

BOLETIN

de la

Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración

S U M A R I O

Velocidades sísmicas en el área de Tampico, por el *Ing. Jesús Basurto García e Ing. Alfonso Muriedas Pavón.*

Traducción de un artículo sobre isostacia publicado en una revista inglesa que trata sobre "The Figure of The Earth and Isostasy", por el *Dr. Honorato de Castro.*

Interpretaciones gravimétricas, por el *Ing. V. A. Olhovich.*

Delay line filtering, por el *Ing. Antonio Cordero Limón.*

Medición continua de echados en pozos petroleros, por el *Ing. Luis Morones C.*



CONSULTORES Y CONTRATISTAS DE EXPLORACIONES GEOFISICAS

PETROLEO

MINERALES

AGUA SUBTERRANEA

Y

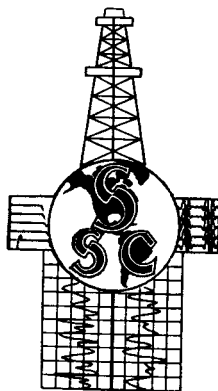
APLICACION A LA INGENIERIA CIVIL

SERVICIOS GEOFISICOS, S.A. DE C.V.

AV. JUAREZ 97 DESPACHO 302

TELS.- 18-41-41 y 12-89-70

MEXICO 1, D.F.



Seismograph Service Corporation of México

AL SERVICIO DE
PETROLEOS MEXICANOS

AV. JUAREZ 95 - 207
MEXICO D.F.



"RecorData"

SIE DIVISION DRESSER INTERNATIONAL

Lafragua 13, Despacho 201. Teléfonos: 35-24-07 y 46-45-20. México 1, D. F.

Equipo electrónico para exploración de agua, petróleo y minerales.
Sismógrafos para reflexión, refracción y alta revolución. Equipo
magnético de A.M. y F. M.

SIE REPRESENTACIONES

Servicio y venta de equipo marca GEO LOGGER para registros eléctricos, rayos gama, registros de temperatura, diámetro y de verticalidad en pozos.
Venta de barrenas marca Williams fabricadas en México y de importación, sondas eléctricas, detectores de fugas de gas y agua, y refacciones y partes para equipos e instrumentos geofísicos.

Lafragua 13, Despacho 201. Teléfonos: 35-24-07 y 46-45-20. México 1, D. F.

DISTRIBUIDORES INDUSTRIALES, S. A.

Cables para estudios geofísicos, Equipo y Servicio para estudios de agua, petróleo y minerales.

Lafragua 13, Despacho 201. Teléfonos: 35-24-07 y 46-45-20. México 1, D. F.

Carlos Alemán A.

EXPLORACION

Y

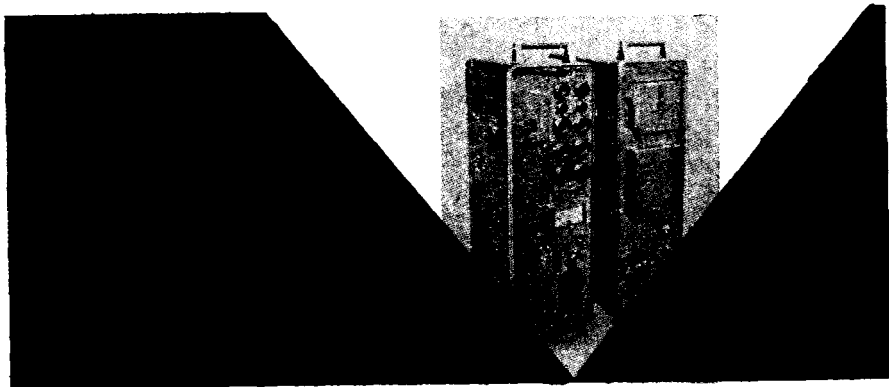
PERFORACION

Avenida Juárez No. 100-209. Tel. 10-15-64

México 1, D. F.

PMR-20

SISTEMA FM DE REGISTRO MAGNETICO



ESPECIFICACIONES CONDENSADAS

EL REGISTRO DE FM CON EL PMR-20 PROPORCIONA RELACION SEÑAL RUIDO EXCEPCIONALMENTE ALTA Y RESPUESTA DE AMPLIA FRECUENCIA ASEGURANDO EN EL MAXIMO DE REPRODUCCION — FIDELIDAD COMPARATIVAMENTE MEJOR A CUALQUIER OTRO METODO DE REGISTRO. LA FM — TAMBIEN ELIMINA LOS EFECTOS DE IMPERFECCIONES E IRREGULARIDADES DE LAS CINTAS. EN EL PMR-20, TODO EL BAJO NIVEL DE RUIDO, BAJA DISTORSION, GRAN APROXIMACION EN LA MEDICION DEL TIEMPO, CARACTERISTICAS DEL SISTEMA MR-4 PRUBADO EN EL CAMPO, ESTAN COMBINADAS CON PROPIEDADES ADICIONALES PARA PRODUCIR UN SISTEMA LIGERO, PORTATIL, DE BAJO CONSUMO DE POTENCIA, SIMPLE, EN EL QUE SE PUEDE TENER ABSOLUTA CONFIANZA EN EL CAMPO.

EL MR-20 CONTIENE EN DEPARTAMENTOS, EL TAMBOR DE REGISTRO, EL SISTEMA DE MOVIMIENTO Y LAS CABEZAS REGISTRADORAS. LOS MODULADORES, DEMODULADORES Y CIRCUITOS ELECTRONICOS AUXILIARES ESTAN EN LA UNIDAD MAESTRA MU-20. CADA UNIDAD CONTIENE SU PROPIA FUENTE DE PODER TRANSISTORIZADA. ADEMAS DE LOS 24 CANALES SISMICOS SE INCLUYEN CANALES PARA: CORTE DE TIEMPO (TIME BREAK), SISMO DE POZO, CANCELACION DE RUIDO Y MEDIDOR DE TIEMPO DE 100 cps. LOS NIVELES DE MODULACION DE REGISTRO Y REPRODUCCION (PLAYBACK) SE LEEN DIRECTAMENTE EN UN TABLERO DE MEDICION SITUADO EN LA PARTE FRONTAL. TODAS LAS FUNCIONES DE INTERRUPCION DE REGISTRO Y REPRODUCCION ESTAN REUNIDAS EN UN SOLO INTERRUPTOR EN EL TABLERO FRONTAL. LAS CABEZAS, MOVIBLES O FIJAS, PUEDEN PROPORCIONARSE COMO SE DESEE. LOS AJUSTES SE AGREGAN A LAS CINTAS EN "PLAYBACK" A TRAVES DE LOS AMPLIFICADORES SISMICOS O DIRECTAMENTE A TRAVES DE SUS TRANSFORMADORES DE SALIDA.

CANALES:

FRECUENCIA DE RESPUESTA:

RELACION SEÑAL — RUIDO:

DISTORSION ARMONICA; INTERFERENCIA:

APROXIMACION RELATIVA

MEDICION TIEMPO:

POTENCIA NECESARIA

DIMENSIONES

P E S O:

24 SISMOLOGICOS

4 AUXILIARES (CORTE DE TIEMPO, SISMO DE POZO, 100 cps. Y CANCELACION DE RUIDO).

1 cps a 300 cps CON 1 db, 3 db ABAJO A — 500 cps

60 db (rms), 1 a 500 cps CON CANCELACION DE RUIDO

54 db (rms), 20 a 200 cps SIN CANCELACION DE RUIDO

MENOS DE 1 %
ABAJO DEL NIVEL DE RUIDO DEL SISTEMA DE REGISTRO.

± 0.25 ms

	EN ESPERA	OPERANDO
REGISTRO	1.5 AMP	7 AMP
"PLAYBACK"	1.0 AMP	5.5 AMP

Escriba para folletos gratis



SOUTHWESTERN INDUSTRIAL ELECTRONICS CO.
A DIVISION OF DRESSER INDUSTRIES, INC.

10201 Westheimer • P. O. Box 22187 • Houston 27, Texas • HO mestead 5 3471
CABLE: SIECO HOUSTON TWX: HO-1185

MEXICO
SIE Mexico
La Fregata No. 13-201
Mexico 1, D.F.
Tel.: 21-57-87
46-45-20

CANADA
Southwestern Industrial Electronics (Canada) Limited
5511 Third Street S.E. Calgary, Alberta, Canada
Phone: Chestnut 3 0152, 3 0937, 3 0966, 3 4922

EUROPE
SIE Division of Dresser AG
Mühlbachstrasse 43, Zurich, Switzerland
Telephone: 27 64 87 BP • Telex: 22 6 83
Cables: Dresserint Zurich

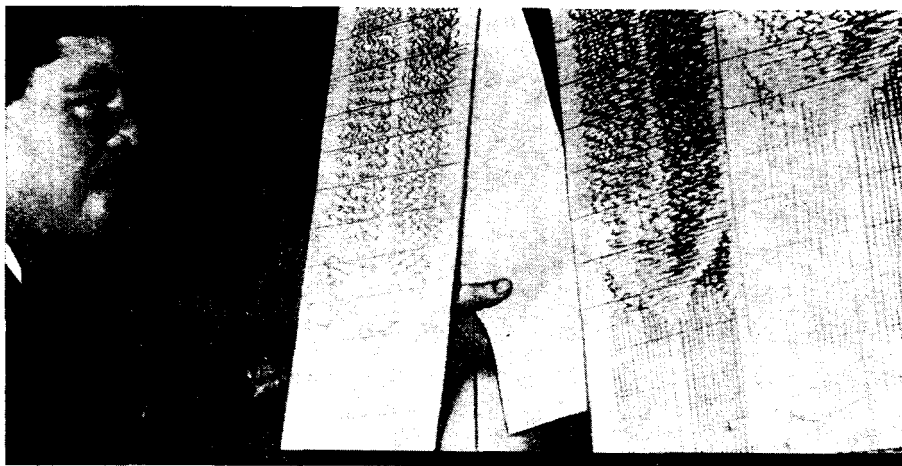


La exploración sismológica se acelera con ...

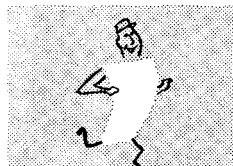
Seismo-Writ

Du Pont

**Papel foto-registrador
de mayor rapidez y mejor contraste**



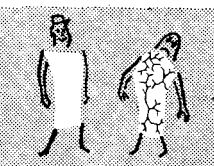
Ahora, las brigadas de exploración emplean menos tiempo en cada registro... exploran áreas mayores y obtienen registros más claros y precisos, gracias a los adelantos que ofrece el papel foto-registrador Seismo-Writ, de Du Pont:



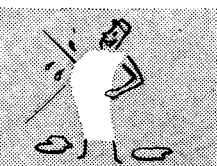
**MAYOR RAPIDEZ DE
EXPOSICION Y REVELADO.**



**RESISTENCIA AL CALOR
Y LA HUMEDAD.**



**INDEFORMABLE.
NO SE AGRIETA.**



**NO TIENE
MANCHAS.**

Además, el papel foto-registrador Seismo-Writ de Du Pont, viene en prácticos cilindros protegidos por una bolsa impermeable, de polietileno, que asegura el buen estado del papel aún en adversas condiciones de calor o humedad.

