceleración $a$ en dirección vertical descendente, la presión que ejerce la masa sobre su apoyo disminuirá en $M\,a$, dinas. Mientras $M\ a$, sea menor

que $m\ g$, la masa seguirá sobre su apoyo; en el momento de alcanzar el valor de la aceleración límite $a_0$, dejará de estar en contacto. Este valor se deducirá de la igualdad,

$$a_0\ M = m\ g;\ a_0 = \frac{m.\ g}{M}$$

La masa $M$, se puede determinar en una balanza; la $m$, ya hemos explicado cómo puede calcularse con lo que resulta conocido el valor de $a_0$.

En la práctica, el momento de la separación se aprecia por medio de un contacto eléctrico, colocado entre la masa y su apoyo (*). De este contacto parten dos conductores a uno de los lados de un puente de Wheatstone, en cuya diagonal se ha colocado un galvanómetro de cuerda.

La presión de la masa sobre su apoyo es regulable por un procedimiento eléctro-magnético, lo que permite regular el valor de la aceleración límite.

El aparato está dentro de una caja de hierro estanca al polvo y al agua y se emplea de la misma manera que los que hemos descrito anteriormente.

Su funcionamiento es también análogo. Al variar las aceleraciones del movimiento del suelo, varía la resistencia eléctrica del contacto y desaparece el equilibrio del puente de Wheatstone, compensado previamente. Por su diagonal pasa una corriente que hace oscilar el hilo del galvanómetro, cuyo movimiento sirve para la inscripción del sismógrama.

Si las aceleraciones del suelo son muy pequeñas, hay que tener en cuenta la variación con la temperatura de la tensión del muelle y por consiguiente de la presión sobre el apoyo.

(*) Grunmach. Analen der Physik-Leipzig-Serie 1-4.

# CAPÍTULO XVIII

**73. Ejecución de un estudio de prospección sísmica e interpretación de los resultados.**—Una vez fijados los términos del problema que se desea resolver, es necesario efectuar un reconocimiento geológico del terreno, auxiliado con los datos de los trabajos ya publicados, sobre la geología local.

Si como sucede corrientemente, se trata de determinar la profundidad a que se encuentra una cierta capa de roca, oculta por sedimentos más modernos, es conveniente buscar sus afloramientos si los hay, aunque no estén en la zona de trabajo, para determinar en ellos, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, directamente, por medio de perfiles de pequeña longitud. Así se obtendrá mayor exactitud que si este dato se tomara de las tablas correspondientes y será más fácil la identificación de aquélla.

También se debe determinar directamente, la velocidad de propagación superficial de las ondas, eligiendo el emplazamiento de los barrenos y el de los sismógrafos, en aquéllos lugares donde aquellos sedimentos se encuentren al descubierto.

La longitud de los perfiles, depende de la profundidad que se desea investigar. No se puede fijar con precisión

la dependencia entre ambas magnitudes por estar relacionada con las condiciones elásticas de las capas, que varían entre amplios límites.

Como regla práctica podemos mencionar, que la profundidad alcanzada en la investigación, es el tercio de la longitud del perfil, si éste es de pequeña longitud. Si ésta pasa de 500 metros, la relación disminuye y para los perfiles de varios kilómetros, no alcanza a valer más que el 1/5 a 1/6 de su longitud.

La dirección de los perfiles debe estudiarse con detenimiento. Como la mayor exactitud en el cálculo de profundidades se obtiene, cuando la separación entre las capas es horizontal, no deben efectuarse aquéllos en la dirección de la línea de máxima pendiente, si dicha superficie de separación está inclinada.

Por esta razón, es preciso tener una idea previa de la constitución geológica local, para elegir la dirección de los primeros perfiles sísmicos. El cálculo de los sismógramas obtenidos, nos dará una orientación para el emplazamiento de los sucesivos.

Para estudiar una cierta línea, no deben colocarse los perfiles unos a continuación de otros, en la dirección de aquélla. Es mejor que cada uno de ellos tenga una parte común con el anterior, puesto que así comprobamos las profundidades obtenidas y podemos seguir paso a paso, la capa buscada, sin el riesgo de confundirla con otra.

La cantidad de dinamita necesaria, varía según la clase de aparatos que se empleen. Ya hemos dicho que con los de Mintrop puede calcularse una caja de 25 kilogramos por kilómetro de distancia entre el barreno y el sismógrafo.

Con los del sistema de Ambronn, puede disminuirse considerablemente esta cifra, pero la necesidad de em-

plear cables, limita mucho la longitud de los perfiles.

Como ejemplo, daremos una breve idea de los trabajos sísmicos realizados en Alcalá de Henares, bajo mi inspección inmediata, dejando su exposición completa para más adelante.

El problema geológico que se pretendía resolver, era la determinación de la profundidad de la cuenca cretácea infra-yacente, de la región NE. de la meseta terciaria de Madrid, que contiene aguas artesianas, con el objeto de saber qué profundidad era preciso alcanzar en el sondeo de Alcalá de Henares, para llegar a ellas.

Para conseguirlo se observaron 13 perfiles sísmicos con 166 estaciones y más de 90 kilómetros de longitud y siete perfiles cortos, para determinar las velocidades de propagación de las ondas, en los estratos superficiales. El detalle de la longitud y número de estaciones de cada uno de ellos, consta en el siguiente cuadro:

| Perfiles | Número de estaciones | Longitud en metros |
|---|---|---|
| 1 | 18 | 5.500 |
| 1 a | 3 | 6.120 |
| 2 | 17 | 7.150 |
| 3 | 16 | 10.070 |
| 4 | 17 | 6.240 |
| 5 | 15 | 8.140 |
| 6 | 15 | 7.560 |
| 7 | 11 | 7.240 |
| 8 | 10 | 7.435 |
| 9 | 17 | 7.405 |
| 10 | 9 | 7.050 |
| 11 | 14 | 7.175 |
| 12 | 4 | 3.080 |

La posición relativa, se indica en la figura 148. Cada una de ellas sirvió para trazar la curva dromocrónica correspondiente, de la que hemos deducido las profundidades de las superficies de separación de los estratos de distintas propiedades elásticas.

Las correspondientes a la caliza cretácea están indicadas en el perfil dibujado en la citada figura 148.

La profundidad máxima de la cuenca, superior a 1.500 metros corresponde a las cercanías de Valdetorres, siendo de notar la extraordinaria concordancia entre este resultado y el obtenido por la investigación gravimétrica, que por la magnitud y dirección de los gradientes y términos de curvatura, se llegó a la misma conclusión.

En el sondeo de Alcalá de Henares, la asignamos una profundidad de 1.250 metros con un error de 100 metros.

Esta investigación es la que mayor profundidad ha explorado de todos los estudios efectuados en el mundo, hasta la fecha.

Como los valores de las profundidades dependen de la medición de las distancias a más de la de los tiempos, aunque estos últimos se conozcan con mucha exactitud, no es posible, prácticamente, eliminar un pequeño error de situación de los puntos de la curva dromocrónica, dependiente de aquellas, que en este caso, por su gran longitud, es preciso tomar de un mapa. Este error se acusa en los valores de las profundidades. Por estas razones el Dr. Mintrop, al interpretar los resultados obtenidos en la investigación en que nos ocupamos, ha asignado la profundidad de 1.350 metros con un error de 5 $\%_0$ al punto de intersección del sondeo de Alcalá de Henares, con la caliza superior de la cuenca cretácea.

Como ejemplo que sirve para aclarar los conceptos an-

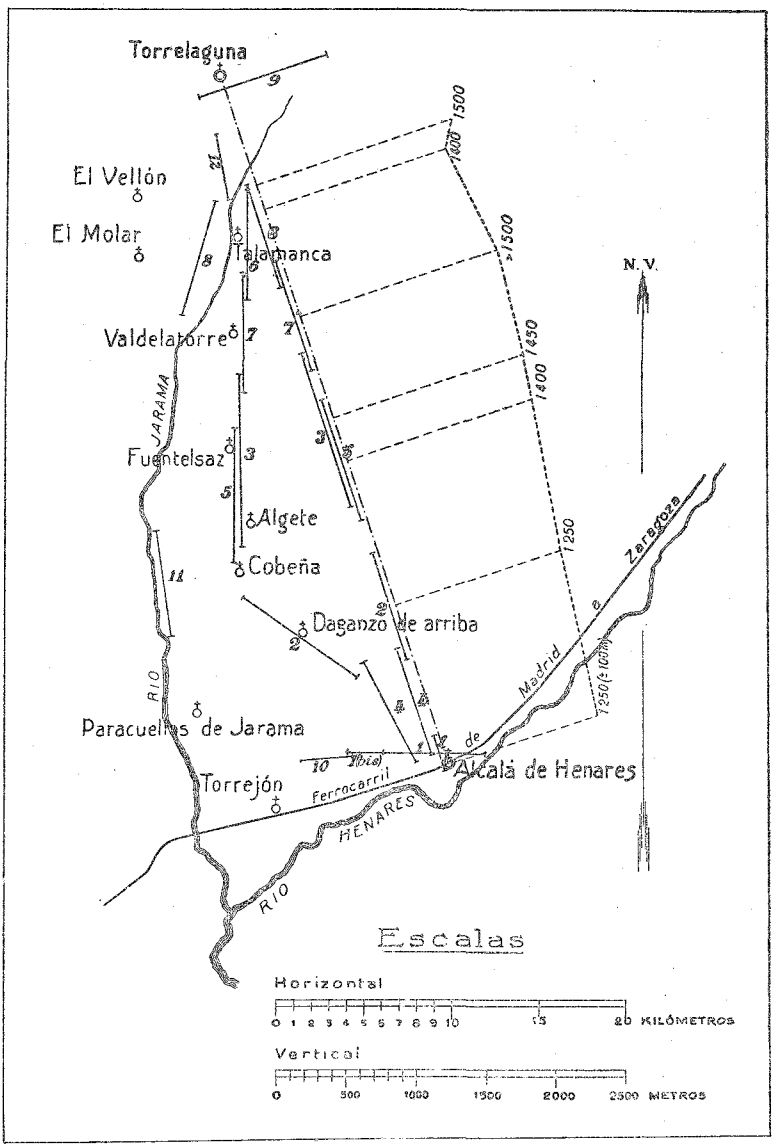

Torrelaguna
El Vellón
El Molar
Talamanca
Valdelaborre
Fuentelsaz
Algete
Cobeña
Daganzo de arriba
Paracuellos de Jarama
Torrejón
Alcalá de Henares
JARAMA
RIO
HENARES
Ferrocarril
Madrid
Zaragoza
N. V.
1500
1450
1400
1250
Escalas
Horizontal
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 15 20 KILÓMETROS
Vertical
0 500 1000 1500 2000 2500 METROS

FIG. 148

teriores presentaremos la curva dromocrónica, correspondiente al perfil nº. 2 (figura 149).

Se empezó por colocar un solo sismógrafo, modelo de Mintrop, a las distancias del barreno de

20, 40, 60, 80, 100 y 120 metros

cargado con las cantidades de dinamita, respectivas de

0,05, 0,11, 0,22, 0,33 y 0,38 kilogramos

El instante de la explosión se registró por el sistema del espejo, ya descrito.

Los puntos correspondientes de la curva dromocróni-

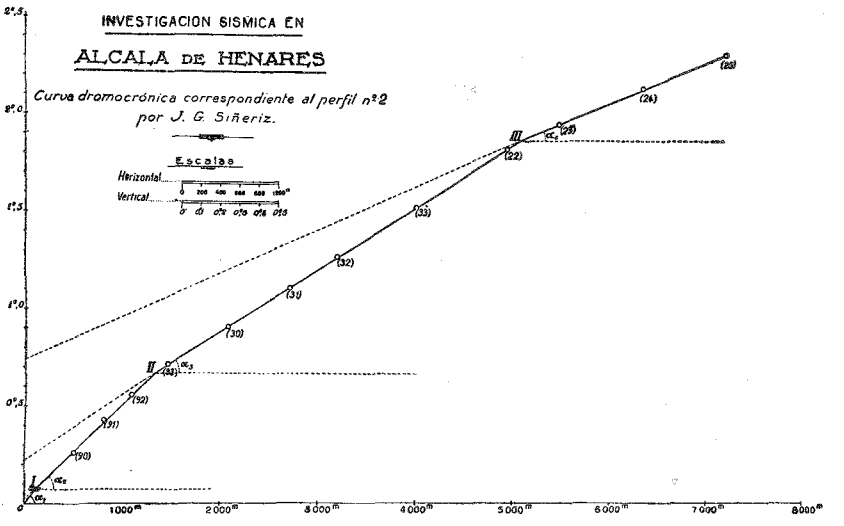



FIG. 149

ca, que no se han señalado en ella, para evitar confusiones, determinan la línea recta *O I*, de la figura 149.

Después se colocaron cuatro sismógrafos, en las posiciones 90, 91, 92 y 93, situados a

500, 800, 1.100 y 1.500 metros

del origen y se efectuó una explosión con 25 kilogramos de dinamita, con lo que se determinaron los puntos dibujados en la curva. Los tres primeros, determinan una ali-

neación distinta de la *O I*, pues nos manifiesta un cambio en la velocidad de propagación de las ondas por haber pasado éstas por la superficie de separación de dos series de estratos de distintas propiedades elásticas.

Volvieron a colocarse los sismógrafos en posiciones 30, 31, 32 y 33 situadas a

2.085, 2.720, 3.200 y 4.000 metros

del origen y se cargó el barreno con 100 kilogramos de dinamita. Los puntos determinados para la curva, ocupan la posición que en ella se indica. Todos están en una línea recta, que pasa por el 93, de la explosión anterior.

En el punto *II* se presenta un codo que nos servirá para determinar la profundidad a que se verifica el cambio de velocidad de las ondas.

Por último, colocamos los sismógrafos en las posiciones 22, 23, 24 y 25 situadas a

4.955, 5.505, 6.380 y 7.250 metros

del barreno, que se cargó con 175 kilogramos de dinamita. El primer punto determinado cayó en la alineación de los anteriores, y los 22, 24 y 25, determinaron otra nueva y por consiguiente el codo *III* de la curva.

El rayo sísmico se ha propagado por el subsuelo, con cuatro distintas velocidades: $V_1$, $V_2$, $V_3$ y $V_4$, cuyos valores son:

$$(V_1)\ \begin{cases}\Delta = 120\text{ m.}\\ T = 0,^{s}\cdot 071\end{cases}\ V_1 = 160 \text{ metros por segundo}$$

$$(V_2)\ \begin{cases}\Delta = 1.200\text{ m.}\\ T = 0,^{s}\cdot 585\end{cases}\ V_2 = 2.051 \text{ metros por segundo}$$

$$(V_3)\ \begin{cases}\Delta = 3.780\text{ m.}\\ T = 1,^{s}\cdot 21\end{cases}\ V_3 = 3.124 \text{ metros por segundo}$$

$$(V_4)\ \begin{cases}\Delta = 2.150\text{ m.}\\ T = 0,^{s}\cdot 44\end{cases}\ V_4 = 4.886 \text{ metros por segundo}$$

La velocidad $V_1$=1.600 m./seg. corresponde al paso del rayo sísmico por la cubierta detrítica del terciario. Las $V_2$ y $V_3$ iguales respectivamente a 2.051 y 3.124 m./seg. corresponden al terciario propiamente dicho. El aumento de velocidad hacia abajo, es debida a la mayor cantidad de caliza y yeso que contienen las capas inferiores, según se ha comprobado en el sondeo de Alcalá de Henares. La velocidad de 4.886 m./seg. que después encontramos, es la que corresponde a la caliza cretácea, alcanzada por el rayo sísmico entre las estaciones 22 y 23.

Aplicando la fórmula del § 67 que nos da la profundidad de la superficie de separación de dos estratos en que el rayo sísmico se propaga a las velocidades $V_1$ y $V_2$, obtenemos los resultados siguientes (*):

1.ª capa

$\tau$ =0.003
$V_1$=1.600
$V_2$=2.051

$$h_1=\frac{0.003\times1.600}{2\sqrt{1-078^2}}=\frac{4.8}{\sqrt{1-0.61}}=\frac{4.8}{2\sqrt{0.39}}=4 \text{ m.}$$

2.ª capa

$\tau$ =0.220
$V_2$=1.818
$V_3$=3.124

$$h_2=\frac{0.220\times1.818}{2\sqrt{1-0.58^2}}=\frac{400}{1.6}=250 \text{ m.}$$

3.ª capa

$\tau$ =0.740
$V_3$=3.124
$V_4$=4.886

$$h_3=\frac{0.740\times3.124}{2\sqrt{1-0.64^2}}=\frac{2.312}{1.54}=1.500 \text{ m.}$$

(*) Estos resultados obtenidos por mí, son exactamente iguales a los que encontró el Dr. Mintrop, utilizando fórmulas y procedimientos que dice son secretos.

La profundidad media de la superficie de la capa de caliza buscada es, por consiguiente, de 1.500 metros.

Por medio de las fórmulas explicadas podemos calcular la profundidad de la caliza en el barreno, que es de 1.350 metros y en el punto final del perfil, que alcanza el valor de 1.680 metros.

Siguiendo el mismo procedimiento, con las demás curvas, podríamos formarnos una idea precisa del relieve de la cuenca cretácea investigada.

Como detalle accesorio que sirve de comprobación debe medirse la velocidad del aire y su dirección respecto a la línea de los sismógrafos para calcular la velocidad de propagación del sonido. Las ondas acústicas impresionan la última parte del sismógrama en un punto que debe concordar con el determinado por el cálculo.

# CUARTA PARTE

## EL MÉTODO ELÉCTRICO DE PROSPECCIÓN

## CAPÍTULO XIX

### GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES

**74. Historia.**—Los primeros trabajos para aplicar las medidas eléctricas a la prospección, datan del año 1900, en que Brown inventó, en los Estados Unidos, un procedimiento de prospección basado en la medida de resistencias. En este método se mide la resistencia del circuito terrestre comprendido entre dos puntos *A* y *B* del suelo situados a una distancia determinada el uno del otro, por ejemplo 100 metros. Esta base *A B*, fig. 150, de longitud constante, se desplaza sucesivamente a las posiciones *A' B'*, *A'' B''* y *A''' B'''* y en cada una de ellas se efectúa la medida de la resistencia, para poder comparar los resultados.

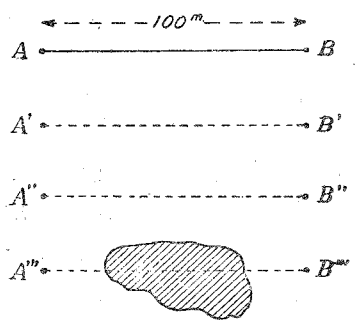


FIG 150

Si en una de las posiciones, en la *A''' B'''*, por ejemplo, se encuentra una disminución notable de la resistencia, los autores pensaban que entre *A'''* y *B'''*, había una masa conductora.

Este sencillo procedimiento no ha dado resultados prácticos por reposar en una concepción errónea de la noción de la resistencia del circuito terrestre, entre dos puntos del suelo (*).

Si se hace pasar en el suelo entre *A* y *B* una corriente eléctrica, ésta no va directamente de *A* a *B* por el camino más corto; utiliza toda la sección que se le ofrece y se reparte en la tierra, según una ley que se puede calcular, si el suelo es homogéneo. La figura 151, representa los filetes de la corriente tal y como se presentan en el plano vertical que pasa por *A B*.

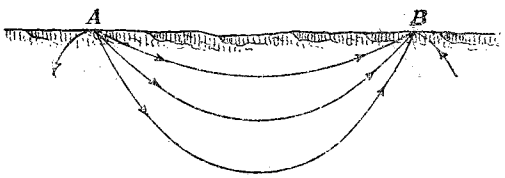


FIG. 151

Se ve claramente que estos filetes se concentran en las cercanías de los electrodos y se enrarecen considerablemente en su parte media. De aquí resulta que la resistencia del circuito, entre *A* y *B* se encuentra también concentrada en las inmediaciones de las tomas de tierra y tanto más, cuanto más pequeñas sean sus dimensiones. Por el contrario, la parte del suelo donde son grandes las secciones de los filetes, apenas interviene en el valor de la resistencia.

De aquí resulta que una masa conductora, oculta en el subsuelo, no disminuirá la resistencia del circuito de una manera apreciable, mas que cuando esté situada muy cerca de las tomas de tierra *A* o *B*. Además, el valor de la resistencia dependerá de la disposición de aquéllas y del estado de humedad del suelo, por lo que los resultados

(*) Etude sur la Prospection Électrique de Sous—sol. Par C. Schlumberger. París 1920.

de las medidas adolecerán del defecto de falta de precisión.

Daft y Williams, patentaron en el año 1902, un procedimiento conocido con el nombre de *método telefónico*, basado en un principio distinto al anterior.

Se utiliza en él una línea aislada, fig. 152, que contiene una bobina de inducción. Entre los electrodos $A$ y $B$ se

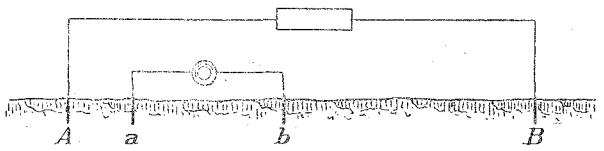



FIG. 152

hacen pasar corrientes variables a través del terreno considerado. Por medio de otra línea móvil $a$ $b$, en la que hay intercalado un teléfono, se observa el paso de la corriente por la tierra. Esta línea, de una longitud de diez metros, se coloca en varias posiciones paralelas sucesivas. Si las condiciones eléctricas del suelo son homogéneas los sonidos observados son regulares y constantes y dejan de serlo si se presenta alguna heterogeneidad.

Este método no ha dado resultados prácticos, sin duda por los fenómenos de inducción que tienen lugar entre el circuito inductor $A$ $B$ y el inducido $a$ $b$, que impiden estudiar la repartición de la corriente entre las tomas de tierra.

El empleo de las ondas hertzianas ha sido estudiado por Lowy y Leimbach en 1911. Las ondas hertzianas atraviesan los dieléctricos, pero son absorvidas o reflejadas por los cuerpos conductores. Para el caso de un terreno accidentado se coloca la estación emisora a un lado de la montaña y la receptora, amovible, al otro, fig. 153. Esta

última, permite determinar el cono de sombra proyectada por una masa opaca a las ondas, que se encuentren en la montaña.

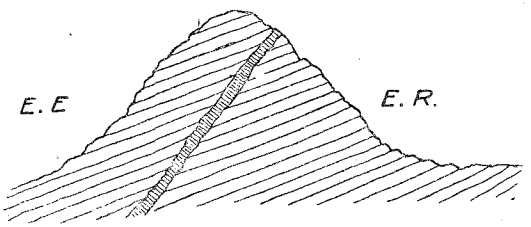



FIG. 153

En las regiones poco accidentadas se colocan las antenas de los aparatos transmisor y receptor en pozos de sonda.

Para el estudio de las capas conductoras horizontales como las capas de agua subterránea, se colocan las dos antenas inclinadas. Las ondas se reflejan en la capa horizontal, como indica la figura 154. Se busca, por tanteos

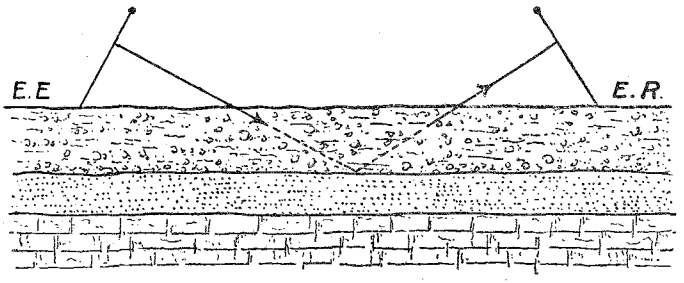



FIG. 154

la inclinación que hay que dar a la receptora para recibir el haz de rayos reflejados

Lowy y Leimbach han probado con sus experiencias, que el amortiguamiento de las corrientes oscilantes de una antena, depende de la naturaleza de los cuerpos que la rodean y de la composición del suelo, si es subterránea. Aquí interviene el poder inductor específico de las rocas y por consiguiente, los métodos basados en es-

te principio, reposan sobre una propiedad muy distinta de la conductibilidad eléctrica.

El estudio y las recientes aplicaciones (*) de las ondas hertzianas de pequeña longitud, que permite dirigirlas y concentrarlas de la misma manera que lo efectúa un faro óptico para los rayos luminosos, abre un nuevo campo de investigación, del que se pueden esperar resultados notables.

M. Schlumberger, profesor de la Escuela de Minas de París, comenzó en 1912 una serie de investigaciones sobre el método basado en la conductibilidad eléctrica, continuándolas después de la guerra. Los resultados obtenidos le hicieron adoptar el método de la carta de los potenciales y el de la polarización expontánea, que ha dado notables resultados. Posteriormente ha ideado nuevos métodos de medidas de resistividades, sondeos eléctricos verticales y de polarización provocada, que hemos tenido ocasión de aplicar con éxito, en la investigación geofísica realizada, bajo mi inspección, en Villanueva de las Minas, por el Instituto Geológico y Minero de España, con personal especializado de la Sociedad de Prospección Eléctrique Schlumberger. En Suecia se han hecho numerosos ensayos de medidas de resistencias con el objeto de encontrar un procedimiento que sirviese para descubrir los minerales de hierro, no magnéticos, que adquirieron un valor real, cuando en el año 1918, Lundberg y Nathorst, inventaron el aparato para efectuar las medidas.

**75. Resistividad.**—La resistividad es uno de los parámetros eléctricos que mejor pueden estudiarse. Definiremos la resistividad como la resistencia óhmica de un

(*) G. de Grand Ry Revue Universelle de Mines.—Tomo VII n.º 3.

conductor que tenga por base la unidad de superficie y como longitud la unidad longitud o sea la resistencia en ohmios, metro, metro cuadrado.

La misma definición se aplica a las conductividades, o sea a las inversas de las resistividades.

Hay que distinguir dos clases de conductividad, la eléctrica y la electrolítica. La primera es la de los metales, es decir, sin transporte de iones. Poseen esta propiedad, entre los sulfuros, las diversas piritas, el mispickel, la galena y los sulfuros de cobre. La blenda y la estibina son aisladores. Entre los óxidos, la magnetita y la pirolusita.

Sin embargo, un yacimiento de los minerales citados, puede no ser conductor por la falta de contacto entre los cristales de sus elementos, como sucede en ciertas capas de hierro del Oeste de Francia, donde los pequeños octaedros de magnetita, están cubiertos por una delgada película de sílice, que impide toda conductibilidad.

La resistividad de los minerales conductores, es del orden de

$$\frac{1}{100} \text{ ohmio m. m}^2.$$

En grandes masas, depende de las gangas y como ya hemos dicho, del contacto entre sus cristales.

La segunda o electrolítica es la que poseen los demás minerales o rocas, que son aisladores más o menos perfectos y no deben su conductibilidad mas que al agua de imbibición que contienen. Su resistividad es 100.000 veces la de los metales y varía con la cantidad de agua.

En el siguiente cuadro, reunimos algunos de los valores expuestos por Charrin (*):

(*) Conferencias inéditas explicadas por M. Charrin, Ingeniero de Minas, en la Escuela de Minas de París.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cobre nativo ..... | $1{,}7\times10^{-8}$ | ohmios m.$\times$m$^2$. | |
| Galena ..... | $2{,}6\times10^{-7}$ | — | — |
| Piritas ..... | 0,001 a 0,01 | — | — |
| Terrenos salados..... | 0,5 a 10 | — | — |
| Arcillas ..... | 10 a 30 | — | — |
| Margas ..... | 20 a 40 | — | — |
| Terreno arcilloso-calizo | 40 a 200 y más | — | — |
| Sal gema ..... | $1\times10^{-15}$ | — | — |

En las regiones petrolíferas, los valores pueden ser inferiores a los citados, a consecuencia de la disolución de la sal en el agua.

Más que los valores numéricos de las resistividades, muy variables de unas muestras a otras, aun del mismo mineral, nos interesa el orden de su magnitud, que podemos resumir diciendo que la resistividad de los minerales conductores, es del orden de las centésimas de ohmio metro, metro cuadrado y la de los demás está comprendida entre las decenas y los millares de la misma unidad.

**76. Homogeneidad y heterogeneidad. Isotropía y anisotropía.**—Llamaremos terrenos geológicos homogéneos, aquellos cuya constitución física y química *media* permanece idéntica en grandes volúmenes y heterogéneos aquellos en que no se cumple dicha condición.

**77. Isotropía y anisotropía.**—Un cuerpo es isótropo, eléctricamente hablando, cuando sus propiedades eléctricas son las mismas en cualquiera dirección. En la práctica, lo más corriente es que los terrenos sean anisótropos. Así sucede en la mayor parte de los terrenos sedimentarios antiguos, cuya conductibilidad en el sentido de las capas, es mayor que en el perpendicular a ellas, cual-

quiera que sea su naturaleza. Esta propiedad se explica fácilmente si se considera una pila formada por láminas de estaño y mica. La corriente pasa con facilidad en el plano de las láminas y no circula en el transversal.

Esta anisotropía subsiste si las hojas demica se sustituyen por otras de alguna conductividad, menor que la de las láminas metálicas.

La anisotropía se puede expresar por medio del cálculo. Supongamos un macizo formado por rocas cuyas resistividades sean $\rho$ y $x\,\rho$ y cuyos espesores sean $1$ e $y$; la resistividad media en el sentido transversal es,

$$\rho_T = \rho \frac{1+xy}{1+y} \qquad (1)$$

La resistividad media longitudinal es,

$$\rho_L = \rho \frac{x(1+y)}{x+y} \qquad (2)$$

La anisotropía está representada por la relación

$$Z = \frac{\rho_T}{\rho_L} = \frac{(1+xy)(x+y)}{x(1+y)^2} \qquad (3)$$

En ella se ve que $z$ es tanto más grande para un cierto valor de $x$, cuanto $y$ sea más próximo a la unidad, o sea cuando las dos rocas tengan espesores iguales. En estas condiciones, para que la anisotropía sea igual a dos, basta que la relación $x$ de las resistividades sea igual a seis, caso que no tiene nada de anormal.

**78. Resistividad aparente.**—A consecuencia de la heterogeneidad y anisotropía de los terrenos, hay que introducir la noción de la resistividad aparente, que es la

que tendría un suelo homogéneo que diese la misma repartición de los potenciales, en los puntos considerados para efectuar una medición. Es un valor medio que resulta de prescindir de las heterogeneidades y anisotropías locales.

**79. Empleo de la corriente alterna y de la corriente continua.**—El empleo de la corriente alterna es muy seductor a primera vista, por la sencillez y sensibilidad del teléfono, como aparato indicador, que puede aumentarse fácilmente mediante los amplificadores de baja frecuencia. Sin embargo, presenta graves inconvenientes.

Sea *A B*, fig. 155, el circuito por el que enviamos al suelo la corriente y *M N* el de medición. Supongamos que los puntos *M* y *N* están al mismo potencial. El teléfono no debía sonar, pero prácticamente entre *M N* y *A B*, existe una inducción mútua y el teléfono suena bajo la acción de la corriente *A B*.

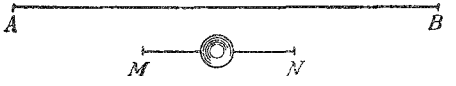


FIG. 155

Esta dificultad, se ha evitado en los métodos suecos, por el empleo de los electrodos lineales, que permiten la colocación del circuito *M N* suficientemente alejado de *A B* para que la inducción sea despreciable.

Hay otros inconvenientes que no se pueden evitar. La repartición de los potenciales en el suelo, empleando la corriente alterna, no está regida por la sencilla ley de Ohm

$$V = \frac{I}{R} \qquad (4)$$

sino por la expresada en la fórmula:

$$I_e = \frac{V_e}{\sqrt{R^2 + \left(L\,\omega - \frac{1}{C.m.}\right)^2}} \qquad (5)$$

En ella no sólo interviene la resistencia, $R$, sino la capacidad del circuito, $C$, la autoinducción, $\omega$, y la frecuencia de la corriente. La autoinducción es muy pequeña, pero no sucede lo mismo con la capacidad que, además es un fenómeno muy complejo, en el que intervienen la capacidad del volumen del suelo y el poder inductor específico de los dieléctricos que constituyen los pequeños condensadores elementales. Si la frecuencia es grande, estos fenómenos juegan un papel muy importante.

No se puede caracterizar un terreno, por un parámetro sencillo como la resistividad. Hay que emplear una integral muy difícil de interpretar y de medir. Por ejemplo, el vector gradiente del potencial (variación del potencial por unidad de longitud) en corriente contínua es un vector fijo, perfectamente definido, y en corriente alterna es un vector giratorio, retrasado de fase, con relación a la corriente inicial, que describe una elipse, por lo que es muy difícil que deje de sonar el teléfono.

Por estas razones Schlumberger emplea sólo la corriente continua.

# CAPÍTULO XX

## MÉTODO DE CORRIENTE CONTINUA DE SCHLUMBERGER

### 80. Método de la carta de los potenciales.

*a).—Principio del método.*—Si se aplica una diferencia de potencial a dos puntos de la tierra, se produce entre ellos una corriente eléctrica, que provoca variaciones de potencial, en aquélla. Para estudiar la distribución de potencial en el suelo, se determinan las superficies equipotenciales y se les numera con arreglo a su valor.

Considerando el fenómeno en la superficie del suelo, que es únicamente donde podemos estudiarlo, se podrán determinar las curvas equipotenciales de la zona atravesada por la corriente. Estas curvas son las intersecciones con el suelo, de las superficies equipotenciales y numeradas con arreglo al valor de su potencial, constituyen una carta de los potenciales de la región, análoga a una carta topográfica, en que los desniveles están representados por curvas de nivel.

Cuando el terreno es plano y homogéneo, la carta de los potenciales se puede trazar de antemano, puesto que es posible calcular el potencial de cada punto. Si el suelo contiene rocas de distinta conductividad, se modifica la distribución del potencial y se producen deformaciones en el trazado de las curvas, de las que se pueden deducir las causas que las han producido.

*b).—Estudio teórico de un terreno homogéneo y plano.*— Si entre dos puntos $A$ y $B$ del terreno, supuesto plano y homogéneo, hacemos pasar una corriente, los valores del potencial en los puntos intermedios, están dados por la fórmula relativa a la aplicación de la ley de Ohm a un conductor indefinido

$$V=\frac{\rho\, i}{2\pi}\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r'}\right)+\text{constante} \qquad (6)$$

en la que $V$ representa el potencial de un punto $M$ del suelo, $\rho$ la resistividad, $i$ la intensidad de la corriente y $r$ y $r'$ las distancias de $M$ a los electrodos de toma de tierra $A$ y $B$ (fig. 156).

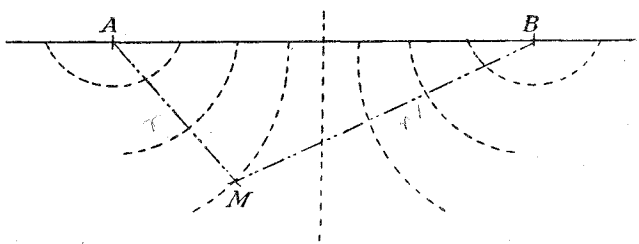



FIG. 156

Para justificar esta fórmula, Schlumberger considera el fenómeno en las cercanías de $A$, donde por razones de simetría, las superficies equipotenciales son hemisferios, cuyo centro está en $A$, que es también el vértice de los conos formados por los filetes de corriente (figura 157). La aplicación de la ley de Ohm, entre las esferas de radio $r$ y $r+d\,r$, pueden escribirse,

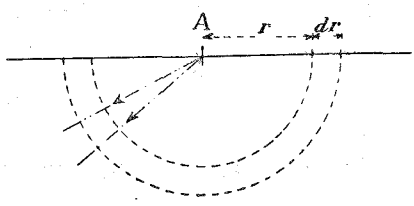



FIG. 157

$$-d\,V=\rho\,\frac{d\,r}{2\,\pi\,r^2}.\,i, \qquad (7)$$

fórmula que da por integración,

$$V=\frac{\rho}{2\,\pi\,r}.\,i+\text{const.} \qquad (8)$$

Esta expresión es idéntica a la fórmula general si $r'$ es muy grande con relación a $r$.

Las superficies equipotenciales, definidas por la ecuación

$$\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r'}\right)=\text{const.}$$

son de cuarto grado y de revolución alrededor de la recta $A\,B$. Tienen formas sencillas en las proximidades de $A$ y de $B$, así como en su parte media. En efecto, cerca de $A$, se puede despreciar $\frac{1}{r'}$ con relación a $\frac{1}{r}$ de manera que las superficies son hemisferios cuyo centro es $A$. En la región media, las superficies equipotenciales son, por razones de simetría, planos verticales y perpendiculares a $A\,B$.

*c).—Numeración de las curvas.*—La carta de los potenciales está representada en la figura 158. La numeración de las curvas se ha hecho de la siguiente manera:

Se toma como unidad de longitud el $\frac{1}{100}$ de la distancia $A\,B$. Se designa por 100 el valor del potencial de un punto $\alpha$ situado a la distancia $1$ de $A$ y por $0$ el de otro $\beta$ situado a igual distancia de $B$, lo que equivale a escoger como unidad de potencial $\frac{1}{100}$ de la diferencia que exista entre $\alpha$ y $\beta$. La fórmula fundamental se convierte entonces en la siguiente:

$$V=50{,}5\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r'}\right)+50, \qquad (9)$$

de la que se deduce, para $r=1$ y $r'=99$, $v=100$; así como $v=0$ para $r=99$ y $r'=1$. El potencial en la región media ($r=r'$) y en el infinito

$$\left(\frac{1}{r}=\frac{1}{r'}=0\right), \text{ vale } 50$$

Merced a estos convenios, la carta de los potenciales

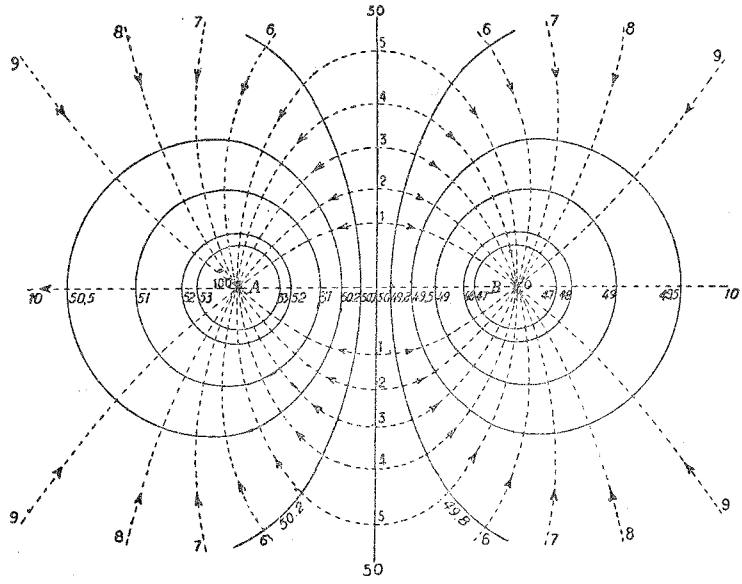



FIG. 158

en un terreno homogéneo, es un dato absolutamente invariable, independiente de las condiciones de experimentación.

Para simplificar la carta teórica, los suecos emplean electrodos lineales. En estas condiciones, las curvas equipotenciales deben ser rectas paralelas (fig. 159). Esto no es cierto más que a condición de que a lo largo de las to-

mas de tierra se equilibren perfectamente las resistencias de todas ellas, cosa muy difícil de realizar en la práctica.

*d).—Repartición de la corriente en el suelo.*—En cada punto, la dirección de la corriente (líneas de puntos de la figura 158) es normal a la superficie equipotencial, que pasa por él; las líneas de corriente son, por lo tanto, las trayectorias ortogonales de las superficies equipotenciales. La densidad de la corriente (intensidad por cm², nor-

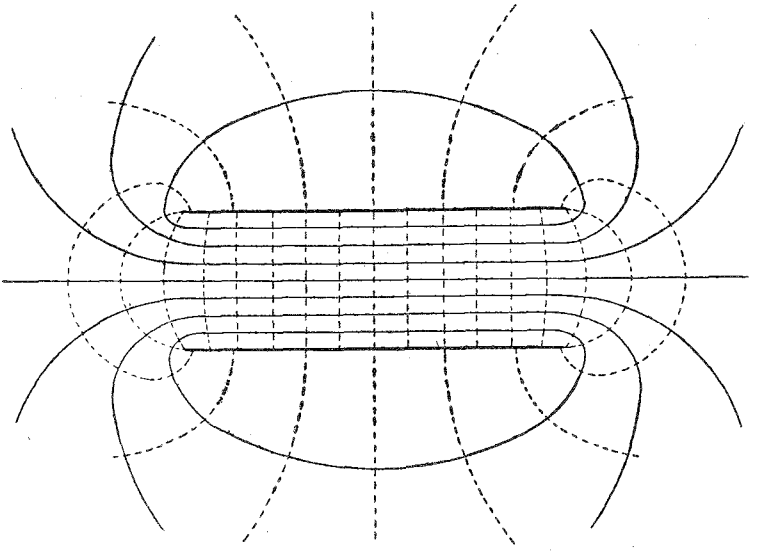


FIG. 159

mal al filete de corriente) es proporcional a la caída de potencial $\frac{dv}{dn}$ por unidad de longitud, e inversamente proporcional a la resistencia específica, puesto que la ley de Ohm se escribe,

$$\frac{d\ V}{d\ n} = \rho.\ \delta \qquad \textbf{(10)}$$

En un medio homogéneo, la densidad de corriente será tanto mayor cuanto más pequeña sea la distancia entre las superficies equipotenciales.

La experiencia ha dado la relación entre la profundidad media de investigación y la longitud de la línea, que varía de $\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{6}$.

El único límite para explorar a gran profundidad, es instalar una línea *A B*, suficientemente extensa. Prácticamente se puede alcanzar con facilidad una longitud de dos a tres kilómetros que corresponden a profundidades de investigación de 300 a 1.000 metros.

*e).—Perfiles de potencial y perfiles del campo eléctrico.*— Se puede completar la carta de los potenciales con perfiles que den los valores de esta magnitud, a lo largo de una línea elegida en el terreno. La figura 160 representa el perfil de los potenciales en un terreno homogéneo. La ecuación de la curva es

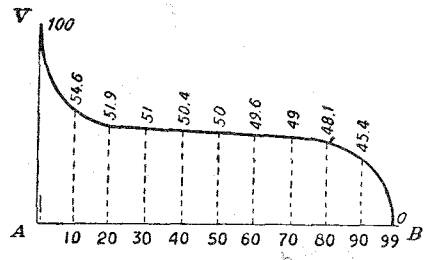


FIG. 160

$$V=50{,}5\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r'}\right)+50, \text{ con } r+r'=100 \qquad \textbf{(11)}$$

En la vecindad de las tomas de tierra, se aproxima sensiblemente a una hipérbola equilátera. Las cifras anotadas en la curva son los valores del potencial a las distancias 1, 10, 20..... del punto *A*.

A veces es más ventajoso representar la intensidad *H* de la fuerza eléctrica, o vector gradiente del potencial, es decir, su caída por unidad de longitud,

$$H=\frac{d\,V}{d\,n} \qquad \textbf{(12)}$$

Siendo el campo *H* la derivada del potencial, es tanto

más grande cuanto más rápida es la variación de éste. La figura 161 representa el perfil del campo a lo largo de A B, con las unidades elegidas. La ecuación de la curva es,

$$H=50{,}5\left(\frac{1}{r^2}+\frac{1}{r'^2}\right), \text{ con } r+r'=100 \qquad (13)$$

En las cercanías de la toma de tierra, la intensidad del campo desciende muy rápidamente, puesto que disminuye en razón inversa del cuadrado de la distancia. En la región media varía de una manera uniforme. Las cifras indicadas en la curva son los valores del campo a las distancias 1, 10, 20..... de *A*.

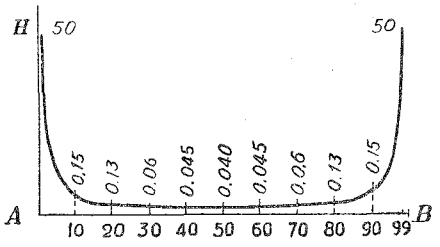


FIG. 161

**81. Perturbaciones de la carta de los potenciales por las heterogeneidades del suelo.**—El cálculo teórico de las perturbaciones causadas por zonas de conductividad distinta, presenta dificultades insuperables. Es preciso conformarse con razonamientos aproximados que nos den una idea cualitativa del sentido de aquella perturbación.