Para mayores informes diríjase a:

Du Pont, S. A. de C. V.

Av. Juárez 117

México 1, D. F.



MARCA REGISTRADA

Cosas mejores para vivir mejor

... gracias a la Química

OGPH-1

BOLETIN

de la

Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración

S U M A R I O

Velocidades sísmicas en el área de Tampico, por el *Ing. Jesús Basurto García e Ing. Alfonso Muriedas Pavón.*

Traducción de un artículo sobre isostacia publicado en una revista inglesa que trata sobre "The Figure of The Earth and Isostasy", por el *Dr. Honorato de Castro.*

Interpretaciones gravimétricas, por el *Ing. V. A. Olhovich.*

Delay line filtering, por el *Ing. Antonio Cordero Limón.*

Medición continua de echados en pozos petroleros, por el *Ing. Luis Morones C.*

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

COMITE EJECUTIVO HASTA EL 31 DE DICIEMBRE DE 1960.

FUNCIONARIOS

Presidente	Ing. Antonio García Rojas.
Vice Presidente	Ing. Ricardo Monges López
Secretario	Ing. Guillermo Hernández Moedano.
Tesorero	Ing. Jesús Basurto García.
Vocal de Petróleo	Ing. Santos Figueroa Huerta.
Vocal de Minas	Ing. Carlos Acosta del Campo.
Vocal de Aplicación a la Ingeniería Civil	Ing. Gustavo Bello Orta.
Editor	Ing. Vladimir A. Olhovich.

BOLETIN

EL BOLETÍN DE LA ASOCIACIÓN MEXICANA DE GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN se publica cada tres meses y se distribuye gratuitamente a los socios.

El precio de subscripción para los *no* socios es de \$ 150.00 $\frac{m}{n}$ al año y de \$ 50.00 $\frac{m}{n}$ por número suelto.

Para todo asunto relacionado con el Boletín, manuscritos, asuntos editoriales, subscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o de Universidades, publicaciones, precio de anuncios, etc., dirijase a:

Ing. Vladimir A. Olhovich
Ave. Juárez N° 97 - 302
México 1, D. F.

VELOCIDADES SISMICAS EN EL AREA DE TAMPICO

Por el ING. JESÚS BASURTO GARCÍA * e
ING. ALFONSO MURIEDAS PAVÓN *

Los trabajos exploratorios en busca de nuevos yacimientos petroleros en México se han realizado y se continúan realizando en diferentes regiones que tienen características geológicas favorables para la acumulación de hidrocarburos. De dichas regiones es la de Tampico, Fig. 1, de particular interés por encontrarse en ella los campos más importantes del país. La que se ha llamado Cuenca de Tampico, se encuentra en la planicie costera del Golfo de México, teniendo como límites fisiográficos: al N la Sierra de Tamaulipas, al S el Río Nautla y al W la Sierra Madre Oriental. Dentro de dicha cuenca están las estructuras petroleras que han producido hasta la fecha la mayor proporción de hidrocarburos en todo el país. La mayor parte de la producción proviene de las calizas del Cretácico Medio (Mesozoico), aunque se ha tenido también producción en formaciones del Terciario, del Cretácico Inferior y del Jurásico Superior. La potencialidad de estas últimas, puede llegar a ser muy importante en lo futuro, tomando en cuenta los últimos descubrimientos.

En los campos de la Cuenca de Tampico se ha seguido la misma secuela de descubrimiento que en otras provincias petroleras del mundo: al principio aprovechando las indicaciones de chapopoterías y algunos accidentes topográficos; más tarde echando mano de la información de la geología superficial y posteriormente utilizando los métodos geofísicos. De éstos, indudablemente, ha sido el método sísmológico de reflexión el que más poderosamente ha contribuido a la localización de nuevas estructuras.

Como ha ocurrido en otras regiones, el estudio de trampas estructurales por el método de reflexión, ha ayudado en el descubrimiento de trampas estratigráficas que exigen una técnica de interpretación más refinada. En cualquier caso, es bien sabido que la perfección de una interpretación sísmológica depende, de manera muy especial, del conocimiento que se tenga de la variación de las velocidades sísmicas, tanto vertical como horizontalmente.

En general, una configuración estructural basada en una ley de velocidad que sólo es función de la profundidad, puede ser suficientemente buena si en dirección horizontal o lateral, las velocidades se mantienen sensiblemente constantes. Pero si las variaciones laterales son fuertes en distancias dentro de las

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

que queda comprendida una estructura, es posible que se cometan errores apreciables de interpretación. Es evidente, pues, que el conocimiento de las velocidades sísmicas es un problema práctico de gran importancia económica y que lo será aún más en el futuro. En tal virtud, todas las empresas dedicadas

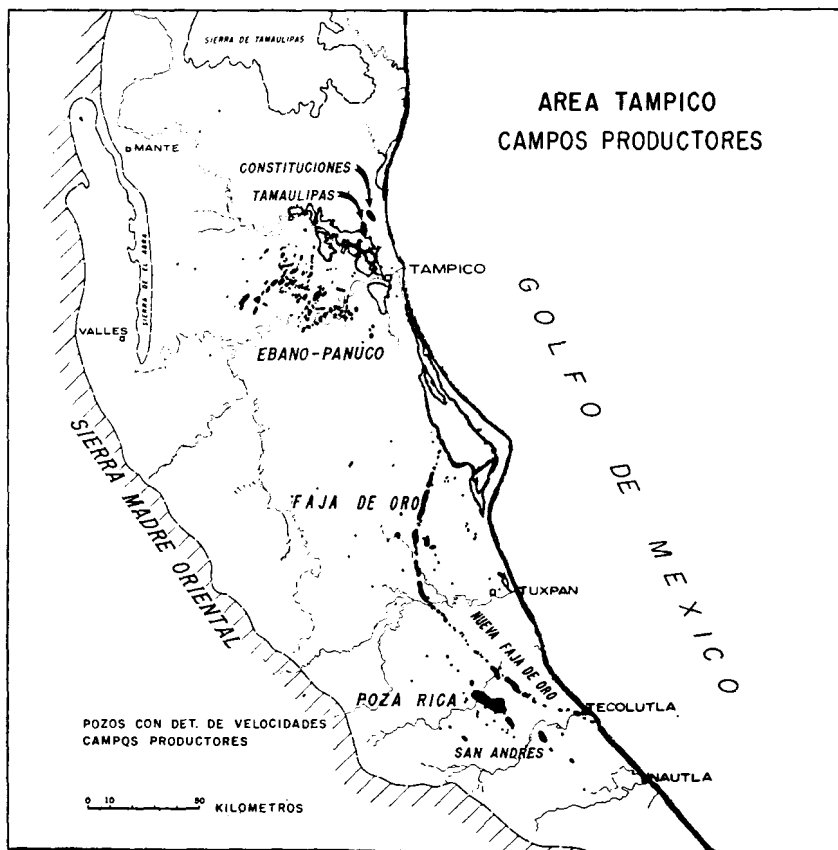


Fig.-1

a la exploración tratan de obtener la mayor información posible sobre velocidades.

En la Cuenca de Tampico se han aprovechado muchos pozos para tiro de velocidades, y además se ha hecho el tiro de perfiles de reflexión en aquellas áreas nuevas que carecían de datos, y en donde la información se consideró necesaria. Este programa se continúa de manera sistemática, teniendo en cuenta la mayor complejidad del trabajo exploratorio futuro.

En este trabajo se hacen algunas consideraciones sobre la información de velocidades obtenidas en pozos profundos: primero, desde un punto de vista

regional que permita apreciar su probable correspondencia con la litología y la estructura hasta el Cretácico Medio; y después se presentan, de manera muy breve, algunos casos locales en que las variaciones horizontales de velocidad modifican apreciablemente las configuraciones sismológicas.

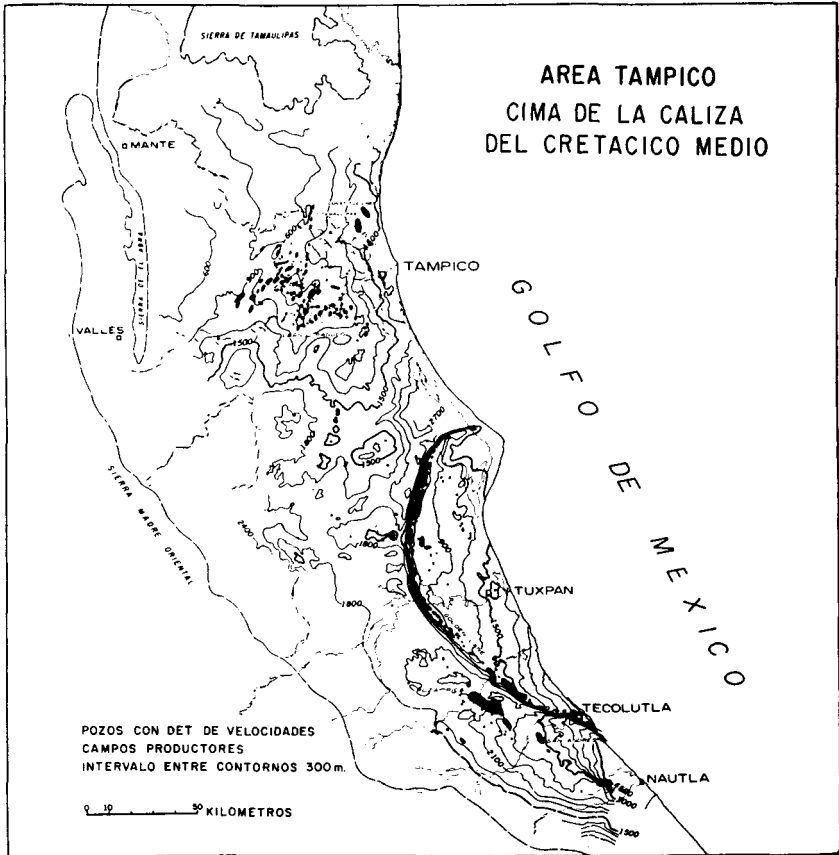


Fig-2

Estructura y estatigrafía regionales

La Cuenca de Tampico puede dividirse en tres regiones, que se caracterizan por las variaciones estratigráficas en la columna sedimentaria superyacente a las calizas del Cretácico Medio (Fig. N° 2).