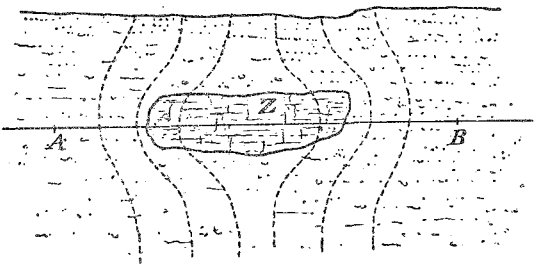


FIG. 162

Sea una masa conductara *Z*, colocada entre *A* y *B* (fi-

gura 162) en la posición donde las superficies equipotenciales se aproximan a ser planos verticales; supongamos que su conductividad es perfecta o que, al menos, es muy grande con relación a la del medio ambiente. Toda la masa tendrá el mismo potencial y estará envuelta por las superficies equipotenciales que parecerá son rechazadas por la masa.

Si la conductividad de *Z* no es perfecta, las deformaciones subsistirán, aunque más atenuadas.

En el caso inverso de un cuerpo aislador, la inflexión

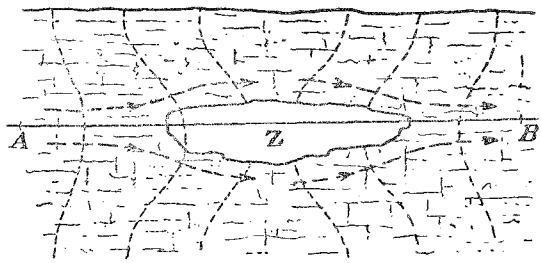



FIG. 163

de las curvas está dirigida hacia su interior. Se puede decir que un cuerpo mal conductor atrae hacia él, las superficies equipotenciales, fig. 163.

Las deformaciones de la carta de los potenciales, se

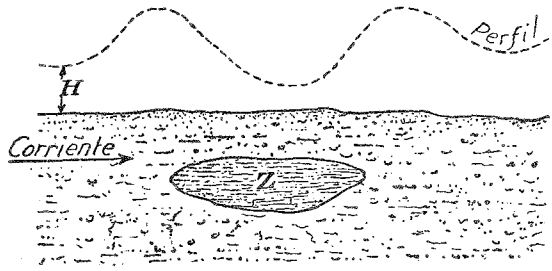



FIG. 164

traducen también en los perfiles de la intensidad del cam-

po. Por ejemplo, un perfil a lo largo de $A\ B$ (fig. 163) tiene la forma representada en la figura 164. En las extremidades de la masa, en la zona de las curvas próximas, el campo pasa por un máximo; y por un mínimo, encima de aquélla, donde las curvas están muy distantes.

**82. Refracción de las superficies equipotenciales al pasar de un medio a otro.**—Cuando una superficie equipotencial, atraviesa el plano de separación de dos medios de distinta resistividad, experimenta una refracción determinada por la fórmula,

$$\rho\ tang.\ \alpha = \rho'\ tang.\ \alpha',$$

en la que $\rho$ y $\rho'$, son las resistividades de los dos medios; $\alpha$ el ángulo de incidencia, fig. 165, y $\alpha'$ el de reflexión. Esta fórmula nos demuestra que la refracción se verifica en un sentido tal, que la superficie equipotencial se aproxima al plano que separa los dos medios, en el menos conductor; es un máximo, cuando la encuentra bajo una incidencia oblícua; y es nulo, por el contrario, cuando aquélla se efectúa normal

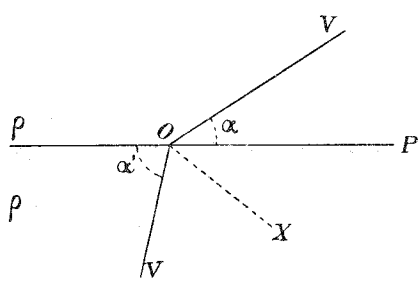


FIG. 165

$$(\alpha = \frac{\pi}{2})\ \text{o tangencialmente}\ (\alpha = o).$$

En realidad, la refracción se prepara desde una cierta distancia por una deformación de la superficie equipotencial. Como se ve en la figura 166 se curva en el medio poco conductor para cortar a $P$, bajo un pequeño ángulo y se rectifica en el segundo medio.

**83. Perturbaciones debidas a la topografía del suelo.**—Si el relieve del terreno no es despreciable, se producen perturbaciones, en la carta de los potenciales, con arreglo a la importancia de aquél. Un espacio hueco se puede comparar a una masa aisladora y un exceso de materia, una colina por ejemplo ejerce una influencia contraria, sin que sea fácil determinar, de antemano, la importancia de la deformación producida por un relieve determinado.

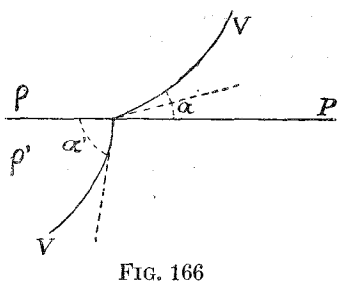


FIG. 166

**84. Acción de la conductividad vertical.**—En la carta de los potenciales se traducen las heterogeneidades del terreno, en el sentido vertical, a más de las horizontales. Una tubería de un pozo de sonda o un filón metalizado estrecho y vertical pueden ejercer una gran influencia en el trazado de la carta, con tal que estén situados suficientemente cerca de una de las tomas de tierra. Sea por ejemplo, una varilla vertical conductora *T*, situada cerca de la toma de tierra *A*. Esta varilla produce una derivación de la corriente hacia abajo y alrededor de su extremo superior ejerce una atracción sobre los filetes de corriente, que convergen hacia él.

Estos fenómenos se traducen en la carta de los potenciales por la presencia de pequeñas curvas cerradas alrededor de dicho extremo y por la deformación de las sucesivas, como en el caso general de los cuerpos conductores.

**85. Método de las resistividades.**—Las perturbacio-

nes que se estudian en una carta de potenciales, son debidas a las variaciones de conductividad del conjunto estudiado. En lugar de buscar estas variaciones por las perturbaciones superficiales del campo eléctrico, es más cómodo, en muchos casos, medir la resistividad aparente de una faja de terreno de profundidad constante, constituyendo una investigación eléctrica horizontal.

Si aplicamos una corriente eléctrica al terreno por medio de una línea aislada *A B* y medimos tanto la diferencia de potencial, como la corriente que circula entre los electrodos de la línea de medida *M N*, podremos deducir por la fórmula general **(6)** del párrafo 80, *b)* el valor de la resistividad. La profundidad alcanzada por los filetes de corriente depende, como ya hemos dicho, de la longitud de la línea *A B*. Si mantenemos esta constante y hacemos ocupar a la *M N* posiciones sucesivas, unas a continuación de otras, obtendremos los valores de la resistividad, en diversos puntos de la superficie una faja de terreno de profundidad constante.

Este procedimiento tiene la ventaja de suministrar un dato absoluto y no un valor relativo, como sucede con la carta de los potenciales.

*a).—Perfiles y cortes de resistividades.*—De la misma manera que se establecen los perfiles de potenciales, se pueden construir los de resistividad, a lo largo de una línea cualquiera. Estos perfiles nos suministran las variaciones de la resistividad a una profundidad constante.

*b).—Carta geológica.*—El trazado de las curvas de equiresistividad suministra una verdadera carta geológica, en la que los diversos estratos están caracterizados por su resistividad eléctrica, en lugar de estar definidos por sus propiedades litográficas, con la ventaja sobre aquélla de

poderse establecer para una profundidad elegida de antemano.

Si la profundidad es grande, el trabajo eléctrico es de una ejecución técnica muy delicada y exige la intervención de equipos muy especializados y dotados de buen material. Por el contrario, el estudio de las capas de pequeña profundidad por el método de las resistividades es fácil y rápido, permitiendo el estudio geológico de los terrenos ocultos por los recubrimientos superficiales, cuyos afloramientos no podemos observar. En estos casos el método eléctrico permite seguir un afloramiento observado en un cierto lugar, bajo el manto que lo oculta en el resto de su recorrido. Es un instrumento al servicio directo del geólogo, que reemplaza al martillo cuando éste no puede llegar a la roca misma.

**86. Sondeo eléctrico vertical.**—Fig. 167. Ya hemos dicho que la corriente de *A* a *B*, no va directamente, por el camino más corto, sino que alcanza una profundidad que

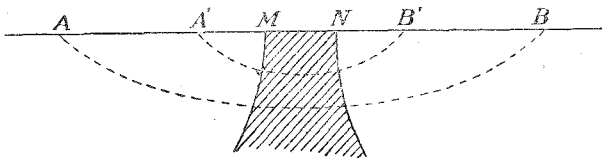



FIG. 167

depende de su distancia. Si consideramos una cierta base de medida *M N*, las líneas de corriente la atravesarán tanto más profundamente cuanto mayor sea la distancia *A B*. Por lo tanto, si hacemos variar la distancia *A B*, y para cada valor, medimos la diferencia de potencial, y la corriente que existe entre *M* y *N*, podremos obtener las resistividades de fajas del terreno, cada vez mas profundas y obtener el llamado sondeo eléctrico vertical.

Mientras la naturaleza del terreno no cambia, las resistencias obtenidas varían poco y, en general, aumentan ligeramente. El cambio de terreno se manifiesta por el de aquélla.

# CAPÍTULO XXI

## APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS SOBRE EL TERRENO

**87. Cables.**—Las condiciones que deben reunir los cables son: pequeña resistencia óhmica, aislamiento perfecto, poco peso y gran resistencia a la tracción. Estas condiciones las poseen los cables de seis a ocho hilos de 0,3 milímetros de diámetro, cada uno, arrollados en espiral, con buen aislamiento. Los cables empleados para las bujías de encendido de los motores de explosión, son inmejorables. Es preciso revisarlos muy frecuentemente y forrar con cinta aisladora las rozaduras por las que pudiera haber fugas de corriente, que falseasen los resultados.

Los cables se arrollan en bobinas que contienen 500 metros, montadas sobre un caballete desmontable y merced a enchufes colocados cerca del eje de giro se las puede enlazar fácilmente.

Su resistencia mecánica debe alcanzar la cifra de 200 kilogramos y la eléctrica de su aislamiento, no debe ser menor de 600 megaohmios por kilómetro de longitud.

**88. Líneas de medición.**—Cualquiera que sea el método empleado, siempre hay dos líneas.

La línea *A B*, fig. 168, destinada a enviar la corriente al suelo y la línea de medida *M N*. En la *A B* se intercala el generador de corriente, ya sea un grupo electrógeno de motor y dinamo o una batería de acumuladores o pilas secas, y en la línea *M N* se intercala el aparato que describiremos enseguida.

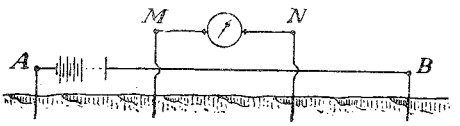


FIG. 168

**89. Electrodos** —En algunos casos están constituídos por un cierto número de piquetes de cobre de 50 centímetros de longitud y tres de diámetro. En su parte superior tienen un taladro para unirlos entre sí eléctricamente por medio de un cable desnudo. Si la distancia *A B*, obliga al empleo simultáneo de varios piquetes, para establecer las tomas de tierra *A* o *B*, se les debe clavar formando una figura geométrica, para conocer la posición de su centro.

En muchos casos no es posible emplear esta clase de piquetes. Si se clavan en el suelo dos electrodos metálicos, unidos por una línea aislada, se forma una pila, cuyo electrolito es la humedad del suelo.

La fuerza electromotriz de este elemento es nula si los dos electrodos son idénticos y el terreno perfectamente homogéneo, siendo tanto más elevada cuanto menos se verifiquen estas condiciones.

Esta fuerza electromotriz puede alcanzar, fácilmente una o dos centenas de milivoltios.

Para obviar este defecto, se ha recurrido a los electrodos impolarizables constituídos por un tubo de cobre ro-

jo, introducido en un vaso poroso, lleno de disolución saturada de sulfato de cobre, fig. 169. El paso de la corriente provoca reacciones inversas, que no cambian la composición de los cuerpos en contacto y como además son sensiblemente idénticos no producen entre sí fuerza electromotriz apreciable. Hay también otras dificultades inherentes a la corriente contínua, como son las diferencias de potencial que existen entre dos puntos cualquiera del suelo y que se superponen a la acción producida por la corriente.

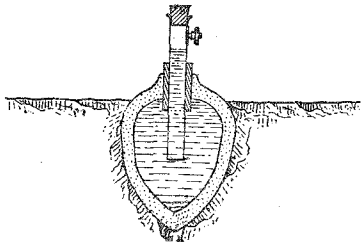


FIG. 169

Unas son debidas a las corrientes telúricas que recorren la corteza terrestre, que afortunadamente no tienen la importancia que era de temer y otras son las llamadas corrientes vagabundas, producidas por las redes alimentadas de corriente continua.

Hay otras diferencias de potencial constantes, producidas por fenómenos químicos y electrocapilares, conocidos con el nombre de *polarización expontánea*, de las que nos ocuparemos más adelante.

**90. Generadores de corriente.**—Ya hemos dicho que la corriente puede proceder de un grupo electrógeno, de baterías de acumuladores o de pilas secas. La potencia gastada por el generador, sea de la clase que sea es de la forma $R\,I^2$, siendo $R$ la resistencia del terreno e $I$ la intensidad de la corriente empleada. Si se aumenta la sensibilidad del aparato de medida 10 veces, por ejemplo, el valor de $I$ se podrá reducir al décimo y la potencia necesaria a su centésima parte. Así se ha logrado que baste

una energía tan pequeña como la que puede suministrar una batería de pilas secas, lo que facilita extraordinariamente las operaciones de campo. En la figura 170 se aprecia una de las dos baterías de pilas secas que lleva a lomo una caballería, permitiendo el efectuar fácilmente el trabajo, que hubiera sido imposible efectuar de otra manera.

**91. Aparatos.**—El método empleado en las mediciones es el llamado de compensación o de cero. Consiste en producir una diferencia de potencial igual y contraria a la que hay en el terreno entre los extremos de la línea de medida *M N*. Esta diferencia se produce por medio de una pequeña pila seca de 1, 2 voltios de fuerza electromotriz unida en serie a una resistencia variable, fig. 171.

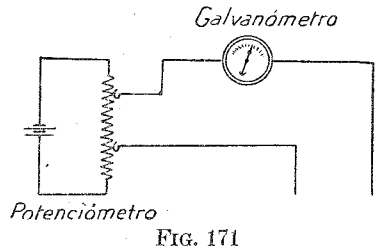


FIG. 171

En ella vemos que si la diferencia de potencial que existe entre los dos contactos variables del potenciómetro es igual a la que existe en el terreno, la aguja del galvanómetro no se desviará de su posición al cerrar el circuito.

Para que las medidas se puedan efectuar con precisión es indispensable que la resistencia del potenciómetro sea del orden de la que se desea medir. Con ese objeto se pueden fraccionar sus resistencias componentes entre límites muy extremos.

Los mandos del potenciómetro están ya graduados en milivoltios, de modo que basta conseguir que la aguja del galvanómetro quede parada, para leer directamente la diferencia de potencial que se busca.

Si se desea medir una corriente, basta hacerla pasar

FIG. 170

por una resistencia exactamente medida, que posee el aparato y observar la diferencia de potencial que se produce entre sus extremos.

La sensibilidad de los aparatos empleados por la casa Schlumberger en la investigación geofísica realizada en Villanueva de las Minas, bajo mi inspección inmediata, permite apreciar con seguridad las fracciones de milivoltio. Basta para ello adicionarle un microscopio, que permite observar con mucha amplificación el movimiento de la aguja del galvanómetro.

# CAPÍTULO XXII

## TÉCNICA OPERATORIA

**92. Método de la carta de los potenciales.**—Supongamos que se desea investigar, por este método, las capas situadas hasta la profundidad de 300 metros.

Será preciso tender una línea de 1.000 metros, entre las tomas de tierra *A B* (fig. 172) constituídas, cada una de

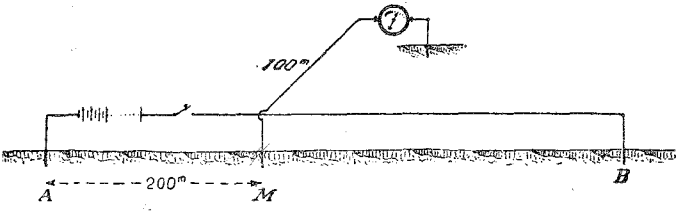



FIG. 172

ellas, por varios electrodos impolarizables. Al lado de una de ellas se coloca el generador de corriente, con un interruptor que permite abrir y cerrar el circuito. Vamos a trazar, por ejemplo, la curva equipotencial que pasa por el punto *M*, situado a los 200 metros de *A*. En el punto *M* se coloca un electrodo impolarizable y se tienden 100 metros de cable, en dirección perpendicular a *A B*, próxi-

mamente, uniendo su extremo a uno de los polos del galvanómetro, cuyo polo restante, se une a tierra por medio de otro electrodo.

Al toque de corneta, un operario situado en *A*, cierra y abre rápidamente el interruptor, con lo cual la aguja del galvanómetro experimentará una brusca desviación, cuya amplitud depende de los buenos contactos del circuito, más que de otras causas.

Se tantean varios puntos, hasta que el galvanómetro no se desvía, en cuyo caso se coloca una estaca numerada.

Se traslada a ella el electrodo *M* y el aparato a otros 100 metros; repitiendo la operación sucesivamente, hasta llegar al punto de partida. Se puede cerrar la curva cuyo perímetro sea de 1.500 metros con un error menor de un metro.

La desviación de la aguja indica la dirección en que se debe trasladar el punto o la contraria, según la de la corriente, en el galvanómetro. Si no se cambian las conexiones, las indicaciones son siempre las mismas con lo que se facilita mucho la determinación de los puntos, con alguna práctica suelen bastar tres tanteos.

Para numerar las curvas, basta medir, con una unidad arbitraria las diferencias de potencial que existen entre ellas.

Por medio de un itinerario efectuado con una brújula provista de anteojo telemétrico, se levanta el plano de la línea equipotencial determinada sobre el terreno.

**93. Método de las resistividades.**—Se funda, como ya hemos dicho, en determinar la resistividad de una faja de terreno, de profundidad constante.

Para ello se elije una base *M N* de 100 metros de longitud, en el centro de una línea de corriente de 1.000 me-

tros. La resistividad medida, será la de una faja de terreno de 300 metros de profundidad, próximamente. Ahora se desplaza *M N*, 100 metros hacia *A*, fig. 173, e igual dis

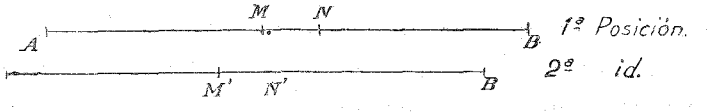



FIG. 173

tancia toda la línea *A B* y se vuelve a determinar la resistividad de *M' N'*, continuando de la misma manera.

Otro modo de operar más perfeccionado, es el siguiente:

Se toman dos bases de 100 metros de longitud, cada una *M N* y $M_1$ $N_1$ (fig. 174) y se miden las resistividades de las dos fajas. Se desplazan a la vez, las dos, repitiendo

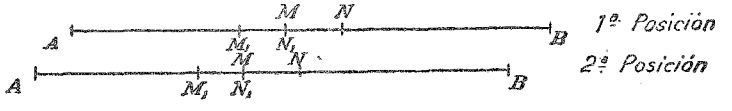



FIG. 174

las mediciones. Así resultan comprobadas todas ellas, de la misma manera que los rumbos de un itinerario de brújula, cuando se estaciona en todos sus vértices y se observa con el anteojo hacia adelante y hacia atrás.

Los valores obtenidos para las resistividades, se toman por ordenadas de una curva, cuyas abcisas son las distancias al origen y se obtiene así un perfil de resistividades a profundidad constante.

**94. Sondeo eléctrico vertical.**—Ya sabemos que su fundamento es medir la resistividad de una faja de terreno, cada vez más profunda. Para conseguirlo se empieza por dar a la base *M N* (fig. 175), una longitud de 2 metros

y la de *A B*, se va aumentando de 5 a 10, 20, 40 y 80 metros midiendo la resistividad correspondiente a cada posición. La base *M N* se debe aumentar progresivamente, a

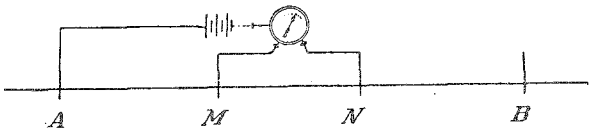



FIG. 175

medida que crece *A B*, de modo que cuando *A B* alcance los 500 metros *M N*, debe ser de 20 metros al menos.

En la aplicación de los métodos geofísicos al problema geológico-tectónico de Villanueva de las Minas, expondremos un ejemplo de sondeo eléctrico, comprobado con las labores de profundización del pozo número siete.

# CAPÍTULO XXIII

## APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS DE SCHLUMBERGER A LA RESOLUCIÓN DE LOS PROBLEMAS GEOLÓGICO-TECTÓNICOS

---

**95. Estudio de una masa oculta de mayor o menor conductividad que las rocas que la rodean.**—Supongamos que en la región media, entre las tomas de tierra *A* y *B* (fig. 162) donde las superficies equipotenciales son planos verticales paralelos, hay una masa conductora *Z*. Si su conductividad es perfecta, en toda su masa reina el mismo potencial, por ser despreciable la caída óhmica producida por la corriente que la atraviesa. Por consiguiente, las superficies equipotenciales envolverán a la masa *Z*, pasando por un lado de ella o por el otro, según que su potencial sea superior o inferior al de *Z*. En una palabra, la masa conductora rechaza las superficies equipotenciales.

Si la conductividad de *Z* es superior a la del terreno, sin llegar a ser perfecta, la deformación precedente subsiste, aunque más atenuada. Las curvas equipotenciales serían como las representadas en la figura 162.

Cuando la masa *Z* sea aisladora, las curvas tomarán la forma representada en la figura 163. Podemos decir que un cuerpo conductor atrae hacia sí las superficies equipotenciales.

De esta manera se investigan las masas metálicas conductoras, como la pirita, y las no conductoras, como los diques de granito.

**96. Localización de un contacto vertical.**—Este problema se estudia por una investigación eléctrica horizontal, utilizando corrientes dirigidas en ese sentido, como las que existen en la región media que separa las dos tomas de tierra *A* y *B*, suficientemente alejadas.

Supongamos que se desea determinar la posición de un banco resistente, colocado en posición vertical; por ejemplo, un banco de arenisca, situado entre dos de pizarras.

El método más sencillo consiste en establecer un perfil de resistividades sobre la línea *A B* (fig. 176). En este perfil se apreciará el aumento rápido de la resistividad y de su gradiente, cuyo máximo señalará el primer contacto, correspondiente a la arenisca y la disminución análoga al llegar a la terminación del banco.

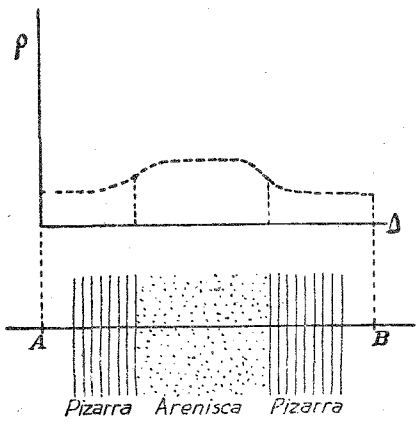



FIG. 176

Una falla, que pone en contacto bancos de resistividades distintas, es un caso análogo al estudiado y se le aplica el mismo procedimiento.

Como ejemplo de la determinación de una falla, por medio de perfiles de resistividades, presentamos el perfil n.° 13 de la investigación efectuada bajo mi inspección en

Villanueva de las Minas (figuras 177 *a* y 177 *b*). En él vemos que el gradiente de la resistividad aumenta progre-

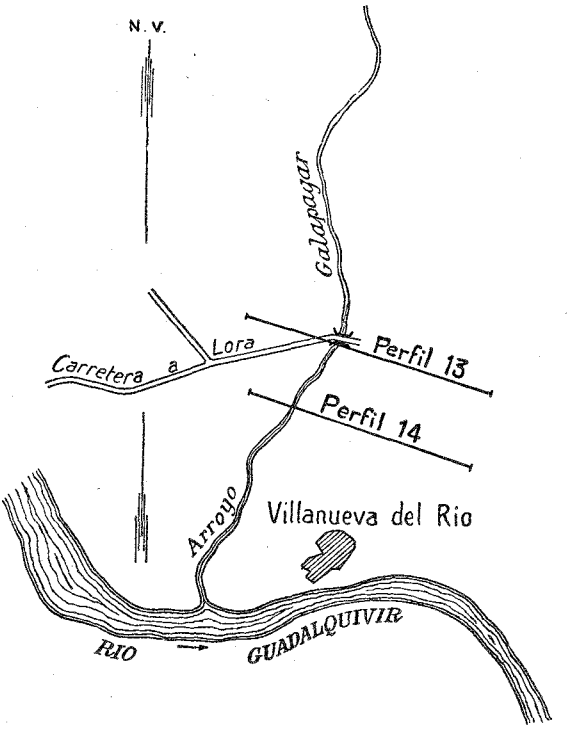



FIG. 177 *a*

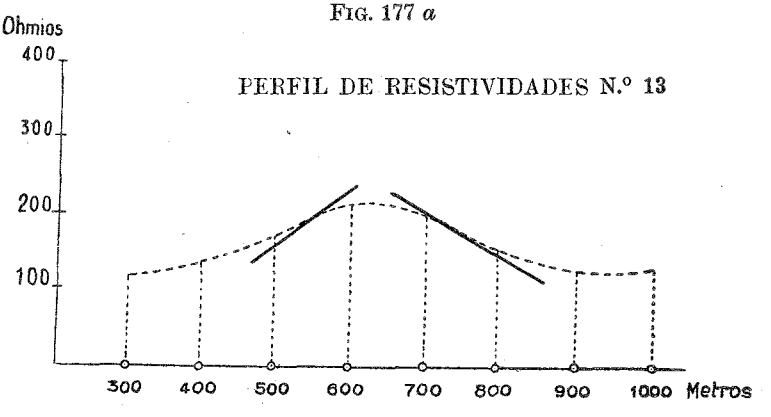



FIG. 177 *b*

sivamente hasta un máximo, para disminuir después de la misma manera. El valor máximo corresponde al paso de la falla. Paralelamente a este perfil y en dirección casi normal a la del accidente buscado, se han estudiado otros análogos, que describiremos después al exponer el trabajo allí realizado. Todos ellos han señalado la posición del citado accidente, cuya traza queda determinada en el plano, por la línea que une los puntos correspondientes.

Las curvas equipotenciales sufren también una desviación al paso de la falla, coadyuvando a su determinación.

**97. Localización de un contacto horizontal.**—El pro-

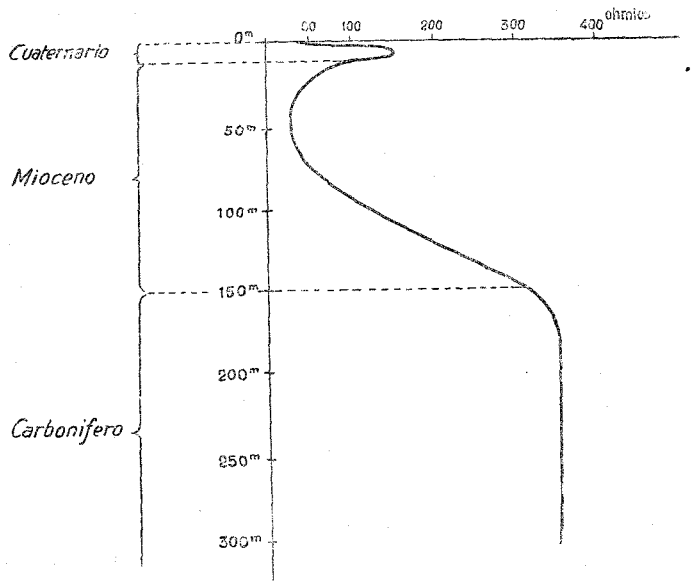



FIG. 178

cedimiento empleado, es el sondeo eléctrico vertical, que nos suministra la variación de las resistividades con la profundidad.

Como ejemplo, citaremos el sondeo *S.* 23, realizado en

la investigación citada. En la figura 178 vemos que en la superficie son muy pequeños los valores de la resistividad, como corresponde a la delgada capa arcillosa que la constituye. Después empieza a crecer muy rápidamente, así como su gradiente hasta alcanzar el valor máximo relativo, que corresponde a la capa resistente, a causa de su heterogeneidad, formada por el diluvial. Continúa disminuyendo en las capas conductoras del mioceno, hasta las proximidades del paleozoico, donde vuelven a aumentar. Una vez dentro de éste, la resistividad permanece casi constante, experimentando solamente una ligera disminución a medida que aumenta la profundidad.

Con arreglo a los resultados de este sondeo podemos asignar las profundidades siguientes, a las diversas formaciones:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Capa superficial arcillosa | desde los | 0 a los | 4 metros |
| Diluvial ..... | — | 4 a los 12 | — |
| Mioceno ..... | — | 12 a los 150 | — |

**98. Estudio de un terreno sedimentario horizontal.**—Este problema es una generalización del que acabamos de estudiar y se trata de la misma manera, por lo que no consideramos necesario insistir más en él.

**99. Estudio de un terreno sedimentario vertical o fuertemente inclinado.**—Este problema se trata determinando, primeramente, por medio de un estudio de resistividades, un horizonte de referencia bien caracterizado, aun bajo un recubrimiento importante. Siguiendo sus huellas, podremos efectuar un estudio tectónico de la región y determinar el trazado de un sinclinal o anticlinal.

Después se fija la dirección de la estratificación por medio de las curvas equipotenciales.

Un terreno estratificado vertical, se comporta como anisótropo y sus resistividades en el sentido transversal $\rho_T$ y en el longitudinal $\rho_L$ no son iguales.

Supongamos la estratificación vertical y coloquemos en ese terreno una toma de tierra *A* y otra *B* muy alejada. Las superficies equipotenciales alrededor de *A*, no son esferas como en un medio isótropo y se demuestra que son elipsoides de revolución aplanados, alrededor de la perpendicular al plano de estratificación.

Las líneas equipotenciales que comprenden a *A*, serán elipses alargadas en el sentido de la estratificación, tanto más, cuanto mayor sea la anisotropía del terreno.

Se demuestra que la relación del eje mayor *a* al menor *b*, es de la forma

$$\frac{a}{b} = \sqrt{\frac{\frac{1}{\rho_L}}{\frac{1}{\rho_T}}} = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}} = \sqrt{Z} \qquad \textbf{(15)}$$

Si *Z* es igual a $\frac{1}{2}$, $\frac{a}{b} = 1{,}1$; cantidad ya apreciable y si $a = 2$, $\frac{a}{b} = 1{,}41$.

Como ejemplo, presentamos las curvas *C* 2 y *C'* 2, trazadas alrededor de la toma de tierra *A* 2 (fig. 179) de la investigación de Villanueva de las Minas, que ha servido para la determinación de la dirección de estratificación de la formación cambriana que sirve de cuenca, al sinclinal hullero.

Supongamos ahora, que en lugar de ser vertical la estratificación de las capas, esté solamente inclinada sobre el horizonte. El alargamiento de las elipses es menor y desaparece por completo, en el caso de los estratos horizontales, transformándose en círculos, como exige la

simetría. En este caso naturalmente, no hace falta hablar de la dirección de estratificación.

En resumen, cuando se trazan curvas equipotenciales alrededor de una toma de tierra colocada en un terreno estratificado, con bancos suficientemente inclinados sobre el horizonte, estas curvas están alargadas en la dirección de la estratificación. Por consiguiente, la determinación experimental de este alargamiento permite encontrar la dirección buscada.

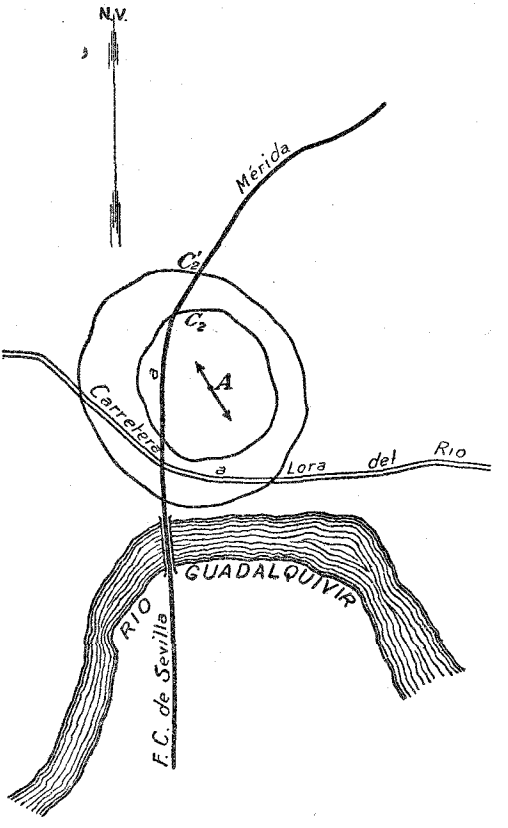



FIG. 179

Si consideramos diferentes terrenos, con la misma pendiente, el alargamiento de las curvas depende solamente de las propiedades eléctricas de aquéllos y permitirá caracterizar a cada uno de ellos.

Todo lo precedente es cierto, aun cuando las formaciones antiguas estén recubiertas por terrenos muertos de algún espesor. Basta solamente que las superficies equipotenciales penetren, lo suficiente, en el substratum para

que pueda intervenir su acción deformadora. Será preciso, por consiguiente, trazar grandes curvas, cuyo radio debe ser, al menos, el doble de la profundidad de los terrenos de recubrimiento, que ocultan tanto más la perturbación buscada, la elipsicidad en este caso, cuanto más conductores son, con relación al subsuelo estratificado.

Muy frecuentemente, los terrenos de recubrimiento son horizontales, siendo además, paralelas las superficies de base y la exterior. En este caso, no producen ninguna deformación en las curvas equipotenciales y sólo actúan como una pantalla más o menos opaca.

En los demás casos hay que tener en cuenta la influencia del espesor variable del recubrimiento y de la dirección de estratificación de los terrenos subyacentes.

Supongamos que en un punto *A* de un terreno isótropo o de estratificación horizontal, fig. 180, se envía una co-

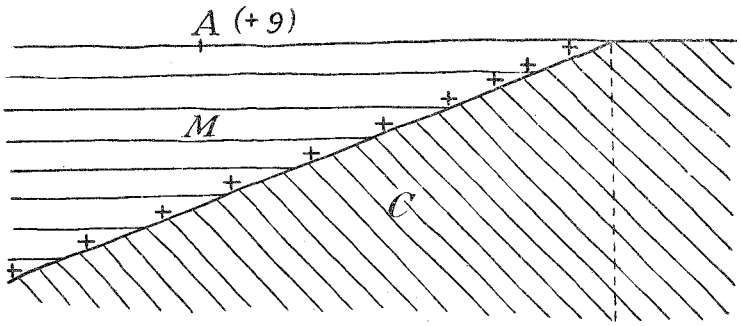



FIG. 180

rriente eléctrica. Desde el punto de vista de la repartición de los potenciales, es lo mismo que si el punto *A* tuviera una carga eléctrica positiva (+ *9*) y la curva equipotencial correspondiente a este caso es la circunferencia trazada de puntos, fig. 181.

Supongamos ahora que hay un *sub-stratum* inclinado *C* más resistente que *M*. Vamos a estudiar la deformación que debe producir esta heterogeneidad. La superficie de separación de los dos medios, se cubre de cargas positivas. La ación de estas cargas es muy débil a la izquierda de *A*, débil en su vertical y fuerte a su derecha. La curva equipotencial será atraída hacia el afloramiento de *C* y tomará la forma dibujada con línea llena en la figura 181.

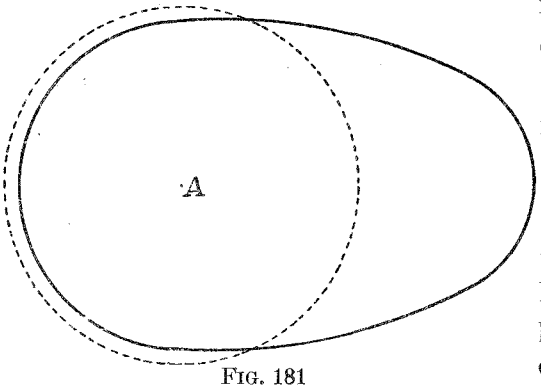


FIG. 181

Supongamos, por último, que el terreno resistente *C*, tenga inclinada la estratificación. Si el recubrimiento fuese constante, el efecto producido sería darnos como curva equipotencial alrededor de *A*, una elipse alargada en el sentido de la estratificación (curva de trazos de la figura 182).

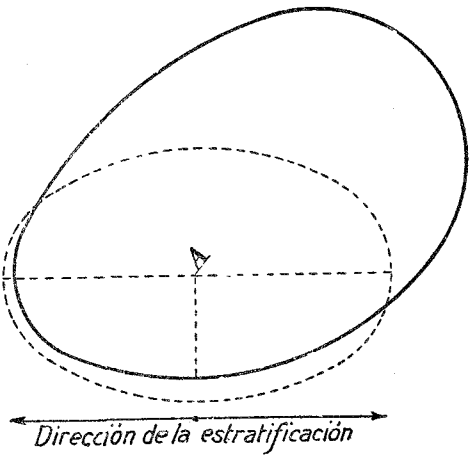


FIG. 182

Pero como además el *sub-stratum* está inclinado, el efec-

to anterior se sumará con el que produce esta última causa, que como sabemos es una atracción de la elipse hacia el afloramiento. La superposición de las dos influencias da como resultado la curva representado con trazo lleno en la fig. 182.

En ella se comprueba: Una descentración en el sentido del afloramiento; un alargamiento de conjunto, que no se corresponde con la dirección de estratificación y la

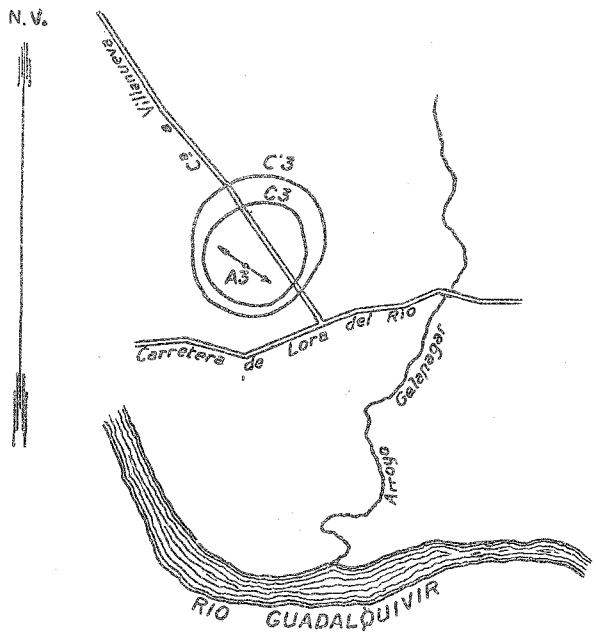



FIG. 183

insignificante variación de la parte izquierda de la elipse.

En resumen, la dirección de estratificación, es perpendicular al radio menor de la curva equipotencial. Esta regla, que es general, debe ser aplicada, siempre que sea variable el espesor de los terrenos de recubrimiento.

Como ejemplo, mencionaremos las curvas *C 3* y *C' 3* (figura 183) trazadas alrededor de la toma de tierra *A 3*,

en el centro del sinclinal de Villanueva de las Minas. El examen superficial de estas curvas nos indicaría como dirección de estratificación la Noreste, que corresponde a su eje mayor, cuando en realidad va dirigida hacia el Noroeste, conforme a la regla anterior. Observemos también el descentramiento de estas dos curvas, que nos indica que el substratum disminuye de espesor hacia el Noreste.

Después de haber estudiado un horizonte de referencia y las direcciones de estratificación, podemos determinar también una dirección media de buzamiento.

Este buzamiento se puede conocer por una serie de sondeos verticales que midan, en varios lugares, la profundidad de un horizonte característico; estudio efectuado, naturalmente, desde la superficie.

Si disponemos de algún pozo de sonda, podemos conocer el valor de la pendiente o buzamiento, pero no su dirección. En las investigaciones petrolíferas se admite que bastan tres sondeos para determinar la estratificación y el buzamiento. Vamos a ver cómo resolvemos el segundo problema, enviando corriente al fondo de un sondeo y ahorrando, por consiguiente, la perforación de los otros dos.

Si en el fondo de un sondeo se coloca una toma de tierra *A* y la otra en la superficie muy alejada de la primera los filetes de corriente no emergen simultáneamente alrededor del sondeo, como sucedería en un terreno homogéneo e isótropo. Siguen sensiblemente la estratificación y emergen, además de alrededor del sondeo, en un centro llamado *ombligo*, que está transportado con respecto a la toma de tierra *A* en el sentido del buzamiento. Basta, por lo tanto, determinar la posición de este ombligo, para unirlo con una línea, con el punto que indica el emplaza

miento del sondeo, que nos dará la dirección buscada. Esta determinación se realiza construyendo las curvas equipotenciales.

Como ejemplo, presentaremos el estudio efectuado por la Sociedad de Prospección Eléctrica Schlumberger, en Velsen (Sarre) (figura 184).

La toma de tierra *A* se colocó a 475 metros de profundidad y la *B* a 1.400 metros en dirección Oeste.

Se determinaron las curvas equipotenciales $C_1$, $C_2$ y $C_3$.

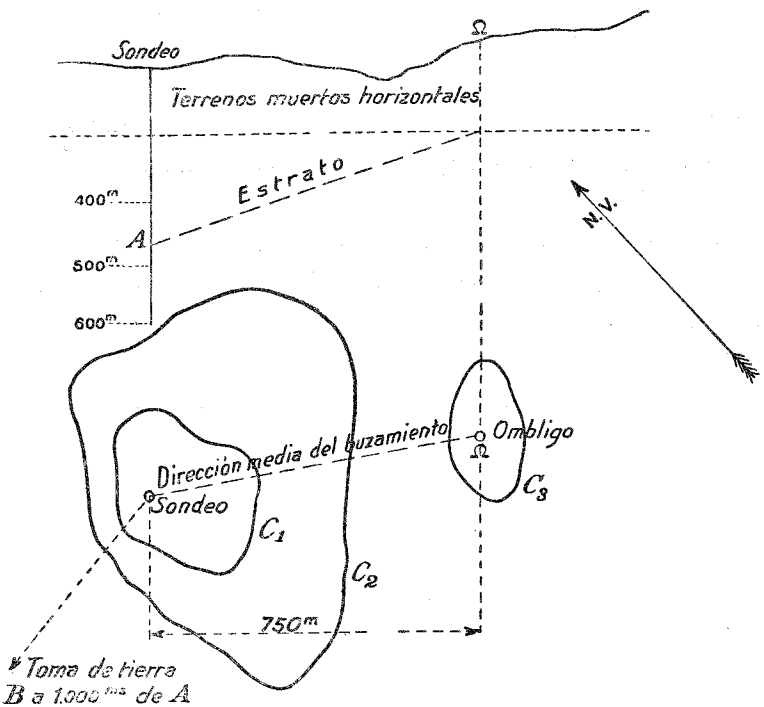



FIG. 184

Las primeras corresponden al centro de emergencia constituído por el sondeo y la última corresponde al ombligo. Las $C_1$ y $C_2$ están muy descentradas con relación al sondeo, y su arco rectilíneo paralelo al SE. parece seguir la dirección horizontal de las capas.

La curva $C_8$ que se encuentra alrededor del ombligo corresponde a la corriente captada por los estratos hulleros y está situada sobre los afloramientos de éstos, bajo los terrenos muertos.

**100. Estudio de una cuenca sedimentaria.**—El estudio de una cuenca sedimentaria se efectúa combinando los problemas anteriores, conforme a las circunstancias locales de cada caso.

Como ejemplo, presentaremos, después, la investigación realizada en Villanueva de las Minas.

**101. Carta geológica eléctrica.**—En los terrenos ocultos bajo un manto de terrenos muertos de poco espesor, donde no puede, sin embargo, llegar el martillo del geólogo, es fácil trazar una carta eléctrica, que nos permita discernir la forma y situación de los bancos, así como sus condiciones tectónicas.

# CAPÍTULO XXIV

## APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS DE SCHLUMBERGER A LA INVESTIGACIÓN DE LOS MINERALES METÁLICOS

**102. Método por corriente.**—Es el más general. Las masas metálicas conductoras se buscan por medio de un estudio de resistividades, o por el método de la carta de los potenciales.

Cuando se puede enviar directamente la corriente a la masa metálica utilizando un sondeo, o una labor de reconocimiento, se obtienen datos precisos sobre la forma exacta de la masa conductora, por la disposición de las curvas equipotenciales.

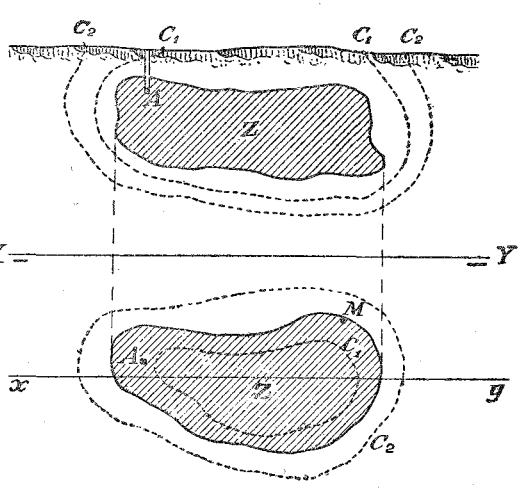



FIG. 185

Supongamos, por ejemplo, una masa de pirita, o de otro mineral, reco-

nocida por un sondeo $S$, en el punto $A$, figura 185 (*) (corte y planta). Para determinar la forma aproximada del yacimiento se procede de la siguiente manera: la toma de tierra $B$, se coloca lejos, en un sitio cualquiera, y la $A$, en la masa mineral.

Se trazan las curvas equipotenciales, en la superficie del suelo, que corresponden a la zona situada encima de $A$. Si hay trabajos subterráneos, también se deben efectuar mediciones en ellos, para precisar la forma de las superficies equipotenciales. A causa de su conductividad, muy superior a la del medio ambiente, la masa está sensiblemente al mismo potencial. Las superficies equipotenciales la envuelven bastante exactamente y afloran según curvas centradas sobre el yacimiento y que siguen su contorno.

Para determinar cuál de estas curvas corresponde al contorno aparente horizontal de la masa, debemos distinguir dos casos.

Si se conoce, por trabajos anteriores, el límite horizontal del yacimiento en un punto $M$, se tomará para contorno aparente, la curva que pasa por su vertical, admitiendo que envuelve el yacimiento a una distancia casi constante.

Si así no sucede, se efectúan medidas de potencial sobre la masa mineral. Se construye, por ejemplo, el perfil de los potenciales a lo largo de una línea $x\ y$ que corte las curvas diametralmente. Como se indica en la figura 186, se obtiene un perfil como el de $\alpha\ \beta$. El límite del yacimiento, corresponde a las zonas donde el potencial disminuye bruscamente. En la práctica suele trazarse un

(*) Étude sur la Prospection électrique du sous-sol, par C. Schlumberger, páginas 57 y siguientes.

perfil del campo eléctrico (caída de potencial por metro) obteniéndose la curva $\alpha'$ $\beta'$ cuyos dos máximos coinciden con el límite buscado.

Hasta ahora hemos considerado el caso más sencillo, en que la masa $Z$ está casi horizontal y delimitada por caras verticales. En general, las masas minerales tienen una pendiente más o menos acentuada, se terminan en biseles afilados y no poseen, propiamente hablando, un contorno horizontal perfectamente definido. La carta de los potenciales será entonces de difícil interpretación.

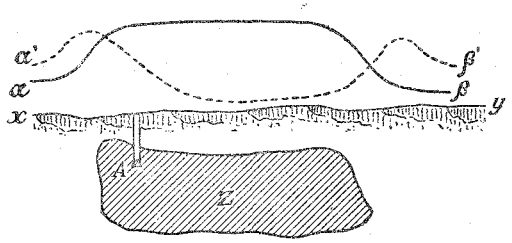



FIG. 186

Supongamos una masa mineral, con una cierta pendiente, como la representada en la figura 187. El perfil de los potenciales presentará una marcha disimétrica. Será más abrupto del lado $x$, que del $y$. Las curvas equipotenciales estarán más apretadas en el primer lugar que en el segundo. Evidentemente, será difícil precisar el límite del yacimiento hacia abajo.

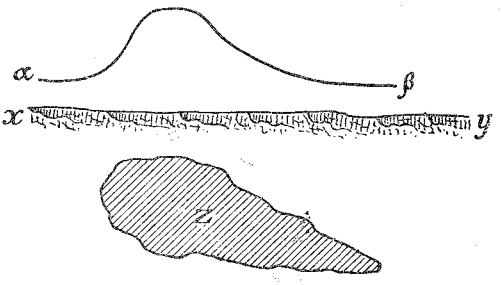



FIG. 187

Las dificultades de orden práctico provienen:

I. Del relieve del suelo, que puede producir perturbaciones notables.

II. De su falta de homogeneidad.

III. De los accidentes tectónicos que haya en la masa mineral, que interrumpen su conductividad eléctrica, aunque permanezca la del yacimiento, desde el punto de vista minero.

Como ejemplo, describiremos los trabajos efectuados por Mr. C. Schlumberger, en la masa de pirita de cobre de Bor.

El cobre se encuentra, en su mayor parte, bajo la forma de covelina con algo de cuarcita. No hay calcopirita, próximamente un 45% de pirita y un 40% de sílice. La masa está situada en una ancha vena andesítica. Según los datos de las labores efectuadas, tiene una forma ligeramente elíptica (200 metros de longitud por 100 metros de anchura) y buza hacia el SE. sin que se conozca el valor de este buzamiento. Su recubrimiento está constituído por un casquete cuarzoso, muy irregular por las labores de reconocimiento, que se han efectuado. Su espesor, en el terreno virgen, es de unos 50 metros.

Se comprobó que la masa metálica se comporta como un cuerpo conductor, situado en un medio resistente, al operar por los dos métodos siguientes:

Primero, se colocó la toma de tierra *A*, en la misma masa mineralizada *Z*, fig. 188, utilizando una galería de mina y la toma, *B* se dispuso a gran distancia. Efectuando medidas de potencial, en la citada galería, se pudo comprobar que éste era, sensiblemente, constante en toda la masa. A excepción de las cercanías de *A* (algunos metros) la caída óhmica

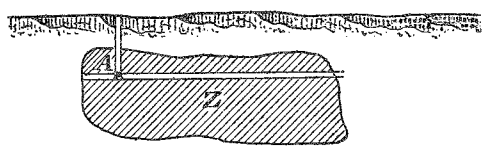



FIG. 188

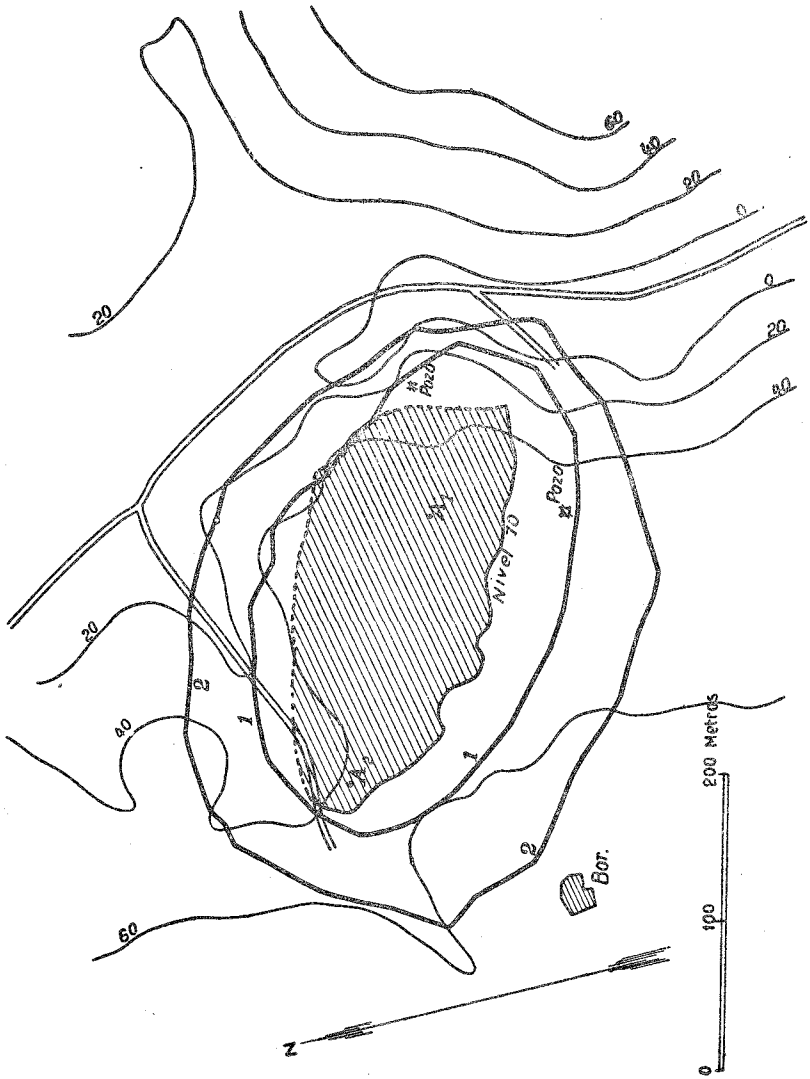

60
40
20
0
0
20
40
20
20
40
60
Pozo
Pozo
Nivel 70
1
2
1
2
Bor.
N
0
100
200 Metros

FIG. 189

de potencial, en una longitud de 50 m., era inferior a un milivoltio, a pesar de emplear una corriente cuya intensidad alcanzó hasta diez amperios. En las rocas situadas alrededor de la masa, la caída óhmica era de una centena de milivoltios por metro, lo que nos prueba que la resistividad de la roca era más de 5.000 veces mayor que la del mineral.

El segundo procedimiento empleado consistió en trazar curvas equipotenciales, en la superficie situada encima del yacimiento y comprobar que estas curvas permanecen invariables, cuando se cambia de lugar la toma de tierra, situada en el interior de la masa conductora.

La figura 189 indica las curvas *I* y *II* obtenidas al colocar la toma de tierra en $A_1$ y $A_2$ sucesivamente. La zona rayada indica la sección de la masa por el plano que contiene las dos tomas de tierra. El límite punteado corresponde a las regiones extremas, entonces reconocidas, aún mineralizadas, y el de trazo lleno, es el contacto con las rocas de la caja. Parece que el límite de puntos, coincide con la zona estéril, según los reconocimientos hechos en otros pisos.

Según vemos, las curvas dan la forma del yacimiento con una aproximación suficiente. Es natural que haya algunas separaciones, debidas, en primer lugar, a no ser el yacimiento un sólido cilíndrico de bordes verticales, con un contorno aparente horizontal, rigurosamente definido y segundo, el terreno es muy accidentado. Las tomas de tierra $A_1$ y $A_2$ se colocaron 70 metros bajo la superficie del suelo, que presenta diferencias de nivel de 60 metros, según muestran las curvas dibujadas en la figura.

**103. Método de la polarización espontánea.**—Si efectuamos mediciones, por medio de una línea volante que contenga un galvanómetro y un potenciómetro y que esté

terminada por dos electrodos impolarizables, en las proximidades de una masa de pirita, observamos los siguientes fenómenos. A varios centenares de metros del mineral (300 por ejemplo) se empiezan a percibir diferencias de potencial regulares, siendo el electrodo más próximo a la masa, negativo con relación al otro, en general. La diferencia de potencial observada, va aumentando, gradualmente, a medida que se avanza y puede alcanzar algunos milivoltios, por metro de línea.

En la región situada sobre el mineral, el potencial es casi constante, y después de atravesarla, las diferencias están dirigidas en sentido contrario.

Representando gráficamente los resultados de las medidas potenciométricas, se puede construir un perfil, cuyas abcisas sean las distancias y cuyas ordenadas sean los potenciales. Entre la que corresponde al vértice y las de los puntos más alejados, puede haber una diferencia de 500 milivoltios.

Las líneas equipotenciales se trazan fácilmente y se comprueba que rodean al yacimiento, así como que sobre éste se encuentra un área de potenciales negativos (*). También hay, a veces, otro centro de potenciales positivos, en las partes más húmedas del yacimiento. De manera general las curvas equipotenciales de polarización expontánea se cierran bien, con la precisión que corresponda a la de las medidas y son estables, es decir, que se las encuentra invariables si se repiten aquéllas al cabo de cierto tiempo.

Para explicarnos este fenómeno, mencionaremos tam-

(*) M. C. Schlumberger. Comptes rendus des Seances de l'Academie des Sciences. T. 170, pág. 519.

bien otro hecho experimental. Si se introduce en el agua un trozo de pirita y se explora el líquido con dos electrodos impolarizables, se comprueba que en los alrededores del mineral existen diferentes potenciales. En el agua que rodea a la pirita, hay centros negativos y positivos. Los primeros coinciden con las zonas de oscilación. Si se ataca la pirita por un agente oxidante (el ácido nítrico, por ejemplo), el punto atacado se presenta como negativo.

Se puede hasta construir una verdadera pila con electrodos de pirita cuya fuerza electromotriz es mensurable. Para ello se sumergen dos trozos de mineral *A* y *B*, figura 190, unidos por un conductor metálico, en los dos compartimientos de un vaso provisto de una pared central porosa. El *A* contiene un oxidante (disolución diluída de permanganato potásico) y el *B* agua pura. Se comprende que en el hilo *C*, la corriente va dirigida de *A* a *B*.

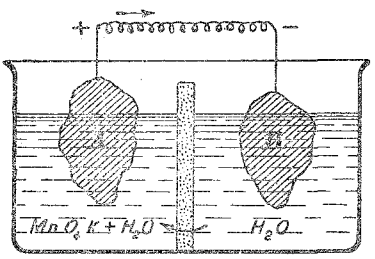



FIG. 190

Hay que observar que cuando las medidas se efectúan en el electrolito como sucede al efectuarlas en el suelo, la parte sumergida *A*, hacia la cual se dirige la corriente, aparece como una región de potenciales negativos.

Estas experiencias nos permiten explicar, de la siguiente manera (*) el fenómeno de la polarización expontánea.

Una masa de pirita situada bajo el suelo, siempre más o menos húmedo, se comparte como si estuviese sumergi-

(*) M. M. Cet M. Schlumberger. Comptes rendus des Séances de l'Academie des Sciences. T. 174, pág. 477.

da en el agua. La parte superior está sometida a la oxidación producida por las aguas superficiales, siempre ricas en oxígeno y la inferior permanece invariable. A consecuencia de esta disimetría se forma una pila que produce una corriente dirigida de *B* hacia *A* y que se cierra por el mineral de *A* hacia *B*, fig. 191. El vértice *A*, constituye un centro de potenciales negativos y las diferencias de potencial obedecen a la caída óhmica que resulta de la resistencia del suelo.

En la práctica no se ha podido comprobar la existencia de la región positiva profunda. Por el contrario, la observación de centros positivos sobre las fallas y sobre las zonas húmedas del yacimiento, confirma aquella existencia; pues se concibe que la corriente siga el excelente conductor que forman las venas de agua que unen la profundidad con el exterior y se formen en éste los centros positivos.

En resumen, estamos en presencia de una vasta pila, cuya acción equivale a difundir el oxígeno atmosférico, en el interior de la corteza terrestre.

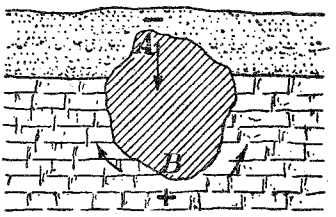


FIG. 191

En lo que concierne al orden de magnitud parece que una corriente de una décima de amperio, repartida en el suelo convenientemente, basta para producir las diferencias de potencial que se observan encima de un yacimiento de dimensiones notables. Esta décima de amperio no llega a transportar un gramo de oxígeno en 24 horas, cantidad muy pequeña relativamente.

Para que la pila continue funcionando y no se polarice es necesario que subsista la disimetría original, es decir,

que el oxígeno libre que se desprende en las zonas profundas, se elimine al mismo tiempo que se forma. Para ello puede difundirse lentamente en los terrenos de alrededor o combinarse con el mineral que esté en inmediato contacto con él. Por consiguiente, los minerales oxidables constituyen el despolarizante de la pila y son aptos para producir fenómenos intensos de polarización, como se comprueba fácilmente en las antracitas y los sulfuros metálicos. Los yacimientos de manganeso, en los que la pirolusita superficial se continúa en profundidad por el carbonato, representan un caso distinto. La pirolusita posee la conductividad metálica y el carbonato no la posee, por lo cual el oxígeno se deposita en la zona de contacto de los dos minerales y oxida al carbonato que se va transformando en bióxido.

Según los ensayos de MM. Schlumberger, la diferencia de temperatura entre el exterior y el interior no influye de manera apreciable. No sucede lo mismo con la presión que juega un papel importante en la disolución del oxígeno y en su combinación.

**104. Perturbaciones diversas.**—Las diferencias de potencial existentes en la superficie del suelo, no sólo son debidas a la presencia de la pirita o de algún otro mineral. Hay otras causas, como las acciones electromagnéticas, que producen diferencias muy importantes. La circulación de un electrolito cualquiera, por ejemplo agua, en un dieléctrico en polvo, como las arenas, provoca diferencias de potencial, apreciables.

Este efecto es inversamente proporcional a la conductibilidad del electrolito y directamente a la presión que determina la circulación. En las arenas del mar se observa una diferencia de algunos milivoltios entre las por-

ciones elevadas y las bajas. Entre un campo recientemente arado, donde la evaporación produce una rápida ascensión del agua, y el mismo sin labrar, suele haber una decena de milivoltios.

Hay otras causas como las corrientes telúricas y las debidas a las reacciones químicas que se verifican al contacto de substancias diferentes que salvo en el caso de los minerales, no producen diferencia de potencial notables.

Para que un yacimiento pueda presentar la polarización expontánea es preciso que se cumplan dos condiciones:

1.ª Que sea metálicamente conductor en una cierta altura, y

2.ª Que haya una rigurosa continuidad en la masa mineral.

Es preciso también que el electrolito presente una disimetría notable, entre su parte alta y baja, lo que se verificará cuando la cabeza del yacimiento esté encima del nivel hidrostático y el mineral sea susceptible de oxidarse.

**105. Principales tipos de yacimientos en los que se presenta la polarización expontánea.**

I. Los minerales más apropiados para la prospección por la polarización expontánea, son los sulfuros de cobre. El cobre nativo es, probablemente, favorable.

II. Todas las masas de pirita, y los filones cuya parte superior esté muy cerca de la superficie, presentan una polarización expontánea muy marcada. Gracias a la pirita, un gran número de minerales mixtos, como los de oro, plata, cobre, plomo, etc., son susceptibles de producir fenómenos eléctricos.

III. Las antracitas presentan una polarización expontánea extraordinariamente enérgica. Por desgracia, son

también muy activas, las pizarras antracitosas o grafitosas, sin ningún valor comercial.

Este es uno de los más graves inconvenientes de este sistema de prospección, en las regiones donde se presentan las pizarras mencionadas.

IV. Hay otros minerales que parecen presentar posibilidad de polarización espontánea, entre los que citaremos el mispickel, los sulfo-arseniuros y sulfo-antimoniuros complejos, la magnetita y la pirolusita. A estas substancias naturales, hay que añadir el hierro. Los carriles y tuberías, dan lugar a fenómenos muy marcados.

Ejemplo: la figura 192, representa la carta de los potenciales de polarización espontánea, con perfiles y líneas equipotenciales, trazada en Sain-Bel, antes de la guerra europea. Las zonas rayadas representan el yacimiento en el piso 106, situado a 100 metros bajo el nivel del suelo, que, en esta región, es muy accidentado. En ella vemos que, en conjunto, las curvas equipotenciales envuelven la zona mineralizada. La separación de las curvas en la zona $B$ de la figura, es debida a la inclinación del filón sobre la vertical. Esta es la zona más importante. Tiene una longitud de un kilómetro y una anchura de 500 metros. La diferencia de potencial que existe entre el centro negativo y los puntos muy alejados, alcanza el valor de 220 milivoltios, según muestra el perfil establecido a lo largo de la línea $x\,y$, a través del yacimiento. Las curvas $C_1$ y $C_2$ trazadas a los niveles $\zeta_1$ y $\zeta_2$ del perfil, están a 50 y 100 milivoltios respectivamente, bajo el vértice de los potenciales.

En la extremidad Este del yacimiento ha aparecido un centro positivo, es decir, una región donde el interior de las curvas equipotenciales es positivo con relación al exterior, inversamente a la regla general. La explicación

## POLARIZACIÓN ESPONTÁNEA EN SAIN-BEL

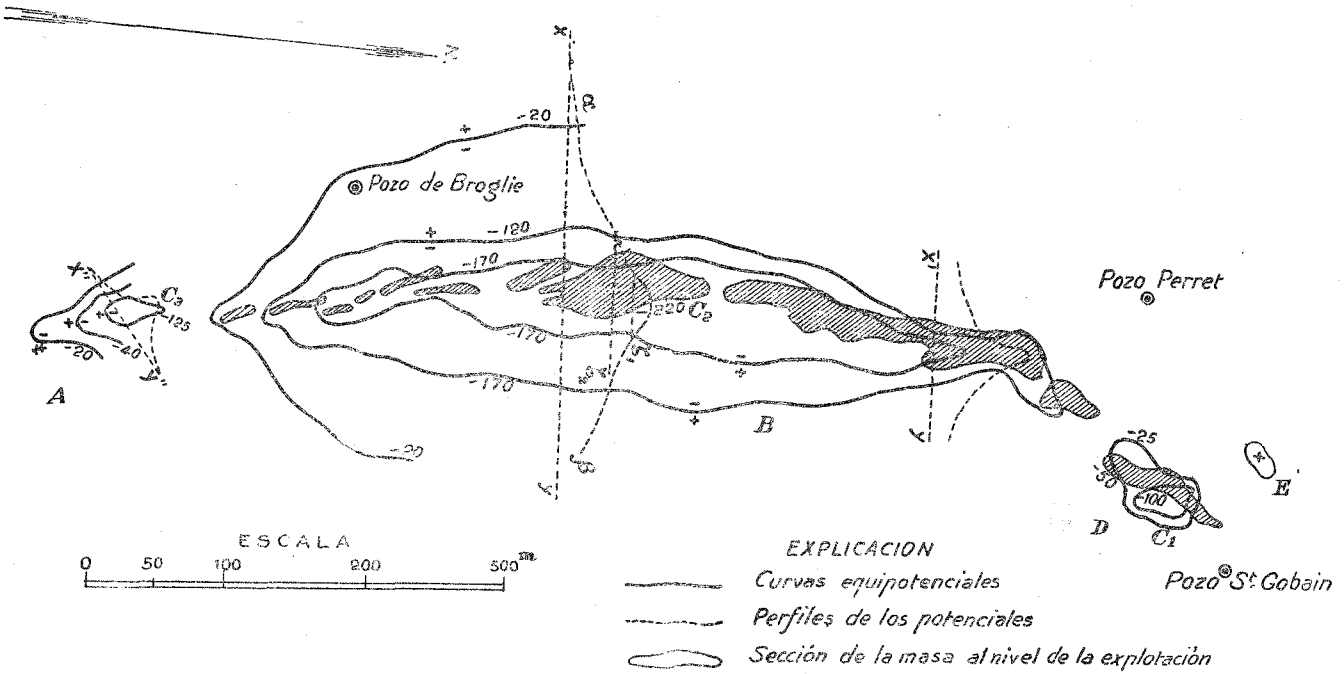



FIG. 192

que da Schlumberger a este fenómeno es que allí debe existir una falla con gran circulación de agua, en la proximidad inmediata de la masa piritosa. La diferencia de potencial entre este centro positivo y los puntos muy distantes es de 75 milivoltios.

Después de la guerra europea se han hecho trabajos en el filón de Sain-Bel que han permitido comprobar los resultados obtenidos anteriormente.

En la extremidad Sur del yacimiento, región *A* de la fi-

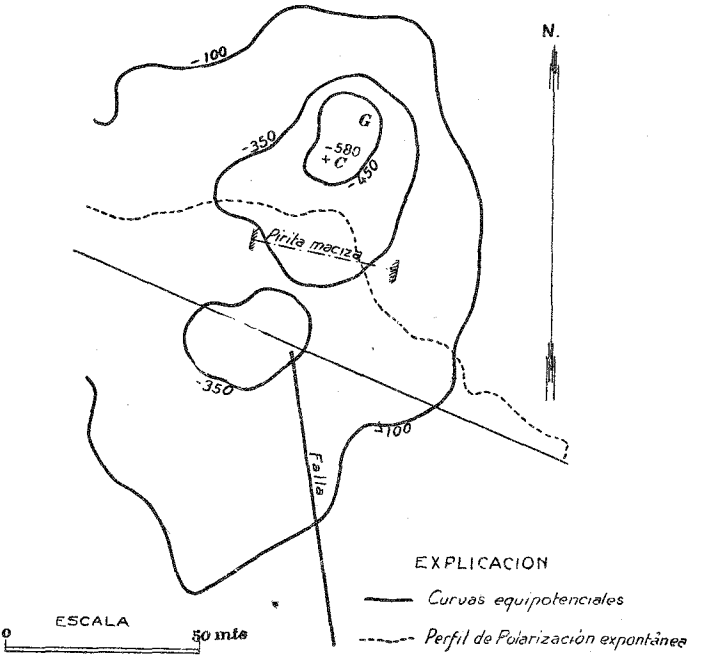



FIG. 193

gura 192, unas galerías de mina han cortado una lenteja de pirita a 40 y 50 metros, bajo la superficie del suelo. Esta lenteja coincide exactamente con las curvas de polarización espontánea, determinadas años antes, que pre-

sentan allí, un pequeño centro negativo. La mineralización tiene una longitud de 50 metros. Su espesor, aun no conocido, parece que sólo será de algunos metros. La pirita llega, probablemente, muy cerca de la superficie, pero está completamente oculta por la capa de tierra vegetal.

La importante masa de mena cuprífera de las minas de Noranda, en Servia, ha sido descubierta por el método Schlumberger, de polarización expontánea. En la figura 193, se indican las curvas equipotenciales, cuyo perímetro envuelve al del yacimiento. El centro de los potenciales negativos se encuentra en *C*.

**106. Método de la polarización provocada.**—Supongamos una masa *Z*, figura 194, de conductividad metálica introducida bajo el suelo. Si se hace pasar una corriente *i*, de sentido constante, entre dos tomas de tierra *A* y *B*,

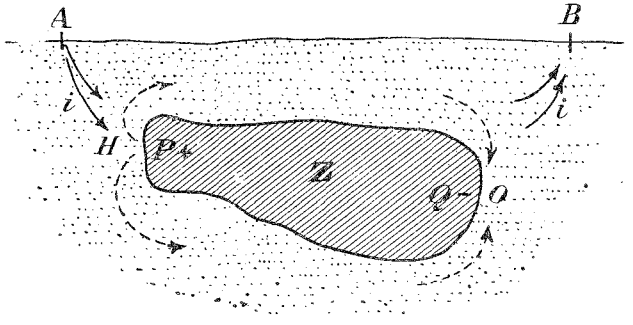



FIG. 194

esta corriente descompone la humedad de las rocas que rodean a la masa *Z*. En la zona *P* se deposita el hidrógeno y en la *Q*, por donde los filetes de la corriente salen de la masa, se deposita el oxígeno.

Así se provoca la polarización del yacimiento, que se transforma en una verdadera pila secundaria. Cuando se

interrumpe la corriente $i$, este acumulador se descarga a través del suelo según las flechas de puntos. $P$ juega el papel de polo positivo y $Q$ el de polo negativo. La observación, en la superficie del suelo, de las diferencias de potencial debidas a la corriente de descarga, debe permitir la localización de la masa conductora $Z$.

El trabajo se efectúa con los aparatos habituales ya descritos (línea volante, provista de electrodos impolarizables, galvanómetro y potenciómetro).

En esta clase de mediciones, debemos hacer notar que no intervienen en los fenómenos estudiados la mayor o menor conductividad de las rocas de la caja, mas que de una manera muy secundaria.

# CAPÍTULO XXV

## APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS DE SCHLUMBERGER A LA INVESTIGACIÓN DEL PETRÓLEO

**107. Generalidades.**—Ningún sistema de prospección sirve para determinar directamente el petróleo, salvo en casos particulares. En el eléctrico, esta imposibilidad práctica es debida, por una parte, a la gran profundidad a que generalmente se encuentran las capas petrolíferas y por otra, a que su resistividad se encuentra enmascarada, por la gran conductividad de los sedimentos que la rodean.

Los estudios de prospección de las zonas petrolíferas, han de efectuarse por métodos indirectos, ya sea por la determinación de una falla petrolífera, de una cúpula salina o de la prolongación de un anticlinal. También puede ser una investigación sistemática sobre vastas extensiones de condiciones favorables para la acumulación del petróleo.

Este estudio puede tener éxito, con la condición de efectuarlo en muy grande escala, para conocer las características eléctricas medias de toda una región y poder distinguir los fenómenos anormales que se presentan.

Este trabajo debe efectuarse por medidas de resistividades, formando una red más o menos espesa, con arreglo a las condiciones geológicas. Los resultados se pre-

sentan en una carta de resistividades, que puede utilizarse de diversas maneras.

Según ya hemos dicho, esta carta puede considerarse como un mapa geológico, en el cual las diversas rocas están representadas por sus caracteres eléctricos. Las resistividades se escalonan siguiendo la edad geológica de los terrenos. Las mayores corresponden a los terrenos eruptivos, las rocas metamórficas y los terrenos antiguos. Después, las resistividades disminuyen con los terrenos más recientes, hasta los depósitos actuales aun no consolidados, por lo que si se construye la carta eléctrica de toda una región, se asemejará mucho a la geológica.

En la práctica, los estudios tienen que ser más restringidos y la carta nos permitirá seguir contactos de rocas, horizontes estratigráficos y estudiar la tectónica, como se haría con el mapa geológico, con la ventaja sobre éste de poderla levantar a pesar del recubrimiento superficial que nos oculte la constitución del subsuelo.

Cuando se sabe apreciar el valor y la importancia de todo dato tectónico en lo que concierne a la investigación del petróleo, se concibe la importancia que puede tener la prospección eléctrica, en esta clase de estudios.

Los resultados permiten obtener dos finalidades:

I. Interpretación geofísica destinada a hacer resaltar una anomalía que se presente en los caracteres del suelo, como en los demás métodos.

II. Interpretación geológica que de un conjunto de datos absolutos, para una cierta región.

**108. Métodos indirectos de investigación.**—Según hemos dicho en el párrafo anterior, en la prospección eléctrica se dispone de dos métodos indirectos. El primero, consiste en estudiar las estructuras que están en rela-

ción con las acumulaciones petrolíferas o sean los anticlinales, fallas y cúpulas salinas.

El segundo consiste en investigar los caracteres eléctricos especiales que presentan los campos petrolíferos.

El petróleo es muy resistente, pero no se puede aplicar esta propiedad para su descubrimiento, pues salvo en casos extremadamente raros, está siempre en relación con aguas saladas y terrenos salados, que son muy buenos conductores.

De esto resulta que, en la mayoría de los casos, encima de un campo de petróleo se observa una zona de pequeña resistividad, según ha confirmado la experiencia.

Estos fenómenos de salazón son muy importantes para la prospección eléctrica del petróleo y se pueden explicar de la manera siguiente: por una parte, la acción de la roca que almacena el petróleo facilita la circulación de las aguas y por lo tanto, la formación de una aureola salada conductora; por otra parte, bajo el régimen de presiones de un campo petrolífero, existe una tendencia a la circulación ascendente de las aguas saladas, facilitada por la subida de los gases. Esta lenta ascensión de la sal, en las zonas petrolíferas, está enmascarada superficialmente por el constante lavado de las aguas pluviales.

En los párrafos siguientes nos ocuparemos del estudio de las estructuras relacionadas con las acumulaciones petrolíferas.

**109. Determinación de los anticlinales.**—El estudio de un sinclinal o de un anticlinal puede efectuarse por los principios expuestos en el estudio de una cuenca sedimentaria. Se busca un horizonte estratigráfico eléctricamente característico y se le sigue de cerca por medio de un perfil de resistividades.

Daremos, como ejemplo, aunque no se trate de un problema de petróleo el estudio de May St. André, hecho por este procedimiento. Después veremos el de un anticlinal petrolífero, en Boldescii, efectuado por el estudio de la salazón de los terrenos. A veces, se podrán combinar ambos procedimientos.

En el estudio del sinclinal de May St. André, en Normandía, se trataba de buscar una capa de mineral de hierro incluída en el terreno siluriano, fuertemente levantado y cubierto de una capa jurásica horizontal de 50 metros de potencia. Los horizontes sucesivos, desde el muro al techo, son los siguientes: areniscas armoricanas (200 metros); mineral de hierro (5 metros); pizarras de Angers (100 metros) y arenisca de May. Las hiladas de May están constituídas por alternancias de areniscas y pizarras, dominando estas ultimas. (Figura 195).

En el perfil de resistividades n.° 1, aparecen los dos flancos del sinclinal, con el paso característico de las areniscas de May. Este paso se traduce en una doble giba que corresponde a bancos muy resistentes colocados entre otros pizarrosos más conductores. En el perfil n.° 2 no se señala mas que el flanco Sur, por haber suprimido el Norte, la falla de Etavaux, que pone el siluriano en contacto con el cambriano inferior.

Siguiendo de cerca los diversos horizontes, por medio de los perfiles, se ha establecido la traza del techo de las areniscas de May y del centro de las pizarras de Angers.

El objeto práctico del estudio era cortar por un sondeo la capa de mineral de hierro, en el flanco Sur del sinclinal. El sondeo n.° 8, confirmó las indicaciones.

A menudo se puede caracterizar un sinclinal, por medio de sus simetrías. Las capas que se encuentran en sus dos flancos, dan resistencias iguales en el perfil. Los acci-

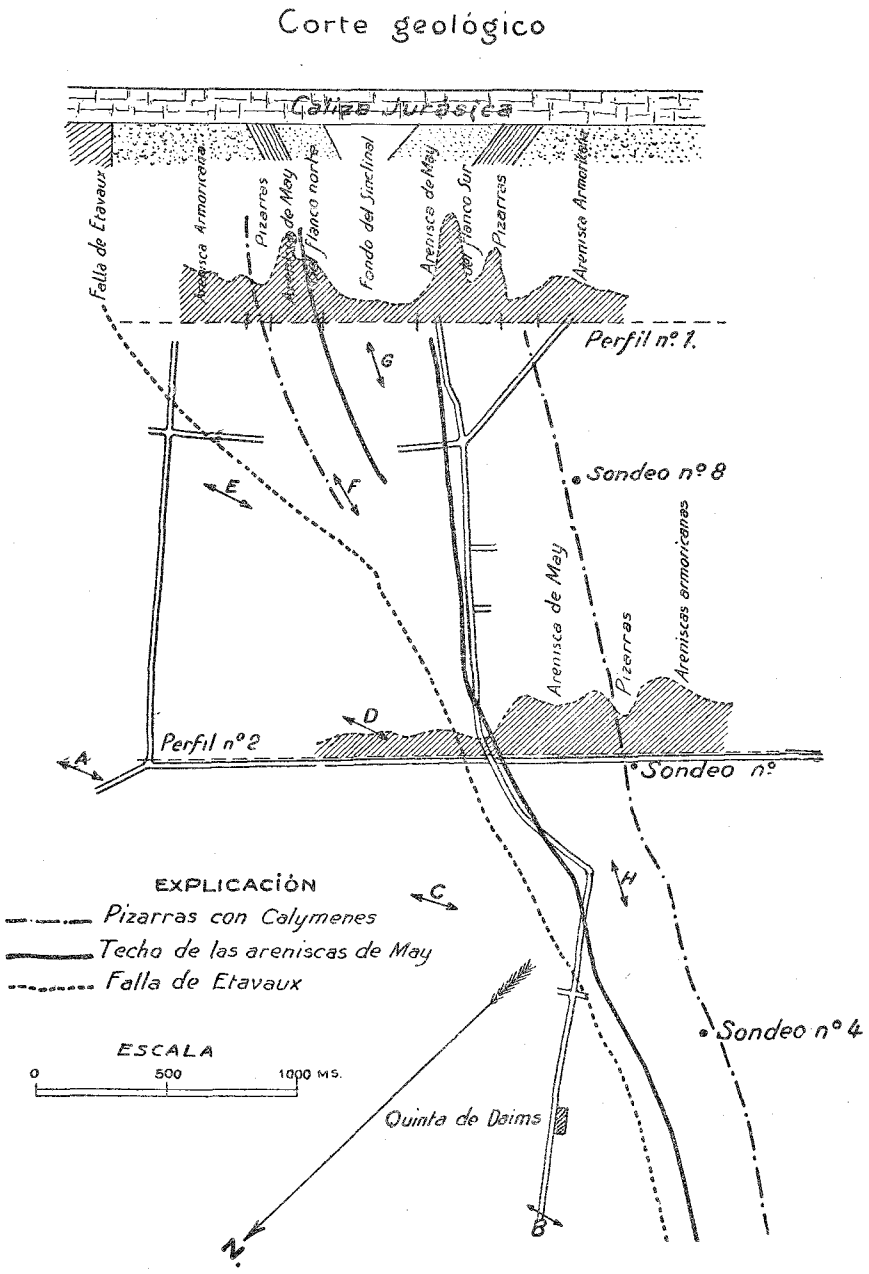

Corte geológico
Caliza Jurásica
Falla de Etavaux
Arenisca Armoricana
Pizarras
Arenisca de May
Flanco norte
Fondo del Sinclinal
Arenisca de May
Flanco Sur
Pizarras
Arenisca Armoricana
Perfil nº 1.
Sondeo nº 8
Arenisca de May
Pizarras
Areniscas armoricanas
Perfil nº 2
Sondeo nº
Sondeo nº 4
Quinta de Daims
N.
A
B
C
D
E
F
G
H
EXPLICACIÓN
Pizarras con Calymenes
Techo de las areniscas de May
Falla de Etavaux
ESCALA
0
500
1000 MS.

FIG. 195

dentes que se encuentran en los perfiles, se alinean entre sí y permiten el trazado del anticlinal.

El estudio se puede confirmar por medio de los sondeos eléctricos verticales. Basta encontrar un horizonte bien caracterizado y determinar su profundidad, en distintos lugares.

**110. Determinación de las fallas.**—Ya hemos expuesto

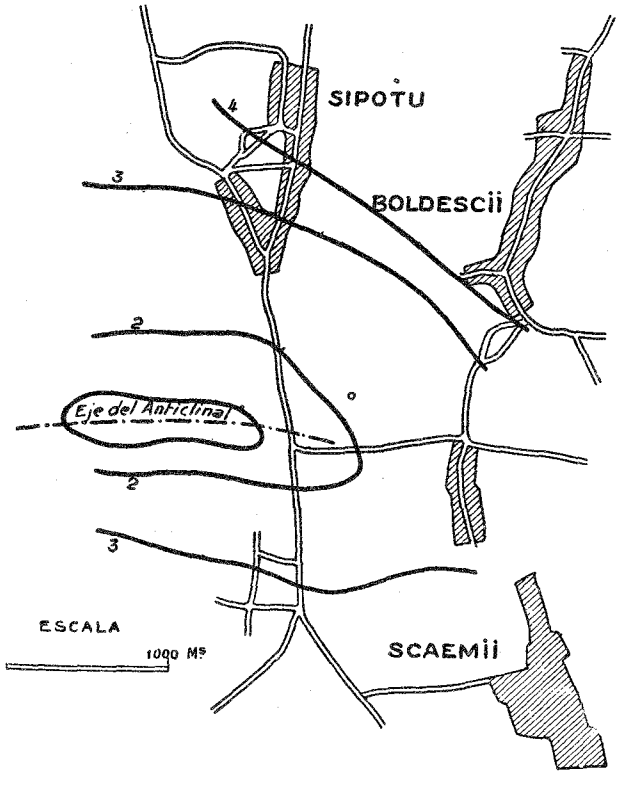



FIG. 196

cómo se determinan las fallas o accidentes verticales, donde el petróleo se reune con mucha frecuencia.

**111. Anticlinales de sal o de tendencia salada.**—En estos casos, juegan un papel muy importante los fenómenos de salazón. En los últimos contrafuertes de los Cárpatos, los pliegues anticlinales presentan un núcleo de sal y más al Sur, en la llanura, hay anticlinales que la sal no ha atravesado.

Siguiendo la escala cronológica de los terrenos, éstos son cada vez más salados, a medida que aumenta su antigüedad, presentándose el cuaternario como resistente. Resulta de esto que la mayor parte de estos pliegues

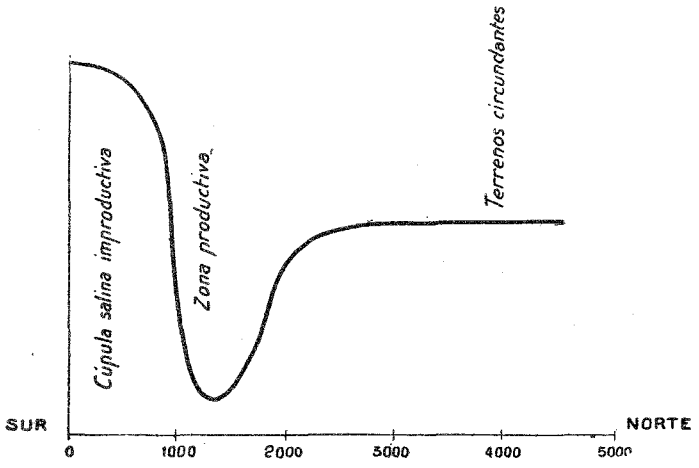



FIG. 197

se manifiestan por una disminución muy marcada de las resistividades, que, a veces, puede también explicarse por una simple disminución del espesor del cuaternario.

Como ejemplo, presentamos el estudio del anticlinal de Boldescii (figura 196) en el que se han dibujado las líneas de equiresistividad. Según vemos en ella, son simétricas con respecto al eje de aquél, que queda determinado exactamente.

**112. Cúpulas de sal.**—Estas cúpulas se presentan en la Gulf Coast, en forma circular y afloran más o menos, después de atravesar las distintas formaciones. Parece que el empuje aun continúa, en el día de hoy.

El núcleo de estas domas, compuesto de sal gema y su cabeza formada de calizas, anhidrita y dolomía, son resistentes; pero los estratos circundantes son más o menos conductores, según su porosidad y riqueza en arena, que facilita la circulación del agua salada.

Como ejemplo, presentamos el perfil de resistividades a profundidad constante, obtenido en una cúpula de esta naturaleza (figura 197).

También presentamos la carta de resistividades de Ensisheim (figura 198). El sondeo de Oberentzen, ha encontrado, en 1.000 metros de espesor, una capa de sal, muy próxima a la vertical, que demuestra la existencia de un pliegue salino muy alargado y de bordes abruptos, como indican las curvas de igual resistividad.

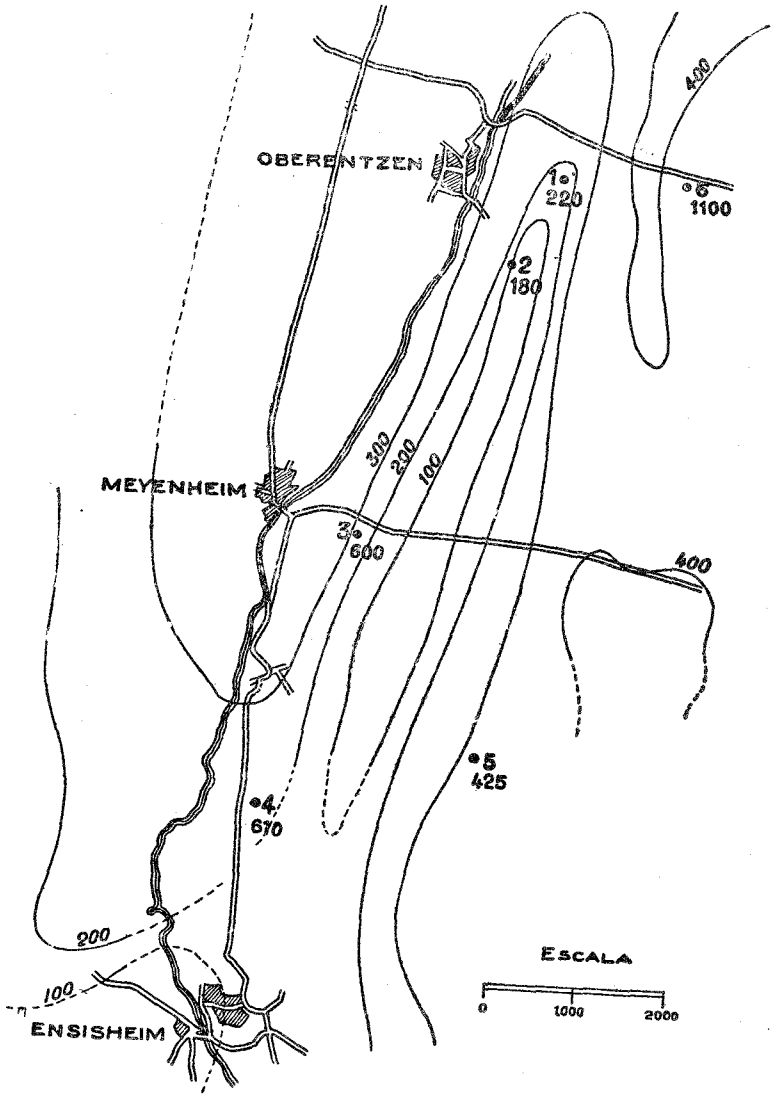

OBERENTZEN
MEYENHEIM
ENSISHEIM
1
220
2
180
3
600
4
670
5
425
6
1100
400
300
200
100
200
100
400
ESCALA
0
1000
2000

FIG. 198

# CAPÍTULO XXVI

## MÈTODO ELÈCTRICO DE CORRIENTE ALTERNA O MÈTODO ELECTRO-MAGNÈTICO

**113. Teoría.**—Si por un procedimiento cualquiera, hacemos pasar una corriente eléctrica por el subsuelo, ya hemos dicho que sus condiciones de propagación son completamente distintas de las estudiadas en la electrotécnica, para los conductores lineales.