La primera es la región adyacente a Tampico, que comprende los campos de Ebano-Pánuco. En casi toda la región la columna sedimentaria empieza en las formaciones Velasco del Paleoceno y Méndez del Cretácico Superior y llega a la caliza Tamaulipas del Cretácico Medio, a profundidades que varían desde

1 600' (500 m.) hasta 4 000' (1 200 m.) b.n.m. Sísmicamente es una región notable de reflejos de alta frecuencia (40-70 ciclos por segundo), lo cual se explica por la presencia de calizas y margas cretácicas en casi la totalidad de la serie sedimentaria. La caliza Tamaulipas en esta región es sumamente com-

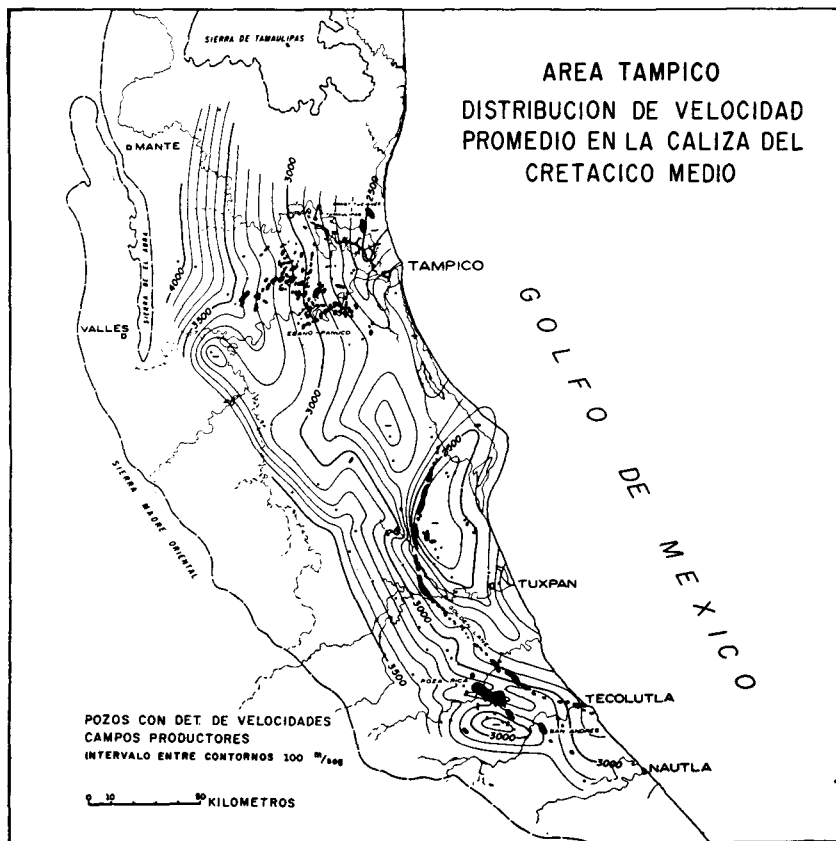


Fig-3

pacta, estando gobernada la acumulación por zonas de fractura que siguen una dirección irregular.

La segunda región es la llamada Faja de Oro, que comprende de una región arqueada convexa hacia el poniente, de una longitud de 110 millas, que se extiende en la parte continental, desde Cabo Rojo en el norte, hasta Tecolutla, en el SE. La columna sedimentaria se inicia en formaciones marinas del Oligoceno y Eoceno representadas por clásticos finos y medianos, y llega a la caliza denominada El Abra, contemporánea de la caliza Tamaulipas Superior (Cretácico Medio), a profundidades que van desde 1 200' (350 m.) b.n.m. en

la parte central (Cerro Azul) hasta 7 500' (2 250 m.) b.n.m. en Tecolutla. Los campos petroleros de la Faja de Oro, cuyo descubrimiento se inició en 1908 y cuya extensión hacia el SE, denominada Nueva Faja de Oro, fue encontrada en gran arrecife posiblemente de tipo de atolón. (Se tiene conocimiento que los

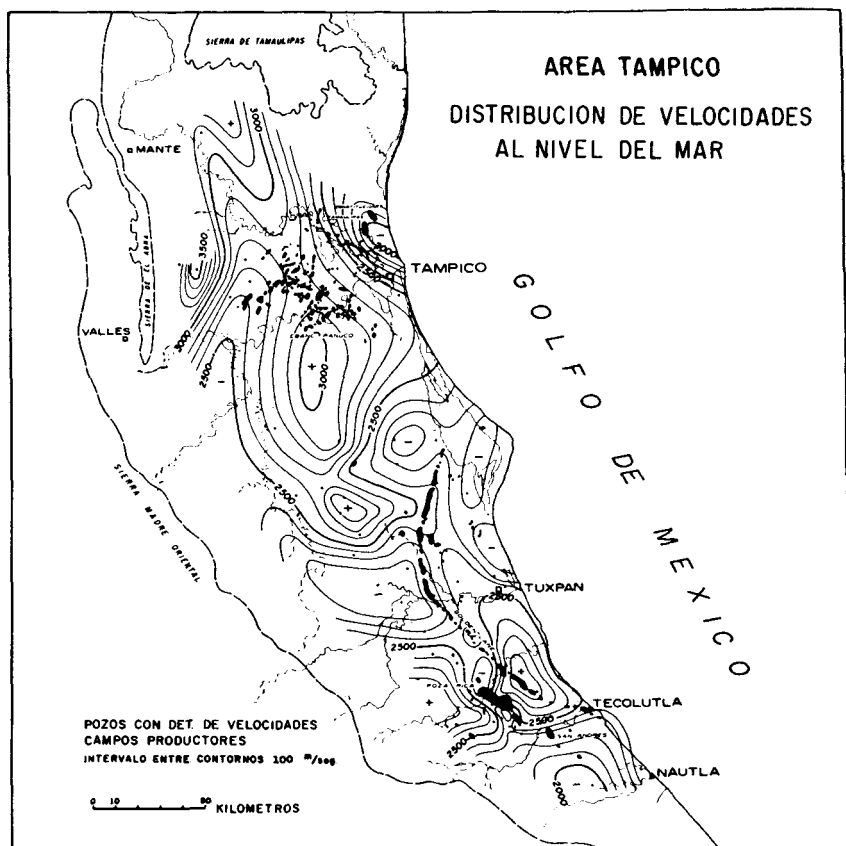


Fig-4

atolones típicos son de dimensiones reducidas y asociadas con rocas volcánicas), que probablemente se continúa bajo las aguas del Golfo de México, a juzgar por los recientes trabajos sismológicos marinos que se han llevado a cabo.* La caliza arrecifal de El Abra, que es la roca receptora de esta región, es sumamente porosa y permeable, habiéndose incrementado esta propiedad por erosión subaérea y submarina, sobre todo en la cima de ésta. Al oriente de la Faja de Oro se han descubierto algunos yacimientos en arenas del Terciario, en horizontes muy superficiales (campo Tanhuijo). Al poniente de la Faja de

* Bibliografía - Artículo Eguía-Isas.

Oro (en los campos Moralillo y Nuevo Progreso) se han descubierto también algunos yacimientos cuya producción proviene de la caliza tamabra, cuyas características arrecifales son semejantes a la caliza de El Abra en la Faja de Oro.

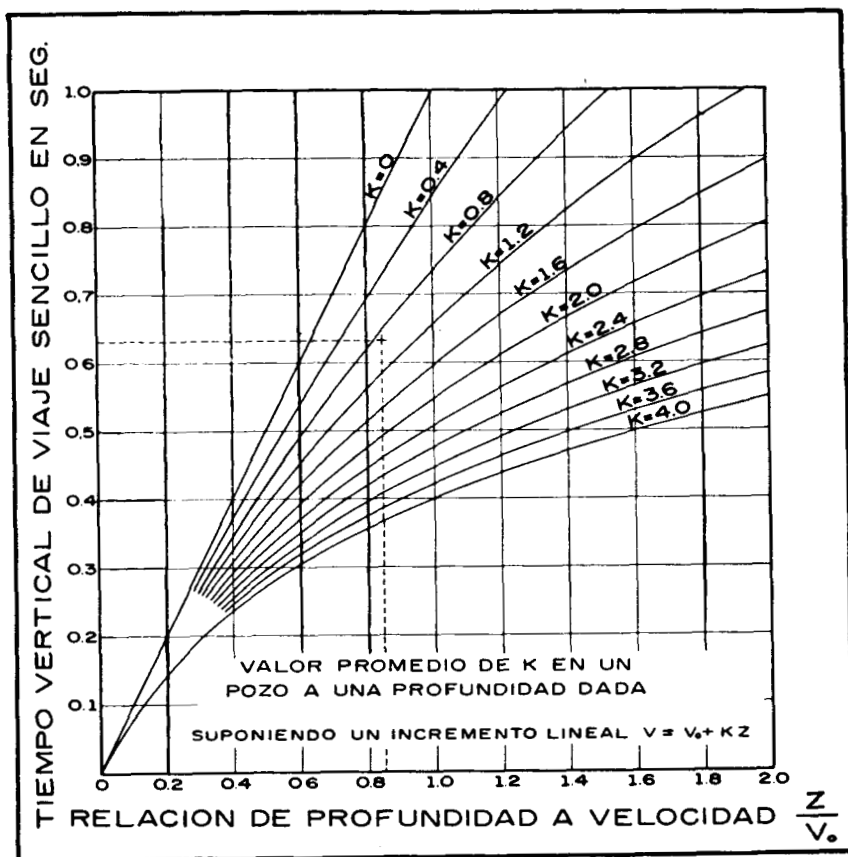


Fig.-5

Recientemente se ha tenido una corta producción en esta área en formaciones del Jurásico Superior (Jiliapa).

La tercera región de la cuenca, denominada Poza Rica-San Andrés, comprende el conocido campo de Poza Rica, así como los nuevos campos de San Andrés, Hallazgo y Gran Morelos. La columna sedimentaria en Poza Rica se inicia en formaciones del Oligoceno (Coatzintla, Alazán y Palma Real) y llega a la caliza que en esta región recibe el nombre de Tamabra, por tratarse de una facies mixta, en parte compacta y en parte porosa, a profundidades del orden de 7 000' (2 200 m.) b.n.m.

En los campos de San Andrés, Hallazgo y Gran Morelos se inicia la serie

sedimentaria en el Mioceno (Tuxpan) y la producción proviene de calcarenitas con intercalaciones de calizas oolíticas y cretosas, conocidas como caliza San Andrés, posiblemente del Jurásico Superior, a profundidades del orden de 10 000' (3 000 m.).

Distribución regional de las velocidades medias hasta las calizas del cretácico medio (Fig. 3)

Dada la gran variación que existe, tanto en la profundidad de la caliza del Cretácico Medio, como en la edad, espesor y composición litológica de las formaciones que yacen sobre ella, es de esperarse una gran variación en las velocidades medias, cuya configuración muestra de inmediato una tendencia regional a aumentar de oriente a poniente, desde unos 8 000' por seg. (2 400 m./seg.), hasta más de 13 000'/seg. (unos 4 000 m./seg.). Esta tendencia es expli-

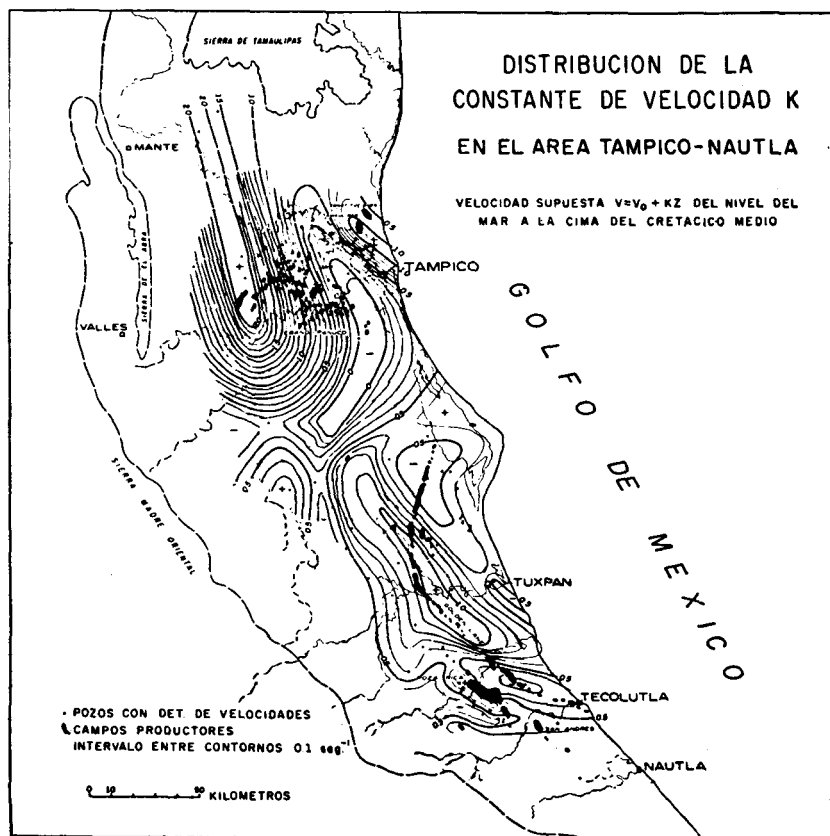


Fig-6

cable por el echado regional de las formaciones. El rasgo más notable es un mínimo de velocidades que se localiza al Este de la antigua Faja de Oro, y que parece alinearse burdamente con otro mínimo inmediatamente al NE de Tam-

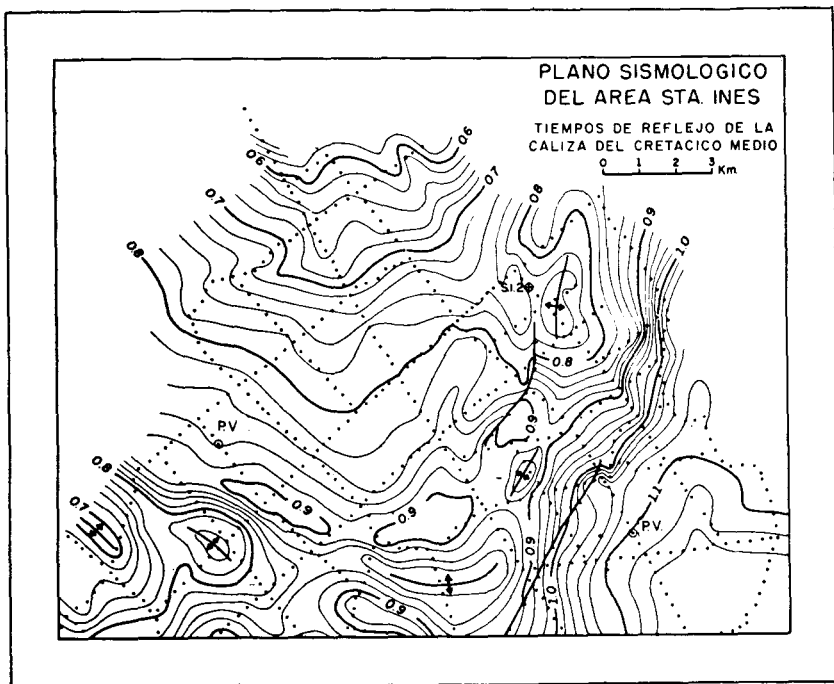


Fig-7

pico. Es de notarse también, un máximo de velocidades entre Poza Rica y la Nueva Faja de Oro.

En general puede afirmarse que no hay una correspondencia fácil de percibir entre las velocidades medias y las estructuras de la caliza del Cretácico Medio, al menos en donde se encuentran los campos productores. Sin embargo, los mínimos de velocidad parecen corresponder con áreas positivas en el Jurásico Medio y Superior. Desde luego se reconoce que la información de velocidades es todavía escasa, y que resulta aventurado sacar conclusiones. Cabe indicar que hay una fuerte influencia de las velocidades observadas en la superficie, debajo de la capa de intemperismo. Con el fin de tener una idea de la variación regional de la velocidad cerca de la superficie, se muestran en la fig. N° 4 las velocidades observadas en pozos a un nivel de referencia igual al nivel del mar. Puede apreciarse que hay grandes variaciones desde 7 000'/seg. (2 100 m./seg.) al NW de Tampico, hasta cerca de 12 000'/seg. (3 500 m./seg.) al poniente de los campos de Ebano-Pánuco, que se explican por el afloramiento de las formaciones.

ramiento de formaciones más antiguas en esa dirección. Hay cierta correspondencia de los máximos y mínimos, en la parte cercana a la costa, con los que se observan de velocidades medias. Es notable, un eje de máximos en dirección general N-S que pasa por el centro de los campos de Ebano, se prolonga hacia

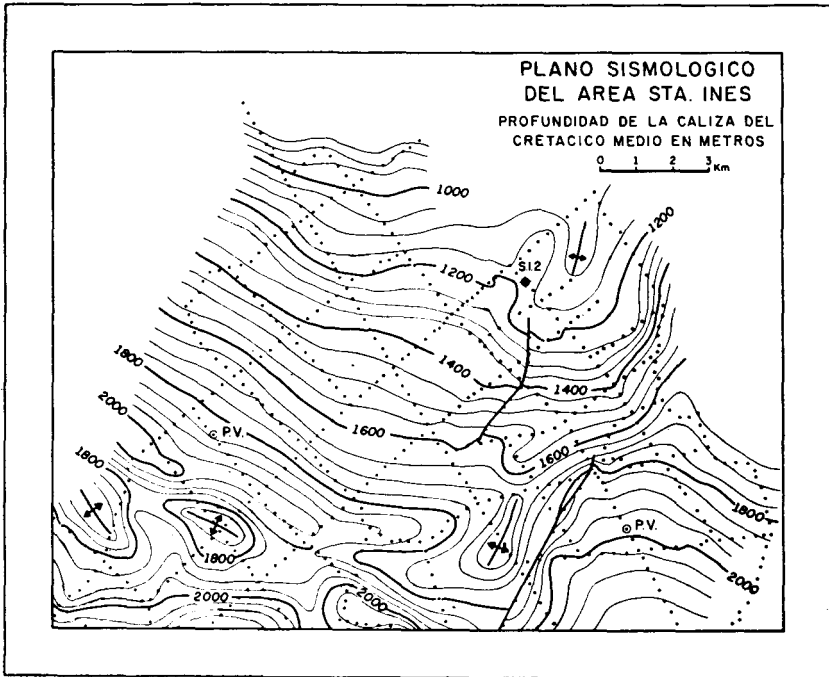


Fig-8

el S y parece seguir por el oriente de la Faja de Oro hasta Tecolutla. Es aparentemente más clara la correspondencia entre las velocidades superficiales y los rasgos estructurales, que la que muestran las velocidades medias.

Distribución regional del incremento vertical de las velocidades

Además de la configuración de las velocidades medias a determinados horizontes de interés y las superficiales, es recomendable a veces la configuración de velocidades medias a profundidades fijas y a tiempos fijos de propagación en todos los pozos de una área. Este procedimiento no es posible en nuestro caso, en que se trata de cubrir una área extensa, en que varían mucho las profundidades de los pozos tirados, por lo cual se reduce considerablemente la información que se puede aprovechar. Teniendo en cuenta lo anterior, se ha pensado en algún otro parámetro que pueda tener relación con las estructuras

del subsuelo y que quizá pueda mostrar de modo más claro la correspondencia con ellos. En general, los pozos tirados indican que las formaciones del Terciario y del Cretácico Superior, compuestas en su mayor parte de lutitas, calizas y margas, exhiben velocidades continuamente en aumento con la profundidad, que se acercan aproximadamente a la ley de incremento lineal $V = V_0 + Kz$.

Se ha considerado la conveniencia de configurar los valores de K deducidos de cada pozo, pues es indudable que existe relación entre el incremento de velocidad sísmica por unidad lineal en sentido vertical y la composición litológica de la columna de sedimentos, que a su vez puede estar influida por factores estructurales, de modo que es probable que los valores máximos de K puedan observarse en los lugares en donde la caliza se encuentre a menor profundidad. La determinación de K , que puede calcularse con mayor o menor precisión, de acuerdo con diversos métodos conocidos, se facilita si se supone que sólo nos interesa su valor medio hasta la profundidad a la cual se encuentra la cima de la formación geológica de interés, en este caso la cima de la caliza del Cretácico Medio. Para tal fin puede utilizarse la gráfica de la fig. N° 5, en la cual se presenta en el eje de las ordenadas el tiempo sencillo vertical hasta el contacto seleccionado, y en el eje de las abscisas la relación $\frac{Z}{V_0}$ en la que V_0 es la velocidad observada al nivel de referencia y que está configurada en la Fig. N° 4. Se ha trazado una familia de curvas para valores de K desde 0 hasta 4, basada en la ecuación $\frac{Z}{V_0} = \frac{1}{K} (e^{Kt} - 1)$ derivada de la ecuación del tiempo para un rayo vertical $t = \frac{1}{K} \ln \left(1 + \frac{K}{V_0} Z \right)$. Naturalmente que el valor que se obtenga para la constante K será tan bueno como lo sea el valor de V_0 .

En la Cuenca de Tampico se ha hecho el cálculo de este valor medio de la constante K en cada uno de los pozos tirados para la obtención de velocidades, y se ha hecho la configuración de dichos valores según puede verse en la fig. N° 6.

La configuración de los valores de K , aunque la información disponible es todavía escasa, muestra cierta configuración de la hipótesis original, pues se observan máximos en las partes más altas de los grupos de estructuras, tales como Ebano-Pánuco, Faja de Oro y Poza Rica. Aunque lo anterior no puede considerarse como una prueba concluyente de la validez del procedimiento, sugiere sin embargo un camino a seguir que permita relacionar la información de los pozos tirados con la estructural, de manera, suponemos, más evidente que con las velocidades directamente.