La dirección y la intensidad de una corriente continua que circula por un hilo conductor, permanecen constantes con el tiempo. No sucede lo mismo cuando la corriente es alterna. Su intensidad varía según una ley sinusoidal, entre dos valores extremos de signos contrarios, con la frecuencia de la tensión que la produce; pero su dirección permanece constante y paralela al eje del hilo por el que circula.

En los conductores de tres dimensiones, como son los del subsuelo, tampoco es constante con el tiempo la dirección de la corriente (*).

A consecuencia de la acción de conjunto de las fuerzas

(*) R. Ambronn. Methoden der angewandten Geopysik. Dresden 1926.—über geopysikalische Aufschlussverfaren in bergbanlichen Praxis. Internationale Bergwirtschaft 1927.—Elektrische Bodenforschüng mittels Wechselströmen. Beiträge zur Geopysik 1928.

electromotoras de direcciones diversas y de distintas fases como se presentan en la prospección eléctrica por corriente alterna, la *corriente está siempre polarizada elípticamente.*

Esta denominación puede explicarse de la siguiente manera: Si seguimos la variación de la corriente eléctrica durante un período, de los 500 que generalmente posee la que se hace pasar por el subsuelo, en un punto determinado, el vector cuya dirección coincide con la de la corriente y cuya longitud es proporcional al valor momentáneo de su intensidad, describe con su extremo una elipse.

En un conductor lineal la corriente oscila paralelamente a su eje, desde el valor de cero al máximo positivo, disminuye de nuevo a cero, cambia de signo y alcanza el valor máximo negativo, para disminuir otra vez en valor absoluto, hasta anularse. En el conductor de tres dimensiones la corriente no se anula. En un período pasa dos veces por un valor máximo que corresponde a la longitud del semieje mayor de su elipse de oscilación y otras dos veces por un valor mínimo, proporcional a la longitud del eje menor de la mencionada elipse.

Todos los métodos de prospección por medio de la corriente alterna empleados hasta ahora descansan en hipótesis falsas, sobre la naturaleza de la repartición de la electricidad en el subsuelo, por no haber considerado la estructura elíptica del campo producido.

Para determinar la corriente eléctrica que circula en un punto determinado del subsuelo, hay que conocer los seis parámetros que caracterizan la elipse de oscilación, a saber:

1 El ángulo $\lambda$ que forma con el Norte la traza del plano de la elipse con el plano horizontal.

2 El ángulo $\mu$, formado por los dos planos citados.

3 La longitud $a$ del semieje mayor.

4 La longitud $b$ del semieje menor.

5 El ángulo $\sigma$ formado por el eje mayor de la elipse, y su traza con el plano horizontal.

6 La fase $\varphi_a$ con la cual la corriente del suelo circula en la dirección del semieje mayor positivo de la elipse.

Designar por $\varphi_a$ la fase del eje mayor de la elipse de oscilación de la corriente del suelo, quiere decir que en aquel instante la corriente en el punto considerado pasa por el eje de mayor de su elipse de oscilación, en la cual la oscilación tomada como origen de comparación posee la fase $\varphi_a$.

No tiene importancia la elección de la oscilación, que sirve como origen para comparar las demás por no ser preciso considerar la fase cero. Sólo hay que tener cuidado de que sea la misma, durante todas las mediciones que se verifiquen en la zona de investigación.

Si por alguna causa fuese preciso efectuar alguna variación en ella, habrá que corregir convenientemente los resultados obtenidos por la diferencia de fase introducida.

Vamos a tratar de la determinación sistemática de las elipses de oscilación de las corrientes del suelo.

Consideremos primero el sistema de los seis parámetros $\lambda$, $\mu$, $\sigma$, $a$, $b$, $\varphi_a$. La elipse de oscilación que representan, puede estudiarse por medio de tres oscilaciones lineales componentes, según los ejes de un sistema de coordenadas rectangulares. Supongamos que el eje de las $X$, está dirigido hacia el Norte; el de las $Y$, hacia el Este y el de las $Z$, en posición vertical hacia arriba.

Cada una de las tres oscilaciones lineales componentes, también de ley sinuosidal, está caracterizada por dos parámetros determinados; la amplitud $A$ y la fase $\varphi$.

Por consiguiente para la determinación de la elipse considerada obtendremos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$X = A_x \text{ sen } ( \varphi_t + \varphi_x )$$
$$Y = A_y \text{ sen } ( \varphi_t + \varphi_y )$$
$$Z = A_z \text{ sen } ( \varphi_t + \varphi_z )$$

En que significan, $X$, $Y$, $Z$, las coordenadas rectangulares de un cierto punto del perímetro de la elipse, extremo del vector, de fase $\varphi_t$ que representa la corriente en el suelo. $A_x$, $A_y$ y $A_z$ las amplitudes de las componentes según los ejes. $\varphi_x$, $\varphi_y$, $\varphi_z$, son las fases respectivas.

La corriente en un cierto punto del suelo no posee una fase determinada, como se escribe con frecuencia en algunos trabajos. Posee una intensidad y dirección que se repiten periódicamente. El conjunto de todas las direcciones e intensidades para *todas* las fases está representado por la elipse de oscilación.

Una fase sólo puede tener una oscilación lineal, que en este caso representa el momento en que pasa por el punto cero, la oscilación en el sentido positivo, comparada con otra de igual frecuencia, que sirve para origen de los tiempos.

En este sentido debemos considerar las fases $\varphi x$, $\varphi y$ y $\varphi z$, de las tres oscilaciones lineales componentes.

Entre los sistemas de magnitudes $\gamma$, $\mu$, $\sigma$, $a$, $b$, $\varphi a$, por una parte y $\varphi x$, $Ay$, $Az$, $\varphi x$, $\varphi y$, $\varphi z$, por otra, existen dependencias que se pueden expresar en un sistema de ecuaciones, que sirven para deducir uno de otro. Por salirse del cuadro de nuestro trabajo, remitimos al lector a quien interese al anteriormente citado trabajo del doctor Ambronn (*).

(*) Elektrische Bodenforschung mittels Wechselströmen. Beiträge zur Geophysik. 1928.

En las observaciones de campo, no se miden las magnitudes de ninguno de los dos sistemas citados. Se considera la proyección horizontal de la elipse de oscilación correspondiente al primer sistema, así como la amplitud $A_z$ y la fase $\varphi_z$ de la componente vertical, de la oscilación lineal, en este sentido.

La proyección horizontal de la elipse mencionada, se determina por los cuatro parámetros siguientes:

1) La longitud $a$, del semieje mayor.

2) La longitud $b$, del semieje menor.

3) El ángulo $\alpha$, que el eje mayor forma con la línea Norte-Sur.

4) La fase $\varphi_a$, con que la corriente pasa por el semieje mayor.

En lugar de $b$, se calcula la relación

$$g = \frac{b}{a}$$

que es más cómoda en los cálculos.

Para deducir las componentes lineales rectangulares,

$$X = A_x \,.\, \text{sen}\,(\varphi_t + \varphi_x)$$
$$Y = A_y \,.\, \text{sen}\,(\varphi_t + \varphi_y)$$

de las magnitudes, $a$, $g$, $\alpha$, $\varphi_a$ se emplean las siguientes fórmulas:

$$\text{tang}\,(\varphi_a + \varphi_x) = -\frac{1}{g}\,\text{cotang}\,\alpha$$
$$\text{tang}\,(\varphi_a + \varphi_y) = +\frac{1}{g}\,\text{tang}\,\alpha$$
$$\varphi_x = (\varphi_a + \varphi_x) - \varphi_a$$
$$\varphi_y = (\varphi_a + \varphi_y) - \varphi_a$$

$$A_x = \frac{a.\ \text{sen}\ \alpha}{\text{sen}\ (\varphi_a + \varphi_x)}$$

$$A_y = \frac{a.\ \cos\ \alpha}{\text{sen}\ (\varphi_a + \varphi_y)}$$

Por lo que la observación ha quedado reducida a la de los seis parámetros $A_x$, $A_y$, $A_z$, $\varphi_x$, $\varphi_y$, $\varphi_z$.

Si como sucede en la práctica, efectuamos las mediciones únicamente en la superficie del suelo, por no ser posible otra cosa, el plano de oscilación de la corriente está determinado por el de aquella superficie. Admitiendo que es plana y horizontal, en el pequeño espacio donde se mueven las ondas, como puede hacerse sin error sensible, podremos prescindir de la componente vertical puesto que las líneas de fuerza del campo eléctrico, no pueden atravesar el aire por no ser conductor. Sólo tendremos que determinar, por consiguiente, el sistema de magnitudes $a, g, \alpha, \varphi_a$, o el de las $A_x$, $A_y$, $\varphi_x$, $\varphi_y$ puesto que por las ecuaciones anteriores podemos pasar de uno a otro.

Las acciones magnéticas elementales, producidas en el suelo por todos los elementos de corriente dan lugar, con arreglo a la ley de Biot-Savart, a un campo magnético con polarización elíptica, análoga a la de la corriente, es decir, que el vector que pasa por un punto determinado, cuya dirección represente la de la fuerza magnética y cuya longitud sea la intensidad del campo en aquel instante, describe con su extremo una elipse, en cada período.

Todo lo que hemos explicado para la representación de las elipses correspondientes a las corrientes eléctricas, puede aplicarse al campo magnético, por ellas producido.

Se puede determinar la elipse de oscilación, por los pa-

rámetros $\lambda$, $\mu$, $\sigma$, $a$, $b$, $\varphi_a$ o bien por las amplitudes $A$ y fases $\varphi$ de las componentes de la oscilación según tres ejes coordenados rectangulares, por medio de las siguientes expresiones:

$$X = A_x \text{ sen } (\varphi_t + \varphi_x)$$
$$Y = A_y \text{ sen } (\varphi_t + \varphi_y)$$
$$Z = A_z \text{ sen } (\varphi_t + \varphi_z)$$

En la práctica, se emplea la proyección horizontal de la elipse, determinada por las magnitudes $a$, $g$, $\alpha$, $\varphi_a$ y la amplitud $A_z$ y la fase $\varphi_z$ de la componente vertical de la oscilación.

Para representar de una manera clara y precisa los resultados de las mediciones de todos los parámetros que caracterizan, tanto el campo eléctrico como el magnético, se puede emplear el procedimiento de escribir los valores numéricos obtenidos para cada uno de ellos en un plano topográfico al lado del punto de observación a que corresponden y dibujar por interpolación, las líneas que unen los valores análogos. Así obtendremos cuatro cartas para el campo eléctrico y seis para el magnético. En estas cartas se podrán apreciar las zonas de perturbación, producidas en el terreno por los cuerpos ocultos que hagan variar sus condiciones eléctricas.

También se emplea otra forma de representación que descansa en fundamentos completamente distintos. Ya sabemos que tanto el vector eléctrico como el magnético describen una elipse en cada período. En cada una de ellas podemos medir o calcular aquel radio vector del campo eléctrico o magnético que en un momento determinado coincide con una cierta fase de la oscilación de comparación.

Las direcciones de las líneas resultantes constituyen el *campo momentáneo* de las fuerzas eléctricas o magnéticas, es decir, un campo sincrónico al que realmente existió en una cierta fase $\varphi_v$ de cada período.

A cada fase corresponde un campo momentáneo, es decir, una repartición distinta de las corrientes eléctricas en la superficie del suelo y de las fuerzas magnéticas en el espacio.

Para obtener los valores $X_v$ $Y_v$ $Z_v$ de las componentes lineales rectangulares de este campo, bastará substituir el valor $\varphi_t$ de las ecuaciones normales por la fase $\varphi_v$ prefijadas de antemano. Los valores resultantes serán:

$$X_v = A_x \operatorname{sen} (\varphi_v + \varphi_x)$$
$$Y_v = A_y \operatorname{sen} (\varphi_v + \varphi_y)$$
$$Z_v = A_z \operatorname{sen} (\varphi_v + \varphi_z)$$

Estas tres fórmulas nos suministran las componentes lineales del campo magnético. Para las del eléctrico, el valor de $Z_v$ es nulo, como ya hemos explicado. Podemos calcular campos momentáneos para un gran número de fases $\varphi_v$ y representarlo en el plano topográfico por medio de flechas.

Como a consecuencia de la rotación de los vectores, la corriente tiene una dirección distinta en cada uno de ellos, podemos elejir el campo momentáneo que posea la más conveniente para la determinación de las masas subterráneas, cuya conductibilidad difiera de la del medio ambiente.

Por medio de los campos momentáneos, el campo electromagnético producido por la corriente alterna, queda dividido en tantos campos de corriente continua, de direcciones distintas, como fases consideremos.

Las observaciones de campo se efectúan automáticamente en cualquier dirección de la corriente. Después se deducen, por medio del cálculo, los campos momentáneos cuya dirección de la corriente sea la más favorable al objeto que se pretende.

**114. Los aparatos para medir el campo electro-magnético de las corrientes del suelo.**—La medición del campo eléctrico se efectúa por medio de dos piquetes de hierro, que se emplean como sondas. Uno de ellos permanece fijo en la estación de medida y el otro se desplaza circularmente a su alrededor. Las diferencias de tensión entre ambas sondas, se miden, tanto en amplitud como en fase, con un aparato de compensación.

La medición del campo magnético se verifica con una bobina de inducción, que puede moverse libremente, en un soporte montado sobre un trípode. La posición de la bobina, también llamada el cuadro, se determina con una brújula y un nivel, unidos al soporte.

En la figura 199 vemos el cuadro sobre su trípode y en la parte inferior de aquél, la brújula que mide la posición del cuadro con respecto a la dirección Norte y con relación al plano horizontal.

Debajo del cuadro se encuentra la sonda fija y aparte la móvil, en forma de bastón, con un carrete de hilo conductor, que puede arrollare o desarrollarse con facilidad.

La medida de las diferencias de tensión, de ley sinuosidal, existentes entre las sondas, e inducidas en el cuadro, se efectúan compensando una corriente derivada, de la corriente primaria aplicada al suelo, figura 200.

El arrollamiento primario de un pequeño transformador, está recorrido por la corriente principal que se comunica al suelo. Desde él parte un cable doble, bien ais-

ESQUEMA DE LA INSTALACION PARA LAS EXPERIENCIAS ELECTRICAS

EN

# HIENDELAENCINA

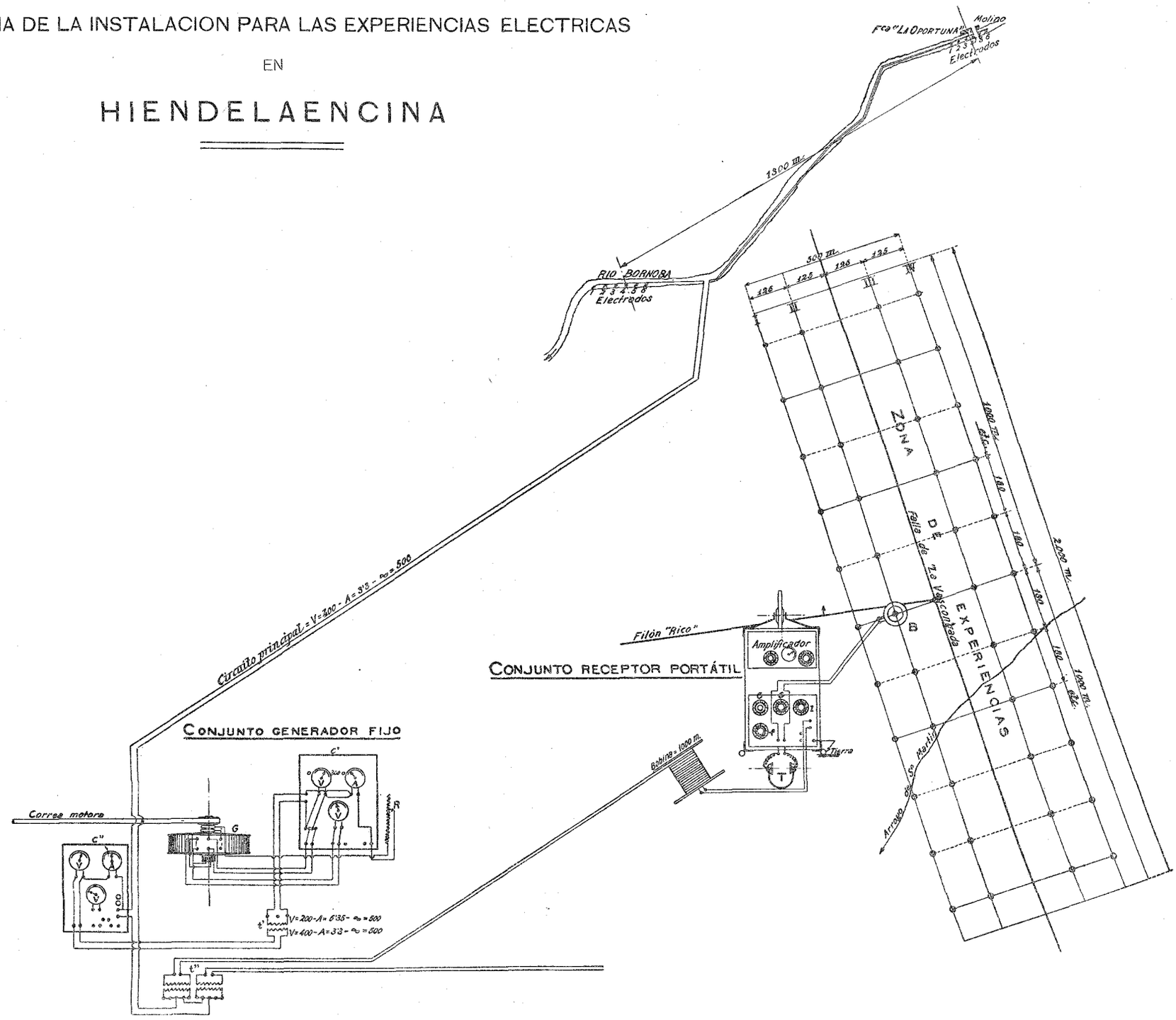



FIG. 200

lado que se une al aparato de compensación, montado en un carrito de mano. Este cable está arrollado en una bobina para alargarlo o acortarlo, con el movimiento del carrito. La corriente que circula por él, es siempre proporcional a la que se comunica al suelo y la diferencia de fases entre ellas, permanece constante. El aparato de com-

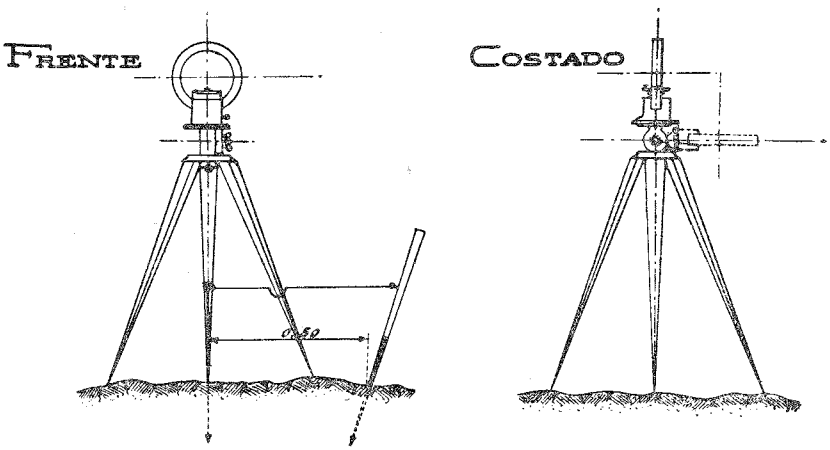



FIG. 199

pensación consta de un variómetro de fase y un variómetro de intensidad, que se regulan hasta lograr la compensación más perfecta posible. Como ésta no es completa, la mayoría de las veces, queda una corriente residual, que se hace pasar por un aparato amplificador de baja frecuencia de cuatro lámparas, en cuyo circuito de salida se ha colocado un teléfono. Los variómetros se regulan hasta obtener, en el teléfono, el sonido mínimo.

La corriente comunicada al suelo se produce en un alternador de 500 períodos, accionado por un electromotor o por un motor de gasolina. Como electrodos se emplean planchas metálicas que se introducen en el suelo húmedo de los lugares convenientes de la zona de investigación.

En la figura 200 puede observarse la disposición del conjunto.

**115. La práctica de las mediciones.**—En general, se empieza con la determinación de los parámetros del campo magnético. Se gira el cuadro, alrededor de un eje vertical, hasta colocarlo en la posición de inducción mínima. En esta posición el cuadro está colocado perpendicularmente a la dirección del eje menor de la elipse cuya proyección horizontal representa la verdadera oscilación, en este plano. Después, se miden las amplitudes y fases de la inducción en el cuadro, en seis posiciones distintas, alrededor del eje vertical de giro, que formen con la determinada primeramente, los ángulos de 30°, 90°, 150°, 210°, 270° y 330°.

Terminada esta operación, se coloca el cuadro en posición horizontal y se mide de nuevo la amplitud y la fase de la tensión inducida. Finalmente se gira 180° el cuadro, alrededor del eje horizontal y se repite la medida, como verificación.

Con esto queda terminada la determinación de la elipse de oscilación del vector del campo magnético. Desconectamos el cuadro de los aparatos de compensación, que se unen a las sondas para comenzar la medida del campo eléctrico.

La sonda móvil se mueve alrededor de la fija, en distancias de 50 centímetros y en cada posición se mide la amplitud y la fase de la diferencia de tensión, existente entre ellas.

Si la elipse de oscilación es muy aplanada, es fácil buscar el punto de toma de tierra de la sonda móvil para el que la diferencia de tensión alcanza el valor mínimo. A partir de la dirección así determinada que es la del eje

menor de la elipse de oscilación, se miden las fases y amplitudes en seis acimutes, que disten del primero 30°, 90°, 150°, 210°, 270° y 330°.

Si la mencionada elipse es poco aplanada, presenta muchas dificultades la determinación del acimut del mínimo y es más cómodo y rápido, efectuar la observación en doce acimutes, distantes 30° unos de otros, a partir de una dirección fija, que generalmente es la Este-Oeste.

Cuando las elipses sean casi circulares, basta efectuar la medida en cuatro acimutes, que corresponden a los ejes del sistema de coordenadas rectangulares, elegidos, con lo que se ahorran algunos cálculos, en la interpretación de las mediciones.

Es muy importante que todas las mediciones de campo, se efectúen en condiciones análogas, para que se puedan comparar entre sí, por lo que el programa de trabajo, proyectado de antemano, tiene que desarrollarse con la mayor escrupulosidad.

**116. El procedimiento para la interpretación de las mediciones.**—De las componentes lineales medidas, en seis acimutes, para el vector magnético y de las correspondientes al eléctrico, determinadas en doce, tenemos que deducir los valores de la magnitud del eje mayor de la elipse de oscilación correspondiente, su acimut y su fase, así como la relación $\frac{b}{a}$, entre los dos ejes, bien sea por el cálculo o bien sea gráficamente.

Para este último procedimiento, se emplea un papel preparado para coordenadas polares (figura 201) en que se construye el siguiente diagrama. A partir del centro, que representa el punto de medida, se trazan seis radios vectores, en las direcciones observadas. La longitud y fase de cada uno de ellos, ha sido determinada por el

aparato de compensación. La longitud sirve para representarle gráficamente a una cierta escala y la fase se escribe en cifras, al lado de su extremo.

No hace falta en la práctica construir la curva teórica

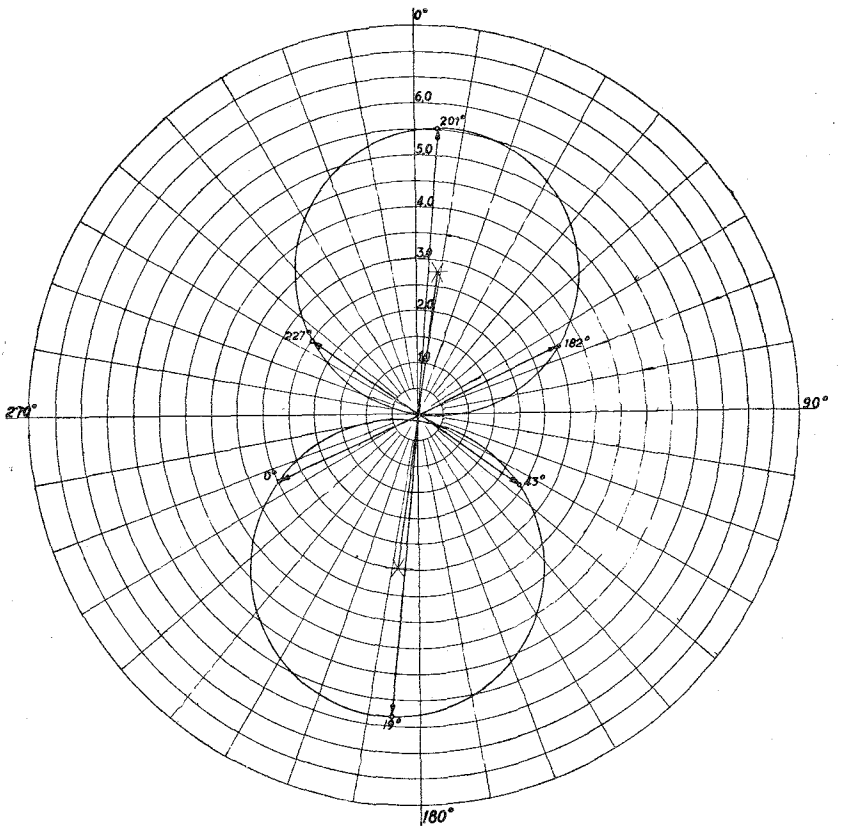



FIG. 201

de las amplitudes, que es de cuarto grado (*); basta reemplazar sus mitades exteriores, por dos círculos, determi-

(*) Ambronn. Elektrische Bodenforschüng mittels Wechselströmen.

nados por los extremos de los vectores representados en el diagrama.

La dirección de la línea que une los centros de ambos círculos suministra el acimut del eje mayor de la elipse. Su intensidad es el valor medio de las distancias entre el centro de coordenadas polares y los puntos más alejados del perímetro de cada círculo. Su fase se obtiene por interpolación entre los valores de las fases escritos en el diagrama.

La relación $\frac{b}{a}$, se determina por medio de la fórmula:

$$\frac{b}{a} = 0{,}577 \cdot \operatorname{tang} \varphi_s$$

Para calcular el valor de $\varphi_s$, se determinan las fases de los dos semiejes mayores, por interpolación entre las escritas en el diagrama, para los acimutes que difieren de ellos, 60° próximamente. Se calculan las diferencias entre 60° y las fases encontradas y se toma la media aritmética. El valor resultante es el de $\varphi_s$.

Con esto quedan determinados todos los parámetros de la elipse de oscilación. Si las medidas se han efectuado en 12 acimutes, se precisa algo más la curva de las amplitudes. Los dos círculos deben pasar por cada seis puntos extremos de los vectores.

La fase y amplitud de la componente vertical del campo magnético de las corrientes del suelo, se determinan en el campo directamente.

En las investigaciones de zonas de gran extensión, hay que aumentar la sensibilidad de los aparatos, para que esté en relación con la intensidad del campo y a veces podrá ser necesario trabajar con varios aparatos distintos, independientes unos de otros, en las diversas regiones de aquélla.

Para reducir todo el material de observación a valores

normales, comparables entre sí, es preciso observar diariamente varios puntos, con todos los aparatos. Después de haber elegido el valor normal, que sirva de término de comparación, se construyen las curvas de variación de los aparatos, que nos permiten deducir los factores de reducción de las intensidades medidas y la corrección angular que deben experimentar las magnitudes de las direcciones y fases.

Estos cálculos nos suministran los valores definitivos del eje mayor $a$, del acimut $\alpha$ y de la fase $\varphi_a$ así como la relación $g$ entre los ejes, la amplitud $A_z$ de la componente vertical del vector magnético y su fase $\varphi_z$, para todos los puntos medidos en la zona.

Por medio de las fórmulas expuestas en el § 113, podemos calcular los valores de $A_x$, $\varphi_x$, $A_y$, $\varphi_y$. Cada uno de los valores encontrados se escribe en el punto que le corresponde de un plano topográfico, y se trazan en ella, por interpolación, las líneas que unen los que tienen la misma magnitud. Así obtenemos seis planos para la representación completa del campo magnético y cuatro para la del eléctrico. En ellos se puede comparar la marcha de las diversas líneas, con la que debían tener, en el caso de que el terreno fuera homogéneo y deducir la posición e importancia de las masas ocultas que alteren aquella homogeneidad.

Otra manera muy clara de representar los resultados de las mediciones electromagnéticas, es mediante el empleo de los campos momentáneos.

Ya conocemos las fórmulas que nos permiten calcular los valores de las componentes de la oscilación elíptica del vector electromagnético, según los ejes de un sistema de coordenadas rectangulares en función de las fases $\varphi$ y amplitudes $A$, para un cierto tiempo $\varphi_t$.

$$X_t = A_x \operatorname{sen} (\varphi_t + \varphi_x)$$
$$Y_t = A_y \operatorname{sen} (\varphi_t + \varphi_y)$$
$$Z_t = A_z \operatorname{sen} (\varphi_t + \varphi_z)$$

En el campo eléctrico de la superficie, $Z_t$ es siempre igual a cero. Dando a $\varphi_t$ la serie de valores $-60°$, $-30°$, $0$ $+30°$, $+60°$, $+90°$, obtendremos seis campos momentáneos distintos, que se representan como vamos a explicar: De los valores de $X_t$ e $Y_t$ se deduce el valor de la componente horizontal, que se representa en el plano topográfico por medio de una flecha cuya longitud $R$, sea la resultante de $X_t$ e $Y_t$ es decir

$$R = \sqrt{X_t^2 + Y_t^2}$$

y cuya dirección $\alpha$ es el ángulo que su dirección forma con el Norte determinado por la fórmula

$$\tan \alpha = \frac{Y_t}{X_t}$$

La componente vertical del campo magnético puede representarse aisladamente o en combinación con cualquiera de las otras dos componentes. Lo más frecuente es representarla por un trazo perpendicular al de la componente horizontal y a su misma escala. Si la componente vertical está dirigida hacia arriba el trazo que la representa se dibuja hacia la derecha de la componente horizontal mirando desde el punto de observación hacia su extremo y si está dirigida hacia abajo se la representa con la dirección contraria.

También podemos construir planos que constituyan el valor total del campo

$$D = \sqrt{X_t^2 + Y_t^2 + Z_t^2}$$

y el ángulo de inclinación $\delta$ de la fuerza total $D$ con relación a la horizontal, dado por la fórmula

$$\tan \delta = \frac{Z_t}{R_t}$$

**117. Interpretación de las mediciones electromagnéticas efectuadas en Hiendelaencina.**—Como ejemplo de una investigación efectuada por el método en que nos ocupamos, haremos un breve resumen, de la de Hiendelaencina, efectuada por el Instituto Geológico y Minero de España, bajo la inspección de mi querido compañero, D. Guillermo O'Shea, de cuya Memoria tomamos los siguientes datos.

El problema propuesto era aclarar, en lo posible, las condiciones geológico-tectónicas de la zona donde el filón de minerales de plata «El Rico», es cortado por la falla «La Vascongada». Determinar la posición precisa de esta falla, así como una posible prolongación del filón, al otro lado de ella.

Como datos mineralógicos podemos mencionar que la ganga del filón está constituída por la barita y el cuarzo, en los cuales, hay intercaladas diversas masas de minerales de plata, de grande o de pequeña importancia. Estos minerales no son conductores, en su mayor parte. Además, se presentan trozos independientes de galena, conductora en sí misma, pero que por la falta de contacto entre ellos, dentro del filón, aparece como aisladora.

Se afirma, que en algunos lugares de la parte superior del filón, debe existir la pirita, que en ese caso, le haría conductor. Los filones arman en el neis, que no es conductor por la pequeña cantidad de humedad que contiene. En la región occidental de la zona de estudio, el neis aflora sobre los terrenos diluviales, constituídos por are-

nas, arcillas y conglomerados, cuya potencia aumenta hacia el Este. Estos terrenos modernos permiten el paso de importantes capas acuíferas, que aumentan su conductividad eléctrica.

La falla «La Vascongada», debe presentarse como una zona de mayor conductividad que la del neis, a causa de su contenido de agua. El filón «El Rico», por el contrario, se presentará como una zona resistente, no sólo por las razones ya explicadas, sino también por haber sido ya explotado bajo la zona de la investigación.

Con los datos obtenidos en los cuadernos de campo calculamos los elementos para determinar la proyección horizontal de la elipse de oscilación y la componente vertical del vector magnético. La construcción del eje mayor, de su acimut y fase, se efectúan por el procedimiento gráfico explicado.

Comparando los valores obtenidos en las series de mediciones repetidas en los puntos de verificación, obtenemos los coeficientes de corrección que afectan a las direcciones y a las fases, con los que hacemos comparable entre sí, todo el material de observación. Por ejemplo, para el aparato número 24, en las mediciones efectuadas con el cuadro, fueron:

| Escala del aparato de compensación | Nº de cables | CORRECCIONES DE LAS | | |
|---|---|---|---|---|
| | | Intensidades | Acimutes | Fases |
| ∞ | 1 | ×6,37 | 0° | —56° |
| ∞ | 2 | ×4,40 | +1° | —76° |
| ∞ | 3 | ×3,12 | +1° | —76° |
| 2 | 1 | ×1,10 | 0° | —69° |

Introduciendo estas correcciones obtenemos los valores, comparables entre sí, de $a$, $\alpha$, $\varphi_a$, $g$, $A_z$ y $\varphi_z$.

Estos valores se reunen en cuadros, como el siguiente, que se refiere a una medición con el cuadro de inducción. Cuadro I.

El encabezamiento de cada columna significa:

*P.*—Designación del punto donde se efectúa la medida.

*Dat.*—Fecha de la observación.

*Ap.*—Aparato empleado.

*Cu.*—Cuadro de inducción empleado.

*Tr. Ph.*—Transformador empleado para derivar la corriente de comparación, de la principal.

*Es.*—Escala utilizada en el aparato de compensación.

*Ca.*—Designación y número de las bobinas empleadas.

*R.*—Resistencia empleada en el aparato de compensación.

*Min.*—Acimut aproximado del eje menor de la proyección horizontal de la elipse de oscilación.

$I_h$.—Intensidad y dirección del eje mayor de la mencionada elipse.

$A_h$.—Acimut del mismo.

$Ph_h$.—Fase del íd.

$\frac{b}{a}$.—Relación entre los semiejes.

$I_v$.—Amplitud de la componente vertical del vector magnético.

$Ph_v$.—Fase de la misma.

*Obs.*—Observaciones.

Para eliminar la variación diaria que pudiera existir en el sistema de magnitudes que hemos calculado, después de hacerlas comparables entre sí, por las correcciones anteriormente mencionadas, se han tomado los valores medios, después de reunirlos en grupos, para compararlos de una manera sistemática.

Así se ha calculado una pequeña corrección diaria, que para la intensidad y fase, aparece escrita en el margen derecho del estado de valores. Esta corrección no se ha

## CUADRO I

| PUNTOS | Fecha | Observaciones | Aparato | Cuadro | Transformador | Escala | Cables | Resistencia de compensación | Acimut del mínimo | $I_h$ | Acimut $h$ | Fase $h$ | b : a | $I_v$ | Fase $v$ | Observaciones | Observaciones | a | $\alpha$ | $\varphi_a$ | g | $A_z$ | $\varphi_z$ | Observaciones | Observaciones |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| II-2 | 20-II | M | 24 | 24 | 400/10 | 2 | 128 | 110/70 | 80 | 5.78 | 175 | 109 | —0.27 | 15.7 | 100 | | K | 6.37 | 175° | 40° | —27 | 17.3 | 31° | | |
| | | | | | | 8 | | | | 0.99 | 166 | 100 | —0.44 | 2.76 | 83 | | K | 6.31 | 166 | 44 | —44 | 17.6 | 27 | | |
| II-2 | 21-II | | | | | 2 | | 110/75 | | 13.35 | 174 | 103 | —0.28 | ? | 101 | | | | | | | | | | |
| I-2— 30 | | | | | | 8 | | 50/100 | 100 | 3.68 | 183 | 83 | —0.46 | 9.27 | 77 | | | | | | | | | | |
| I-2 | | | | | | | | 50/100 | 90 | 4.11 | 180 | 85 | —0.33 | 7.63 | 75 | | | | | | | | | | |
| I-2+ 30 | | | | | | | | 90/100 | 100 | 2.54 | 183 | 86 | —0.35 | 5.03 | 77 | | | | | | | | | | |
| I-2+ 30 | 22-II | | | | | | | 70/100 | 100 | 1.52 | 186 | 94 | —0.37 | 3.16 | 87 | | | 9 67 | 186 | 38 | —37 | 20.1 | 31 | | |
| I-2+ 60 | | | | | | | | 140/100 | 90 | 1.70 | 184 | 94 | —0.32 | 3.27 | 85 | | | 10.8 | 184 | 38 | —32 | 20.8 | 29 | 10.7 | |
| I-2+ 120 | | | | | | | | 150/90 | 90 | 1.67 | 178 | 94 | —0.29 | 3.14 | 85 | | | 10.6 | 178 | 38 | —29 | 20.0 | 29 | 179° | |
| I-2+ 90 | | | | | | | | 170/90 | 90 | 1.73 | 181 | 94 | —0.27 | 3.89 | 85 | | | 11.0 | 181 | 38 | —27 | 18.4 | 29 | 38°4 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | —29 | —4° |
| I-3— 30 | | | | | | | | | 80 | 1.65 | 177 | 96 | —0.28 | 2.36 | 84 | | | 10.5 | 177 | 40 | —28 | 15 0 | 28 | 17.5 | |
| I-3 | | | | | | | | | 90 | 1.81 | 173 | 92 | —0.26 | 2.36 | 80 | | | 11.5 | 173 | 36 | — 26 | 15.1 | 24 | 28°4 | |
| I-3+ 30 | | | | | | | | | | 1.65 | 175 | 92 | —0.25 | 2.05 | 82 | | | 10.5 | 175 | 36 | —25 | 13.1 | 26 | | |
| I-3+ 30 | 23-II | | | | | | | 170/100 | 80 | 1.49 | 175 | 94 | —0.29 | 1.84 | 81 | | | 9.50 | 175 | 38 | —29 | 11.7 | 25 | | |
| +60 | | | | | | | | 190/110 | 85 | 1.65 | 183 | 91 | +0.05 | 1.84 | 78 | | | 10.5 | 183 | 35 | +5 | 11.7 | 22 | | |
| +90 | | | | | | | | 165/110 | 85 | 1.70 | 175 | 90 | —0.25 | 1.70 | 76 | | | 10.8 | 175 | 34 | — 25 | 10.8 | 20 | | |
| I —60 | | | | | | | | 185/110 | 85 | 1.46 | 173 | 89 | —0.27 | 1.30 | 74 | | | 9.3 | 173 | 33 | —27 | 8.27 | 18 | | |
| —30 | | | | | | | | 175/110 | 90 | 1.33 | 179 | 89 | —0.24 | 1.3 | 74 | | | 8.47 | 179 | 33 | —24 | 8.27 | 18 | 9.2 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 172 | |
| I-4 | | | | | | | | | | 1.20 | 183 | 86 | —0.24 | 1.18 | 74 | | | 7.63 | 183 | 30 | —24 | 7.51 | 18 | 32°4 | —4° |
| + 30 | | | | | | | | | | 1.13 | 177 | 87 | —0.27 | 1.16 | 75 | | | 7.19 | 177 | 31 | —27 | 7.37 | 19 | —28 | |
| + 60 | | | | | | | | 170/110 | | 1.20 | 178 | 86 | —0.26 | 1.27 | 78 | | | 7.65 | 178 | 30 | —26 | 8.08 | 22 | 8.9 | |
| + 90 | | | | | | | | | | 1.22 | 176 | 86 | —0.28 | 1.38 | 80 | | | 7.77 | 176 | 30 | —28 | 8.79 | 24 | 18.4 | |
| I-5 — 90 | | | | | | | | | | 1.46 | 167 | 89 | —0.3 | 1.36 | 81 | | | 9 29 | 167 | 33 | —30 | 8.66 | 25 | | |
| — 30 | | | | | | | | 240/100 | 70 | 1.41 | 163 | 92 | —0.3 | 1.25 | 76 | | | 8.97 | 163 | 26 | —30 | 7.95 | 20 | | |
| + 30 | | | | | | | | | | 2.07 | 160 | 85 | —0.31 | 1.46 | 61 | | | 13.2 | 160 | 29 | —31 | 9.29 | 5 | | |
| + 15 | | | | | | 8 | 1 | 180/90 | 70 | 1.35 | 159 | 88 | —0.31 | 1.04 | 63 | | | 8.60 | 159 | 32 | —31 | 6.62 | 7 | | |
| + 15 | | | | | | | $2^{23}_{26}$ | 181/90 | | 2.02 | 158 | 86 | —0.31 | 1.46 | 62 | | | 8.90 | 158 | 10 | —31 | 6.42 | 6 | 8.15 | |
| II-4 + 30 | 27-II | | 25 | 25 | 400/10 | 2 | 129 | 180/0 | 85 | 5.77 | 176 | 18 | —0.29 | 7.45 | 14 | Bl. 7 | | 7.94 | 176 | 14 | —29 | 10.3 | 10 | 164 | |
| + 60 | | | | | | 2 | | 250/0 | 70 | 6.14 | 159 | 27 | —0.30 | 6.33 | 9 | | | 8.48 | 159 | 23 | —30 | 8.73 | 5 | 19 | |
| + 90 | | | | | | | | | | 5.77 | 161 | 24 | —0.28 | 5.96 | 4 | | | 7.96 | 161 | 20 | —28 | 8.23 | 0 | —28 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 8.7 | |
| II-5 — 60 | | | | | | | $2^{29}_{22}$ | 160/110 | 70 | 5.96 | 162 | 22 | —0.24 | 5.59 | 1 | | | 8.21 | 162 | 18 | —24 | 7.70 | 357 | 30 | |
| — 60 | 7-III | | | | | | | 140/73 | 70 | 8.18 | 159 | 15 | —0.24 | 6.88 | 354 | | | 8.18 | 159 | 15 | —24 | 6.88 | 354 | 7.66 | |
| — 40 | | | | | | | | 130/70 | 70 | 8.0 | 162 | 17 | —0.28 | 6.88 | 354 | | | 8.00 | 162 | 17 | —28 | 6.88 | 354 | 160 | |
| — 20 | | | | | | | | 160/90 | 70 | 7.82 | 159 | 15 | —0.21 | 6.51 | 352 | | | 7.82 | 159 | 15 | —21 | 6.51 | 352 | 12 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | —20 | |
| II-5 | | | | | | | | 178/95 | 70 | 8.00 | 158 | 13 | —0.21 | 6.7 | 351 | | | 8.00 | 158 | 13 | —21 | 6.70 | 351 | 6 | |
| +20 | | | | | | | | 160/95 | | 7.82 | 160 | 14 | —0.2 | 6.33 | 350 | | | 7.82 | 160 | 14 | —20 | 6.33 | 350 | 349 | |