Casos típicos de variación de velocidades

La exploración sísmica del área de Tampico ha ido avanzando en general de los campos petroleros conocidos, hacia regiones nuevas, haciéndose la con-

versión de tiempos de reflejo a profundidades con base en las velocidades observadas en cada uno de ellos. Un problema, como era de esperarse, se ha presentado al enlazar los mapas sismológicos de prospectos calculados con leyes de velocidad diferentes. El procedimiento común ha consistido en ajustar los hori-

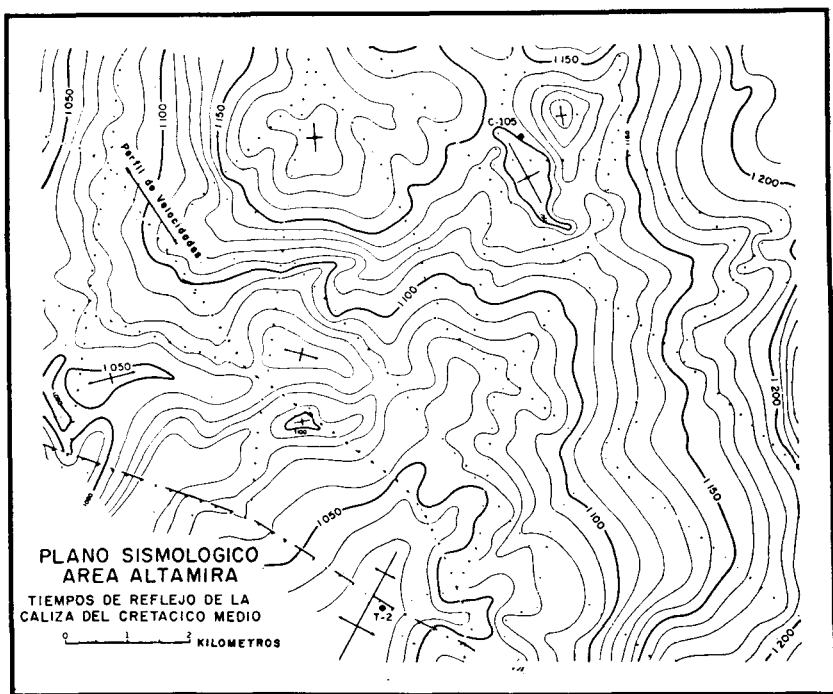


Fig.-9

zontes sismológicos índices a los contactos geológicos de todos los pozos perforados, con lo cual se ha llegado a las configuraciones que han servido para la localización de nuevos pozos. Esto ha sido satisfactorio en la mayoría de los casos, pero es necesario indicar que en determinadas localidades con variaciones laterales de velocidad apreciables se ha hecho necesario aplicar algún procedimiento de corrección para obtener una mejor aproximación al verdadero valor de las profundidades. En los dos ejemplos que se muestran a continuación, sólo se ha hecho uso de velocidades determinadas en tres lugares de cada prospecto.

CASO N° 1. *Area Oeste de Tampico*

En esta región fue perforada en 1944 el pozo Santa Inés N° 2, basándose la localización en un antiguo trabajo sismológico. El pozo resultó seco, pero dado el interés en el área, se hizo un nuevo estudio que fue interpretado te-

niendo como base las velocidades determinadas en ese pozo y las obtenidas en el tiro de dos perfiles de reflexión. Se observó una fuerte variación lateral de las velocidades y por lo tanto, se decidió hacer la conversión de tiempos a profundidades, teniendo en cuenta este hecho.

La configuración en tiempos del horizonte reflector de más interés (caliza Tamaulipas) aparece en la Fig. 7, en la que se advierte que la localización del pozo fue aparentemente correcta.

La configuración estructural mostrada en la Fig. 8, que se basa en una variación lateral uniforme de la velocidad media, indica que el pozo quedó situado en una nariz y por lo tanto sin cierre aparente. Aparte de los factores de porosidad de la caliza, que en este caso no fueron favorables para la acumulación de petróleo, se puede apreciar que la localización resultó incorrecta por la escasa información de velocidades de que se dispuso originalmente. El conocimiento de la velocidad en sólo tres puntos no parece ser suficiente para hacer una buena interpretación del prospecto, pero hay la circunstancia de que la región es típica de reflejos pobres, lo cual dificulta el tiro de perfiles de velocidad adicionales.

Caso N° 2. *Area Noroeste de Tampico*

El prospecto estudiado se encuentra a unas veinte millas (30 kms.) al noroeste de Tampico, y fue conocido inicialmente con el nombre de Altamira. Con base en el estudio sismológico realizado se dio la primera localización de un pozo que fue el descubridor del campo denominado Tamaulipas, produciendo en calizas del Cretácico Inferior (formación Tamaulipas inferior). Fig. 9. Los pozos de desarrollo de este campo han encontrado producción, también, en calizas oolíticas del Jurásico Superior.

El mismo estudio sismológico sirvió para dar una localización a unas 6 millas al norte de la anterior, para probar otro alto estructural que no resultó productor en las calizas del Cretácico Inferior, pero que dio información útil para la segunda localización que fue productora en las calizas del Jurásico Superior, descubriendo así el campo de Constituciones.

La configuración estructural del área, Fig. N° 10, se hizo utilizando los datos de un perfil de velocidades, pero tan pronto como se perforaron los pozos del campo Tamaulipas, se tiró el pozo Tamaulipas N° 2, que mostró una velocidad media al horizonte Otates (que es el horizonte índice de la región) prácticamente igual a la que se encontró en el perfil de velocidades.

Lo anterior hizo dar mayor confianza a la configuración sismológica original, pero al perforarse los pozos del campo Constituciones, no se confirmaron las profundidades previstas, por lo que se hizo el tiro del pozo Constituciones 105, que mostró velocidades apreciablemente menores al norte del prospecto.

Ya con la información de velocidades de los pozos y del perfil de velocidad, se hizo una nueva configuración estructural, basada en una variación lineal de

la velocidad media de pozo a pozo, del orden de 13 metros por segundo y por kilómetro (70 pies por segundo y por milla) en lo que se refiere al horizonte Otates. Como dicha interpretación estructural ha sido plenamente confirmada con los datos de subsuelo obtenidos de un gran número de pozos perforados en

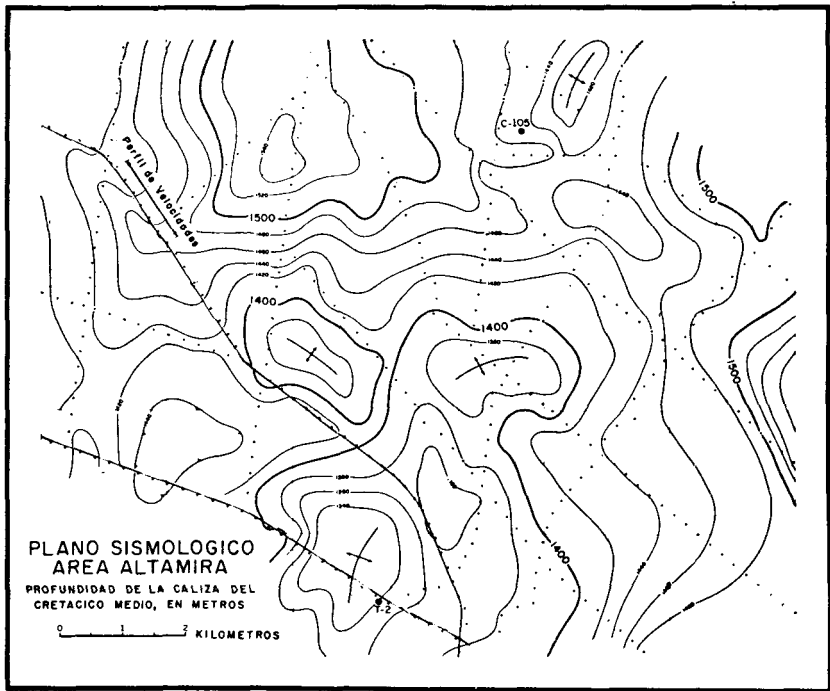


Fig-10

los dos campos antes mencionados, se considera que en este caso la información de velocidades, aunque limitada, resultó ser suficiente.

Conclusiones

El área de Tampico, a diferencia de otras de México, aparece con velocidades sísmicas que varían notablemente a través de toda ella. Esto hace necesario disponer de mapas de velocidades tanto superficiales, como medias a los diferentes contactos geológicos, que se manifiesten sísmicamente y que sean de valor económico. Esto permitirá mejores correcciones a los tiempos observados y determinar las profundidades y echados de las formaciones con la mayor precisión requerida, para el descubrimiento de trampas estructurales y estratigráficas, cada vez más difíciles de localizar por su mayor profundidad y también por su menor cierre.

Además del interés inmediato que se tiene para la mejor configuración de horizontes sísmicos, es indudable que se puede obtener información regional de los mapas de velocidades en lo relativo a las tendencias estructurales, lo cual es importante para el desarrollo futuro de una área y desde luego requiere adoptar un criterio sobre la posible correspondencia entre velocidades sísmicas y estructuras. Se cree que este aspecto merece que se le de más tiempo y esfuerzo por todos aquellos dedicados a este tipo de trabajos.

Para alcanzar los objetivos anteriores, casi es innecesario señalar que deben tirarse todos aquellos pozos que el desarrollo de la exploración en una área exige para su mejor conocimiento, así como los perfiles de velocidad en áreas nuevas, aun no probadas por la barrena, considerando que la inversión que se haga rendirá sus frutos con el tiempo.

**TRADUCCION DE UN ARTICULO SOBRE ISOSTACIA
PUBLICADO EN UNA REVISTA INGLESA QUE TRATA SOBRE
"THE FIGURE OF THE EARTH AND ISOSTASY"**

Por el DR. HONORATO DE CASTRO *

Isostacia

Si la Tierra estuviera compuesta de materiales homogéneos, su figura de equilibrio, producida por influjo de la gravedad y de su propia rotación, sería la de un elipsoide de revolución.

Pero la Tierra está compuesta de materiales heterogéneos cuya densidad varía considerablemente. Si estos materiales heterogéneos estuvieran situados de tal manera que la densidad en un punto cualquiera dependiera tan sólo de la profundidad del suelo bajo la superficie, o dicho con más precisión, si todos los materiales situados sobre cada una de las superficies equipotenciales (considerada la rotación), fuesen de la misma densidad, existiría un estado de equilibrio y no existiría tendencia a un reajuste de masas. La figura de equilibrio sería en este caso muy aproximada a la de un elipsoide de revolución.

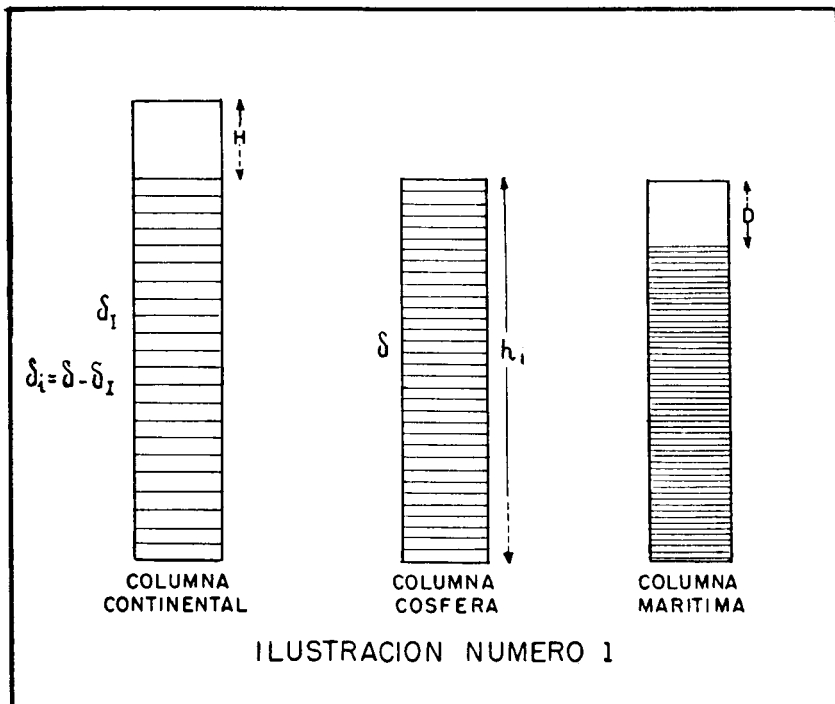
Si los materiales heterogéneos que componen la Tierra no estuvieran situados de la manera anteriormente expuesta, el esfuerzo producido por la pesantez, tendería a producir el reajuste de masas; pero como este material no es perfectamente fluido, a causa de la considerable viscosidad, al menos cerca de la superficie, el reajuste será imperfecto. En el reajuste parcial quedarán todavía algunos de tales esfuerzos porque algunos de los estratos de la misma capa horizontal tendrán diferente densidad, y la superficie actual de la Tierra se apartará ligeramente de la de un elipsoide de revolución en el sentido de que en cada región de densidad deficiente se producirá un levantamiento o joroba sobre el elipsoide y sobre cada región de densidad excesiva existirá una depresión, relativamente hablando. Los levantamientos sobre esa Tierra hipotética, serán las montañas, las altiplanicies y los continentes, y las depresiones serán los océanos. El exceso de material representado por la porción del continente que está sobre el nivel del mar queda compensado por un defecto de densidad de los materiales situados por debajo de los mismos. Los continentes estarán flotando, por decirlo así, porque están compuestos de materiales relativamente ligeros, y, de modo semejante, en el fondo de los océanos, de esta Tierra hipotética, se habría producido la depresión porque sus materiales tienen una densidad mucho ma-

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

yor. A esta condición particular de equilibrio aproximado se le ha dado el nombre de “*isostacia*”.

Al reajuste de los materiales que, para llegar a esta condición, se produce en la naturaleza por acción de la pesantez, se le puede llamar “*reajuste isostático*”.

A la compensación del exceso de materiales en la superficie (continentes), por el defecto de densidad de los que están por debajo y del defecto superficial



de materiales (océanos) por el exceso de densidad de los que están por debajo, se le puede llamar “*compensación isostática*”.

A la profundidad, bajo el nivel del mar, de los puntos donde se produce compensación isostática completa, se le llama “*profundidad de compensación*”. A esa profundidad y por debajo de ella los materiales se encuentran en condiciones isostáticas, esto es, que un aumento de masa se encuentra sujeto a presiones iguales en todas las direcciones como si fuera una porción de un fluido perfecto. Por otra parte, por encima de esta profundidad cada aumento de masa está sujeto, en general, a diferentes presiones, en direcciones distintas y de aquí la fuerza que tiende a mover y perturbar los materiales.

Consideremos las relaciones de las causas, densidad y volúmenes por encima de la profundidad de compensación, tal y como se ha definido anteriormente. La masa de una columna prismática que tenga por base una unidad de área

de la superficie horizontal situada a la profundidad de compensación, limitada, lateralmente, por líneas verticales (líneas de gravedad), y en su parte superior por la actual superficie irregular de la Tierra (o la superficie del mar, si el área en cuestión está situada por debajo del océano), es idéntica esa masa, a la de cualquier otra columna prismática, semejante que tenga por base una unidad de área de la indicada superficie horizontal.*

La ilustración N° 1 representa tres de tales columnas.

Llamemos h_1 a la profundidad de compensación y δ a la densidad media superficial de la porción sólida. En tal caso la masa del material de una columna, situada en la costa, que tenga por sección horizontal la unidad de área será δh_1 (volumen por densidad).**

Representemos por H la elevación sobre el nivel del mar de la superficie irregular de la Tierra situada sobre la unidad de área de una columna continental. La masa de los materiales de esta columna situados sobre el nivel del mar será δH . Representemos por δ_i la densidad de la porción de columna continental comprendida entre el nivel del mar y la profundidad de compensación. Entonces la masa de esta columna vendrá expresada por la siguiente ecuación:

$$\text{Masa de una columna continental} = \delta H + \delta_i h_1 \quad (1)$$

A la profundidad isostática, un elemento de masa está sujeto por definición, a presiones iguales en todas las direcciones, como si fuera un fluido perfecto.

Para que esto pueda ser verdadero, las presiones verticales producidas por la pesantez sobre las distintas unidades de área, a la profundidad de compensación, deben ser todas iguales, y, por consecuencia, serán iguales también las masas de las diferentes columnas. Es decir, la masa de la columna continental debe ser igual a la de la columna costera, o sea:

$$\delta H + \delta_i h_1 = \delta h_1 \quad (1a)$$

De la ecuación (1a) se deduce

$$\delta_i = \frac{\delta(h_1 - H)}{h_1} \quad (2)$$

* Sería más preciso emplear las palabras "*tronco de pirámide invertida*" en lugar de "*columna prismática*". La última expresión ha sido elegida porque es suficientemente exacta para nuestro propósito y corresponde a la aproximación que se trata de obtener en la parte matemática de esta investigación.

** Se supone para el propósito de esta demostración, que la densidad media de la corteza terrestre situada bajo la costa, entre el nivel del mar y la profundidad de compensación, es igual a la densidad media de la porción sólida superficial de la Tierra (2.67). Esta hipótesis no tiene en cuenta que, en la profundidad de 114 kilómetros (profundidad hipotética de compensación) es muy probable que la densidad vaya creciendo con la profundidad a causa del incremento de la presión, es decir, que la densidad es una función desconocida de la profundidad. En otras muchas partes de esta publicación se desprecia asimismo esta variación de la densidad. Pero se demuestra más tarde en el apartado "Discusión de errores" que lo que se desprecia no introduce errores apreciables en el cálculo. Se justifica además la hipótesis porque elimina largas e innecesarias complicaciones.

La diferencia δ_1 entre la densidad δ y δ_I será:

$$\delta_1 = \delta - \frac{\delta(h_1 - H)}{h_1} \quad (2a)$$

o sea

$$\delta_1 = \delta \frac{H}{h_1} \quad (3)$$

Esta diferencia, entre la densidad normal en la superficie terrestre o a través de una columna costera, y la densidad que tiene una columna continental en la porción situada bajo el nivel del mar, es un promedio compensador del defecto de densidad, y esta diferencia multiplicada por la profundidad de compensación nos dará el defecto compensable de masa, es decir $\delta_I h_1$.

La masa total en la columna continental, puede ser expresada por la siguiente ecuación (véase la ilustración N° 1):

$$\text{Masa de una columna continental} = \delta H + \delta h_1 - \delta_I h_1 \quad (4)$$

Y como la masa de cada columna es la misma siendo su valor δh_1 se deduce de la expresión (4) que

$$\delta H = \delta_I h_1 \quad (4a)$$

Esta ecuación es la expresión, en términos matemáticos, de que en cada columna el defecto de masa por debajo del nivel del mar debe ser igual a la masa situada sobre el nivel del mar que es considerada como un exceso superficial.

La ecuación (3) indica que el defecto de densidad compensable es proporcional a la elevación de la superficie sobre el nivel del mar, toda vez que δ y h_1 , se consideran como constantes.

En una columna marítima, la parte superior de la porción sólida está situada bajo el nivel del mar, formando parte del fondo del océano. Representemos por D la profundidad del océano en una columna marítima y por δ_n la densidad del agua. Entonces la profundidad de la porción sólida de tal columna será $h_1 - D$. Representando por δ_0 la densidad de la porción sólida, obtendremos para valor de la masa de todo el material de la columna marítima la siguiente expresión:

$$\text{Masa de la columna marítima} = \delta_n D + \delta_0(h_1 - D) \quad (4b)$$

Por definición esta masa debe ser igual a la de una columna costera, y por tanto

$$\delta_n D + \delta_0(h_1 - D) = \delta h_1 \quad (4c)$$

De la ecuación (4c) se deduce que

$$\delta_0 = \frac{\delta h_1 - \delta_n D}{h_1 - D} \quad (4d)$$

La diferencia δ_1 entre la densidad δ_0 de la porción sólida de la columna marítima y la densidad normal δ quedará expresada por la ecuación:

$$\delta_1 = \frac{\delta h_1 - \delta_n D}{h_1 - D} - \delta \quad (4e)$$

$$= \frac{(\delta - \delta_n) D}{h_1 - D} \quad (4f)$$

La masa total en una columna marítima puede también ser expresada por la ecuación (véase la ilustración N° 1).

$$\text{Masa de una columna marítima} = \delta_n D + (\delta + \delta_1)(h_1 - D) \quad (5)$$

Como la masa de cada columna es la misma, o sea δh_1 , se deduce de la ecuación (5) que

$$D(\delta - \delta_n) = \delta_1(h_1 - D) \quad (5a)$$

Es decir, que en la porción sólida de cada columna marítima, el exceso de densidad compensador de masa es exactamente igual al defecto de masa de la porción acuática de la misma columna.

La ecuación (4f) indica que el exceso de densidad compensador es aproximadamente proporcional a la profundidad del agua, cuando δ y δ_n se consideran como constantes y $(h_1 - D)$ es aproximadamente constante.

En esta publicación la densidad media superficial δ de la porción sólida de la Tierra se supone ser igual a 2.67. La densidad del agua δ_n es 1.027. Con estos valores $\delta - \delta_n = 0.615$. De esto se deduce que para una columna marítima, la ecuación (5a) se transforma en

$$(\delta - \delta_n) D = 0.615 D \delta = \delta_1(h_1 - D) \quad (5b)$$

y la (4f) se transforma en

$$\delta_1 = \delta \frac{0.615 D}{h_1 - D} \quad (6)$$

Nótese que la ecuación (6) difiere de la (3) en: que contiene el factor 0.615; que figura en ella la profundidad D en lugar de la altura H , y en que tiene por denominador $(h_1 - D)$ en lugar de h_1 .

Como una ilustración concreta consideremos tres columnas como las que figuran en la ilustración N° 1, una bajo una montaña de 3 kilómetros de elevación; otra en la cual el área superior está situada al nivel del mar, y la tercera bajo el océano en un punto donde la profundidad es de 5 kilómetros. Supongamos que la profundidad de compensación sea de 114 kilómetros, y que la densidad media superficial es $\delta = 2.67$. En la primera columna la relación de H a h_1 será $\frac{3}{114}$ y según la ecuación (3), el defecto de densidad δ_1 es $\frac{+3}{114}$ de 2.67, o sea, 0.07, y por tanto la densidad del material bajo el nivel del mar será igual a $2.67 - 0.07 = 2.60$. En la segunda columna la densidad del material

es de 2.67. Y en la tercera columna el exceso compensador de densidad del material situado bajo las aguas del océano, es, según la ecuación (6)

$\delta \frac{(0.615)(5)}{114 - 5} = \delta \frac{3}{109} = 0.07$; y la densidad del material de esa columna marítima es, por consecuencia, $2.67 + 0.07 = 2.74$.

Por consecuencia, si existe la isostacia en las condiciones hipotéticas expuestas, la densidad media del material de una columna situada bajo tal montaña, será un 3 por ciento menor que la correspondiente a la del material de una columna costera, y por otra parte la densidad media del material de una columna marítima situada bajo una profundidad del océano de 5 kilómetros, es un 3 por ciento superior a la del material de una columna costera.