## CUADRO II

| PUNTOS | a | $\alpha$ | $\varphi_a$ | g | cotang $\alpha$ | $\tan(\varphi_x+\varphi_a)=-\frac{1}{g}\cot\alpha$ | $\varphi_x+\varphi_a$ | $\tan g(\varphi_y+\varphi_a)=\frac{1}{g}\cot\alpha$ | $\varphi_y+\varphi_a$ | cos $\alpha$ | sen $(\varphi_z+\varphi_a)$ | sen $\alpha$ | sen $(\varphi_y+\varphi_a)$ | $A_z=a\frac{\cos\alpha}{\operatorname{sen}(\varphi^z+\varphi^a)}$ | $A_y=a\frac{\operatorname{sen}\alpha}{\operatorname{sen}(\varphi_y+\varphi^a)}$ | $A_z$ | $\varphi_z=(\varphi_x+\varphi_a)-\varphi_a$ | $\varphi_y=(\varphi_y+\varphi_a)-\varphi_a$ | $\varphi_z$ | OBSERVACIONES |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $I_1$ + 0 | 9.44 | 192° | 31° | —41 | 4.70 | +11.5 | 85° | —0.520 | 153° | —0.978 | +0.996 | —0.208 | +0.454 | — 9.20 | —4.33 | 36.1 | 54° | 122° | 28° | |
| 30 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 60 | 9.61 | 192 | 30 | —55 | 4.70 | 8.55 | 83 | 0.387 | 159 | 0.978 | 992 | —0.208 | 358 | 9.31 | —5.58 | 27.9 | 53 | 129 | 26 | |
| 90 | 10.3 | 189 | 34 | —48 | 6.31 | 13.1 | 86 | 0.311 | 163 | 988 | 998 | +0.156 | 292 | 10.15 | +5.50 | 28.6 | 52 | 129 | 24 | |
| $I_1$ + 120 | 8.73 | 183 | 35 | —57 | 19.08 | +33.5 | 88 | —0.092 | 175 | —0.999 | +0.999 | —0.052 | +0.087 | —8.73 | —5.17 | 24.4 | 53 | 140 | 26 | |
| $I_1$ + 150 | 9.05 | 168 | 43 | —57 | 4.70 | — 8.25 | 97 | +0.373 | 20 | 978 | 992 | +0.208 | 342 | 8.93 | +5.50 | 22.3 | 54 | 337 | 23 | |
| $I_2$ + 0 | 8.48 | 170 | 42 | —49 | 5.67 | —11.6 | 95 | +0.361 | 20 | 985 | 0.996 | +0.174 | 342 | 8.40 | +4.32 | 19.5 | 53 | 338 | 22 | |
| 30 | 9.20 | 182 | 28 | —35 | 28.64 | +82.1 | 89 | —0.099 | 174 | 999 | 1.000 | —0.035 | 104 | 9.19 | —3.09 | 20.0 | 61 | 146 | 20 | |
| 60 | 10.0 | 184 | 30 | —37 | 14.30 | +38.7 | 88 | —0.189 | 169 | —0.998 | +0.999 | —0.070 | +0.191 | — 9.99 | —3.66 | 20.8 | 58 | 139 | 20 | |
| 90 | 11.0 | 181 | 34 | —27 | 57.29 | +21.3 | 90 | —0.065 | 176 | 1.000 | 1.000 | —0.018 | 070 | 11.— | —2.83 | 18.4 | 56 | 142 | 25 | |
| 120 | 10.6 | 178 | 34 | —29 | 28.64 | —98.9 | 91 | +0.121 | 7 | 0.999 | 1.000 | +0.035 | 122 | 10.6 | +3.04 | 20.0 | 57 | 333 | 25 | |
| 150 | 10.5 | 177 | 36 | —28 | 19.08 | —68.2 | 91 | 0.187 | 11 | 999 | 1.000 | 0.052 | 191 | 10.5 | 2.86 | 15. | 55 | 335 | 24 | |
| 3 + 0 | 11.5 | 173 | 32 | —26 | 8.14 | —31.3 | 92 | +0.473 | 25 | —0.992 | +0.999 | +0.122 | +0.423 | —11.4 | +3.32 | 15.1 | 60 | 353 | 20 | |
| 30 | 10.2 | 175 | 33 | —27 | 11.43 | —42.4 | 92 | 0.324 | 18 | 996 | 0.999 | +0.087 | 309 | 10.2 | +2.83 | 12.7 | 59 | 345 | 21 | |
| 60 | 11.0 | 183 | 31 | + 5 | 19.08 | —38.2 | 90 | 1.050 | 46 | 999 | 1.000 | —0.052 | 719 | 11. | —0.80 | 12.3 | 59 | 15 | 18 | |
| 90 | 11.3 | 175 | 30 | —25 | 11.43 | —45.8 | 91 | 0.350 | 19 | 0.996 | 1.000 | +0.087 | 326 | 11.3 | +3.02 | 11.3 | 61 | 349 | 16 | |
| 120 | 9.77 | 173 | 29 | —27 | 8.14 | —30.2 | 92 | +0.456 | 25 | —0.992 | +0.999 | +0.122 | +0.423 | —9.70 | +2.81 | 8.67 | 63 | 356 | 14 | |
| 150 | 8.89 | 179 | 29 | —24 | 57.29 | —∞ | 90 | +0.073 | 4 | 1.000 | 1.000 | +0.018 | 070 | 8.89 | +2.29 | 8.67 | 61 | 335 | 14 | |
| $I_4$ + 0 | 8.01 | 184 | 23 | —22 | 14.30 | +65.0 | 89 | —0.318 | 162 | 0.998 | 1.000 | —0.070 | 309 | 7.99 | —1.82 | 8.05 | 66 | 139 | 11 | |
| 30 | 7.54 | 177 | 27 | —27 | 19.08 | —70.7 | 91 | +0.195 | 11 | 999 | 1.000 | +0.052 | 191 | 7.53 | +2.05 | 7.73 | 64 | 344 | 15 | |
| 60 | 8.03 | 178 | 26 | —26 | 28.64 | —110. | 90 | +0.134 | 8 | —0.999 | +1.000 | +0.035 | +0.139 | —8.02 | +2.03 | 8.49 | 64 | 342 | 18 | |
| 90 | 8.16 | 176 | 26 | —28 | 14.30 | 57.2 | 91 | 0.250 | 14 | 998 | 1.000 | 070 | 242 | 8.14 | 2.36 | 9.23 | 65 | 348 | 20 | |
| 120 | 9.75 | 167 | 29 | —30 | 4.33 | 14.5 | 94 | 0.771 | 38 | 974 | 0.998 | 225 | 616 | 9.51 | 3.56 | 9.09 | 65 | 9 | 21 | |
| 150 | 9.42 | 163 | 22 | —30 | 3.27 | 10.9 | 95 | 1.022 | 46 | 956 | 0.996 | 292 | 719 | 9.06 | 3.82 | 8.34 | 73 | 24 | 16 | |
| $I_5$ + 15 | 9.04 | 159 | 28 | —31 | 2.61 | — 8.41 | 97 | +1.240 | 51 | —0.934 | +0.992 | +0.358 | +0.777 | —8.52 | +4.17 | 6.96 | 69 | 23 | 3 | |
| 30 | 9.8 | 161 | 28 | —28 | 2.90 | 10.35 | 96 | 1.230 | 51 | 946 | 994 | 326 | 777 | 9.33 | 4.11 | 6.90 | 68 | 23 | 4 | |
| 60 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 120 | 5.97 | 163 | 19 | —31 | 3.27 | 10.5 | 95 | 0.987 | 45 | 956 | 996 | 292 | 707 | 5.73 | 2.46 | 3.39 | 76 | 26 | 341 | |
| 140 | 6.27 | 164 | 17 | —31 | 3.49 | —11.25 | 95 | +0.926 | 43 | —0.961 | +0.996 | +0.276 | +0.682 | —6.05 | +2.54 | 3.69 | 78 | 26 | 337 | |
| 160 | 9.17 | 164 | 8 | —31 | 3.49 | 11.25 | 95 | 0.926 | 43 | 961 | 996 | 276 | 682 | 8.85 | 3.72 | 3.85 | 87 | 35 | 329 | |
| 6 + 0 | 6.81 | 169 | 11 | —31 | 5.14 | 16.6 | 94 | 0.628 | 32 | 982 | 998 | 191 | 530 | 6.69 | 2.46 | 3.87 | 83 | 21 | 330 | |
| 20 | 6.27 | 163 | 11 | —33 | 3.27 | 9.92 | 96 | 0.929 | 43 | 956 | 994 | 292 | 682 | 6.02 | 2.68 | 3.02 | 85 | 32 | 324 | |
| 40 | 7.14 | 169 | 357 | —43 | 5.14 | —11.95 | 95 | +0.452 | 24 | —0.982 | +0.996 | +0.191 | +0.407 | —7.05 | +3.35 | 3.85 | 98 | 27 | 318 | |
| 60 | 7.48 | 166 | 5 | —29 | 4.01 | 13.8 | 94 | 0.860 | 41 | 970 | 998 | 242 | 656 | 7.27 | 2.77 | 2.40 | 89 | 36 | 323 | |
| 80 | 4.93 | 168 | 9 | —31 | 4.70 | 15.15 | 94 | 0.687 | 34 | 978 | 998 | 208 | 559 | 4.83 | 1.83 | 2.34 | 85 | 25 | 318 | |
| 100 | 4.86 | 165 | 8 | —31 | 3.73 | 12.0 | 95 | 0.866 | 41 | 966 | 996 | 259 | 656 | 4.72 | 1.91 | 2.22 | 87 | 33 | 324 | |

## CUADRO III

| PUNTOS | $A_x$ | $\varphi_x$ | $A_y$ | $\varphi_y$ | $A_z$ | $\varphi_z$ | + 90° | | | + 60° | | | + 30° | | | 0 | | | − 30° | | | − 60° | | | OBSERVACIONES |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | X | Y | Z | X | Y | Z | X | Y | Z | X | Y | Z | X | Y | Z | X | Y | Z | |
| $I_1$ + 0 | 9.20 | 234° | 4.33 | 302° | 36.1 | 28° | −5.41 | +2.28 | 81.9 | −8.39 | +0.1515 | +36.0 | −9.16 | −2.03 | +30.6 | −7.44 | −3.67 | +16.9 | −3.74 | −4.33 | −1.261 | +0.96 | −3.824 | −1.91 | |
| 30 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 60 | 9.31 | 233 | 5.58 | 309 | 27.9 | 26 | −5.61 | +3.5 | +25.0 | −8.56 | +0.87 | 27.8 | −9.25 | −2.0 | 23.1 | 7.43 | −4.34 | +13.23 | 3.64 | −5.50 | −1.95 | 1.14 | −5.20 | −1.56 | |
| 90 | 10.15 | 232 | 5.50 | 129 | 28.6 | 24 | −6.24 | −3.46 | 26.1 | −9.40 | −0.78 | 28.4 | −10.05 | +1.96 | 22.5 | 8.01 | +4.27 | +11.64 | 3.80 | +5.50 | −2.98 | 1.41 | +5.14 | −1.68 | |
| $I_1$ + 120 | 8.73 | 233 | 5.17 | 320 | 24.4 | 26 | −5.25 | +3.96 | +21.9 | −8.04 | +1.780 | +24.34 | −8.66 | −0.90 | +20.12 | −6.96 | −3.32 | +10.70 | −3.42 | −4.85 | −1.708 | +1.068 | −5.08 | −13.62 | |
| $I_1$ + 150 | 8.93 | 234 | 5.50 | 337 | 22.3 | 23 | −5.24 | +5.06 | 20.5 | −8.47 | +3.31 | 22.13 | −9.21 | +0.67 | 17.76 | 7.2 | −2.15 | + 8.72 | 3.63 | −4.12 | −2.72 | 0.928 | −5.46 | −13.43 | |
| $I_2$ + 0 | 8.40 | 233 | 4.32 | 338 | 19.5 | 22 | −5.05 | +4.00 | 18.2 | −7.73 | +2.66 | 19.3 | −8.33 | +0.60 | 15.37 | 6.69 | −1.62 | + 7.31 | 3.282 | −3.40 | −2.71 | +1.05 | −4.27 | −12.0 | |
| 30 | 9.19 | 241 | 3.09 | 326 | 20.0 | 20 | −4.46 | +2.56 | 18.8 | −7.87 | +1.35 | 19.7 | −9.19 | −0.26 | 15.35 | 8.04 | −1.721 | + 6.85 | 4.74 | −2.77 | −3.48 | −0.165 | −3.00 | −12.85 | |
| 60 | 9.99 | 238 | 3.66 | 319 | 20.8 | 20 | −5.29 | +2.76 | +19.55 | −8.82 | +1.19 | +20.5 | − 9.98 | −0.70 | +15.94 | −8.47 | −2.401 | +7.11 | −4.69 | −3.46 | −3.62 | +0.34 | −3.60 | −13.35 | |
| 90 | 11.0 | 236 | 2.83 | 322 | 18.4 | 25 | −6.15 | +2.23 | +16.66 | −9.88 | +1.06 | 18.35 | −11. | −0.393 | 15.1 | 9.1 | −1.745 | +7.77 | 4.83 | −2.62 | −1.60 | 0.77 | −2.82 | −10.58 | |
| 120 | 10.6 | 237 | 3.04 | 333 | 20.0 | 25 | −5.78 | +2.71 | 18.11 | −9.45 | −1.66 | 19.92 | −10.6 | +0.158 | 16.36 | 8.87 | 1.38 | +8.45 | 4.88 | −2.55 | −1.74 | 0.55 | −3.04 | −11.48 | |
| 150 | 10.5 | 235 | 2.86 | 335 | 15.0 | 24 | −6.03 | +2.59 | 13.7 | −9.51 | +1.64 | 14.9 | −10.48 | +0.249 | 12.12 | 8.58 | −1.21 | +6.10 | 4.45 | −2.34 | −1.56 | +0.913 | −2.85 | − 8.83 | |
| $I_3$ + 0 | 11.4 | 240 | 3.32 | 353 | 15.1 | 20 | −5.70 | +3.29 | +14.2 | − 9.87 | +2.65 | +14.85 | −11.4 | +1.30 | +11.57 | −9.7 | −0.405 | +5.16 | - 5.7 | −2. | −2.63 | 0.00 | −3.04 | −13.9 | |
| 30 | 10.2 | 239 | 2.88 | 345 | 12.7 | 21 | −5.25 | +2.78 | ↓ 11 85 | −8.92 | +2.04 | 12.5 | −10.2 | +0 745 | 9.76 | 8.74 | −0.745 | +4.54 | 4.95 | −2.04 | −1.98 | +0.1205 | −2.78 | − 7.96 | |
| 60 | 11.0 | 239 | 0.80 | 195 | 12.3 | 18 | −5.66 | −0.72 | 11.7 | −9.62 | −0.774 | 11.88 | −11. | − 0.566 | 9.04 | 9.42 | −0.207 | +3.80 | 5.35 | +0.207 | −2.56 | +0.198 | +0.566 | − 8.21 | |
| 90 | 11.3 | 241 | 3.02 | 349 | 11.3 | 16 | −5.49 | +2.97 | 10.80 | − 9.57 | +2.28 | 10.87 | −11.3 | +0.985 | 8.01 | 9.77 | −0.577 | +3.42 | 5.75 | −1.983 | −2.74 | −0.21 | −2.86 | − 7.85 | |
| 120 | 9.70 | 243 | 2.81 | 356 | 8.67 | 14 | −4.40 | +2.80 | 5.40 | −8.13 | +2.33 | +8.34 | −9.7 | +1.231 | +6.04 | −8.65 | −0.197 | +2.10 | − 3.71 | −1.57 | −2,39 | −0.504 | −2.518 | − 6.23 | |
| 150 | 8.89 | 241 | 2.29 | 335 | 8.67 | 14 | −4.31 | +2.08 | 8.40 | −7.62 | +1.314 | 8.34 | −8.89 | +0.199 | 6.04 | −7.77 | −0.967 | +2.10 | −4.58 | −1.874 | −2.39 | −0.16 | −2.28 | −6.23 | |
| $I_4$ + 0 | 7.99 | 246 | 1.82 | 319 | 8.05 | 11 | −3.25 | +1.375 | 7.90 | - 6.46 | +0.594 | 7.62 | −7.94 | −0.348 | 5.29 | −7.30 | −1.194 | +1.54 | −4.45 | −1.72 | −2.622 | −0.83 | −1.788 | −6.08 | |
| 30 | 7.53 | 244 | 2.05 | 344 | 7.73 | 15 | −3.30 | +1.97 | 7.48 | −6.25 | +1.425 | 7.46 | −7.525 | +0.499 | 5.46 | −6.77 | −0.566 | +2.00 | −4.21 | −1.475 | −1.90 | −0.527 | −1.99 | − 5.48 | |
| 60 | 8.02 | 244 | 2.03 | 342 | 8.49 | 18 | −3.51 | +1.93 | 8.08 | −6.64 | +1.36 | +8.3 | −8.00 | +0.423 | +6.3 | −7.20 | −0.627 | +2.625 | −4.47 | −1.51 | −1.768 | −0.561 | −1.985 | −5.67 | |
| 90 | 8.14 | 245 | 2.36 | 348 | 9.23 | 20 | −3.45 | +2.64 | 8.67 | −6.65 | +1.755 | 9.09 | −8.10 | +0.73 | 5.93 | −7.37 | −0.491 | +3.19 | −4.66 | −1.58 | −1.61 | −0.707 | −2.248 | −5.94 | |
| 120 | 9.51 | 245 | 3.56 | 9 | 9.09 | 21 | −4.03 | +3.52 | 8.46 | −7.77 | +3.33 | 8.97 | −9.48 | +2.24 | 7.07 | −8.61 | +0.555 | +3.25 | −5.45 | −1.279 | −1.42 | −0.827 | −2.77 | −5.71 | |
| 150 | 9.06 | 253 | 3.82 | 24 | 8.34 | 16 | −2.65 | +3.49 | 8.03 | −6.64 | +3.79 | 8.09 | −8.82 | +3.99 | 6.0$_0$ | −8.66 | +1.555 | +2.30 | −6.19 | −0.398 | −2.02 | −2.04 | −1.99 | −5.80 | |
| $I_5$ + 15 | 8.52 | 249 | 4.17 | 23 | 6.96 | 3 | −3.05 | +3.82 | 6.95 | −6.62 | +4.14 | +6.2 | −8.40 | +3.32 | +3.79 | −7.95 | +1.63 | +0.362 | −5.35 | −0.509 | −3.16 | −1.33 | −2.51 | −5.84 | |
| 30 | 9.33 | 248 | 4.11 | 23 | 6.90 | 4 | −3.50 | +3.79 | 6.88 | −7.35 | +4.08 | 6.20 | −9.251 | +3.28 | 3.85 | −8.65 | +1.61 | +0.483 | −5.76 | −0.501 | −2.71 | −1.30 | −2.48 | −5.11 | |
| 60 | — | — | — | — | — | — | — | — | ↓ + | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 120 | 5.73 | 256 | 2.46 | 26 | 3.39 | 341 | −1.38 | +2.21 | 3.21 | −3.99 | +2.45 | 2.23 | −5.51 | +2.04 | 0.647 | −5.56 | +1.08 | −1.105 | −4.12 | −0.172 | −2.56 | −1.58 | −1.370 | −3.33 | |
| 140 | 6.05 | 258 | 2.54 | 26 | 3.69 | 337 | −1.26 | +2.28 | 3.39 | −4.05 | +2.53 | +2.22 | −5.76 | +2.11 | +0.450 | −5.92 | +1.112 | −1.44 | −4.50 | −0.178 | −2.94 | −1.87 | −1.42 | −3.66 | |
| 160 | 8.85 | 267 | 3.72 | 35 | 3.85 | 329 | −0.46 | +2.73 | 3.30 | −4.82 | +3.71 | 1.87 | −7.90 | +3.375 | −0.035 | −8.85 | +2.14 | - 1.98 | −7.41 | +0.324 | −3.371 | −4.01 | −1.575 | −3.85 | |
| $I_6$ + 0 | 6.69 | 263 | 2.46 | 21 | 3.87 | 330 | −0.816 | +2.29 | 3.358 | −4.03 | +2.42 | 1.94 | −6.15 | +1.91 | 0 | −6.63 | +0.88 | −1.935 | −5.26 | −0.376 | −3.34 | −2.61 | −1.55 | −3.87 | |
| 20 | 6.02 | 265 | 2.68 | 32 | 3.02 | 324 | −0.822 | +2.27 | 2.44 | −3.45 | +2.68 | 1.23 | −5.45 | +2.361 | −0.318 | −6.00 | +1.42 | −2.08 | −4.92 | +0.094 | −2.76 | −2.54 | −1.253 | −3.00 | |
| 40 | 7.05 | 278 | 3.35 | 27 | 3.85 | 318 | +0.978 | +2.83 | 2.862 | −2.64 | +3.35 | +1.19 | −5.55 | +2.81 | −0.801 | −7.00 | +1.52 | −2.573 | −6.55 | −0.174 | −3.28 | −4.35 | −1.82 | −3.37 | |
| 60 | 7.27 | 269 | 2.77 | 36 | 2.40 | 323 | −0.131 | +2.24 | 1.94 | −3.74 | +2.75 | 0.94 | −6.35 | +2.53 | 0.293 | −7.27 | +1.63 | −1.445 | −6.22 | +0.288 | −2.21 | −3.52 | −1.12 | −2.38 | |
| 80 | 4.83 | 265 | 1.83 | 25 | 2.34 | 318 | −0.420 | +1.66 | 1.739 | −2.78 | +1.825 | 0.723 | −4.39 | +1.50 | 0.486 | −4.82 | +0.785 | −1.56 | −3.96 | −0.159 | −2.23 | −2.44 | −1.05 | −2.29 | |
| 100 | 4.72 | 267 | 1.91 | 33 | 2.22 | 324 | −0.246 | +1.60 | 1.795 | −2.57 | +1.90 | 0.903 | −4.20 | +1.701 | 0.231 | −4.70 | +1.04 | −1.305 | −3.95 | +0.10 | −2.024 | −2.14 | −0.865 | −2.20 | |

hecho para las medidas efectuadas con la sonda, por no ser necesaria a causa de su menor precisión.

Con los valores finales corregidos, se han calculado, de las magnitudes ya determinadas $a$, $\alpha$, $\varphi_a$, $g$, los valores $A_x$, $A_y$, $\varphi_x$, $\varphi_y$ de las amplitudes y fases de las componentes rectangulares de la oscilación en el plano horizontal, así como los de $A_z$, $\varphi_z$, correspondientes a la componente vertical del vector magnético. Los resultados se agrupan en un cuadro, como el adjunto, cuyas columnas están encabezadas con las correspondientes fórmulas Cuadro II.

También se han calculado, de la manera explicada, seis campos momentáneos, correspondientes a las fases —60°, —30°, 0°, +30°, +60°, +90°. Basta considerarlos en un semiperíodo, puesto que sus componentes para el otro medio, cuyas fases difieren 180°, tienen la misma magnitud y signo contrario.

Los resultados se reunen en el cuadro III, que no necesita aclaración alguna.

**118. Representación gráfica de las medidas electromagnéticas, efectuadas en Hiendelaencina.**—Ya hemos dicho que los resultados de las mediciones se representan gráficamente por medio de las líneas que unen los puntos de igual valor de cada uno de los parámetros eléctricos o magnéticos. El campo magnético de las corrientes del suelo se ha representado en 12 cartas. Como ejemplo, presentamos la $E_1$, que corresponde a las amplitudes de la componente Norte-Sur del campo magnético $A_x$.

En las curvas situadas al SE. (derecha de la figura 202) que corresponden a los valores de $A_x$ iguales respectivamente a 1, 5, 2 y 3, no se puede apreciar la influencia del filón ni de la falla, sin duda por estar lejos de esos

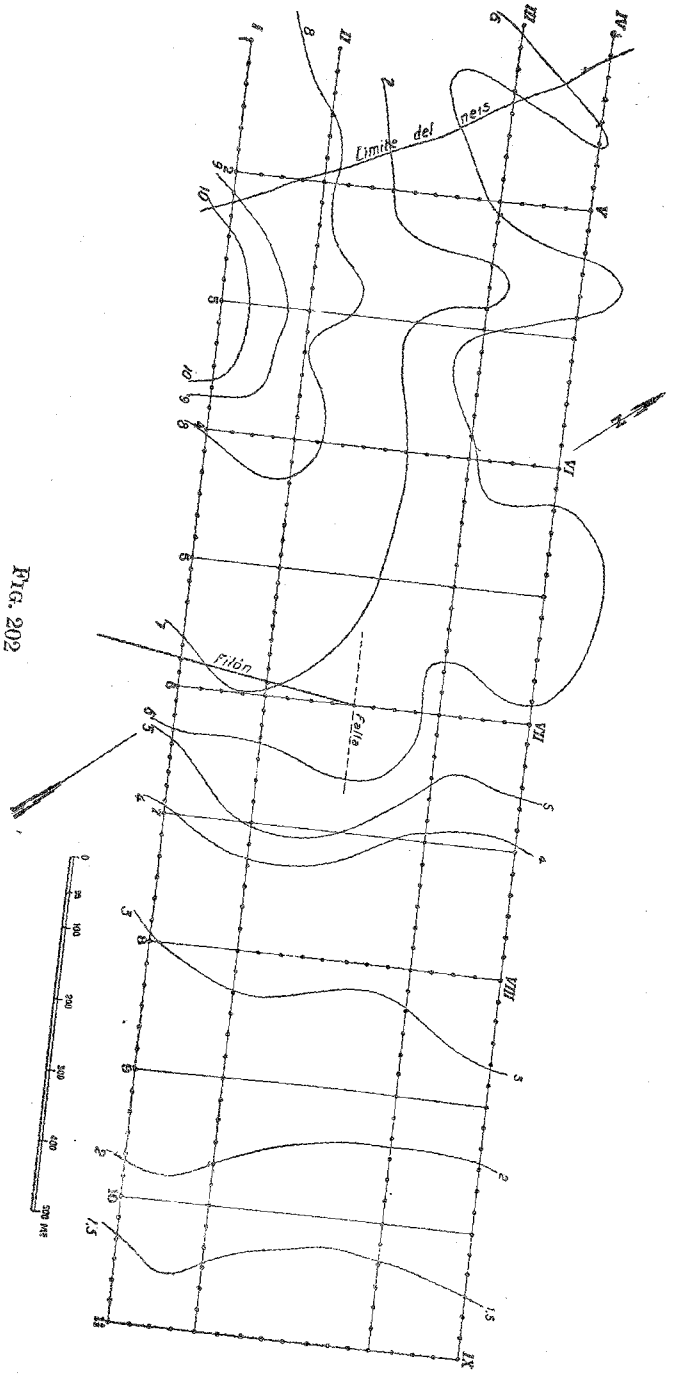



FIG. 202

accidentes. En la zona comprendida entre los puntos I-6; I-7; II-6; II-7, las amplitudes decrecen rápidamente, desde el valor 6 al valor 4, indicándonos el paso de la zona explotada del filón «El Rico», muy poco conductora.

Las líneas de los valores 6, 7 y 8, se curvan en ángulo recto, al llegar a la zona conductora de la falla «La Vascongada» y siguen en su dirección aproximada.

Entre los puntos III-2; III-3; IV-2 y IV-3, las curvas de las amplitudes 6 y 7 se pliegan intensamente, lo que nos indica que en esta zona hay en el subsuelo una masa de mayor conductividad que la del medio ambiente.

Las líneas correspondientes a los parámetros magnéticos $\varphi_x$, $A_y$, $A_z$, $\varphi_y$, $\varphi_z$, son semejantes a las explicadas para $A_x$ y permiten deducir análogas consecuencias, por lo que no las hemos representado.

Las seis cartas restantes para representar el campo magnético de las corrientes del suelo, se refieren a los campos momentáneos, para las fases $-60°$, $-30°$, 0, $+30°$, $+60°$ y $+90°$. En todas se manifiesta la influencia de la zona poco conductora del filón «El Rico». Por el contrario, la producida por la falla «La Vascongada», de mejor conductividad, aparece más atenuada, pero se manifiesta sin dejar duda alguna. Si comparamos las direcciones y magnitudes de los vectores del campo momentáneo a lo largo de las líneas I y II, con relación a las III y IV, podemos comprobar el importante incremento de su divergencia, como puede verse en la carta $E_9$ (figura 203) que corresponde a la fase del cuadro $\varphi_t=0°$.

La zona de la masa mejor conductora situada entre los puntos III-2, III-3, IV-2 y IV-3, se manifiesta claramente en la carta $E_7$, fig. 204, que corresponde a la fase $-60°$. En ella la fuerza magnética coincide próximamente con la dirección del eje menor de la elipse y, por consiguiente,

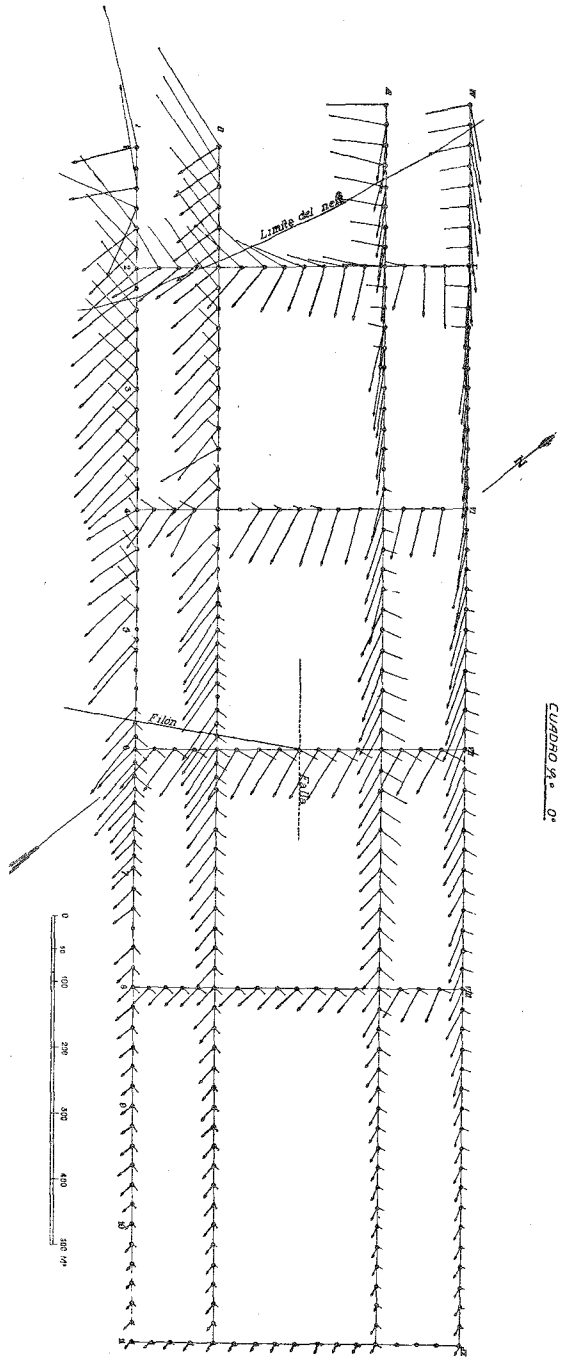



FIG. 203

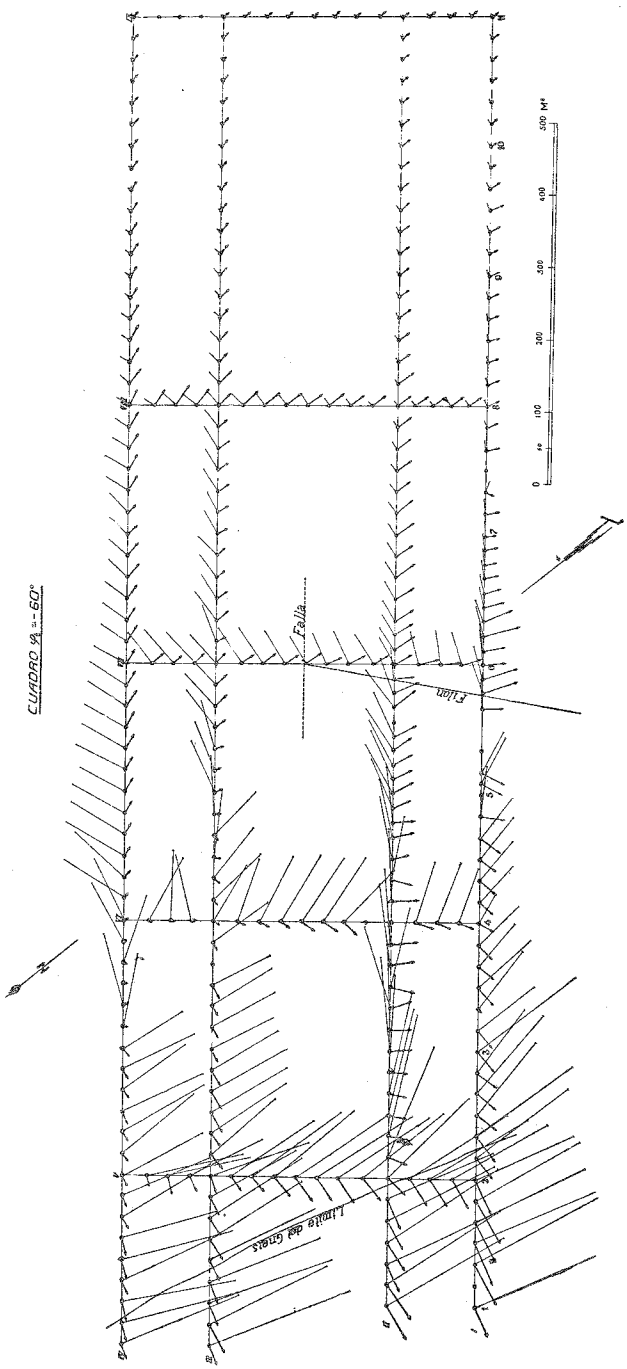



FIG. 204

su influencia en el subsuelo es de mayor sensibilidad.

En todas las cartas de los campos momentáneos se pue-

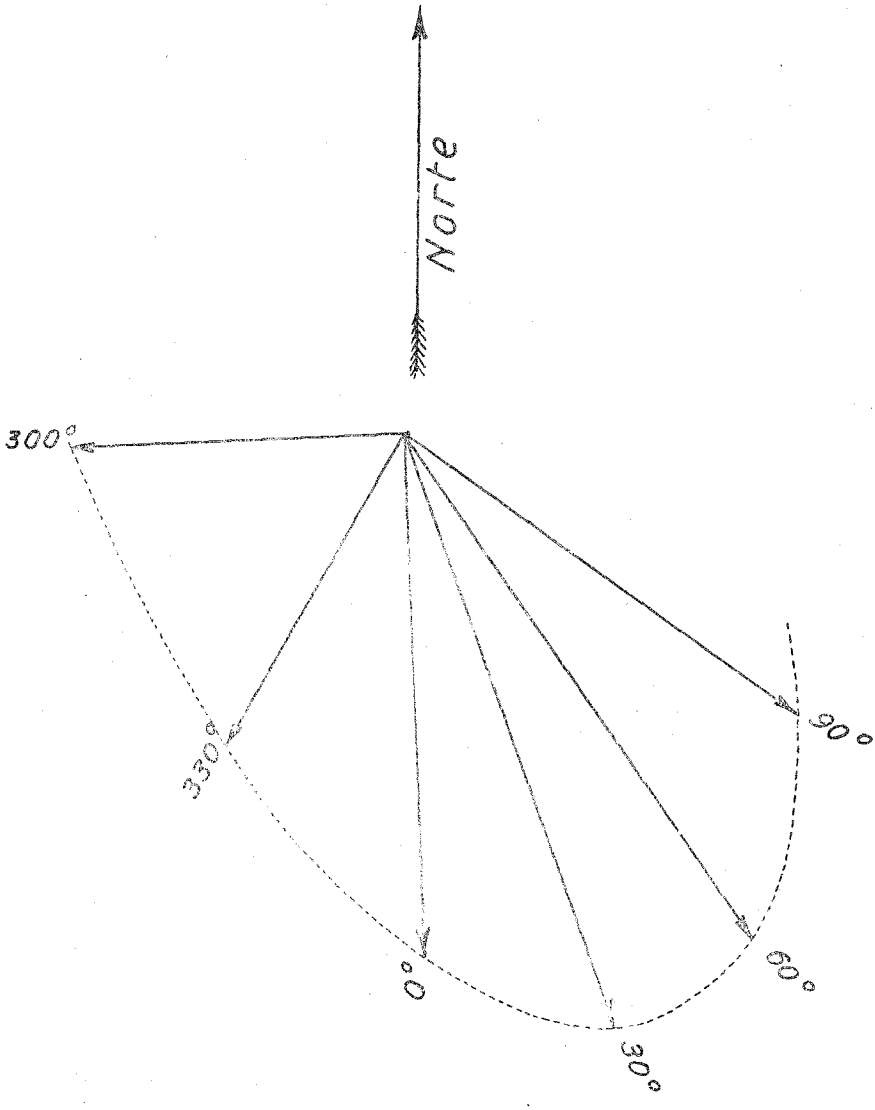



FIG. 205

de reconocer fácilmente el giro de la fuerza magnética, en el curso del semi-período representado, a lo largo del

perímetro de una elipse. Para hacer resaltar más este fenómeno, reuniremos en un dibujo, fig. 205, las direcciones e intensidades momentáneas de la componente horizontal del campo magnético, para las seis fases consideradas, en un cierto punto de observación por ejemplo en el 1-2, Las puntas de las flechas representativas de los vectores han girado según un arco de elipse.

Pasemos ahora a considerar el campo eléctrico de la superficie del suelo, de cuya estructura podemos decir muy poco, por las perturbaciones producidas por su gran heterogeneidad.

Se han trazado las cartas correspondientes a los parámetros $A_x\, A_y\, \varphi_x\, \varphi_y$ así como las de los seis campos momentáneos de las fases mencionadas para los elementos magnéticos. En las de $A_x$ $\varphi_x$ y $\varphi_y$ se han escrito los valores calculados sin unirlos por líneas.

En todas ellas se puede apreciar la influencia del filón, «El Rico» y de la falla «La Vascongada», pero de una manera mucho más atenuada que en las anteriores. Lo mismo sucede con las de los campos momentáneos, cuyos vectores describen, en su giro, un arco de elipse, como en el caso anterior.

### 119. Consecuencias obtenidas.

*a).*—La falla «La Vascongada» se manifiesta por una zona mejor conductora con relación al neis, a causa de su mayor grado de humedad. Esta acción se manifiesta con mayor claridad en la zona NO. que en la SE., tanto por la menor potencia del recubrimiento de la primera, como por encontrarse más cerca de la zona donde se colocaron los electrodos.

*b).*—El filón «El Rico» actúa en las mediciones electromagnéticas en sentido contrario al que era de esperar.

Su traza coincide con una zona poco conductora, que puede ser producida por los trabajos de explotación que han suprimido el contacto eléctrico entre el techo y el muro del filón en superficies considerables.

*c).*—En la zona situada entre los puntos III-2, III-3, IV-2 y IV-3, hay en el subsuelo un cuerpo conductor en la dirección S. SO.-N. NE. No podemos afirmar si se trata de una falla muy húmeda o de un filón mineralizado de alguna conductividad.

*d).*—De la repartición irregular de las corrientes eléctricas en la superficie del suelo, podemos deducir que su estructura es muy heterogénea. Por el contrario, el subsuelo, constituído por el neis, es muy homogéneo, por cuya razón también lo es el campo magnético y nos permite su estudio, según hemos explicado en las páginas anteriores.

# CAPÍTULO XXVII

## MÈTODO ELÈCTRICO DE LOS CAMPOS DE ALTA FRECUENCIA O MÈTODO INDUCTIVO

**120. Teoría.**—Los métodos eléctricos que hemos explicado, utilizan la corriente continua, o la alterna de una frecuencia relativamente poco elevada, como es la de 500 períodos por segundo. En estas condiciones, podemos considerar toda la zona de estudio, como un campo de corrientes eléctricas, propiamente dicho.

La frecuencia se puede elevar fácilmente hasta diez mil períodos por segundo, en las zonas cuyas dimensiones sean de varios kilómetros. Este incremento de la frecuencia tiene la ventaja de aumentar también la inducción que producen las corrientes del suelo, sobre la bobina o cuadro que se emplea para su medida.

Adoptando diversos valores intermedios, podemos estudiar las variaciones que experimentan las elipses de oscilación de los vectores eléctrico y magnético, que se aprovechan para deducir importantes consecuencias, sobre las propiedades del subsuelo (*).

(*) Methoden der Angewandten Geophysik, von Dr. R. Ambronn.

Si aumentamos aun más la frecuencia de la corriente, hasta llegar a la de las rápidas oscilaciones, que se utilizan en la telegrafía sin hilos, entramos de lleno en otro método distinto de investigación que llamaremos método inductivo.

La irradiación electro-magnética que se produce en un conductor recorrido por una corriente alterna de alta frecuencia se propaga de muy distinta manera que la corriente eléctrica. Aquélla no puede pasar a través de los cuerpos conductores y en cambio atraviesa fácilmente los dieléctricos.

Las oscilaciones eléctricas de alta frecuencia se producen en aparatos emisores de chispa o de lámparas de tres

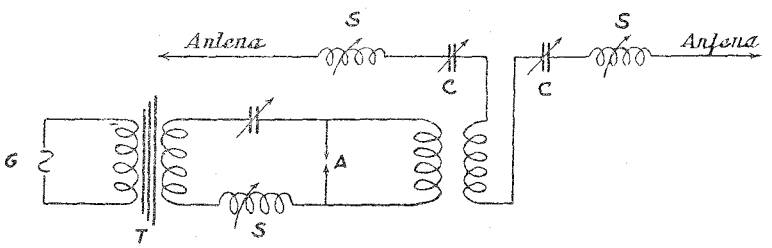



FIG. 206

electrodos, unidos a una antena, que hasta ahora, se ha empleado de forma lineal.

En la figura 206, se representa el esquema de un aparato emisor de chispa. La corriente que produce un generador *G*, pasa por el devanado primario de un trasformador, cuyo secundario está unido al circuito oscilante formado por el condensador variable *C* y la bobina de inducción, también variable, *S*. En *A*, se representan los electrodos, en los que salta la chispa. El circuito está acoplado inductivamente a la antena, cuya longitud eléctrica se puede

variar mediante una capacidad y una inducción variables.

En la figura 207, se indica el esquema análogo para una lámpara emisora. En ella representan: *F*, el filamento; *R*, la regilla; *A*, el ánodo; *B*, dos bobinas «Choque», que impiden el paso de las oscilaciones de alta frecuencia por

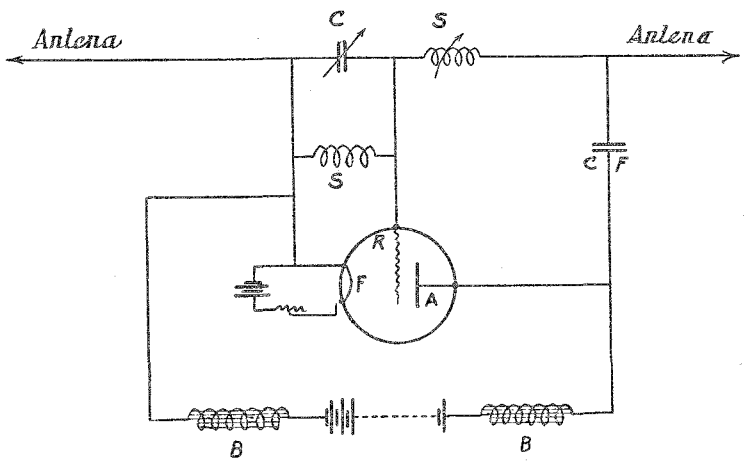



FIG. 207

la batería de tensión anódica; *C F*, es un condensador fijo; *S*, una bobina de inducción, también fija, y *C* y *S*, la capacidad y auto-inducción, variables de la antena.

Tanto en el primer caso como en el segundo la energía eléctrica oscila en la antena y podemos considerarla como una carga estática de cada una de sus mitades, que se repite todos los períodos. Por la parte media de la antena circula una corriente eléctrica, que produce un campo magnético, alrededor de ella.

Las ondas electromagnéticas emitidas por la antena se propagan con la velocidad de la luz, que en el vacío es de $3.10^{10}$ centímetros por segundo. En otro medio cualquiera esta velocidad es inversamente proporcional a la raiz cuadrada de su constante dieléctrica.

Para emitir las ondas electro-magnéticas ya no se emplean las antenas lineales. Se las ha reemplazado por grandes bobinas o cuadros por los que circula la corriente alterna de alta frecuencia. La irradiación es menor que en las antenas lineales, para la misma carga, pero presenta la gran ventaja de poderla dirigir fácilmente, en un sentido determinado. Estas ondas, constituyen un campo electro-magnético variable, que al cortar un cuerpo conductor, engendran en él una fuerza electromotriz cuya magnitud depende de la frecuencia de aquél. La fuerza electromotriz inducida hace que circule por el conductor una corriente, tanto mayor, cuanto más grande sea su conductividad.