A base del párrafo precedente se puede establecer, como una aproximación burda, que la densidad de los materiales de una columna continental, situados bajo el nivel del mar, es inferior en un 1 por ciento por cada kilómetro de elevación de la montaña sobre el nivel del mar. Como la mayor parte de la superficie de la Tierra tiene una elevación sobre el nivel del mar, menor de un kilómetro, y tan sólo una porción relativamente pequeña de ella, tiene una elevación igual o superior a 3 kilómetros, los defectos compensadores de densidad de materiales, de columnas continentales son menores, por lo general, al 1 por ciento, y tan sólo igualan o exceden un poco del 3 por ciento en pequeñas áreas, situadas bajo las altas montañas. De manera semejante, el exceso compensador de densidad de los materiales de columnas marítimas, pasa tan sólo del 3 por ciento cuando la profundidad del mar es mayor de 5 kilómetros, lo cual sucede en porciones muy pequeñas del océano.

Si, a una profundidad determinada, se cumple la condición de existir presiones iguales, que equivale a la igualdad de masas iguales superpuestas, se dice que la compensación es completa a esa profundidad. Y si hay una variación en la igualdad de masas superpuestas, se puede tomar la diferencia como una medida del grado de compensación incompleta.

En las definiciones anteriores se ha supuesto tácitamente que g , intensidad de la pesantez, es la misma en cualquier punto de la misma profundidad. Masas iguales superpuestas tan sólo producirán presiones iguales, cuando sean iguales las intensidades de la pesantez. Mas la intensidad de la pesantez varía con la latitud y estas variaciones quedan asociadas a la relación entre las áreas continentales y marítimas. Pero siempre las variaciones de la intensidad de la pesantez son pequeñas en comparación con los cambios de densidad. La variación extrema de la intensidad de la pesantez, al nivel del mar, a una y otra parte de su valor medio, es una parte en cuatrocientas. Y variaciones de este orden ocurren tan solo cuando los puntos están separados por millares de kilómetros. Como veremos más adelante, las variaciones de la densidad media, a uno y otro lado de su promedio, es de una parte en cada treinta. En consecuencia no es aconsejable complicar la concepción de la isostacia introduciendo las complica-

ciones que aportaría el considerar las variaciones de la intensidad de la pesantez.

No es preciso considerar la variación de la intensidad de la pesantez producida por los cambios de profundidad porque el efecto producido sobre las diferentes columnas es sustancialmente el mismo.

La idea envuelta en la definición de la frase "*profundidad de compensación*", es que la compensación isostática es completa a una profundidad mucho menor que el radio terrestre, idea que ordinariamente aparece en la literatura sobre la cuestión,* pero es una idea que resulta difícil eliminar cuando se estudia la cuestión cuidadosamente, desde cualquier punto de vista que se la examina.

Hipótesis isostáticas

En los cálculos de investigación aquí publicados se supone que la profundidad de compensación es de 113.7 kilómetros sobre cada porción separada de la superficie de la Tierra.

Este valor ha sido publicado en la página 175 de "The Figure of The Earth and Isostasy". Fue el valor más aceptable en la época del cálculo de las tablas de reducción de gravedad. Durante el proceso de los cálculos se encontró un valor más aceptable, el de 122 kilómetros, que no ha sido utilizado hasta mucho tiempo después. (Véase "Supplementary Investigation in 1909 of the Figure of The Earth, pág. 77).

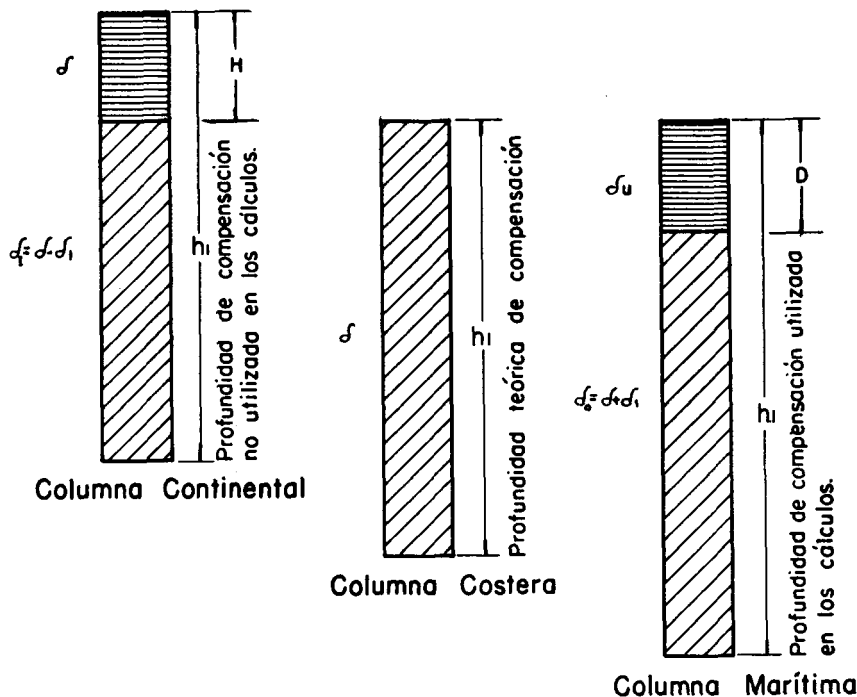
La densidad media superficial de la Tierra, esto es, la densidad media de la porción sólida en las primeras millas (pocas) por debajo de la superficie, se supone en esta investigación que es igual a 2.67.** la frase "porción sólida de la Tierra" se ha empleado en el precedente párrafo para indicar que el océano cuya densidad vale tan sólo 1.027, está excluido de aquel valor medio.

Los cálculos correspondientes a esta investigación, fueron hechos en la hipótesis indicada en la ilustración N° 2 en lugar de la indicada en la ilustración N° 1. Se hizo este ligero cambio para amplificar y facilitar los cálculos y la modificación queda justificada por el hecho de ser despreciables los errores introducidos, como se verá después en el encabezado "Discusión de errores". En la ilustración N° 1 y en el texto correspondiente, se ha supuesto que la compensación se extiende por todas partes hasta una profundidad de 113.7 kilómetros por debajo del nivel del mar. En la ilustración N° 2 y en los actuales cálculos, se supone que la compensación se extiende por todas partes a la profundidad de 113.7 kilómetros, medidas a partir de la porción sólida de la superficie terrestre, esto es, en las áreas continentales, desde la superficie superior por en-

* Véase, sin embargo, una referencia a la hipótesis de Pratt en "Höhere Geodäsie, II Theil, pág. 367 de Helmert."

** Acerca de los datos y consideraciones en que está basado el empleo de este valor, véase "The Solar Parallax and its Related Constants" por "William Harkness, — Washington, Government Printing Office", 1891, pág. 91-92; véase también "The Figure of the Earth and Isostasy From Measurements in the United States" pág. 128.

cima del nivel del mar, y, en las áreas marítimas desde el fondo del océano (bajo el nivel del mar). Para las áreas continentales, al calcular el efecto directo topográfico, se ha supuesto que la densidad de la porción situada por encima del nivel del mar es tal y como aparece indicada en la ilustración N° 2, pero al calcular el efecto de compensación isostática, se hizo la hipótesis de que la



ILUSTRACION No. 2

densidad es $\delta - \delta_1$ lo mismo por encima que por bajo del nivel del mar, siendo calculada δ_1 por la fórmula N° (3). La columna costera es la misma en las dos ilustraciones. En la hipótesis indicada en la ilustración N° 2, y utilizada en estos cálculos, la fórmula (6) se transforma en

$$\delta_1 = \delta \frac{0.615D}{h_1} \quad (6a)$$

En los cálculos de esta investigación, la compensación bajo cada porción separada de la superficie terrestre se supone que está distribuida de manera uniforme, respecto de la profundidad, hasta llegar a la de compensación a los 113.7 kilómetros. En otras palabras: el defecto o exceso compensador de den-

sidad por debajo de un área se supone que es, en todas las profundidades, menor que la profundidad de compensación, exactamente igual a la δ_1 de las ecuaciones (3) y (6), que fue definida como promedio del efecto (o exceso) de densidad.

En todas las partes * se ha supuesto temporalmente para propósitos de investigación que el defecto o exceso compensador de densidad varía con la profundidad, siendo por ejemplo más grande cerca de la superficie y disminuyendo uniformemente hasta cero al llegar a la profundidad de compensación, siendo su valor medio igual a δ_1 .

Se ha supuesto, en los principales cálculos de esta investigación, que la compensación isostática era completa bajo cada porción de la superficie de la Tierra, por pequeña que sea el área considerada. Esto es, se supone que las ecuaciones (3) y (6) son verdaderas para cada unidad de área aislada, por pequeña que sea la unidad elegida, como por ejemplo, un pie cuadrado.

No creen los autores que las hipótesis, formuladas para realizar estos cálculos, sean absolutamente precisas. Es probable que la densidad media superficial no sea exactamente igual a 2.67, y que la densidad superficial actual, en un área dada, no coincide exactamente con la densidad media. Es posible que la profundidad de compensación no sea exactamente de 113.7 kilómetros y es también posible que no sea la misma bajo las diferentes partes de la superficie de la Tierra. Es probable que la compensación no esté distribuida con uniformidad con relación a la profundidad. Es así mismo improbable que la compensación sea completa bajo cada montaña, bajo cada uno de los estrechos, y bajo cada una de las pequeñas áreas de depresión del fondo de los mares. Es muy improbable, por ejemplo, que cada una de las toneladas de material arrancado por erosión de un área continental, transportado por la corriente de un río, y depositado en el fondo del océano, produzca cambios de compensación isostática al mismo tiempo y a la misma velocidad bajo el área que sufrió la erosión y bajo aquella donde se depositan los materiales.

Green los autores que las hipótesis sobre las cuales están basados los cálculos son muy aproximadas a la verdad. Green también que el método más sencillo y más efectivo para formar juicio respecto a la distribución de la densidad por debajo de la superficie de la Tierra, es el formular las hipótesis establecidas, basar sobre ellos cuidadosos cálculos para observaciones de estaciones establecidas con cierta amplitud sobre la superficie de la Tierra y comparar los valores calculados con los observados de la intensidad de la pesantez con el fin de poder discernir las discrepancias entre los hechos reales y los hipotéticos.

De acuerdo con lo que precede, se han calculado en esta investigación, con arreglo a las hipótesis establecidas, los valores de la intensidad de la pesantez en muchas estaciones. Los valores calculados se han comparado con los valores observados en las mismas estaciones. Las diferencias entre los valores observados

* The Figure of the Earth and Isostasy from Measavementy in the United States, pág. 156-163.

y los calculados, errores residuales, son debidos a dos clases de errores. En la primera de estas dos clases de errores se incluyen los de observación y los de cálculo. En la segunda están comprendidos los errores producidos por cuanto difieren de la realidad las hipótesis adoptadas. La magnitud media y la máxima de los errores de la primera clase, se deduce muy fácilmente.

Se demuestra en esta publicación que las diferencias entre los valores observados y los calculados de la intensidad de la pesantez son mayores que los errores residuales correspondientes a la primera clase de errores. Se deduce, como consecuencia, que son apreciables las magnitudes de los errores correspondientes a la segunda clase. En otras palabras, es cierto que las hipótesis producen errores apreciables. Pero como los residuos son muy poco mayores que los errores correspondientes a los de la primera clase, se deduce que las hipótesis se acercan mucho a la verdad.