La corrida *transmitida* por el cuadro al conductor es susceptible de ser medida por los procedimientos que se emplean en los métodos de corriente continua y de corriente alterna. La distribución superficial de la corriente puede estudiarse por el trazado de curvas equipotenciales ya sea por medio del galvanómetro o del teléfono, respectivamente. En el segundo caso, es fácil añadir un amplificador de lámparas, con los sistemas de acoplamiento adecuados a las frecuencias que se empleen. El circuito de entrada se conecta a los electrodos corrientes, que están en contacto directo con el terreno o a telas metálicas de uno o más metros cuadrados de superficie, que tienen la ventaja de utilizar el efecto de capacidad entre el terreno y estas superficies, en caso de emplear frecuencias medias.

En el método inductivo (*) la investigación de la co-

(*) La información relativa a este método nos ha sido facilitada por nuestro compañero D. Miguel Moya, técnico de Radio del Laboratorio de Investigaciones Radio-eléctricas de la Escuela de Minas de Madrid.

rriente se efectúa por medio del *cuadro direccional*, conectado a un amplificador de audio frecuencia y a un casco telefónico.

Así se resuelven las dificultades que suelen presentarse para lograr una buena unión a tierra de los electrodos.

La corriente alterna que circula por el *conductor* engendra a su vez un campo electro-magnético variable y le convierte así en un emisor secundario que produce en el cuadro direccional una fuerza electromotriz proporcional a la intensidad del campo inductor, a su frecuencia, al número de vueltas del hilo que constituye el cuadro y al flujo total que lo atraviesa. Este flujo es proporcional al área del cuadro y al coseno del ángulo que forma su dirección con la de las líneas de fuerza.

Tenemos, pues, como elementos constitutivos del método: el *cuadro* transmisor; el *conductor* o terreno que deseamos investigar, convertido, a su vez, en emisor secundario; y el *cuadro direccional* o receptor influído por el *campo primario* engendrado por el cuadro y el *campo secundario* procedente del *conductor*.

Supongamos colocado el cuadro direccional, como indica la figura 208, es decir, en el mismo plano del cuadro inductor. El voltaje inducido será máximo y máxima también, por consiguiente, la señal obtenida en el teléfono. Por el contrario, el sonido obtenido será mínimo, cuando hagamos girar 90° al cuadro direccional, alrededor del eje de giro que pasa por el centro del inductor y está contenido en su plano.

Para construir el diagrama polar de un cuadro direccional, análogo al que hemos explicado en el método de corriente alterna, consideramos la fuerza electromotriz inducida, como una función del flujo que atraviesa el cuadro. En la figura 209 se representa un cuadro direccional,

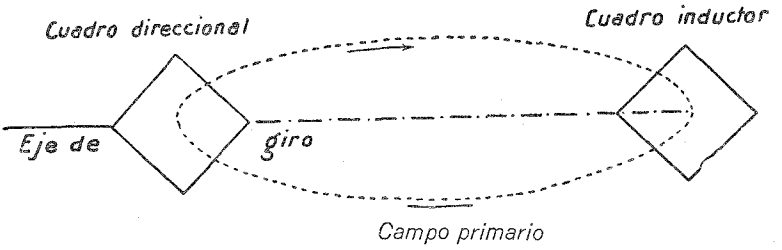



FIG. 208

situado en un campo uniforme. La posición del flujo má-

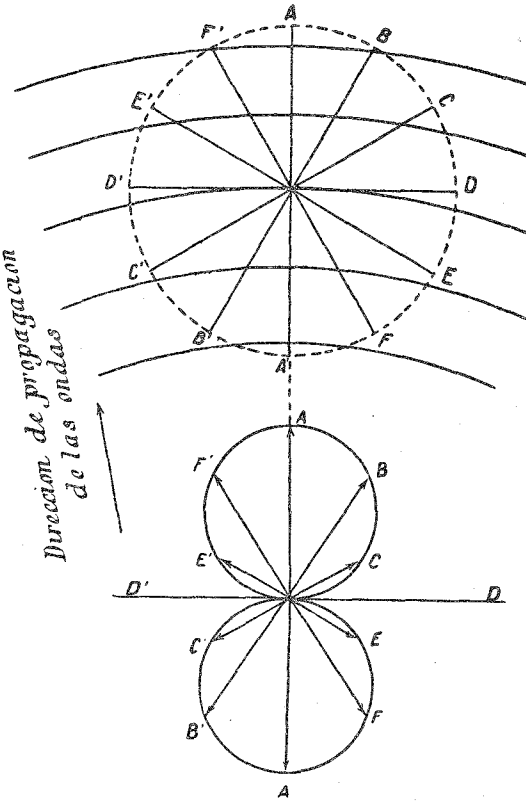



FIG. 209

ximo es la *A A'*, perpendicular a la dirección del campo. En la *D D'* el flujo es cero. Considerando posiciones su-

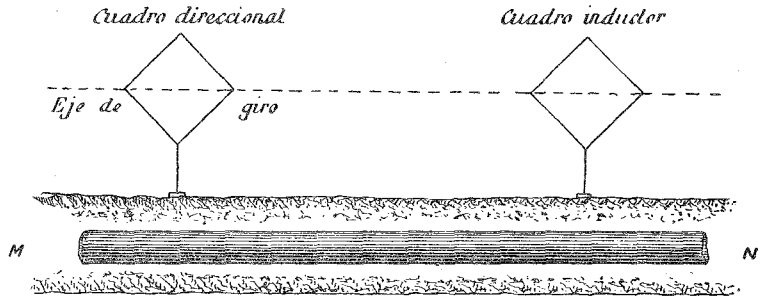
cesivas del cuadro, que representamos por vectores, cuyas longitudes sean proporcionales a los flujos respectivos totales o áreas efectivas del cuadro en cada posición, obtendremos, uniendo los extremos de estos vectores, dos círculos correspondientes a los valores convencionales positivos y negativos de los flujos.

Así se construye el diagrama polar, llamado en radiogonometría "figura ocho", del que debemos hacer las mismas observaciones que las indicadas anteriormente para determinar los elementos de la elipse de oscilación del vector electro-magnético.

Si dos campos electro-magnéticos en fase y de la misma frecuencia cortan al cuadro direccional, su posición para una señal de intensidad máxima o mínima, quedará determinada por la resultante de los dos campos. Si ambos fuesen de igual intensidad, el vector resultante quedará equidistante de ellos. En la práctica, se emplea la intensidad mínima de recepción, ya que como se observa en el diagrama polar, la variación de flujo es mayor a partir de la posición de señal cero, que partiendo de la posición de intensidad máxima, para una misma desviación angular. Además, es más fácil percibir a oído, la anulación de una señal, que apreciar el máximo de su intensidad. Se observa pues, la señal mínima, aunque se anote la dirección de intensidad máxima, situada a 90° a partir de la anterior.

Las condiciones elementales en que se efectúa la prospección por el método inductivo, están representadas en la figura 210.

Supongamos, por ejemplo, un conductor de longitud considerable y pequeño diámetro, colocado en el campo del cuadro inductor. En la parte superior de la figura está representado por $M\ N$ y en la sección transversal di-



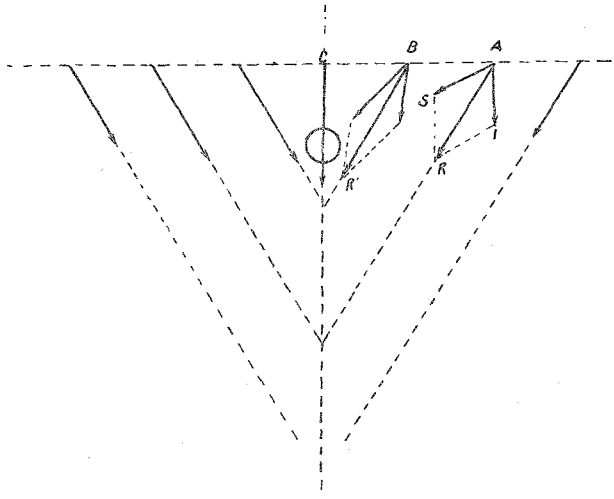




FIG. 210

bujada debajo, por un círculo. Ya hemos dicho que sobre el cuadro direccional actúan dos campos, el del cuadro inductor y el secundario. Llamemos *A*, la posición que ocupa el cuadro direccional. Como el cuadro inductor está en posición vertical, la señal de intensidad máxima se obtendrá cuando el direccional esté también vertical,

como se representa por el vector *AI*. El campo secundario emitido por el conductor, tiende a producir la señal máxima, cuando el plano del cuadro direccional pase por el conductor. El vector correspondiente será el *AS*. Los efectos de ambos campos se suman vectorialmente y la señal tendrá el valór máximo relativo en la posición que indique el vector resultante *AR*.

Consideremos ahora el cuadro receptor en la posición *B*. Por el mismo razonamiento deduciremos que la intensidad máxima relativa, corresponderá al vector *BR'*, de

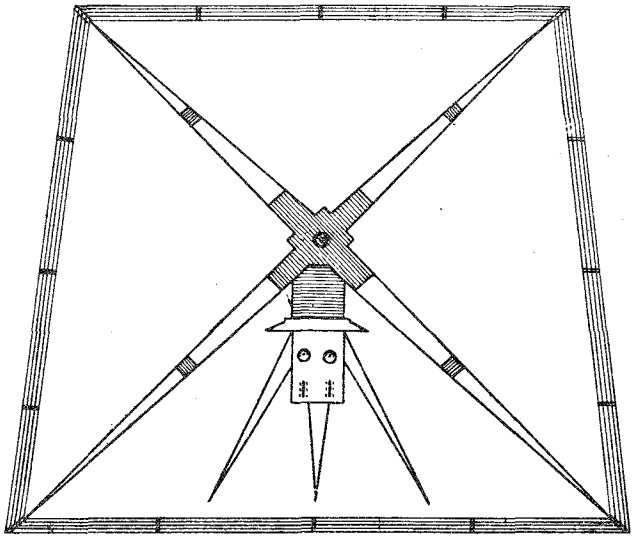


FIG. 211

mayor longitud que el *AR* y cuya dirección se aproxima a la vertical.

Si colocamos el cuadro en la posición *C*, directamente sobre el conductor, los dos campos se sumarán para producir el valor máximo de la intensidad.

**121. Aparatos empleados.**—En la figura 211 se representa el cuadro inductivo o emisor. Está formado por dos

brazos de tres metros de longitud, cruzados en ángulo recto que sirven de soporte a la bobina emisora. El conjunto puede girar alrededor de un eje vertical y de otro horizontal, susceptible, por consiguiente, de ser orientado en cualquier dirección y va montado sobre un trípode que también sirve de apoyo a un pequeño aparato emisor de lámpara, accionado por una batería de acumuladores, cuyo fundamento ya hemos explicado.

La figura 212 representa el cuadro direccional o recep-

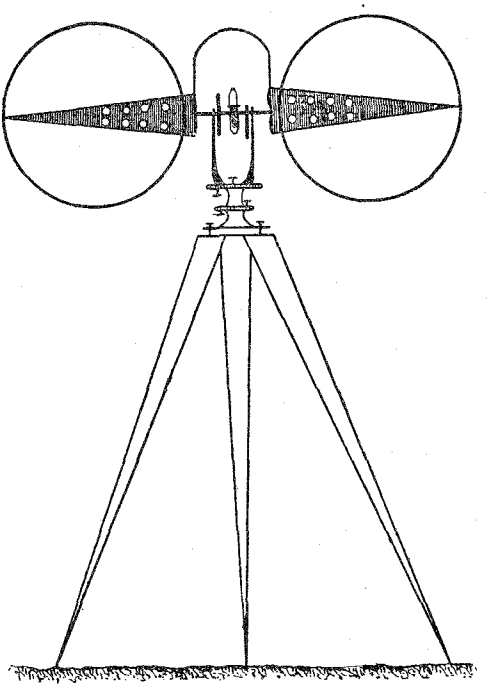


FIG. 212

tor. Consta de dos bobinas circulares montadas en una alidada de teodolito brújula, provisto de nivel, tornillos de presión y de coincidencia. Pueden girar alrededor

del eje horizonal, a más del vertical, para orientarlas en cualquier dirección. Adosado al trípode se encuentra el receptor radio-telefónico, con los pasos de amplificación adecuados a la escala del trabajo que se efectúe.

# QUINTA PARTE

## CAPÍTULO XXVIII

**122. Comparación entre los diversos métodos geofísicos de prospección.**—La acción ejercida a distancia, por un cuerpo oculto bajo la superficie del suelo, puede expresarse por medio de una fórmula esquemática,

$$F = M.\frac{K_1 - K_2}{r^2 \text{ o } r^3}, \quad \text{y en general} \quad F = M.\frac{K_1 - K_2}{r^3}$$

en que $M$ representa la masa o el volumen del cuerpo; $r$ su distancia al punto de observación; y $K_1$, $K_2$, los parámetros físicos respectivos del cuerpo y del medio ambiente.

La acción $F$, depende de la masa, de la distancia y de la diferencia de los parámetros medios $K_1$ y $K_2$.

Algunos métodos permiten aumentar la escala de las mediciones, cosa de gran importancia para las investigaciones profundas. Otros, por el contrario, están restringidos a una medida fija, que se repite siempre, en las

mismas condiciones, como sucede con la balanza de torsión y con los variómetros magnéticos, que siempre operan con el mismo brazo de palanca, a la misma distancia del suelo, e influenciados por las irregularidades de los terrenos superficiales.

En los métodos sísmicos y eléctricos se pueden utilizar corrientes o rayos sísmicos, cada vez más profundos, llegando a reducir a un mínimo la influencia de las irregularidades locales o superficiales.

En los gravimétricos, la relación de $K_1$ a $K_2$ sólo varía de uno a dos o a lo sumo de uno a tres. La ley de las distancias es del orden de $r^3$, puesto que el campo Newtoniano da una fuerza de la forma

$$F = K. \frac{1}{r^2}$$

y la balanza mide la variación de esta fuerza, es decir, una magnitud de la forma

$$\frac{d\,F}{F} = K \frac{d\,r}{r^3}$$

En ciertos casos, la ley puede ser algo más ventajosa.

Las diferencias entre $K_1$ y $K_2$, en los métodos magnéticos, aun son menores y están sometidas a grandes perturbaciones, por diferentes causas. En los eléctricos, hay grandes diferencias entre los parámetros $K_1$ y $K_2$. El más interesante es la resistividad, que prácticamente varía de 1 a 1.000, en el contacto de terrenos sedimentarios, y de 1 a 100.000 en el de los minerales, con las rocas que les contienen.

La ley de distancias es la misma, pero se puede ampliar la escala de las mediciones. Además suministra indicacio-

nes absolutas, como las resistividades características de cada terreno (método de corriente continua) y no indicaciones relativas de simple comparación entre una masa perturbadora y su medio ambiente.

En el método sísmico también encontramos grandes diferencias entre los valores de $K_1$ y $K_2$. La velocidad de propagación de las ondas varía entre límites tan extensos como 400 metros por segundo y más de 6.000.

Se puede alcanzar fácilmente una profundidad de investigación superior a la de los demás sistemas y también suministra indicaciones absolutas.

**123. Condiciones de aplicación de cada método.**— Tan lejos de la verdad se encuentran los que pretenden resolver con los métodos de prospección todos los problemas geológicos por difíciles y complicados que sean, como los que niegan sistemáticamente su utilidad en todos los casos. Para que sean aplicables, se necesitan ciertas condiciones, que si de antemano no se cumplen harán inútiles cuantos esfuerzos se hagan para su resolución. Nos ocuparemos sucesivamente de las necesarias, para cada uno de ellos.

*a).—Método gravimétrico.*—La primera condición es que el terreno sea llano o a lo más ondulado, para que se pueda prescindir de la corrección cartográfica.

También se precisa que sea apreciable la diferencia de densidades, entre el medio ambiente y la masa investigada.

Si se cumplen estas condiciones, se pueden determinar con precisión los sinclinales, anticlinales y fallas.

Este estudio, combinado con el geológico, permitirá investigar una cuenca sedimentaria y deducir consecuencias sobre la posición de capas de carbón, bancos salinos, emplazamiento de sondeos, etcétera.

*b).—Método magnético.*—Su aplicación se limita a la investigación de los minerales magnéticos de hierro, que pueden determinarse con gran facilidad y a la de las capas salinas de gran extensión, donde se pueden estudiar las zonas en que los valores de las anomalías son análogos y deducir consecuencias sobre la repartición del depósito salino.

*c).—Método eléctrico de corriente continua.*—Como condición previa es indispensable que los estratos superiores del terreno, no sean muy conductores de la corriente, que entonces no puede atravesarlos. La profundidad de investigación no debe pasar de 500 a 600 metros, por la dificultad práctica de tender las líneas.

Se puede estudiar con él una cuenca sedimentaria y un filón metálico, si los trozos de mineral tienen contacto eléctrico mutuo, para que la conductividad del filón sea muy superior a la de su caja. Si tanto el filón como su caja se presentan como resistentes, es imposible deducir ninguna consecuencia.

Por los métodos de polarización espontánea y provocada, se descubren fácilmente las masas de pirita. Si gracias a la pirita se presenta la polarización espontánea, este método permite estudiar los filones de minerales mixtos de oro, plata, cobre, galena y otros. Al aplicarle hay que cerciorarse de la ausencia de pizarras antracitosas o grafitosas, que por su enérgica polarización, enmascaran los resultados obtenidos.

No se deben efectuar investigaciones en los terrenos muy quebrados, por la influencia de las irregularidades del terreno, en los resultados de las medidas.

Permite construir una carta geológica del subsuelo con mucha facilidad, si el recubrimiento es de poco espesor.

*d).—Métodos electromagnéticos.*—Son de aplicación más

restringida que los de corriente continua y no dan mas que indicaciones relativas. Precisan las mismas condiciones anteriormente expuestas, para las cuencas sedimentarias y filones metálicos.

*e).—Método sísmico.*—Las velocidades de propagación de las ondas, han de ir aumentando hacia abajo, como sucede casi siempre, por aumentar aquélla con la edad de las rocas. Si la velocidad de propagación del rayo sísmico, es mayor en la capa superficial que en la infrayacente, el que atraviese ésta, no llegará nunca al sismógrafo antes del superficial, que es condición esencial del sistema.

Las superficies de separación de los estratos deben tener poca inclinación. Si las capas están verticales, este método no puede emplearse.

La profundidad de investigación se puede aumentar con facilidad hasta 2.000 y más metros, si se emplea el sistema que no necesita cables.

Se puede estudiar con este método una cuenca sedimentaria y determinar la posición de sus accidentes tectónicos. En unión del estudio geológico, permite estudiar la estratigrafía detallada de una región y las consecuencias que de ella puedan deducirse.

# SEXTA PARTE

# INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA EN LA CUENCA CARBONÍFERA DE VILLANUEVA DE LAS MINAS

## CAPÍTULO XXIX

### RESEÑA GEOGRÁFICA

**124. Situación.**—La zona objeto de la investigación, está situada en los pintorescos pueblos de la provincia de Sevilla, Villanueva y Alcolea del Río, a orillas del Guadalquivir. Está limitada por un rectángulo de 24 kms$^2$. de extensión, cuyos lados miden 6 y 4 kilómetros de longitud, respectivamente. El vértice NO. está situado en el hito kilométrico número 20 de la carretera de Lora del Río a Santiponce. El SO. en el 93 de la vía férrea de Córdoba a Sevilla, determinando entre ambos, uno de los lados mayores del rectángulo, cuya orientación, a partir del primer hito citado es S. 25° E.

Al Oeste de la zona se encuentra la villa de Tocina y al Norte la de Villanueva de las Minas, donde radican las importantes explotaciones hulleras de «La Reunión».

**125. Vías de comunicación.**—Además de la línea férrea de Córdoba a Sevilla, que limita la región por la parte meridional, se encuentra en ella la que por el valle del Huezna se dirige a Mérida y en la que están emplazadas las estaciones de todos los pueblos anteriormente citados.

La carretera de Santiponce a Lora del Río, con los ramales a Villanueva del Río y a Villanueva de las Minas, son los únicos caminos rodables existentes en la zona. Fuera de ellos es difícil y muy frecuentemente imposible, trasladar el material de campo en pequeños camiones de carga. También se dificulta mucho el transporte por tener que cruzar el Guadalquivir por medio de barcazas. Una de ellas situada frente a Villanueva del Río y la otra en el camino de Alcolea a Guadajoz. La corriente impetuosa que el Guadalquivir adquiere en la época de las lluvias, a más del encharcamiento de sus orillas, en extensiones considerables, interrumpe completamente el tráfico durante semanas enteras.

**126. Orografía.**—La mayor parte de nuestra zona de estudio, se encuentra en la vega del Guadalquivir. Únicamente su extremo septentrional puede considerarse como una de las últimas estribaciones de la meseta ibérica, que ha perdido su aspecto de penillanura por la profunda denudación originada por los ríos Huezna y Galapagar, cuyos cauces no están muy distantes y corren paralelamente.

La parte meridional de la vega es casi completamente llana, con una altura de 20 metros sobre el nivel del mar y la opuesta asciende gradualmente hasta alcanzar la cota de 100 metros en el límite de la zona.

**127. Hidrografía.**—La red hidrográfica de la zona es-

tá constituída por el Guadalquivir, con su brazo de Guadajoz y el afluente arroyo Galapagar. Tanto el uno como el otro son de régimen muy irregular. En el lluvioso invierno de 1928, durante el cual hemos verificado los trabajos de campo, las aguas del Guadalquivir han rebasado su cauce, inundando toda la llanura. Ha experimentado crecidas superiores a 5.000 metros cúbicos por segundo, a su paso por Villanueva. En cambio en el estiaje su caudal disminuye hasta ocho o diez metros, permitiendo vadearlo, en diferentes puntos, con mucha facilidad.

El Galapagar es también de régimen muy variable. Llega a desaparecer por completo en el estiaje y alcanza crecidas, en el invierno, que pasan de los 200 metros cúbicos por segundo.

**128. Aguas subterráneas.**—En el mioceno de la región de nuestra zona, situada al N. del río Guadalquivir, hay varios niveles permeables, constituídos por arenas finas, que llegan a convertirse en légamo, por la gran cantidad de agua de imbibición que contienen. El primero de ellos, lámina V, se encuentra desde los 90 a los 101 metros de profundidad, en una capa de arenas que descansa sobre una arenisca dura. Debajo de esta arenisca hay otros dos niveles acuíferos, hasta la profundidad de 135 metros, en las arenas miocenas que descansan directamente sobre las pudingas carboníferas. Las capas acuíferas mencionadas elevaron el desagüe del pozo n.º 7 a la respetable cantidad de 120.000 litros por hora, inspirando serios temores sobre la posibilidad de continuar su profundización. Merced a un notable entubado con grandes anillos de fundición, divididos en segmentos y reforzados por una potente capa de hormigón hidráulico, se logró aislar el pozo, de las capas acuíferas, reduciendo el

desagüe a una cantidad tan insignificante que hoy es preciso transportar agua, por medio de cubas automóviles, para atender a las necesidades de los servicios auxiliares.

# CAPÍTULO XXX

## RESEÑA GEOLÓGICA

**129. Generalidades.**—La regularidad de los depósitos miocenos del norte de nuestra zona y el potente manto cuaternario en su parte sur, ocultan los profundos transtornos que ha sufrido este contrafuerte terminal del macizo herciniano, fracturado en bloques por dos sistemas de fallas, que siguen la dirección media de los pliegues y su dirección normal; alguno de los cuales ha sufrido grandes movimientos de descenso para acercarse a la situación de equilibrio isostático.

El estudio geológico general de toda la comarca ha sido publicado por mi querido compañero Sr. Gavala, en la notable Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana. Nosotros añadiremos algunos detalles adquiridos al recorrer, paso a paso, durante seis meses consecutivos la zona de la investigación geofísica así como los resultantes de la prospección verificada.

**130. Rocas hipogénicas.**—En el curso del arroyo Galapagar, un kilómetro aguas arriba del puente situado en la carretera de Santiponce a Lora del Río, se encuentran

grandes afloramientos de rocas básicas, de la serie diorítica. En algunos ejemplares se presenta la augita, elemento esencial de las diabasas, en masas fibrosas verdes. A consecuencia del fenómeno de la uralitización, el piroxeno se transforma fácilmente en anfíbol, es decir, que conservando las formas exteriores de la augita, sus cruceros cambian de 90 a 124° y la diabasa toma el aspecto de diorita.

En realidad se encuentran todos los tránsitos entre unas y otras según el estado de la transformación, antes mencionada.

Las diabasas del Galapagar son compactas, de color gris y de textura afanítica; contienen el feldespato, plagioclasa y la augita, como elementos principales así como clorita y uralita producidas por la epigénesis del piroxeno.

Algunas erupciones diabásicas han quedado ocultas por los sedimentos terciarios, señalándose su presencia por las anomalías gravimétricas que originan.

**131. Sistema cambriano.**—Los restos de la potente sedimentación de esta época, respetados por la denudación experimentada en todas las siguientes, aparecen formando dos manchas en la parte norte de nuestra zona (véase el Mapa geológico que acompaña), Lámina I, separadas, aunque sólo sea aparentemente, por una estrecha faja miocena. La del Oeste, en la que existen los niveles de pizarras silíceas de color rojo vinoso y cuarcitas de color gris azulado y la del Este en la cual el metamorfismo ha producido cambios de composición y de textura; enriquecimiento en elementos cristalinos, aumento de pizarrosidad y acanaladuras o rizos, por las enormes presiones laterales que se han ejercido.

El tercer nivel que cita Gavala en la Memoria de la Hoja de Cantillana, constituído por potentes calizas, se encuentra fuera del terreno de la investigación.

La mancha occidental, que llega hasta Villanueva de las Minas, puede estudiarse muy bien en los acantilados naturales del río Huezna y de su afluente el arroyo Tamujoso. En este último se hallan al descubierto las pizarras del color de los heces del vino, bajo las pudingas carboníferas, y también se las encuentra al Oeste de Villanueva, en el cerro del Mirador, aunque el color de estas últimas sea más oscuro. Las diversas tonalidades de estas pizarras dependen de su contenido en hierro. Las extraídas recientemente de los trabajos de las minas son de color amarillo verdoso, que conservan poco tiempo. En las escombreras pueden encontrarse fácilmente trozos diversos, en los que aparecen las distintas fases del fenómeno de oxidación.

Muy cerca de la confluencia del río Huezna y del arroyo Tamujoso, se encuentra la línea de contacto entre los pizarras y cuarcitas, con una dirección de 40 a 50° hacia el Suroeste.

En la mancha oriental aparecen también las pizarras y las cuarcitas no metamorfizadas, aunque en extensión mucho menor, y sin que sea posible fijar exactamente la línea de separación, por la relación íntima que entre ellas existe. Su aspecto es distinto al de las de la mancha occidental. Son más micáceas y de color verde con manchas parduscas.

**132. Sistema carbonífero.**—Los afloramientos de este sistema, situados en la confluencia del río Huezna con el arroyo Tamujoso (véase el mapa geológico) Lámina I, permiten fijar su edad, sin dejar lugar a dudas. Allí se comprue-

ba que los planos de estratificación de las pudingas y brechas carboníferas están a 90°, o sea en la máxima discordancia con las pizarras cambrianas, lo cual demuestra que los movimientos hercinianos que levantaron estas últimas hasta la posición vertical, se realizaron antes del depósito de los sedimentos carboníferos. Como estos movimientos se produjeron entre el carbonífero medio y el superior, los depósitos de la cuenca de Villanueva tienen que pertenecer al último de los citados, o estefaniense.

Esta opinión sustentada por Gavala, tiene también otros puntos de apoyo. En las pizarras carboníferas de las minas de «La Reunión», encontramos fósiles vegetales tan característicos del estefaniense como el *Pecopteris arborescens* y *Sigilaria Brardii*. También hay otros pertenecientes al westfaliense, que han perdurado después de esa época, como también sucede en las demás cuencas de la misma edad. Además, los primeros bancos de las brechas carboníferas, contienen grandes trozos angulosos, con aristas vivas, de las pizarras cambrianas, empastados por un cimento silíceo blanquecino, haciéndonos ver las consecuencias de la gran denudación producida por las aguas después de un fenómeno orogénico de gran magnitud.

*a).—Estratigrafía.*—Las capas carboníferas de Villanueva pueden reunirse en tres grupos principales: 1.° Brechas de la base; 2.° Grupo de las capas de hulla y 3.° Pudingas del techo. El primer grupo contiene, además de las brechas, conglomerados, areniscas y pudingas amarillentas. Su espesor medio es de 40 metros.

La segunda serie contiene tres capas de combustible.

La inferior no es continua y falta en el fondo de la cuenca. La intermedia o capa principal cuya potencia alcanza hasta seis metros y la superior cuyo espesor es de

dos metros, con tendencia a disminuir, a medida que las explotaciones avanzan hacia el Sur.

Hemos de hacer notar que el centro de la cuenca, en la región del eje del sinclinal, no está reconocido por labor alguna y pueden existir algunas capas superiores, a las que no se ha llegado por ninguna labor.

El espesor total de esta serie es de 30 metros.

Sobre este sistema de pizarras, areniscas y capas de hulla se depositaron potentes bancos de pudingas, que son las rocas más constantes y características de todo el sistema. Después de haberse llenado de sedimentos el sinclinal de Villanueva, continuó el depósito de las pudingas formando un rebase que se extiende varios kilómetros hacia el Oeste, según se ha comprobado, por medio de sondeos.

*b).—Tectónica.*—Las capas carboníferas de Villanueva forman un sinclinal cuyo eje buza 11° hacia el Sur y cuya dirección no es completamente rectilínea. A partir del puente sobre el Huezna, del ferrocarril de Sevilla a Mérida, su rumbo es S. 10° E. hasta cortar el río, en cuyo punto, llamado "El Codillo" se inclina 15° más hacia el E. En las láminas II y III se dibujan los cortes transversales del sinclinal, en la parte conocida por las explotaciones de las minas de «La Reunión». En ellos se aprecia que el flanco O. del sinclinal tiene mayor pendiente que el oriental.

Además de la falla de "El Codillo" o del Huezna, determinada por los trabajos de las minas, existen otras, muy importantes, puestas de manifiesto por la prospección. Una de ellas corta oblicuamente al sinclinal en dirección a Villanueva del Río, por lo que la llamaremos falla de Villanueva y otra transversal, que llamaremos falla del Galapagar, por atravesar el sinclinal según el curso de este río.

Estas fallas han dividido en grandes bloques el conjun-

to de capas del sinclinal. El situado al NE. debe haber sufrido un movimiento de descenso de 150 metros, con relación al situado al Sur del Galapagar, por las razones que expondremos al analizar los resultados de la investigación geofísica y el que se encuentra al NO. ha debido descender aun más. A consecuencia de este movimiento de descenso, en los estrechos límites que permitía la potente formación cambriana, se explica que las capas tomasen la posición vertical, que ya hemos mencionado.

Sin conocer aun los resultados de la prospección, Gavala daba una explicación del origen de la falla del Huezna, que ahora queda plenamente comprobada. Repitamos sus palabras, publicadas en la Memoria de la Hoja de Cantillana. «Por su modo de presentarse, parece que esta falla se debe al desigual empuje que soportaron durante la formación del sinclinal, las zonas situadas al Norte y al Sur de la misma, lo que ocasionó el desgarre de los estratos carboníferos según una línea de máxima pendiente; una vez establecida esta solución de continuidad, el haz de capas de la zona Norte continuó su giro, *sirviéndole de charnela el eje del pliegue*, hasta quedar con mayor inclinación por el haz de la zona situada al Sur de la rotura». La charnela que sirvió para el movimiento de giro, es la falla de Villanueva, que los trabajos geofísicos han puesto de manifiesto.

El bloque situado al Sur del Galapagar, que no sufrió el movimiento de descenso, dejó los sedimentos carboníferos expuestos a la acción denudadora de los agentes exteriores, que poco a poco los fueron arrastrando, hasta llegar a hacerlos desaparecer, casi por completo. En un sondeo practicado al Norte de Villanueva del Río y a un kilómetro de distancia, sólo se encontraron nueve metros de brechas carboníferas entre el mioceno y el cambriano.

Este bloque presenta bajo el mioceno una arista viva, situada en la dirección de Tocina a Alcolea del Río, a partir de la cual se manifiesta una fuerte pendiente, hacia el Sur, creyendo nosotros que es una indicación fideligna de la situación de la falla del Guadalquivir. Al hundirse el bloque Sur de la falla, quedaría un elevado escarpe como límite del opuesto. La erosión de las épocas geológicas siguientes, arrastraría al fondo de aquél los materiales de la parte alta, quedando el escarpe convertido en un talud de fuerte pendiente. Los resultados de la aplicación del método sísmico de prospección, comprueban lo que acabamos de decir. Al Sur de la línea tectónica citada, las ondas sísmicas experimentan una reducción de velocidad muy sensible, que desaparece después. Esta disminución de velocidad indica que allí existe un depósito cuyos materiales no tienen la cohesión ni la elasticidad de las rocas de las cuales proceden.

*c). —Extensión de la cuenca.* —Se ha discutido mucho acerca de la forma y extensión de la cuenca. Primeramente se creyó que el eje del sinclinal se dirigía hacia el Sur y la Compañía Minera de Riotinto mandó ejecutar los sondeos que figuran en el Mapa Geológico con los números 1, 2, 3 y 4, en la creencia de que el 2, estaba en el flanco Este; los 1 y 3, en el Oeste y el 4 en el eje, sin que el éxito coronase sus esfuerzos.

Mencionaremos brevemente los resultados obtenidos: El sondeo n.° 1, situado muy cerca de la estación de Villanueva y Alcolea, encontró debajo del diluvial, 157 metros de mioceno, 40 metros de pudingas carboníferas y después pizarras negruzcas, probablemente silurianas. El número 2, al Norte de Villanueva del Río, encontró igual espesor de mioceno; nueve metros de brechas de la base del carbonífero, y el cambriano a continuación.

El número 3, situado al lado del cementerio de Tocina, encontró 60 metros más de mioceno que los anteriores y después las capas permianas del Viar, hasta los 431 metros. Los lechos carbonosos de estas capas contenían grisú, que llegó a hacer explosión.

El número 4, después de 183 metros de mioceno, encontró un reducido espesor de pizarras negras y después la diabasa dura y compacta, en la que se perforaron 10 metros.

A medida que avanzaban los trabajos de explotación de las minas, se vió que el eje del sinclinal tenía tendencia a dirigirse hacia el Este y la Sociedad Hullera Sevillana efectuó los sondeos *A* y *B*, encontrando el cambriano debajo del mioceno.

Ante este resultado negativo, pues se esperaba encontrar el eje del sinclinal, volvieron a efectuar investigaciones en la zona de Tocina, con los sondeos *D*, que corresponde al número 4 anteriormente citado, profundizándole unos metros más sin pasar la diabasa; *E* y *F*, que encontraron las rocas antiguas a los 130 metros de profundidad; *G*, que cortó el permiano, bajo 251 metros de mioceno, sin salir de él a los 924 metros que alcanzó y *H* que cortó las pizarras antiguas bajo el mioceno.

Hoy, con los resultados de la prospección, pueden explicarse los resultados obtenidos en los sondeos. Desde luego, todos ellos, a excepción de los *A*, *B* y 2, estaban fuera del sinclinal y no podían, por consiguiente, tener éxito. El número 2, estaba en el bloque elevado, en el cual hubo capas carboníferas, desgastadas por los fenómenos de erosión, hasta dejar solamente 9 metros de brechas. El *B* estaba en el flanco O. del sinclinal y fuera de él. El *A*, estaba situado en el mismo borde, pero en la región de la falla del Galapagar.

**133. Sistema mioceno.**—Directamente sobre los restos de la primitiva formación cambriana encontramos en nuestra zona una importante mancha miocena, que corresponde a una zona costera del mar de aquella época.

*a).—Estratigrafía.*—Podemos distinguir en este sistema dos niveles muy distintos en su aspecto litológico, aunque sus faunas malacológicas sean idénticas. El inferior, constituído por margas, arenas arcillosas y más frecuentemente puras, de finísimo grano, como las arenas de playa, en las cuales se han conservado los fósiles de los animales que vivieron en aquella época y el superior que consta de maciños y calizas toscas. En él se encuentra un banco de 0,50 metros de potencia y de gran extensión superficial, constituído únicamente por restos de la familia nummulítica, que sobrevivió al eoceno y que aun hoy se encuentra en los mares tropicales. El género de que hablamos es el *Heterostegina* y la especie *Costata*, de Orbigny. En la parte más alta del cerro Pulgoso, situado frente a la estación de Villanueva de las Minas, aflora la capa citada, que continúa manifestándose en las laderas que vierten sus aguas al Galapagar y en las opuestas. El techo de las cuevas habitadas que hay en la orilla oriental de este río, a unos cientos de metros del puente sobre la carretera de Lora a Santiponce, está constituído por aquélla.

Las calizas de este nivel se componen de restos de conchas, principalmente *Ostreas*, mezclados con arena y consolidados por las aguas de infiltración.

Las margas y arenas del nivel inferior constituyen una potente y regular sedimentación de unos 125 metros, que descansa directamente sobre las pudingas carboníferas.

Tanto en el primer nivel como en el segundo, las capas son casi horizontales y corresponden al piso tortoniense,

sin que sea posible diferenciarlos por encontrar en ellos los mismos fósiles. La potencia total del sistema en Villanueva de las Minas y Villanueva del Río es de unos 200 metros.

*b).—Tectónica.*—Al repercutir en la comarca los últimos movimientos alpinos, se han desoldado los bordes de algunas fallas antiguas ocasionando la rotura de las capas miocenas superiores. Así explica Gavala la coincidencia del curso del Huezna, aguas abajo del Codillo, con la falla carbonífera de su nombre y sin afirmar que esa sea la causa, consigna que son muy frecuentes las roturas de capas miocenas dispuestas en series horizontales, a lo largo de líneas que se proyectan sobre antiguas fallas del substratum.

Las mediciones eléctricas confirman plenamente esa suposición y han puesto de manifiesto otra gran falla miocena que coincide sensiblemente con la carbonífera que hemos llamado de Villanueva. En el plano *D*, que representa los resultados de las mediciones, se ha dibujado su traza, al Poniente de Villanueva del Río, en su extremo meridional y al Saliente de la falla carbonífera en su recorrido superior.

*c).—Paleontología.*—La fauna de los sedimentos miocenos de la comarca de Villanueva, es extraordinariamente rica y variada. A más de los fósiles clasificados por Gavala, hemos encontrado otros muchos que enumeraremos brevemente.

Entre los foraminíferos del sub orden *Perforata*, hemos encontrado la capa exclusivamente formada por la *Heterostegina Costata*, de d'Orb, perteneciente a la familia *Nummulítida*.

Entre los equinoides regulares, hemos hallado ejemplares del género *Cidaris* y quizás también de la familia *Sa-*

*lenida*. No es posible distinguirlos, ni determinar su especie porque faltan las placas del aparato apical, que impiden determinar la posición del periprocto y la existencia o falta de placas centrales.

De los irregulares, abundan los *Clipeaster rosaceus*, en las arenas superiores y las *Scutellas Subrotundata*, Lam. de las arcillas grises, de la orilla del río. Tanto en las *Scutellas* como en los *Cidaris*, la materia orgánica ha sido substituída completamente por la arcilla gris y resulta muy difícil separar de la masa general los moldes de los fósiles, que rara vez se pueden obtener enteros.

En el orden de los *Cirripedos*, de la clase de los *Crustáceos*, se encuentran abundantísimos ejemplares de *Balanus Tintinabulum*, Lin. cuya longitud llega hasta 15 centímetros. Siempre se encuentran agrupados, formando colonias, en la misma forma en que vivieron.

De los *Lamelibranquios* hemos encontrado ejemplares de

*Ostrea Digitalina*, Dubois.
— *Plicata*, Gmelin.
*Arca proecorbuloides*, Gavala.
— *diluvii*, Lam.
*Cardium Hiaus*, Brochii.
— *discrepans*, Basterot.
*Pectunculus gaditanus*, Gmelin.
*Pecten* (inclasificables).
*Tapes gregaria*, Partsch.
*Cardita Jouanetti*, Basterot.
— *Rudista*, Lamarck.
— *Crassa*, Lamarck.

Entre los gastrópodos, citaremos:

*Conus elatus*, Michelotti.
— *diversiformis*, Painvin.

*Turritella Windobonensis*, Partsch.
*Nática redempta*, Michelotti.

También hemos encontrado otros muchos restos de conchas, que no es posible clasificar por faltar los caracteres distintivos.

Entre los vertebrados hemos podido recoger también algunos restos fósiles de la clase de los peces y de la de los mamíferos. Pertenecen a la primera dos dientes, sin raíces, probablemente de la familia *Lamnida*, del sub-orden de los esqualoides. Uno de ellos, estrecho, lingüiforme y puntiagudo, sin dientes laterales puede ser del género *Oxyrhina*, sin que podamos asegurarlo por no conservar la raiz, segun ya hemos dicho. El otro, de mucho mayor tamaño (el diente completo tendría unos 10 centímetros de largo) de forma triangular, con los bordes laterales dentados uniformemente, la cara externa plana y la interna bombeada, creemos pertenece al género *Carcharodon*, de la misma familia, haciendo constar las mismas reservas.

También hemos encontrado una vértebra completa de un mamífero del orden de los cetáceos. No podemos asegurar si pertenece al sub-orden de los *Odontoceti* (ballenas con dientes) o al de los *Mystococeti* (ballenas con barbas). Creemos que pertenece al primero porque en la mayor parte de los géneros del segundo, las vértebras cervicales están soldadas, exceptuando la familia *Balaenopterae*.

Al lado de la vértebra, en las arenas finas superficiales, hallamos también dos trozos de costillas de más de 50 centímetros de longitud, que deben pertenecer a los cetáceos anteriormente citados, sin que sea posible clasificarlas, por residir principalmente los caracteres distintos en el sistema dentario.

**134. Sistema diluvial.**—En el escarpe situado a lo largo de la margen derecha del Guadalquivir, entre Alcolea y Villanueva, se pone de manifiesto la superposición del terreno diluvial sobre las arcillas grises tortonienses. Está constituído este depósito, por arcillas rojizas, cuyo color es debido a la descalcificación, entre las que se intercalan trozos de cuarzo lechoso, de aristas vivas, que llegan a alcanzar dimensiones máximas de 15 y aun de 20 centímetros, descansando sobre lechos de gravas acarreadas por el Guadalquivir.

Al Norte del río, en el cruce de la carretera de Lora, con la que se dirige a Villanueva de las Minas y también cerca de la estación de Villanueva y Alcolea, hay otras manchas diluviales, que se pueden considerar como restos de otra más extensa, dividida por la denudación, en las que se encuentran acarreos de distintas procedencias, cuya separación es muy difícil establecer.

**135. Sistema aluvial.**—La vega del Guadalquivir, en la comarca de Villanueva, es una inmensa planicie, que se extiende hasta las proximidades del ferrocarril de Córdoba a Sevilla y cuya altura sobre el nivel normal del río es de unos 10 metros. Durante los trabajos de prospección realizados en el invierno de 1928, se ha cubierto de agua, por dos veces, en las grandes crecidas.

La totalidad de nuestra zona de investigación, situada en la vega, pertenece a este sistema. La capa superior de color gris, cerca del lecho menor del río y rojizo en los más distantes, es de naturaleza arcillosa. En las inmediaciones de un acueducto de cemento armado, situado al Oeste del cortijo del Naranjo, hay potentes lechos de guijo menudo y cantos rodados de mayor tamaño que, sin duda indican el paso de un brazo del río, en épocas anteriores.

También se aprecian señales del paso del río, paralelamente al camino de Guadajoz a Tocina.

Por haber alcanzado el perfil de equilibrio, el Guadalquivir se ha convertido en un río divagante, que abandona su cauce para abrir otro nuevo, delimitando islas, como la situada al Sur de Alcolea, circunscrita por el meandro del río, llamado brazo Zairón.

# CAPÍTULO XXXI

**136. Datos del problema geológico tectónico de Villanueva de las Minas.**—Los afloramientos carboníferos y cambrianos desaparecen bajo los sedimentos miocenos a la altura del caserío de Villanueva de las Minas. La cuenca hullera se conoce perfectamente hasta el límite Sureste de la explotación actual. (Véanse los cortes transversales del sinclinal, que figuran en las láminas II y III). El flanco Este del sinclinal se le conoce, por las labores mineras, hasta la altura del pozo n.° 7, es decir, 400 metros antes de llegar a la zona reservada para el Estado. En el flanco Oeste, los avances de las galerías apenas llegan 300 metros al Sur del pozo n.° 8.

Se han efectuado infinidad de sondeos para encontrar la continuación de la cuenca más allá de la zona conocida, entre los que hemos mencionado once, sin resultado positivo alguno. Ha sido imposible deducir la estructura de esta dislocada región, que se encuentra en la unión de dos sistemas de fallas; uno de ellos, unido a los movimientos de hundimiento de la región del Guadalquivir y el otro relacionado con los acaecidos en la fosa del Viar, que hasta ahora también permanecían desconocidos.

Con tan escasos datos y en la creencia de que el sinclinal hullero continuaría hacia el Sur, en cuyo caso el problema de su determinación se simplificaba extraordinariamente, dimos comienzo a la investigación el día 27 de octubre de 1927, con los procedimientos eléctricos Schlumberger, que se continuaron durante cuatro meses y de los que ahora nos vamos a ocupar.

**137. Aplicación del método eléctrico de prospección.**— Para el estudio del problema geológico de Villanueva de las Minas, se han empleado las tres modalidades del método Schlumberger, constituídas por las curvas equipotenciales, los sondeos eléctricos verticales y los perfiles de resistividad.

*a).—Curvas equipotenciales.*—Sabemos que la dirección media de estratificación de un terreno sedimentario, recubierto por terrenos modernos, está dada por el eje mayor de la elipse equipotencial, cuando la superficie de separación entre ambos sea sensiblemente horizontal y por la perpendicular al radio menor de la mencionada elipse, cuando este inclinada.

Con este objeto se han trazado sobre el terreno, nueve grupos de curvas equipotenciales, sin preocuparse de su numeración, por no tener importancia para la resolución del problema. El conjunto del trabajo figura en el plano *A*, Lámina VIII, en el cual se ha indicado la dirección de estratificación que corresponde a cada grupo de curvas. Como ejemplo mencionaremos las dos curvas $C_3$ y $C'_3$, trazadas alrededor de la toma de tierra $A_3$, en el centro del sinclinal a 700 m. al Sur del pozo n.° 7. Un examen superficial de estas dos curvas nos conduciría a tomar como dirección de estratificación la dirección NE. que corresponde a su eje mayor, cuando en realidad está dirigida al NO. por la ra-

zón antes mencionada. También debemos hacer notar que el descentramiento de las dos curvas, nos hace ver que el espesor de los terrenos modernos disminuye hacia el Noreste.

También son muy interesantes las dos curvas $C_5$ y $C'_5$, trazadas alrededor de $A_5$ a 1.300 metros al Sur de $A_3$. Estas curvas son más redondeadas que las $C_3$ y $C'_3$, indicándonos que el espesor del recubrimiento ha aumentado, atenuando la acción del substratum. Además, en la parte Noreste de la curva $C'_5$, podemos observar una refracción producida por el paso de la gran falla de Villanueva del Río, que mencionaremos después.

El compartimiento NE. de esta falla es, en conjunto, más resistente que el SO., por haber descendido este último, permitiendo el aumento de espesor de los sedimentos terciarios, de lo que se deduce la naturaleza de la refracción observada.

*b).—Sondeos eléctricos verticales.*—El plano *A* (Lámina VIII) indica los emplazamientos de los 25 sondeos eléctricos que se han efectuado. Se les designa por la letra *S*, seguida de un índice.

Los sondeos nos han permitido estudiar el espesor del mioceno, sobre los estratos carboníferos. Estas variaciones tienen gran importancia para determinar el sentido del salto de las fallas, que se ha reflejado en el espesor de los terrenos recientes.

También hemos podido comprobar que el mioceno se hace cada vez más conductor, a medida que nos dirigimos hacia el SE., lo cual corresponde al aumento del grado de salazón de sus sedimentos.

Como ejemplo, citaremos el sondeo S. 23, Lámina IV, situado entre el pozo 7 y el cruce de la carretera de Santiponce a Lora, con el camino de las Minas a Villanueva del Río. En

él vemos claramente una delgada capa muy conductora, de naturaleza arcillosa; después sedimentos resistentes, que pertenecen probablemente al cuaternario; debajo las capas conductoras miocenas y por último, las rocas resistentes del paleozoico. (Lámina IV).

*c).—Perfiles de resistividad.*—El plano *B*, Lámina IX, indica la situación de los perfiles a lo largo de los cuales se han efectuado las estaciones en que se ha medido la resistividad y calculado su gradiente.

Estas medidas corresponden a cuatro profundidades distintas de investigación, 50, 250, 300 y 375 metros. La primera tiene por objeto el estudio local detallado del mioceno y las otras tres sirven para las investigaciones más profundas.

*d).—Curvas de equiresistividad.*—En el plano *C*, Lámina X, se han anotado todas las resistividades medidas para profundidades de investigación superiores a 50 mts. Recordaremos que estas medidas nos dan el valor medio de la resistividad de una faja de terreno, cuyo espesor es igual a la profundidad de investigación que permanece constante, a lo largo de todo un perfil.

Las curvas están trazadas por interpolación entre los valores medidos. Son análogas a las curvas de nivel de una carta altimétrica. La carta de las resistividades nos ha indicado claramente los diferentes compartimientos tectónicos que existen en la zona de Villanueva. Las variaciones sólo son progresivas cuando no hay contacto entre rocas de naturaleza distinta y sólo se trata de un substratum cubierto por terrenos muertos conductores, cuyo espesor varía regularmente, como sucede en toda la zona estudiada.

# CAPÍTULO XXXII

## INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDIDAS ELÉCTRICAS

Después de haber indicado los principios generales de los métodos de prospección eléctrica, de corriente continua, así como su aplicación al problema de Villanueva, trataremos de la interpretación geológica de las medidas efectuadas. Los resultados se han dibujado en el plano *D*, Lámina XI, a la misma escala que las anteriores, para que se la pueda superponer sobre ellas y comprender la relación mutua existente.

Para mayor claridad en la exposición, describiremos sucesivamente cada estructura, precisando las razones que hemos tenido para la interpretación, como consecuencia de los resultados obtenidos por la aplicación de las tres modalidades del método.

**138. Borde NE. del sinclinal.**—El estudio del mismo se ha comenzado con el perfil n.° 1, a 150 metros al Norte del pozo 7, efectuado en dirección casi normal al eje del sinclinal. Se continuó por medio de perfiles paralelos, a

una distancia mutua de 300 a 400 metros, hasta el puente del Galapagar, en la carretera de Lora del Río.

Estos perfiles presentan una gran analogía mutua, a causa de encontrar todos ellos una perturbación muy importante, originada, según veremos después, por el afloramiento bajo el mioceno del contacto carbonífero-cambriano. Sin embargo, en ellos se puede apreciar que decrecen las resistividades y se atenúan las anomalías cuando descendemos desde el NO. hacia el Sureste.

Esta disminución del valor de las resistividades nos demuestra que el recubrimiento conductor mioceno, va aumentando en la misma dirección. Por otra parte, el hecho de que las anomalías vayan atenuándose es una prueba de que los accidentes eléctricos, no son debidos a una acción superficial, sino que están determinados por el substratum paleozoico. Así se explica que disminuyan a medida que el mioceno aumente de espesor. Hemos obtenido una confirmación de este hecho, de la siguiente manera: Se han repetido los perfiles números 1 y 5, con una profundidad de investigación más pequeña. Así aumenta la influencia de los estratos superficiales y disminuye la de los profundos. Los accidentes de los perfiles han aparecido atenuados, como era de esperar.

Como sería muy pesado examinar uno por uno todos los perfiles efectuados, estudiaremos la interpretación de uno de ellos, por ejemplo el n.º 1. Lámina V.

Las variaciones de resistividad en este perfil son muy grandes y alcanzan la relación de 1 a 6. Presenta tres partes distintas. La primera al SO. con resistividades relativamente débiles, la segunda caracterizada por una jiba muy pronunciada *X*, y la tercera al NE., en la que se presenta una rápida subida.

La zona SO. de las resistividades pequeñas correspon-

de al mioceno depositado sobre el paleozoico. La región *Y* del NE. con resistividades elevadas corresponde evidentemente a los afloramientos de las pizarras cambrianas, cerca del Galapagar. La jiba central *X* es de una interpretación más delicada por ser la resultante de varios fenómenos.

Como las resistividades del cambriano y del carbonífero son poco distintas, no podemos explicarnos que, por el simple paso del contacto entre ambos, la resistividad varíe de uno a cinco.

Pero tengamos en cuenta que hay discordancia entre los estratos carboníferos y cambrianos, a consecuencia de la cual, los filetes de corriente, que tienen tendencia a seguir la estratificación, tienen que vencer la resistencia del paso, que contribuye a este aumento de resistividades. También es necesario que el recubrimiento disminuya de una manera notable, para permitir al *substratum* resistente, una influencia mayor.

Las hiladas cambrianas se han afectado menos por la erosión ante-miocena que las carboníferas y han formado un crestón alrededor de éstas. El contacto se encuentra en el lugar donde el gradiente de la resistividad pasa por un máximo. En la carta de las resistividades se revela también por una distorsión de las curvas.

Esta deducción se ha comprobado plenamente por medio de los sondeos eléctricos verticales. El espesor del mioceno va en aumento hacia el SO. de la jiba *X* (sondeo S. I.), mientras que al NE., entre *X* e *Y*, no forma mas que una cubierta insignificante y más o menos regular (sondeos 6, 7 y 12). Finalmente, el grupo de curvas $A_1$, situadas sobre el contacto, presenta una notable falta de simetría.

Los datos suministrados por la perforación del pozo

n.º 7 nos han permitido establecer un corte del flanco NE. del sinclinal, de acuerdo con el gráfico dado por el perfil I. (Lámina V).

La brecha de la base del carbonífero, ha sido encontrada en el pozo a la profundidad de 233 metros, con una pendiente de 20° y el cambriano a los 240, con una inclinación de 27°. Esto constituye una notable verificación de la interpretación dada porque si suponemos que la pendiente permanece constante, el cambriano debe aflorar en la región X. En realidad, como ya hemos dicho, no llega a aflorar, por estar cubierto de un débil espesor de mioceno.

Por medio de perfiles sucesivos, hemos determinado el límite NE. del sinclinal hullero. Presenta incurvaciones ligeras, que originan zonas de ensanchamiento y estrechamiento. Hemos comprobado que en estas últimas es más fuerte la pendiente de las capas sobre el borde del sinclinal.

En resumen, se ha seguido la línea límite del sinclinal, durante 1.500 metros. Pasa próximamente por el puente del Galapagar, en la carretera de Lora del Río. Allí se encuentra con una falla, de la que trataremos después, más allá de la cual hubiesen sido inútiles los esfuerzos para tratar de seguirla.

**139. Borde SO. del sinclinal.**—El flanco SO. del sinclinal ha sido estudiado también por una serie de perfiles perpendiculares al eje. El perfil n.º 5 (plano *B*) Lamina IX, situado más al Norte, parte del codo de la carretera de Lora del Río, a la salida del caserío de Villanueva de las Minas y pasa a 150 metros al Sur del pozo n.º 8. Después se han efectuado otros perfiles paralelos al primero y distantes unos de otros 300 metros próximamente.

A título de ejemplo explicaremos el perfl n.º 5 (lámina VI). Las anomalías de las resistividades son menos importantes que en el flanco opuesto, a causa del mayor espesor del recubrimiento mioceno. Sin embargo, las variaciones son aun de consideración y alcanzan la relación de 1 a 3.

Los dos accidentes principales de este perfil se encuentran en *Z* y *X*. Este último corresponde al afloramiento bajo el mioceno de la zona carbonífera productiva, según los cortes geológicos de la mina.

Hemos podido seguir este contacto, que constituye una línea de nivel del sinclinal, durante 400 metros al Sureste. Después este accidente desaparece, a causa del paso de la falla de Villanueva del Río que corta el flanco del sinclinal bajo un ángulo muy pequeño. Esta misma falla es la que origina el accidente *Z* del perfil número 5.

La perturbación eléctrica que produce la jiba *X*, sobre los perfiles se traduce por una distorsión de las curvas de equiresistividad, hasta la región del paso de la falla.

El grupo de curvas equipotenciales $A_2$ da una dirección de estratificación exactamente paralela a la dirección del flanco O., aunque se encuentre fuera del sinclinal y probablemente del cambriano.

En resumen: el flanco SO. se le puede seguir eléctricamente, pero antes de llegar a la zona reservada para el Estado, queda cortado por una falla.

**140. Falla del Galapagar.** - Ya hemos dicho que el borde NE. de la cuenca carbonífera, está orientado sensiblemente de NO. a SE. hasta el Galapagar. A partir de allí, los perfiles eléctricos nos ponen de manifiesto la existencia de otro accidente orientado de NE. a SO., in-

sospechado hasta entonces, que sigue el curso del río, próximamente.

El estudio detallado de este accidente, ha permitido reconocer en él una gran falla que corta casi perpendicularmente, al sinclinal hullero.

Esta falla posee características eléctricas muy precisas, cuya naturaleza se mantiene constante en un recorrido de más de 2.000 metros y sólo decrece su intensidad a medida que aumenta el recubrimiento, en dirección Sur.

Como ejemplo, presentaremos el perfil n.° 13 (lámina VI) que corresponde a una amplitud media de los fenómenos estudiados.

La falla se presenta bajo el aspecto, muy característico, de un plano que ofrece una gran resistencia al paso de la corriente en el sentido horizontal transversal.

No se trata de un fenómeno de superficie imputable a la acción de los aluviones del Galapagar o a un efecto topográfico causado por la forma cóncava del valle. Para comprobarlo hemos efectuado medidas más superficiales que nos han manifestado la misma resistencia de paso, aunque atenuada. Además, este fenómeno se desvanece a medida que aumenta el recubrimiento y no sigue, en manera alguna, el cauce de éste. El perfil n.° 8 corta sucesivamente de O. a E. el contacto carbonífero cambriano, el valle del Galapagar y finalmente la falla.

Hemos investigado al Norte, en los afloramientos cambrianos, si existían indicios geológicos que confirmaran la existencia de la falla, habiendo encontrado que los buzamientos estaban muy trastornados en su prolongación.

La falla se ha seguido 700 metros al Norte del puente de la carretera de Lora del Río, en la dirección NE.-SO. Al Sur del puente toma una dirección de N.NE.-S.SO. Se la reconoce claramente hasta la altura de la pasarela de

Villanueva del Río y más atenuada, después, hasta el Guadalquivir. Por último, se la pierde en la zona de los hundimientos de este río.

**141. Buzamiento y salto de la falla.**—El compartimiento SE. de la falla está más elevado que el NO., tanto por la comparación de los sondeos eléctricos verificados a ambos lados de aquélla, como por el valor medio de las resistividades, que es más fuerte al Sureste que al Noroeste. Este hecho lo atribuímos a una ligera desnivelación del techo del paleozoico por una parte y a la naturaleza diferente de los terrenos, cambrianos al SE. y carboníferos al NO.

El salto de la falla del Galapagar es mucho más importante en el paleozoico que en el mioceno. Por consiguiente, si el sinclinal carbonífero ha estado relativamente preservado de la erosión al NO., no ha sucedido lo mismo en la parte opuesta de la falla, donde la erosión ha llegado hasta el cambriano. Así se explica que el sondeo n.º 2 sólo haya encontrado 9 metros de brechas de la base del carbonífero, sobre las pizarras antiguas.

Aun cuando son muy frecuentes las fallas inversas en la tectónica de las cuencas hulleras, suponemos que la del Galapagar es directa, es decir, que buza hacia el NO. Esta consecuencia nos resulta en particular por su acción disimétrica sobre los perfiles eléctricos.

**142. Horst o pilar resistente del Galapagar.**—La falla del Galapagar está íntimamente relacionada con un sistema de fracturas más o menos paralelas y más o menos continuas. La más importante de éstas es una falla situada a 800 metros al E., que hemos podido estudiar desde los afloramientos cambrianos hasta la zona de hundi-

miento del Guadalquivir. Al Sur del río se presenta una tercera falla muy claramente marcada.

Este conjunto de fracturas ha contribuído a la formación del pilar resistente u *horst*, que se muestra claramente en la carta de las resistividades.

**143. Falla de Villanueva del Río.**—La falla orientada de NO.O.-SE.E., que corta el flanco occidental del sinclinal y que llamamos falla de Villanueva, se señala claramente sobre los perfiles y carta de resistividad. Aparece en la gran curva equipotencial del grupo $A_5$, que la ha cortado bajo un ángulo favorable. Se la ha podido reconocer hacia el NO., hasta su encuentro con la vía férrea de Sevilla a Mérida. Entonces presenta la dirección del cerro de la Encarnación, por lo que es posible que se prolongue por la "Falla principal" de la cuenca del Viar, cuyo salto es del mismo sentido. Sin pretender la identificación completa, que precisaría una curvatura bastante notable de la "Falla principal", ponemos fuera de duda que la falla de Villanueva es una ramificación importante de aquélla.

Hacia el SE., la falla de Villanueva corta el flanco SO. del sinclinal hullero, a 400 metros al Sur de los avances de las minas de «La Reunión»; atraviesa el *horst* del Galapagar en ángulo recto; pasa a 500 metros al Norte de Villanueva del Río y a 700 de Alcolea. Después es probable vaya a unirse al gran hundimiento del Guadalquivir.

Es interesante hacer constar que esta falla se traduce superficialmente en una discordancia miocena muy clara. Las capas superiores que están casi horizontales, avanzan transgresivamente sobre margas que presentan localmente un buzamiento de 20° al Sur. Estos hechos han sido comprobados por los perfiles para pequeña profundi-

dad de investigación, entre los que mencionaremos el número 62, que consta en la lámina VI, para que sirva de ejemplo. El accidente mioceno coincide sensiblemente con la falla de Villanueva.

**144. Fallas de Tocina.**—Al explorar la región occidental de la zona reservada para el Estado, hemos encontrado una serie de accidentes geológicos, que hemos llamado fallas de Tocina.

Se trata de un grupo de fallas importantes, cuya dirección es muy sensiblemente NO.-SE.; la más occidental pasa por la villa de Tocina y la más oriental franquea el Guadalquivir en la zona donde se encuentra el puente de la vía férrea. La tercera ocupa una dirección intermedia, por su dirección y por su emplazamiento estas fallas están estrechamente relacionadas con las que surcan la cuenca del Viar, que ya hemos mencionado.

Probamos, por consiguiente, que en las inmediaciones del Guadalquivir, las dislocaciones del Viar se ramifican y dan lugar a la configuración en estrella, que se observa normalmente en el encuentro de dos sistemas de fracturas.

Las fallas de Tocina presentan saltos que daremos bajo toda clase de reservas, pues no son suficientes las mediciones efectuadas. El compartimiento hundido de la falla occidental debe ser el situado al NE. y lo mismo sucede con el correspondiente de la falla oriental. La falla central, tiene el sentido del salto en dirección opuesta. Se dirige al SO. y parece el de mayor importancia.

**145. Zona de hundimiento del Guadalquivir.**—A un kilómetro al Sur del río, en la región de Villanueva, todos los perfiles marcan una rápida disminución de las re-

sistividades, cuya causa tiene que ser atribuída a un aumento brusco del espesor de los terrenos terciarios, o lo que es lo mismo, a un buzamiento rápido hacia el Sur del *substratum* paleozoico.

En la zona de investigación, las condiciones son poco favorables para el análisis detallado de este accidente geológico. Por una parte, el manto de los terrenos conductores es muy espeso y atenúa la influencia de los terrenos antiguos subyacentes y por otra, se encuentran en ella los sistemas de fracturas antes mencionados, con los de la región del Guadalquivir, que también está extremamente dislocada.

Así es como, por ejemplo, el *horst* del Galapagar dibuja un saliente hacia el Sur, en las curvas de equiresistividad.

Por el examen de esta región, sin más trabajo que el efectuado, no se puede deducir si se trata de una verdadera falla o si por el contrario es una vasta zona de descenso con flexión de las capas.

Teniendo en cuenta el gran interés científico del problema del Guadalquivir, hemos efectuado mediciones más hacia el Este, donde las condiciones son más favorables y a continuación mencionaremos los resultados. Estos ensayos no tienen la pretensión de resolver el problema, sino suministrarnos una primera indicación, que precisaría completar por un estudio detallado.

1.° En Alcolea del Río se ha efectuado el perfil n.° 57, con el objeto de cortar la falla. En una distancia de 400 metros, las resistividades varían en la relación de 1 a 3 y los accidentes se muestran mucho más claros que los de Villanueva, por el menor espesor de los recubrimientos.

2.° Prolongando en línea recta la dirección media de los hundimientos encontrada en la zona de estudio, cinco

kilómetros al Este, se encuentra el lugar llamado "Piedra de la Sal", en el cual aflora el cambriano al Norte del río; lo que demuestra que la falla no puede encontrarse mas que al Sur del mismo. A un kilómetro próximamente al Sur de los afloramientos, cerca del kilómetro 84 de la vía férrea, hemos ejecutado un sondeo eléctrico, cuyos resultados se presentan en la lámina VII. Por los pequeños valores encontrados para las resistividades, el ***substratum*** resistente debe estar a una profundidad que evaluamos en 200 metros. Aun admitiendo que la diferencia de nivel esté repartida uniformemente en toda la distancia horizontal que separa el afloramiento del lugar del sondeo, se obtiene una pendiente para el terreno paleozoico muy superior a las pendientes topográficas observadas al Norte del río. Este hecho nos sugiere también la existencia de una falla.

Hubiese sido muy interesante desde el punto de vista geológico, estudiar si la línea tectónica del Guadalquivir se había rejuvenecido en las fases orogénicas posteriores, particularmente en el mioceno, como hemos visto para la falla de Villanueva.

# CAPÍTULO XXXIII

## ESTUDIO DE LOS DIVERSOS COMPARTIMIENTOS TECTÓNICOS

**146. Compartimiento de las explotaciones de La Reunión.**—Llamamos así la zona limitada, al Este por el contacto carbonífero cambriano, al SE. por la falla del Galapagar y al Sur por la de Villanueva. Las explotaciones del coto minero de La Reunión, se efectúan en la parte NE. de esta zona.

Las condiciones estratigráficas parecen uniformes en este compartimiento, porque el borde de la cuenca se sigue con regularidad hasta el Galapagar. Las variaciones de resistividad son progresivas y sin saltos, correspondiendo al aumento de espesor del recubrimiento mioceno.

De ello deducimos que la región SE. constituye la prolongación normal de la mina y que contiene reservas de hulla explotables. Las capas no deben pertenecer mas que al flanco NE. del sinclinal, porque el eje de éste, está cortado por la falla de Villanueva a 150 metros próximamente al Sur de la carretera de Sevilla a Lora del Río.

**147. Compartimiento al Este del Galapagar.**—Esta zona está caracterizada en su límite occidental por el *horst* del Galapagar, constituído por una elevación de los terrenos entre dos fallas principales, la del Galapagar al Oeste y otra paralela situada 800 metros al Este. La erosión ha debido hacer desaparecer la mayor parte de las hiladas carboníferas, salvo al Sur de la falla de Villanueva, cuyo compartimiento meridional está también hundido y puede haber sido respetado, en parte, por la erosión.

El techo paleozoico del *horst* está inclinado hacia el Sur. Aun se le reconoce al Sur del Guadalquivir en la marcha de las curvas de equiresistividad y después desaparece por hundimiento en las proximidades de la gran línea tectónica de este río.

La curva equipotencial $C_7$ nos indica que el carbonífero debe continuar al Este del *horst*, con una dirección Noroeste-Sureste.

**148. Compartimiento comprendido entre las fallas de Tocina y de Villanueva.**—Este vasto compartimiento aparece muy claro en el plano *C*, Lámina X bajo la forma de una faja de dos kilómetros de anchura, en la que la variación de las resistividades es extremadamente regular y continua. Está limitada al SO. por las fallas de Tocina; al NE. por la de Villanueva y al SE. por el *horst* del Galapagar.

Los grupos de curvas equipotenciales $A_2$, $A_6$, $A_8$ y $A_9$ nos prueban que la dirección de estratificación permanece constante.

A la hora actual, es muy difícil definir la naturaleza de los terrenos de este compartimiento. Su parte NO. podrá conocerse algo más, después de la ejecución de las investigaciones en la cuenca del Viar, con la que está relacionado.

Por el contrario, como hemos demostrado que el flanco SO. y el eje del sinclinal, están cortados por la falla de Villanueva, muy al O. del Galapagar, existe ciertamente una prolongación de la cuenca carbonífera de este compartimiento, aunque a gran profundidad.

**149. Región al SO. de las fallas de Tocina.**—Esta región se encuentra sobre la prolongación de la cuenca del Viar, donde los sondeos efectuados han puesto de manifiesto que debajo de los terrenos permianos está el estrato cristalino, sin resto alguno del carbonífero. Los sondeos 3 y *G*, nos han mostrado, aunque imperfectamente, que alrededor de Tocina no hay nada a profundidad explotable.

**150. Región al Sur del Guadalquivir.**—Poco podemos decir de esta zona, en la que el rápido hundimiento de los terrenos elimina la posibilidad de toda explotación.

# CAPÍTULO XXXIV

## APLICACIÓN DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO DE PROSPECCIÓN A LA ZONA DE VILLANUEVA DEL RÍO

**151. Estudio gravimétrico y general de la zona.**—El estudio geofísico de la zona de Villanueva, por el método gravimétrico dió comienzo el 18 de diciembre de 1927, empleándose 42 días en observar 102 estaciones de balanza de torsión, modelo grande, de Schweydar, para investigar la superficie de 24 kilómetros cuadrados, reservada para el Estado.

Este método se funda, como sabemos, en la apreciación de las densidades, de las distintas clases de rocas. En el terreno estudiado, existen dos grupos de estratos, cuyas propiedades son muy distintas, desde este punto de vista. El mioceno y cuaternario por un lado y el paleozoico por otro. Esta diferencia de densidad, unida a la influencia del relieve de la superficie que los separa son las causas principales que determinarán los valores que las mediciones nos determinen. La superficie de contacto del terciario con el paleozoico presenta una pendiente dirigida hacia el SO. y el Sur, conocida, en parte, por los trabajos de las minas y por los resultados de los sondeos, que habrá de manifestarse en la dirección de los gradientes, co-

mo efectivamente sucede en los de la región Sur. Sin embargo, la mayor parte de ellos, en lugar de estar dirigidos hacia el NE., como corresponde a la causa indicada, tienen una dirección NO. y aun Oeste. Esta tendencia obedece a un aumento de la gravedad en esa dirección, por causas desconocidas y que radican fuera de la zona.

La influencia de las dos causas citadas sobre los gradientes y las magnitudes de curvatura, es mucho mayor que la originada por las diferencias de densidad, por lo que todos los valores obtenidos están enmascarados por aquélla y su interpretación debe hacerse con las mayores reservas, tratando de separar una de otra.

Hay que tener también en cuenta las anomalías que se pueden presentar en los valores de la gravedad por los cambios de constitución de las rocas próximas a la superficie, como por ejemplo las variaciones de potencia de las capas arcillosas y de conglomerados, así como por las frecuentes inyecciones diabásicas, que se presentan.

En algunas estaciones, no se ha podido eliminar la influencia superficial, a pesar de haber hecho una nivelación escrupulosa, por lo que no se pueden tener en cuenta en la interpretación. Estas estaciones son los números *11*, *80*, *81*, *84*, *85*, *86*, *93* y *94*.

# CAPÍTULO XXXV

## INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDICIONES GRAVIMÉTRICAS

**152. Generalidades.**—La zona estudiada se divide, por su naturaleza, en dos partes muy distintas: la del Norte del Guadalquivir, con las minas de La Reunión y los pueblos de Villanueva de las Minas y Villanueva del Río y la del Sur, desde Tocina y Alcolea, hasta la línea férrea de Córdoba a Sevilla.

En la zona Sur se observan exclusivamente gradientes grandes, predominando la tendencia Norte y siendo también uniformes los términos de curvatura.

Al Norte del Guadalquivir predomina, en los gradientes, la tendencia marcadamente Oeste. Por ser la superficie algo más accidentada, los valores de curvatura no tienen una tendencia uniforme y dependen, frecuentemente de accidentes imposibles de determinar por el cálculo. Esta tendencia de los gradientes varía entre el O. y el NO.

En el ángulo NE. de la zona existe, además, una componente E. a causa del afloramiento de los terrenos paleozoicos.

En la región NO. hay gradientes de gran magnitud, dirigidos al O. que indican la presencia de una más densa, fuera de nuestra zona y en esa dirección y a la cual se

debe, probablemente, la componente marcadamente O. de todos los gradientes de la zona Norte.

Los gradientes correspondientes a las estaciones situadas cerca de Tocina, se desvían ligeramente hacia el Oeste así como también se manifiesta un cambio en la dirección de las magnitudes de curvatura. Estas variaciones están relacionadas con la existencia de varias fallas de las que hablaremos oportunamente.

*a).—Cuenca hullera.*—Como se trata de un sinclinal cuyo subsuelo es de mayor densidad que el recubrimiento exterior, los gradientes tienen que estar dirigidos desde su eje hacia los flancos. Estas direcciones, combinadas con la que produce la influencia de la estructura general de la zona, tiene que dar por resultado, el que los gradientes estén dispuestos en abanico, como efectivamente se comprueba en las estaciones *98*, *68*, *67* y *66*, situadas en el límite Norte de la zona reservada para el Estado y en las *70*, *9* y *97*, en el cruce de la carretera de Sevilla a Lora del Río, con la que va a Villanueva de las Minas.

El eje del sinclinal pasa por la estación *1*, por tener ésta el término de curvatura de gran tamaño; y como éste tiene que ser normal a la dirección del *thalweg*, el mencionado eje va próximamente paralelo a la carretera. Al llegar a la estación *66*, nos encontramos con que el término de curvatura, ha disminuído, casi hasta anularse.

Este resultado, completamente inesperado, tiene que tener relación con algún accidente tectónico, que haga desaparecer la estructura sinclinal del centro de la cuenca, del que hablaremos dentro de poco.

En las estaciones *2*, *1* y *69*, situadas en el Norte de la zona de investigación, no está tan marcada la cuenca, por el efecto, relativamente intenso, de la diferencia de densidades, entre el terciario y el paleozoico, que aquí se

aproxima a la superficie, observándose mejor en los valores de curvatura.

Esta cuenca se interrumpe al Sur de las estaciones *70* y *97*, situadas en el cruce de las carreteras citadas, no reconociéndosela en las *65*, *22*, *96*, *21* y *95*, cuyos gradientes se entrecruzan.

*b).—Borde NE.*—Este borde pasa entre las estaciones *69* y *93*; *66* y *92*. En esta última, el valor del gradiente es muy grande, indicándonos que está muy cerca del borde, como también sucede con la estación *11*, aunque en ésta, está afectado por algún trastorno. El borde de la cuenca debe pasar entre las estaciones *80* y *11*.

Las estaciones *87* y *10*, no las utilizamos en la interpretación de este accidente, por estar sus gradientes demasiado afectados, por la causa desconocida que tiende a orientarlos hacia el Noroeste.

*c).—Borde SO.*—El borde SO. se señala entre las estaciones 2 y *3* y tiene que estar más cerca de la *3* que de la 2, por ser mayor el valor del gradiente en la primera. Más al Sur, no nos atrevemos a fijar nuevos límites por estar influenciados por varias fallas todos los gradientes y términos de curvatura que podemos utilizar en la interpretación.

*d).—Falla de Villanueva.*—Llamamos así una falla que se manifiesta en el flanco Oeste del sinclinal, cortándolo oblícuamente en dirección al pueblo de Villanueva del Río. Empezamos a reconocerla al Oeste de la estación 2, cuya magnitud de curvatura es pequeña. Después, debe pasar entre las estaciones *98* y *99*, ya dentro de la zona reservada al Estado, que aunque de curvaturas de mayor magnitud, están éstas orientadas, casi perpendicularmente entre sí. Mejor se señala aun entre las estaciones *70* y *9*, situadas en la carretera de Sevilla a Lora del Río, cu-

yas curvaturas reunen las dos condiciones enunciadas.

Entre las estaciones *95* y *21* vuelve a señalarse, con menos intensidad que en las anteriores, por estar situadas muy cerca de un nudo de fallas. Hemos de mencionar, sin embargo, que la falla no se observa entre las estaciones *68* y *98*, sin duda, por encontrarse enclavadas en terreno sumamente desfavorable. También podría suceder, aunque es menos probable, que la falla citada u otra paralela, se dirija desde *2* hacia *10*, pasando por las *66* y *87*, lo que nos explicaría el pequeño valor de curvatura de la estación *66* y la dirección trastornada de *87*.

Otro accidente análogo se señala entre las estaciones *21* y *96*; *22* y *65*; al Norte de *23*, entre *7* y *8*; *4* y *3*, tanto por la desviación de los gradientes, como por los términos de curvatura, siendo poco claro su curso en la región de Villanueva del Río, por su estructura tectónica extremadamente complicada.

*e).—Falla del Galapagar.*—A lo largo del curso del Galapagar, al Norte de Villanueva del Río no podemos determinar ningún accidente tectónico por estar trastornados tanto los gradientes como las magnitudes de curvatura, según vamos a explicar.

Los gradientes de las estaciones *85*, *84* y *11*, tienen una dirección anormal. Por la proximidad del paleozoico, debían tener una componente marcadamente Este, como los de las estaciones *86*, *92* y *94* y sin embargo se dirigen hacia el Oeste. Debe existir, por lo tanto, un trastorno en las capas del subsuelo, un afloramiento de diabasa, por ejemplo, entre las estaciones *85*, *84* y *11* por una parte y *92* por la otra. Los gradientes *10* y *97*, situados más al Sur, acusan también esta irregularidad.

Los valores de curvatura de las estaciones *11*, *80* y *81* no sirven para la interpretación, por estar afectados por

la acción topográfica. Los valores grandes del término de curvatura, en dirección normal al río Galapagar, indican claramente la influencia de la estructura sinclinal de su cauce.

Sin embargo, al Poniente y al Sur de dicho pueblo, en el momento de terminar el barranco que le sirve de lecho, obtenemos los pequeños valores de curvatura de las estaciones *62* y *63*, cuyas direcciones son casi perpendiculares, siendo análogas las de los gradientes, mostrándonos el paso de una falla entre ellas. Entre las estaciones *96* y *21*, también se indica su paso.

Más al Este, en las proximidades de las estaciones *12*, *78*, *79*, *19*, *20* y *47* se señala un trastorno muy bien marcado por la posición de los gradientes y valores de curvatura, constituído por otra falla paralela a la anterior.

*f).—Fallas de Tocina.*—Por los resultados obtenidos en los sondeos que se han efectuado en los alrededores de Tocina, sabemos que la falla de las Infantas pasa entre las estaciones *31* y *30*, así como en las cercanías de la *37*. Debía notarse este paso en alguna pequeña desviación de los gradientes, no siendo así por ser muy pequeña la diferencia de densidades. Sin embargo, los valores de curvatura de las estaciones *29*, *30* y *31*, son menores que todos los demás, del perfil efectuado por el camino de Tocina al Guadalquivir, indicándonos el paso de la falla.

Estudiando los gradientes y valores de curvatura de la parte situada más al Sur, la falla pasa al Norte de las estaciones *38*, *51* y *54*.

En la estación *73*, situada al NO. de Tocina obtenemos un valor muy pequeño para la magnitud de curvatura. No sería extraño que nos indicase otra falla paralela a la anterior, que atravesase el pueblo, sin que podamos afir-

marlo por no disponer de más estaciones para interpretar ese accidente.

En el perfil situado en la orilla izquierda del Guadalquivir, a partir del puente de la vía férrea, se nos presenta otro notable accidente. Entre las estaciones *27* y *28*; *101* y *100*; *77*, *76* los gradientes experimentan una brusca desviación. Al Norte de este perfil los gradientes se dirigen hacia el Oeste mientras que al Sur señalan, con gran regularidad, una dirección N.-NO. Podemos interpretar estos resultados de dos maneras; o bien se trata de una estructura anticlinal, es decir, de una cresta del paleozoico debajo del terciario, que vaya a unirse con la que después mencionaremos al Sur del Guadalquivir, o se trata de una falla cuyo hastial NE. ha descendido con relación al opuesto. Teniendo en cuenta su paralelismo con las fallas antes mencionadas y el ángulo que forma con la línea tectónica del Guadalquivir, creemos se trata de una falla con salto en dirección NE.

*g).—Línea teclónica del Guadalquivir.*—La línea ideal, dirigida de Tocina a Alcolea del Río, nos divide la zona de investigación en dos regiones muy distintas desde el punto de vista gravimétrico. Al Sur de la misma, los gradientes son de gran magnitud y tienen una tendencia muy acentuada a la dirección Norte. Los de la parte opuesta, se dirigen marcadamente hacia el Oeste. Este cambio de dirección puede atribuirse al paso de una falla a lo largo de la línea divisoria de los dos sectores, cuya parte Sur tiene que haber descendido de 2.000 a 3.000 metros, para podernos explicar la magnitud y dirección de los gradientes, no obstante las pequeñas diferencias de densidad existentes. Como este fenómeno tectónico no se explica con los resultados obtenidos en los sondeos de Tocina, estamos obligados a suponer, como única interpretación

posible, que en la línea mencionada se encuentra una cresta del paleozoico recubierta por el terciario, que determina la posición anticlinal de los gradientes y cuyo buzamiento hacia el Sur, debe ser grande; no pudiendo deducir por las mediciones gravimétricas, si existe o no, en este talud, una falla antigua, pues aun en el caso de existir, como así creemos sucede por otras razones, las indicaciones suministradas por la balanza de torsión, no podían ser otras que las de una estructura anticlinal.

A raiz de ocurrir el movimiento hercíniano que permitió, al bloque situado al Sur de la línea de fractura, el movimiento de descenso con arreglo a las leyes isostáticas, la superficie paleozoica del terreno, quedó cortada por un gran escarpe, que ha sufrido los fenómenos de erosión de todas las épocas geológicas posteriores, hasta la terciaria, cuyos sedimentos son los únicos que le han ocultado. Es natural, por consiguiente, que los elementos del borde superior del escarpe fuesen arrastrados a su fondo; en el que, poco a poco, se formaría un talud que en el curso del tiempo se uniría con el de la parte superior.

Por estas razones, la línea tectónica del Guadalquivir no podrá presentarse, en el día de hoy, mas que bajo la forma de una zona en la cual aumenta rápidamente la profundidad de los terrenos antiguos.

*h).— Curvas isógamas.*—Los trastornos sufridos por las estaciones situadas en la región NE. de nuestra zona, producidos por la proximidad de las rocas cambrianas que afloran en la superficie, se aprecian también en el trazado de las curvas isógamas. Sin embargo, como las distancias entre las estaciones son relativamente grandes y muy complicada la constitución del subsuelo, estas curvas suministran pocos detalles para la interpretación.

La cuenca carbonífera se señala en el centro de la región Norte por una dispersión de las isógamas, que también nos permiten apreciar la divisoria entre las regiones Norte y Sur del Guadalquivir, por los continuos ángulos de las mismas.

# CAPÍTULO XXXVI

**153. Estudio gravimétrico de la zona de Villanueva del Río con la balanza de torsión en Z, modelo pequeño, de Schweydar.**—Durante los meses de marzo y abril de 1928, efectuamos la observación de 62 estaciones gravimétricas, en la misma zona anteriormente estudiada, con una balanza modelo pequeño de Schweydar, cuya sensibilidad es de 1,5 unidades del noveno orden decimal, en lugar de una que aprecia el gran modelo, con el que se habían observado las del anterior estudio.

Los valores obtenidos para los gradientes y magnitudes de curvatura son, prácticamente, los mismos, demostrándonos la conveniencia del empleo de este modelo, con el cual se simplifican las operaciones de campo y se abrevia su duración.

# CAPÍTULO XXXVII

**154. Aplicación del método magnético de prospección a la zona de Villanueva del Río.**—Simultáneamente con las mediciones gravimétricas, se efectuó la observación de estaciones magnéticas, por medio del variómetro universal de Haalck. En 136 de estas estaciones se midieron las componentes vertical y horizontal de la intensidad magnética, así como la declinación y en las 50 restantes no se pudo determinar este último elemento, por estar situadas las estaciones en terreno algo accidentado.

El trabajo se efectuó con un solo aparato, empleando los valores obtenidos en el observatorio magnético de Tortosa, para la corrección de la variación diurna.

Se tomó una estación como base, que en los planos se la señala con la letra *A*, y diariamente, tanto al empezar el trabajo como al terminarle, se observaron en ella todos los elementos magnéticos, para poder conocer la variación que experimentase el aparato empleado.

No repetimos las fórmulas empleadas, así como la des-

cripción del método y procedimientos de cálculo, por haberlo explicado ya muy detenidamente.

Los resultados definitivos obtenidos, se han representado en los adjuntos planos de las líneas isodinámicas verticales y horizontales, así como en las isógonas, correspondientes a la declinación.

Al Sur del Guadalquivir se encuentra una zona alargada y de poca anchura, en la cual son grandes los valores de la intensidad vertical. Desde las estaciones *93*, *96*, *97* y *99*, en dirección SE. próximamente, hacia las *138*, *139* y *140*. Contigua a dicha faja hay otra desde la estación *126* a la *135*, en la que son relativamente pequeños.

Estas dos zonas caracterizan la presencia de una falla con distinta permeabilidad magnética en sus hastiales, interpretación comprobada en este caso por los sondeos efectuados al E. de Tocina, de los cuales el del Norte ha encontrado el cambriano debajo del terciario, mientras que uno de los restantes encontró el permiano debajo del mioceno, sin salir de él a los 900 metros que tuvo de profundidad. La zona magnética trastornada, tiene la misma situación que la de la falla de las Infantas, de la que ya nos hemos ocupado en el trabajo gravimétrico.

En las cercanías de esta falla, también se señalan irregularidades en los valores de la intensidad horizontal, pero las diferencias entre el máximo y el mínimo son insignificantes.

En la zona situada al Sur del Guadalquivir, no se observan anomalías de la intensidad horizontal, ni vertical, por lo que las mediciones magnéticas no nos permiten hacer hipótesis alguna.

Al Norte del Guadalquivir se notan pequeñas anomalías en todos los elementos magnéticos, pero no ofrecen un aspecto tan uniforme como en la región Sur. Es pro-

bable que se superpongan los efectos causados por los diversos accidentes tectónicos, haciendo difícil interpretar el conjunto. Además, como las diferencias entre los valores encontrados son relativamente pequeñas, el trazado de las isanómalas de los elementos magnéticos queda algo indeterminado.

# CAPÍTULO XXXVIII

## APLICACIÓN DEL MÉTODO SÍSMICO DE PROSPECCIÓN

**155. Estudio sísmico general de la zona.**—La posibilidad de aplicar, con éxito, el método sísmico depende de la existencia de grandes diferencias entre las velocidades de propagación de las ondas elásticas, en las diversas rocas que constituyen la estructura geológica de la zona de estudio. Estas condiciones se encuentran en la región de Villanueva de las Minas. El fondo del sinclinal está constituído por capas cambrianas, de pizarras filíticas, con intrusiones de diabasa, donde las ondas longitudinales, que son las más rápidas, se propagan con una velocidad que oscila entre 4.200 y 5.500 metros por segundo.

La formación carbonífera que le rellena, consta de pudingas, pizarras, areniscas y brechas, a las que corresponden las velocidades de propagación comprendidas entre 3.100 y 3.700 metros en igual unidad de tiempo.

En la parte superior se encuentran las capas miocenas, de arenas y margas, con algunos bancos de pequeño

espesor formados por restos de *Ostreas* y arena, empastados con un cemento calizo. Estas capas terciarias, permiten la propagación de las ondas sísmicas a las velocidades de 1.800 a 2.100 metros por segundo, a excepción de los bancos calizos citados, que producen muy poca perturbación, por su pequeño espesor.

En algunas regiones de la zona, se encuentran capas aluviales, compuestas de guijarros, arenas y arcillas, correspondiéndolas las velocidades de 500 a 800 metros en la mencionada unidad.

Además, la superficie de separación de las distintas formaciones geológicas consideradas, tiene una inclinación generalmente pequeña y que nunca pasa de 45° y las distintas velocidades de propagación, van aumentando hacia abajo.

Se reunen, por consiguiente, las condiciones necesarias para que sea factible el empleo del método sísmico de prospección, en la resolución del problema geológico propuesto.

Como era posible determinar directamente las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, en cada uno de los distintos terrenos que constituyen la zona, por aflorar el carbonífero y el cambriano, en su región septentrional se estudiaron, con ese objeto, dos perfiles sísmicos, denominados *A* y *B*, para distinguirlos de los de la investigación propiamente dicha, que se les designará por números correlativos.

A lo largo del perfil *A* yacen las capas carboníferas sobre las del cambriano, cuya estratificación está discordante. Las primeras están cubiertas por una capa de aluviones de 10 metros de potencia, donde la velocidad de las ondas es de 600 metros por segundo. La correspondiente al carbonífero, cuya potencia media es de 89 me-

tros, es de 3.400 y las de las capas cambrianas de 4.800.

La medición se efectuó por los métodos y aparatos de Ambronn, que ya hemos explicado.

Los tiempos medidos en los sismógramas, corregidos por la variación de velocidad del motor del aparato registrador, se han reunido en cuadros, como el adjunto, que facilitan el trazado de las curvas dromocrónicas.

PERFIL A

TABLA DE LOS TIEMPOS DE RECORRIDO

| Barrenos | Sismógrafos | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | I=150 m. | II=200 m. | III=250 m. | IV=300 m. | V=350 m, |
| 0 m. | —<br>—<br>— | 0,1033<br>0,1157<br>0,1400 | —<br>0,1567<br>— | —<br>0,1600<br>— | —<br>—<br>— |
| 50 m. | 0,0753<br>0,0813<br>0,1253 | 0,0900<br>0,1330<br>— | 0,0980<br>0,1037<br>0,1403 | 0,1083<br>—<br>0,1520 | 0,1123<br>—<br>0,1620 |
| 100 m. | —<br>0,0413<br>— | 0,0557<br>0,0970<br>— | 0,0717<br>0,1103<br>— | 0,0893<br>0,1270<br>— | 0,1053<br>0,1303<br>— |

Según vemos en él, se efectuaron tres explosiones; la primera en el origen, la segunda a 50 metros y la tercera a 100. Los cinco sismógrafos empleados distaban del origen

150, 200, 250, 300, 350 metros.

Con los valores numéricos reunidos en el cuadro se ha

construído las curvas representadas en la figura 213. Las que parten de las abcisas 0, 50 y 100, corresponden a una sola explosión y a los cinco sismógrafos y las que empiezan en los valores 150, 200, 250, 300 y 350 metros, se re-

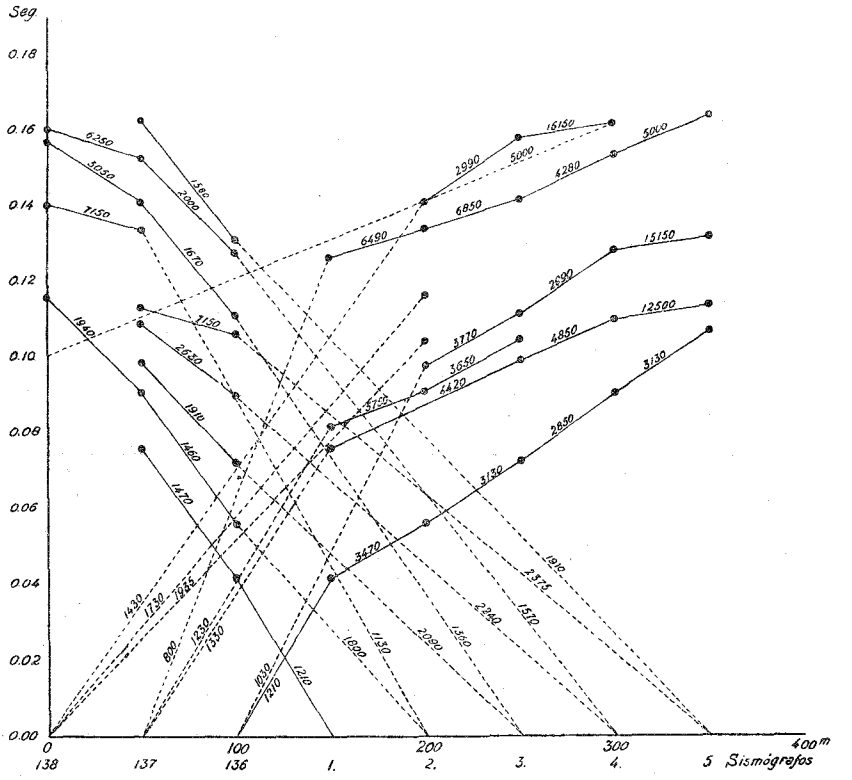



FIG. 213

fieren a un solo sismógrafo y a las tres explosiones efectuadas. En cada trozo de la curva, se ha escrito el valor de la velocidad correspondiente. Con ella se han determinado los valores medios, en cada clase de terreno y su potencia en los distintos puntos del perfil. Así se ha po-

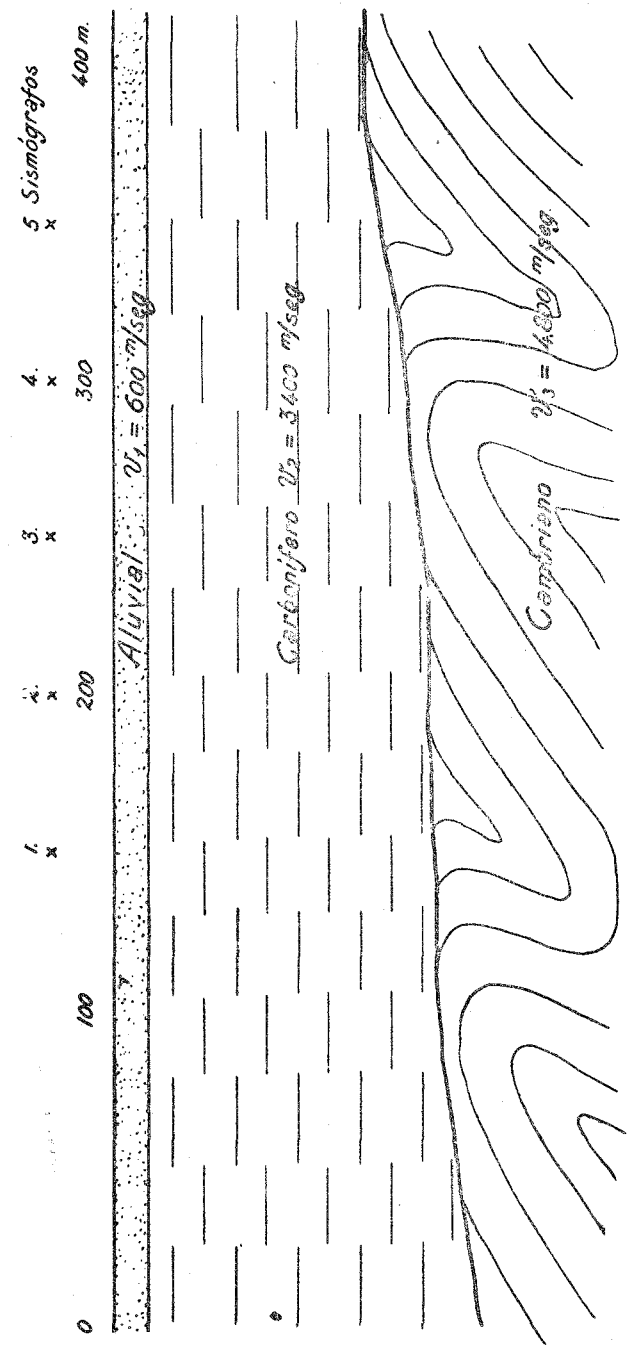

1.
2.
3.
4.
5 Sismógrafos
0
100
200
300
400 m.
Aluvial $v_1 = 600$ m/seg
Carbonífero $v_2 = 3400$ m/seg
Cambriano $v_3 = 4800$ m/seg

FIG. 214

dido construir el corte geológico dibujado en la fig. 214.

El perfil *B*, colocado directamente en el afloramiento cambriano, determinó la velocidad de las ondas en este terreno, igual a 4.750 metros por segundo, comprobando casi exactamente el valor encontrado en el perfil *A*.

INVESTIGACIÓN SÍSMICA EN VILLANUEVA DE LAS MINAS

Plano de los perfiles

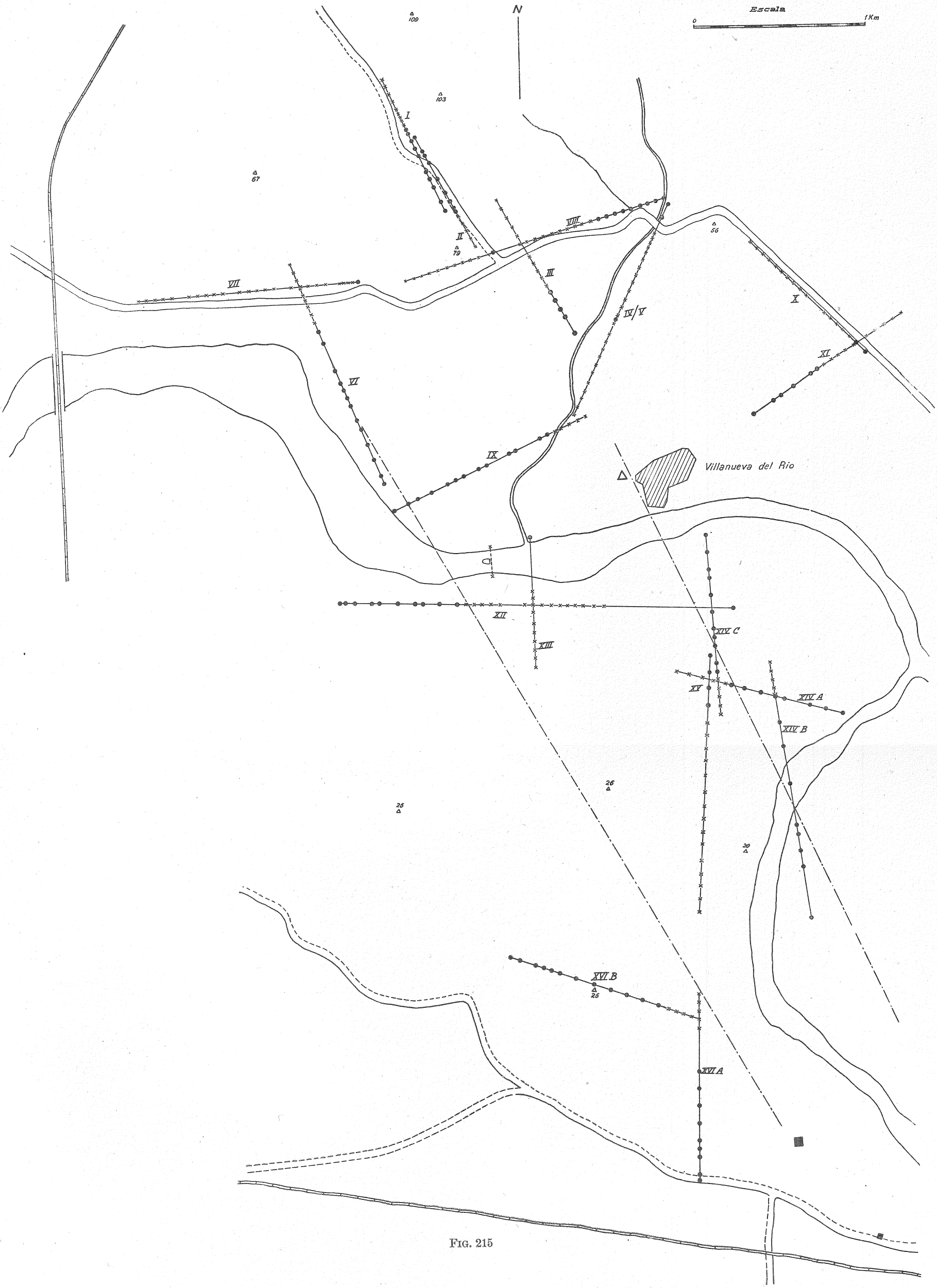



FIG. 215

# CAPÍTULO XXXIX

## INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDICIONES SÍSMICAS

**156. Generalidades.** — Sentados estos antecedentes, pasemos ya a la investigación propiamente dicha. En la zona Norte del río Guadalquivir, se han efectuado once perfiles y en la Sur ocho, cuya posición y longitud se representan en la figura 215. Las distintas posiciones de los sismógrafos se indican por medio de una cruz y las de los barrenos por un círculo. Haremos un breve resumen de los resultados obtenidos en cada uno de ellos.

*Perfil 1.*—Las velocidades medias determinadas por las curvas dromocrónicas correspondientes a este perfil son:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Aluvial .... | $v_1$=600 | metros | por segundo |
| Mioceno ... | $v_2$=1950 | íd. | íd. |
| Carbonífero | $v_3$=3400 | íd. | íd. |
| Cambriano. | $v_4$=4800 | íd. | íd. |

y las potencias respectivas, para cada terreno, tienen los valores medios de

Aluvial..... $h_1$=12 metros
Mioceno.... $h_2$=82 íd.
Carbonífero. $h_3$=90 íd.

*Perfil 2 y perfil 3.*—Pueden considerarse como una prolongación del anterior, suministrando las mismas cuatro velocidades del perfil 1, con profundidades distintas. El sinclinal hullero continúa, pues, hasta el extremo de este perfil, donde hemos medido su velocidad característica de 3.400 metros por segundo.

*Perfil 4 y perfil 5.*—Las velocidades obtenidas para las distintintas formaciones son:

Aluvial..... $v_1$= 650 metros por segundo.
Mioceno.... $v_2$=1.950 íd. íd.
Cambriano.. $v_4$=5.000 íd. íd.

No se encuentra la velocidad $v_3$, indicándonos el paso directo del mioceno al cambriano. En el arroyo Galapagar queda, por lo tanto, cortado el sinclinal hullero. Pueden quedar restos del carbonífero, de tan pequeña potencia, que no son sensibles a las mediciones. Como no se han hecho perfiles normales a su curso, por desconocer en la época de los trabajos de campo, la existencia de una falla que sensiblemente coincide con el mismo, ésta no se ha determinado por la medición sísmica. Las profundidades correspondientes a este perfil hacen ver que

el cambriado se ha elevado con relación a la posición que ocupaba en el perfil *3*.

*Perfil 6 y perfil 7.*—Las ondas longitudinales se propagan en estos perfiles con las velocidades:

| | | |
|---|---|---|
| Aluvial..... | $v_1$= | 550 metros por segundo. |
| Mioceno.... | $v_2$= | 1.900 íd. íd. |
| Cambriano . | $v_4$= | 4.000 (6) / 4.500 (7) metros por segundo. |

También falta el terreno carbonífero, puesto que no obtenemos la velocidad $v_3$. En el perfil *6* obtenemos una velocidad de 4.000 metros por segundo, para el cambriano, menor que en los anteriores, lo que nos indica un cambio de composición, que ha disminuído su elasticidad, que puede ser debido a la falta de pizarras duras, que dominan en otras regiones de la zona.

*Perfil 8.*—Los resultados de la observación nos han suministrado los siguientes valores:

| | | |
|---|---|---|
| Aluvial..... | $v_1$= | 600 metros por segundo |
| Mioceno ..... | $v_2$= | 1.720 íd. íd. |
| Carbonífero... | $v_3$= | 3.200 íd. íd. |
| Cambriano.... | $v_4$= | 5.000 íd. íd. |

Conforme con los resultados del perfil *3*, vuelve a encontrarse la velocidad $v_3$ del terreno carbonífero, que se extiende hasta el arroyo Galapagar.

*Perfil 9.*—Los valores determinados por las curvas dromocrónicas son:

| | | |
|---|---|---|
| Aluvial..... | $v_1$=600 | metros por segundo |
| Mioceno..... | $v_2$=1950 | íd. íd. |
| Cambriano .... | $v_4$=4500 | íd. íd. |

El carbonífero falta, como era de esperar por los resultados de los perfiles anteriores. El mioceno tiene más potencia que en el perfil 8, situado más al Norte.

Este perfil corta a una falla que se ha reproducido en el mioceno, de la que más al Sur, también obtendremos indicaciones en otros perfiles.

*Perfiles 10 y 11.*—En estos perfiles, no se ha encontrado tampoco la velocidad $v_3$, del carbonífero. Las de los terrenos aluvial, mioceno y cambriano, tienen exactamente, los valores encontrados anteriormente. El cálculo de las profundidades demuestra que a lo largo del perfil 10, ha aumentado la potencia de los sedimentos miocenos y aluviales.

*Perfil 12.*—Está colocado en la orilla Sur del río Guadalquivir y paralelamente a su curso. Como en los anteriores, no se encuentra la velocidad $v_3$. La $v_4$, correspondiente al cambriano, es exactamente la misma que este terreno poseía al N. del río, por lo que podemos afirmar que éste continúa bajo el cauce actual, sin solución de continuidad.

Las curvas revelan una estructura extremadamente complicada, que no es posible aclarar, por no constituir el objeto principal del trabajo.

A unos 800 metros del extremo Oeste del perfil, se presenta una falla del cambriano que se ha reproducido en el mioceno.

*Perfil 13.*—Este perfil corta perpendicularmente al anterior a 1.185 metros de su origen. Los valores medios

de las velocidades obtenidas para el terreno aluvial, mioceno y cambriano, no difieren sensiblemente de las obtenidas anteriormente.

*Perfil 14. A, B* y *C.*—Los tres perfiles designados con el número *14* y las letras *A*, *B* y *C*, están en mutua dependencia geológica, así como con los que poseen los números *15*, para determinar una línea de fractura que corre en la dirección N.NO.-S.SE., dibujada en la figura 215.

Las velocidades determinadas en ellos, han sido respectivamente:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Aluvial..... | $v_1$= | 550 metros por | segundo |
| Mioceno..... | $v_2$=1.850 | íd. | íd. |
| Cambriano .... | $v_4$=4.700 | íd. | íd. |

A los 350 metros del origen la superficie del cambriano desciende bruscamente 20 metros, indicándonos el paso de una línea de fractura y el salto que ha producido.

En el perfil *14 B*, al que corresponden las mismas velocidades citadas para el *14 A*, la superficie del cambriano se eleva 45 metros, a la distancia de 900 de su origen, suministrándonos otro punto del mismo accidente tectónico observado en el perfil *14 A*.

En el *14 C* sucede lo mismo. En el punto situado a 700 metros de su origen, el cambriano se eleva 55 metros con lo que queda determinado el tercer punto de la falla, que coincide con la alineación determinada por los dos anteriores.

*Perfil 15.*—Las velocidades de las ondas sísmicas son iguales a las anteriores y no nos indican variación alguna en los terrenos atravesados. A lo largo del perfil, el cambriano se eleva poco a poco, del Sur hacia el Norte, en la región comprendida entre dos grandes fallas.

*Perfil 16. A* y *B.*—En estos perfiles se obtienen velocidades algo superiores a las de los anteriores. Los valores medios son los siguientes, para el *16 A*:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Aluvial..... | $v_1$= | 600 metros | por segundo |
| Mioceno..... | $v_2$=2.000 | íd. | íd. |
| Cambriano .... | $v_4$=4.950 | íd. | íd. |

El cambriano alcanza unos 300 metros de profundidad. Las velocidades de las ondas en las capas superiores, son tan regulares y constantes, que se puede aceptar, sin duda alguna, que pertenecen al mioceno.

En el perfil *16 B*, no se han podido medir mas que las velocidades correspondientes al aluvial y al mioceno, por estar el cambriano aun más profundo que en el perfil *16 A*. Aceptando para éste la velocidad de 4.950 metros, determinada en el anterior, su potencia es superior a 300 metros. Resumiendo lo explicado en los párrafos anteriores, podemos concluir diciendo que el sinclinal carbonífero de Villanueva de las Minas, termina en el curso del río Galapagar y que este sinclinal está cortado por una gran falla que pasa al Oeste de Villanueva del Río, en dirección paralela a la falla de las Infantas.

También podemos afirmar que la profundidad de la superficie del cambriano aumenta rápidamente en la región Sur de la zona de investigación, conclusiones análogas a las obtenidas por los métodos eléctricos y gravimétricos, de cuya aplicación nos hemos ocupado.

Esta extraordinaria coincidencia de los resultados obtenidos por métodos y operadores completamente distintos, nos hace tener fe en el brillante porvenir que espera a las investigaciones geofísicas, como medio para descubrir los tesoros que se esconden en nuestro subsuelo.

FIN

# ÍNDICES

# ÍNDICE DE MATERIAS

## PRIMERA PARTE

### El método gravimétrico de prospección


Páginas.

CAPÍTULO I.—GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES ..... 5

1. Generalidades sobre la gravedad.—2. Las superficies de nivel.—3. Geoide y elipsoide terrestre.—4. Unidades de medida.

CAPÍTULO II.—LOS PROCEDIMIENTOS GRAVIMÉTRICOS 14

5. Las mediciones absolutas.—6. Las mediciones relativas.—7. Reducción de las mediciones al nivel del mar.

CAPÍTULO III.—LA BALANZA DE TORSIÓN DE EÖTVÖS 22

8. Teoría de la balanza de Eötvös.—9. Acción del terreno y acción cartográfica.—10. Valor normal y perturbación subterránea.—11. Determinación de las magnitudes de curvatura.—12. Descripción y manejo de la balanza de torsión Eötvös-Schweydar.—13. Procedimiento de cálculo.—14. Determinación de las constantes instrumentales.—15. Diversos tipos de balanza de torsión.

Páginas.

CAPÍTULO IV.—LA INTERPRETACIÓN DE LAS OBSERVACIONES EFECTUADAS CON LA BALANZA DE TORSIÓN ..... 76

16. Influencia en los gradientes y magnitudes de curvatura de la separación horizontal y vertical de los contrapesos de la balanza.—17. Determinación de las anomalías de la gravedad.—18. Curvas isógamas.—19. Organización general de un estudio de prospección por medio de la balanza de torsión.—20. Medios auxiliares necesarios.

**SEGUNDA PARTE**

**El método magnético de prospección**

CAPÍTULO V ..... 92

21. Generalidades y conceptos fundamentales sobre el magnetismo. Unidades de medida.

CAPÍTULO VI.—EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE .. 97

22. Generalidades.—23. Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre.—24. Las variaciones temporales de los elementos magnéticos terrestres.—25. Las variaciones seculares.—26. Las variaciones periódicas.—27. Las perturbaciones magnéticas. —28. Fórmulas teóricas.—29. Teoría de los campos magnéticos superpuestos.

CAPÍTULO VII.—LAS ANOMALÍAS LOCALES ..... 118

30. Las causas de las anomalías locales.—31. La teoría de las anomalías producidas en el campo magnético terrestre por la acción de masas perturbadoras.

CAPÍTULO VIII.—LOS MÉTODOS DE LAS MEDICIONES MAGNÉTICAS ..... 133

32. Las mediciones absolutas.—33. Las mediciones relativas.—34. La balanza magné-

Páginas.

tica universal de Haalk.—35. El variómetro vertical de Schmidt.—36. El variómetro de Königsberger.—37. El variómetro horizontal de Schmidt.—38. El registro de las variaciones temporales.

CAPÍTULO IX.—LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE MINERALES Y ROCAS ..... 158

39. La susceptibilidad de los minerales y rocas.—40. La magnitud de las anomalías magnéticas de los minerales y rocas.

CAPÍTULO X.—LOS PROCEDIMIENTOS DE OBSERVACIÓN, CÁLCULO E INTERPRETACIÓN DE LAS MEDICIONES MAGNÉTICAS ..... 165

41. Elección del método y de los elementos magnéticos que deben medirse.—42. Precauciones que es preciso tener en cuenta.—43. Esquemas para la observación y para el cálculo.—44. Correcciones de los valores obtenidos.—45. Curvas de la variación de la sensibilidad.—46. Las líneas isógonas e isodinámicas.—47. Interpretación geológica de los resultados.

TERCERA PARTE

El método sísmico de prospección

CAPÍTULO XI.—GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES ..... 183

48. Los movimientos sísmicos.—49. La propagación del movimiento sísmico.—50. La región hipocentral.—51. La región epicentral.

CAPÍTULO XII.—LOS SISMÓGRAMAS ..... 199

52. Fases de los sismógramas.—53. Diversos tipos de sismógramas.

CAPÍTULO XIII.—LOS SISMÓGRAFOS. LOS SISMÓGRAFOS PARA REGISTRAR LAS COMPONENTES HO

Páginas.

RIZONTALES DEL MOVIMIENTO ..... 205
54. El péndulo vertical simple.—55. El péndulo horizontal. Sismógrafos para registrar la componente vertical del movimiento.—56. El sismógrafo vertical.—57. El amortiguamiento de los sismógrafos.—58. El registro de los sismógramas.—59. La amplificación.—60. Determinación de las constantes del sismógrafo.

CAPÍTULO XIV.—LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS ..... 236
61.—Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las diversas rocas.—62. Las curvas dromocrónicas.

CAPÍTULO XV.—DETERMINACIÓN DEL FOCO Y EPICENTRO ..... 244
63. Obtención de la distancia epicentral.—64. Determinación del epicentro.—65. Determinación de la velocidad hipocentral y de la hora inicial del sismo en el foco y en el epicentro.

CAPÍTULO XVI.—LA PROSPECCIÓN SÍSMICA ..... 254
66. Generalidades.—67. Determinación de la profundidad de una capa horizontal.—68. Determinación de la profundidad de una capa inclinada.—69. Construcción de un plano altimétrico del subsuelo.

CAPÍTULO XVII.—LOS APARATOS EMPLEADOS EN LA PROSPECCIÓN SÍSMICA ..... 275
70. Aparatos para la determinación de la velocidad del movimiento del suelo.—71. Aparatos para la determinación directa del movimiento del suelo.—72. Aparatos para la determinación de la aceleración.

CAPÍTULO XVIII ..... 305
73. Ejecución de un estudio de prospección sísmica e interpretación de los resultados.

## CUARTA PARTE

### El método eléctrico de prospección

Páginas.

CAPÍTULO XIX.—GENERALIDADES Y CONCEPTOS FUNDAMENTALES ..... 314

74. Historia.—75. Resistividad.—76. Homogeneidad y heterogeneidad.—77. Isotropía y anisotropía.—78. Resistividad aparente.—79. Empleo de la corriente alterna y de la corriente continua.

CAPÍTULO XX.—MÉTODO DE CORRIENTE CONTINUA DE SCHLUMBERGER ..... 324

80. Método de la carta de los potenciales.—81. Perturbaciones de la carta de los potenciales por las heterogeneidades del suelo.—82. Refracción de las superficies equipotenciales al pasar de un medio a otro.—83. Perturbaciones debidas a la topografía del suelo.—84. Acción de la conductividad vertical.—85. Método de las resistividades.—86. Sondeo eléctrico vertical.

CAPÍTULO XXI.—APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS SOBRE EL TERRENO ..... 337

87. Cables.—88. Líneas de medición.—89. Electrodos.—90. Generadores de corriente. 91. Aparatos.

CAPÍTULO XXII.—TÉCNICA OPERATORIA ..... 342

92. Método de la carta de los potenciales.—93. Método de las resistividades.—94. Sondeo eléctrico vertical.

CAPÍTULO XXIII.—APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS DE SCHLUMBERGER A LA RESOLUCIÓN DE LOS PROBLEMAS GEOLÓGICO-TECTÓNICOS ..... 346

95. Estudio de una masa oculta de mayor o menor conductividad que las rocas que la

Páginas.

rodean.—96. Localización de un contacto vertical.—97. Localización de un contacto horizontal.—98. Estudio de un terreno sedimentario horizontal.—99. Estudio de un terreno sedimentario vertical o fuertemente inclinado.—100. Estudio de una cuenca sedimentaria.—101. Carta geológica eléctrica.

CAPÍTULO XXIV. — APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRCOS DE SCHLUMBERGER A LA INVESTIGACIÓN DE LOS MINERALES METÁLICOS ..... 359

102. Método por corriente.—103. Método de la polarización espontánea.—104. Perturbaciones diversas.—105. Principales tipos de yacimientos en los que se presenta la polarización espontánea.—106. Método de polarización provocada.

CAPÍTULO XXV. — APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS DE SCHLUMBERGER A LA INVESTIGACIÓN DEL PETRÓLEO..... 375

107. Generalidades.—108. Métodos indirectos de investigación.—109. Determinación de los anticlinales.—110. Determinación de las fallas.—111. Anticlinales de sal o de tendencia salada.—112. Cúpulas de sal.

CAPÍTULO XXVI.—MÉTODO ELÉCTRICO DE CORRIENTE ALTERNA O MÉTODO ELECTRO-MAGNÉTICO 384

113. Teoría.—114. Los aparatos para medir el campo electro-magnético de las corrientes del suelo.—115. La práctica de las mediciones.—116. El procedimiento para la interpretación de las mediciones.—117. Interpretación de las mediciones electromagnéticas efectuadas en Hiendelaencina.—118. Representación gráfica de las medidas electromagnéticas efectuadas en Hiendelaencina.—119. Consecuencias obtenidas.

Páginas.

CAPÍTULO XXVII.—MÉTODO ELÉCTRICO DE LOS CAMPOS DE ALTA FRECUENCIA O MÉTODO INDUCTIVO ..... 411
120. Teoría.—121. Aparatos empleados.

## QUINTA PARTE

CAPÍTULO XXVIII ..... 422
122. Comparación entre los diversos métodos geofísicos de prospección.—123. Condiciones de aplicación de cada método.

## SEXTA PARTE

### Investigación geofísica en la cuenca carbonífera de Villanueva de las Minas

CAPÍTULO XXIX.—RESEÑA GEOGRÁFICA ..... 427
124. Situación.—125. Vías de comunicación. 126. Orografía.—127. Hidrografía.—128. Aguas subterráneas.

CAPÍTULO XXX.—RESEÑA GEOLÓGICA ..... 431
129. Generalidades.—130. Rocas hipogénicas.—131. Sistema cambriano.—132. Sistema carbonífero.—133. Sistema mioceno.—134. Sistema diluvial.—135. Sistema aluvial.

CAPÍTULO XXXI ..... 445
136. Datos del problema geológico-tectónico de Villanueva de las Minas.—137. Aplicación del método eléctrico de prospección.

CAPÍTULO XXXII.—INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDIDAS ELÉCTRICAS ..... 449
138. Borde NE. del sinclinal.—139. Borde SO. del sinclinal.—140. Falla del Galapagar.—141. Buzamiento y salto de la falla.—142. Horst o pilar resistente del Galapagar.—143. Falla de Villanueva del Río.—

Páginas.

144. Fallas de Tocina.—145. Zona de hundimiento del Guadalquivir.

CAPÍTULO XXXIII.—ESTUDIO DE LOS DIVERSOS COMPARTIMIENTOS TECTÓNICOS ..... 460

146. Compartimiento de las explotaciones de «La Reunión».—147. Compartimiento al Este del Galapagar.—148. Compartimiento comprendido entre las fallas de Tocina y de Villanueva.—149. Región al SO. de las fallas de Tocina.—150. Región al Sur del Guadalquivir.

CAPÍTULO XXXIV.—APLICACIÓN DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO DE PROSPECCIÓN A LA ZONA DE VILLANUEVA DE LAS MINAS ..... 463

151. Estudio gravimétrico y general de la zona.

CAPÍTULO XXXV.—INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDICIONES GRAVIMÉTRICAS ..... 465

152. Generalidades.

CAPÍTULO XXXVI ..... 473

153. Estudio gravimétrico de la zona de Villanueva del Río con la balanza de torsión en Z, modelo pequeño, de Schweydar.

CAPÍTULO XXXVII ..... 474

154. Aplicación del método magnético de prospección a la zona de Villanueva del Río.

CAPÍTULO XXXVIII.—APLICACIÓN DEL MÉTODO SÍSMICO DE PROSPECCIÓN ..... 477

155. Estudio sísmico general de la zona.

CAPÍTULO XXXIX. —INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MEDICIONES SÍSMICAS ..... 483

156. Generalidades.

PUBLICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

DE

ESPAÑA

OBRAS PUBLICADAS

POR EL

# INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EN VENTA

| BOLETINES | Pesetas |
|---|---|
| *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico:* tomos XIV a XXXI. | 15 |
| *Boletín del Instituto Geológico:* tomos XXXII a XLIX ..... | 12 |

| MEMORIAS | |
|---|---|
| *Descripción física y geológica de Barcelona*, por D. José Maureta y D. Silvino Thos y Codina ..... | 20 |
| *Idem física, geológica y agrológica de Soria*, por D. Pedro Palacios ..... | 15 |
| *Idem física, geológica y minera de Logroño*, por D. Rafael Sánchez Lozano ..... | 15 |
| *Explicación del Mapa Geológico de España*, por D. Lucas Mallada. Tomos I al VII (cada uno) ..... | 15 |
| *Criaderos de Hierro de España:* | |
| Tomo I (Introducción).—*Criaderos de la provincia de Murcia* ..... | 15 |
| Tomo II.—*Criaderos de Asturias* ..... | 15 |
| Tomo III.—*Criaderos de Guadalajara y Teruel*, por D. Vicente Kindelan y D. Manuel Ranz ..... | 12 |
| Tomo IV.—*Hierros de Galicia* (tomo I), por D. Primitivo Hernández Sampelayo ..... | 12 |
| Tomo V.—*Hierros de Almería y Granada* (tomos I, II y III), por D. Ricardo Guardiola y D. Alfonso de Sierra (cada uno)..... | 15 |
| *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*, por D. Domingo de Orueta..... | 20 |
| *Estudio metalogénico de la Sierra de Cartagena*, por D. Ricardo Guardiola ..... | 15 |

## MAPAS

Pesetas

*Mapa geológico de España*, edición en 16 hojas y escala 1:400.000; cada hoja ..... 7,50

*Mapa Geológico de España*, edición en 64 hojas y escala de 1:400.000; cada hoja suelta ..... 2

*Mapa geológico de España*, mapa de conjunto, escala 1:1.500.000 15

*Atlas del Estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana*, por D. Luis de Adaro y Magro..... 20

*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, vol. I, núm. 1 ..... 3

## EN PREPARACIÓN

*Criaderos de Hierro de España:*

*Hierros de Galicia*, tomo II, por D. Primitivo Hernández Sampelayo.

## OBRAS AGOTADAS

*Mapa geológico*, en 16 hojas. Hojas números 3, 6 y 14.

*Mapa geológico*, en 64 hojas. Hojas números 13, 19, 22, 27, 30, 51 y 52.

*Boletín de la Comisión del Mapa Geológico:* tomos I al XIII.

*Descripciones física y geológica de Zaragoza y Ávila*, por D. Felipe M. Donayre.

*Idem íd. de Álava*, por D. Ramón Adán de Yarza.

*Idem íd. de Cuenca, Valladolid, Teruel y Segovia*, por D. Daniel de Cortázar.

*Idem íd. de Cáceres*, por D. Justo Egozcue y D. Lucas Mallada.

*Idem íd. de Huesca*, por D. Lucas Mallada.

*Idem íd. de Salamanca*, por D. Amalio Gil y Maestre.

*Idem íd. de Valencia*, por D. Daniel de Cortázar y D. Isidro Manuel Pato.

*Idem íd. de Guipúzcoa*, por D. Ramón Adán de Yarza.

*Idem íd. de Vizcaya*, por D. Ramón Adán de Yarza.

*Idem física de Huelva*, por D. Joaquín Gonzalo Tarín.

*Idem geológica de ídem*, por D. Joaquín Gonzalo Tarín.

*Idem minera de ídem*, por D. Joaquín Gonzalo Tarín.

*Sinopsis paleontológica de España.* Tomos I, II y III, sistemas Siluriano, Devoniano, Carbonífero, Triásico, Jurásico e Infracretáceo, por D. Lucas Mallada.

*Trabajos geodésicos y topográficos de Asturias.*

*Mapa topográfico de Asturias*, por D. Guillermo Schulz (4.ª edición).

*Descripción física y geológica de Zamora*, por D. Gabriel Puig.

*Estudios hidrológicos.*—Cuenca del Tajo (provincia de Madrid).

MAPA GEOLÓGICO, escala 1:50.000. (Véase final publicaciones).

# PUBLICACIONES

# REFERENTES AL XIV CONGRESO GEOLÓGICO INTERNACIONAL

---

Pesetas

*Memorias del XIV Congreso Geológico Internacional*, por el Secretario general, Ingeniero de Minas, Vocal del Instituto Geológico y Minero de España, D. Enrique Dupuy de Lôme. Tomos I, II y III, cada uno ..... 15

*Las reservas mundiales de Piritas*, por los señores de la Comisión de Publicaciones del XIV Congreso Geológico Internacional, Ingenieros de Minas, D. César Rubio, D. José de Gorostízaga, D. Enrique Dupuy de Lôme y don Joaquín Mendizábal. Dos tomos ..... 50

GUÍAS GEOLÓGICAS DE ESPAÑA, PUBLICADAS POR LA COMISIÓN ORGANIZADORA DEL XIV CONGRESO GEOLÓGICO INTERNACIONAL PARA FACILITAR LAS EXCURSIONES QUE REALIZARON LOS CONGRESISTAS:

GUÍA A-1.—*Estrecho de Gibraltar, Jerez, Tarifa, Algeciras, Ceuta, Tetuán, Melilla, Nador, etc., etc.*, por los Ingenieros de Minas, Vocales del Instituto Geológico y Minero de España, Sres. Marín, Valle, Dupuy de Lôme, Gavala, Miláns del Bosch e Iruegas. Un tomo de 256 páginas, 27 láminas (6 de microfots., 1 de cortes geols.) 3 mapas geológicos.—Edición española o francesa .. 10

GUÍA A-2.—*Los platinos de la Serranía de Ronda*, por los Ingenieros de Minas, Vocales del Instituto Geológico y Minero de España, Sres. Orueta y Rubio. 160 páginas, 24 láminas (2 de microfots., 1 de cortes geols.), 3 mapas.—Edición española, francesa o inglesa ..... 10

GUÍA A-3.—*Minas de plomo y cobre de Linares y Huelva*, por los Ingenieros de Minas Sres. Hereza y Alvarado. 140 páginas, 3 figuras, 16 láminas (7 de cortes geols.), 2 planos y 4 mapas.—Edición española, francesa o inglesa ..... 10

Pesetas

GUÍA A-5.—*La Sierra Morena y la Sierra Nevada*, por los Ingenieros de Minas Sres. Novo y Carbonell y los Profesores de Geología Sres. Gómez Llueca y Carandell. 248 páginas, 8 figuras, 22 láminas, 5 mapas.—Edición española ..... 10

GUÍA A-6.—*El Terciario continental de Burgos*, por el Doctor en Ciencias Sr. Royo y Gómez. 70 páginas, 12 figuras, 18 láminas, 2 mapas.—Edición española, francesa o inglesa 5

GUÍA A-7.—*Islas Canarias*, por el Profesor de la Universidad Central Sr. Fernández Navarro. 122 páginas, 46 figuras, 25 láminas, 8 mapas.—Edición española o francesa ..... 10

GUÍA B-1.—*Minas de Almadén*, por el Ingeniero de Minas, Vocal del Instituto Geológico y Minero de España, señor Hernández Sampelayo. 102 páginas, 22 láminas, 1 mapa.—Edición española o francesa..... 5

GUÍA B-2.—*La Sierra del Guadarrama*, por los Profesores de Geología Sres. Obermaier y Carandell. 46 páginas, 13 figs., 19 láms., 1 mapa.—Edición española o francesa 5

GUÍA B-3.—*Aranjuez*, por los Profesores de Geología señores E. y F. Hernández-Pacheco. 104 páginas, 31 figuras, 14 láminas, 1 mapa, 1 lámina de cortes geológicos.—Edición española ..... 10

GUÍA C-1.—*Minas de Asturias*, por los Ingenieros de Minas señores Sancho, Falcó, Cueto, Junquera, H. Sampelayo y Patac. 108 páginas, 4 figuras, 21 láminas (3 cortes geológicos), 5 mapas.—Edición española o francesa . 10

GUÍA C-5.—*Isla de Mallorca*, por los Geólogos Sres. Darder y Fallot. 125 páginas, 48 figuras, 17 láminas (6 de cortes geológicos), 1 mapa, 2 cuadros sinópticos.—Edición francesa..... 10

GUÍA X-1.—*La Sierra Morena y la llanura Bética*, por el Catedrático de la Universidad Central Sr. Hernández-Pacheco. 150 páginas, 20 figuras, 39 láminas, 1 lámina de cortes, 2 mapas.—Edición española o francesa ... 5

GUÍA X-3.—*Despeñaperros*, por los Catedráticos de Geología Sres. H.-Pacheco y Puig de la Bellacasa. 48 páginas, 9 figuras, 20 láminas, 1 mapa.—Edición española o francesa..... 5

GUÍA F-2.—*Guía del ferrocarril de Madrid a Sevilla*, por los Ingenieros de Minas, Vocales del Instituto Geológico y Minero de España, Sres. Dupuy de Lôme y Novo. 139 páginas, 2 figuras, 26 láminas, 5 mapas.—Edición española, francesa, inglesa o alemana ..... 10

GUÍA F-3.—*Guía del ferrocarril de Madrid a Irún*, por los Ingenieros de Minas, Vocales del Instituto Geológico y Minero de España, Sres. Dupuy de Lôme y Novo.

Pesetas

151 páginas, 20 láminas (1 de perfiles topográficos), 4 mapas.—Edición española, francesa o alemana .... 10

## OBRAS AGOTADAS

GUÍA A-4.—*Línea tectónica del Guadalquivir*, por el Ingeniero de Minas Sr. Carbonell Trillo-Figueroa. 204 páginas, 7 figuras, 36 láminas (4 de cortes geológicos) y 8 planos geológicos.

GUÍA C-3.—*Cuenca potásica de Cataluña*, por el Geólogo Sr. Faura y el Ingeniero de Minas, Vocal del Instituto Geológico y Minero de España Sr. Marín y Bertrán de Lis. 214 páginas, 5 figuras, 48 láminas (1 de sondeos y 6 de cortes) y 5 mapas.

GUÍA C-6.—*Cuevas de Mallorca*, por el Geólogo Sr. Faura. 78 páginas, 14 láminas (4 de planos y secciones).

GUÍA F-1.—*Guía Artística de Córdoba*, por el Ingeniero de Minas Sr. Carbonell. 155 páginas, 20 láminas, 4 planos. Edición española.

GUÍA C-2.—*Minas de Bilbao*, por el Ingeniero de Minas señor Rotaeche. 30 páginas, 2 láminas de cortes geológicos, 1 mapa.—Edición española.

GUÍA C-4.—*Cataluña*, por los Geólogos Sres. Marín, Bataller, Larragán, San Miguel de la Cámara y Marcet. 214 páginas, 8 firas, 48 láminas (1 de sondeos, 10 de bloques, 5 de cortes geológicos), 6 mapas.—Edición española o francesa.

GUÍA C-5.—*Isla de Mallorca*, por los Geólogos Sres. Darder y Fallot. 125 páginas, 48 figuras, 17 láminas (6 de cortes geológicos), 1 mapa, 2 cuadros sinópticos.—Edición española.

---

Estas obras se venden en las principales librerías y en el Instituto Geológico y Minero de España, Cristóbal Bordiú, 12. Madrid.

## Mapa geológico. Escala 1 : 50.000

| | Pesetas |
|---|---|
| *Hoja núm. 560, Alcalá de Henares* | 3 |
| *Memoria explicativa de la Hoja de Alcalá de Henares* | 3 |
| *Hoja núm. 810, Almodóvar del Campo* | 3 |
| *Memoria explicativa de la Hoja de Almodóvar del Campo* | 3 |
| *Hoja núm. 421, Barcelona* | 3 |
| *Memoria explicativa de la Hoja de Barcelona* | 3 |
| *Hoja núm. 460, Hiendelaencina* | 3 |
| *Memoria explicativa de la Hoja de Hiendelaencina* | 3 |
| *La Hoja y la Memoria juntas* | 5 |
| *Hojas enteladas con carpeta, una* | 10 |
| *Datos para el estudio de la Geología de la provincia de Madrid* | 15 |

### EN PREPARACIÓN

*Memoria y Hoja núm. 194, Sta. María del Páramo.*
*Idem id. 984, Sevilla.*
*Idem id. 881, Villanueva de Córdoba.*

# FE DE ERRATAS

| Página | Línea | Dice | Debe decir |
|---|---|---|---|
| 19 | 21 | $R$=6,370,3 | $R$=6.370,3 |
| 63 | 12 | grupo | punto |
| 83 | 19-20 | consecutivas; | consecutivas, |
| 85 | 14 | corresponda | correspondan |
| 113 | 23 | forma | forman |
| 142 | 27-28 | Variome meter | Variometer |
| 142 | 29 | G. m. 6. H. | G. m. b. H. |
| 189 | 20 | clásticas | elásticas |
| 201 | 13 | medio $m\,v^2$ | $\frac{1}{2}\,m\,v^2$ |
| 222 | 20 | Foncault | Foucault |
| 248 | 11-12 | megámetro | megámetros |
| 272 | 3 | $h_{S\ 3390}$ | $h_{S\ 390}$ |
| 279 | 9 | 2 | $Z$ |
| 291 | 1 | $m$ | $m'$ |
| 332 | 13 | reflexión | refracción |
| 351 | 16 | $\frac{a}{b} = 1{,}1$ | $\frac{a}{b} = 0{,}7$ |
| 351 | 17 | $a = 2$, $\frac{a}{b} = 1{,}41$ | $Z = 2$, $\frac{a}{b} = 1{,}41$ |