Los residuos ponen de manifiesto no sólo la cuantía sino que también el modo de cómo se apartan de la verdad las hipótesis admitidas. Más interpretar esta evidencia es sumamente difícil por el hecho de ser los residuos muy pequeños. Si fueran grandes se podría determinar en qué difiere de la verdad las hipótesis intentadas, y sería fácil advertir en qué dirección se encontraba la verdad. En el caso actual resulta difícil discernir cómo deben ser modificadas las hipótesis para obtener una mayor aproximación a la verdad total, limitándonos a establecer lo que en principio sirve de apoyo a leyes generales aplicable a la totalidad del territorio de los Estados Unidos.

Fórmulas

Nos proponemos calcular la intensidad de la pesantez en una estación determinada sobre la superficie de la Tierra partiendo de las hipótesis isostáticas que han sido establecidas. Es necesario para ello elegir fórmulas y métodos de cálculo.

Podemos efectuar los cálculos en dos partes diferentes.

En primer término, se puede calcular la intensidad de la pesantez sobre una Tierra ideal que tenga las mismas dimensiones y forma que un elipsoide de revolución que coincida lo más aproximadamente posible con la superficie del nivel de las aguas del mar de la Tierra real. Para convertir la Tierra real en esta Tierra Ideal deberíamos eliminar todos los materiales de la Tierra real situados por encima del nivel del mar, reemplazando además las aguas del océano por material de densidad igual a la media superficial de la Tierra Real. Deberíamos asimismo eliminar todas las variaciones de densidad a una profundidad dada extrayendo o inyectando material hasta conseguir que la densidad iguale a la media de la Tierra real a la misma profundidad. En esta Tierra ideal todas las capas situadas a la misma profundidad tienen la misma densidad media de cada profundidad de la Tierra real, así es que en esta Tierra ideal todas las capas situadas a la misma profundidad tienen la misma

densidad, mientras que las masas de la tierra real situadas a la misma profundidad tienen densidad ligeramente diferentes.

El cálculo se ha hecho utilizando la fórmula de Helmert de 1901 es decir: *

$$\gamma_0 = 978.046(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi).^{**} \quad (7)$$

El símbolo γ_0 representa el valor de la pesantez en una estación situada sobre la Tierra ideal, anteriormente descrita, a una latitud igual a φ . Sobre tal Tierra Ideal el valor de la pesantez en la superficie es una función de la latitud solamente, tal y como lo expresa la fórmula. El valor numérico de γ_0 , calculado por la fórmula (7) en lo mismo, la aceeración de la pesantez en centímetros y la atracción de la pesantez en dinas sobre una unidad de masa (1 gramo) en la estación en el sistema centímetro-gramo-segundo.

La forma de esta fórmula está fijada por la teoría. Las tres constantes que contiene, a saber: 978.046, 0.005302, y 0.000007 fueron deducidos de un gran número de observaciones de pesantez en estaciones convenientemente distribuidas sobre la superficie de la Tierra. Se pueden obtener nuevos y mejores valores por investigaciones ulteriores y por el empleo de mayor número de observaciones, pero se ha creído, al comenzar esta investigación que la fórmula tal y como ha sido escrita, era la representación más adecuada de la pesantez

* Der normale theil der Schwerkraft im Meeresniveau, von F. R. Helmert, S. 328-336 Sit — Zungsberichte/der Königlich Preussischen/Akademie der Wissenschaften/zu Berlin/Jahrgang 1901/Erster Halbband, Januar bis Juni. Véase también Bericht über die relativen Messungen der Schwere Kraft mit Pendelapparaten für der Zeitraum von 1900 bis 1903, unfer Mitwirkung von F. R. Helmert erstaltet von E. Borrás, S. 133-136 Verpandungen/der vom 4 bis 13 August 1903 in Kopenhagen abgehaltenen — Vierzehnten Allgemeinen Konferenz der/ Internationalen Erdmessung/ Redigert vom ständigen Secretär H. G. van de Sande Bakbuyzen/ II Theil: Spezialberichte. Véase también: The Figure of the Earth and Isostasy from Measuvements in the United States. p. 172, for some comments upon this formula.

** Después de haber completado el manuscrito de esta publicación se recibió una carta del Dr. Helmert dirigida al Superintendente de la cual damos la siguiente traducción:

El Sr. Bowie me ha enviado un pequeño folleto por el cual le expreso mi cordial gratitud.

Permítame que le haga unas observaciones relativas a mi fórmula.

En 1901, yo di la siguiente:

$$\gamma_0 = 978.046 (1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi)$$

Esta fórmula estaba basada en el sistema de Viena (Sterneck).

Los valores americanos de g están, sin embargo, referidos a Postdam. La constante 978.046 debe, en consecuencia, ser modificada aplicando la corrección de -0.016 , por cuya corrección queda referida a Postdam, tal y como muchas veces he advertido en mis escritos.

Creo por tanto que en vuestras investigaciones en Norteamérica deben usar el valor:

$$= 978.030 (1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi)$$

que es la fórmula por mi obtenida.

Yo se que vuestros científicos piensan que el valor 978.038 es el más apropiado para Estados Unidos. Ese valor por consiguiente, puede ser usado. Yo deseo solamente dar énfasis, por cuanto se refiere a mi trabajo, que el valor de g en los Estados Unidos no es 978.046 sino 978.030.

Está claro que los valores de la pesantez en los Estados Unidos, usados en esta publi-

cación, están referidos a Postdam, como se dice en la pág. 73, y que la posición adoptada por el Dr. Helmert en su carta es correcta. En la pág. 75 se explica el influjo producido por estos cambios sobre las conclusiones adoptadas.

al nivel del mar sobre la tierra ideal descrita en el párrafo precedente. Durante el progreso de esta investigación, se aplicó una pequeña corrección a la constante 978.046, según se explicará más adelante. Creen los autores que la fórmula, después de aplicarle la pequeña corrección indicada, es la más adecuada para la consecución de su propósito.

La fórmula de Helmert de 1901 corresponde al valor de 298.3 ± 0.7 del recíproco del achatamiento terrestre. Existe una ligera discrepancia con el valor deducido de las desviaciones de la vertical, observados en los Estados Unidos que es igual a 297.0 ± 0.5 .*

Las estaciones sobre las cuales fueron hechas las determinaciones de pesantez están situadas sobre la Tierra real, no sobre la Tierra ideal, y están, en general, por encima del nivel del mar, no al nivel del mar. La segunda parte del cálculo de la pesantez, en una estación observada, debe, por consecuencia tener en cuenta los accidentes topográficos que existen en la Tierra real, así como, y en cuanto sea posible, las variaciones de densidad por debajo de la superficie de la Tierra real, y por último la elevación de la estación sobre el nivel del mar.

La corrección por elevación fue calculada por la fórmula

$$-0.000\ 308\ 6\ H$$

en donde H es la altura de la estación sobre el nivel del mar expresada en metros. Esta corrección de la atracción sobre la unidad de masa (1 gramo), situada en la estación, está expresada en dinas y reduce del nivel de mar al de la estación. Tiene en cuenta el incremento de la distancia de la estación a la masa que atrae la Tierra, como si la estación estuviera situada en el aire y no existiese sobre la Tierra los accidentes topográficos. Es una antigua fórmula y no precisan más comentarios que el decir que ha sido adoptada por el Dr. Helmert como suficientemente precisa.**

La dificultad real de esta investigación apareció cuanto se trató de calcular el efecto producido sobre la atracción, en una estación dada, por los accidentes topográficos que existen sobre la Tierra real, y por la compensación isostática de la topografía que se supone existe bajo la superficie de la Tierra. Para este propósito era necesario encontrar nuevas fórmulas y nuevos métodos de cálculo.

Tratamos de calcular el efecto sobre la atracción en cada estación producida por la topografía de todo el orbe y por la compensación de esta topografía. Tratamos de efectuar estos cálculos con la precisión suficiente para que los

* Véase "Supplementary Investigation in 1909 of the Figure of The Earth and Isostasy, pp. 60, 77.

** Véase pág. 651 de Über die Reduction der auf den physischen Erdoberfläche beobachteten Schwerbeschleunigungen auf cingemeinsames Niveau. Von F. R. Helmert in Sitzungsberichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften 1903 Erster Halbband.

efectos de los errores constantes fueran menores que una parte en doscientas, y que todos los errores accidentales en las porciones separadas de los cálculos fuesen menores de 0.0002 de dina.

Creemos que con ello se asegura que la corrección total en una estación no estará afectada, ordinariamente, de un error mayor de 0.003 de dina. Las fórmulas y métodos de cálculo fueron elegidos con el fin de efectuar los cálculos con este grado de precisión y con un gasto mínimo de tiempo y de energía.

Esta publicación contiene una información completa del grado de éxito alcanzado en los cálculos, tanto en precisión como en rapidez. Este grado de éxito viene a ser una medida de la excelencia de las fórmulas y de los métodos de cálculo elegidos.

La atracción de una masa elemental, dm , actuando sobre una masa de un gramo, situada en la estación de observación, es expresada en dinas

$$\frac{Kdm}{D^2} \quad (8)$$

en donde K es la constante de gravitación y D la distancia desde la estación a la masa elemental. Con el fin de obtener el resultado en dinas, todos los elementos de la fórmula anterior deben ser expresados en el sistema centímetro-gramo-segundo.

INTERPRETACIONES GRAVIMETRICAS

Por el ING. V. A. OLHOVICH *

RESUMEN: Se describe el método de interpretación para el caso de un contacto entre dos capas de densidades diferentes, en dos y en tres dimensiones.

Se presentan cuatro nomogramas para la estimación de la influencia gravimétrica de *a*) un cilindro, *b*) un prisma, *c*) una falla vertical y *d*) un cuerpo de plano inclinado. Con estos nomogramas puede calcularse la influencia de prácticamente cualquier cuerpo en el espacio y a cualquier distancia del punto de observación.

En la exposición que sigue, se supone que el lector está familiarizado con las fórmulas básicas de gravimetría y de su deducción. Por lo tanto, en el desarrollo, partimos de estas fórmulas sin explicar su origen.

1. Interpretación en el caso de un contacto

Consideremos primero el caso de dos dimensiones, en la suposición de que la capa se extiende con el mismo perfil al infinito en la dirección *y*. En otras palabras, consideremos solamente las secciones gravimétricas. En este caso, el efecto total gravimétrico desde la superficie hasta el contacto donde se produce el cambio de la densidad, para un punto de la superficie se expresa por la fórmula

$$g = 2ks \int_{-\infty}^{+\infty} dx \int_0^z \frac{z dz}{x^2 + z^2} = R - g_0$$

donde g_0 es el valor observado de la gravedad en este punto, y R es la constante regional. $k = 66.67 \times 10^{-9}$ c.g.s. es la constante gravimétrica y s es la diferencia de densidades, es decir, la densidad de la capa inferior menos la densidad de la capa superior.

Sea z la profundidad media y h la profundidad real del contacto, de modo que

$$z = h + \Delta h$$

Poniendo el valor de z en la fórmula (1) y tomando en cuenta solamente el primer término del desarrollo de la pequeña cantidad

$$\frac{\Delta h}{x^2 + z^2}$$

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

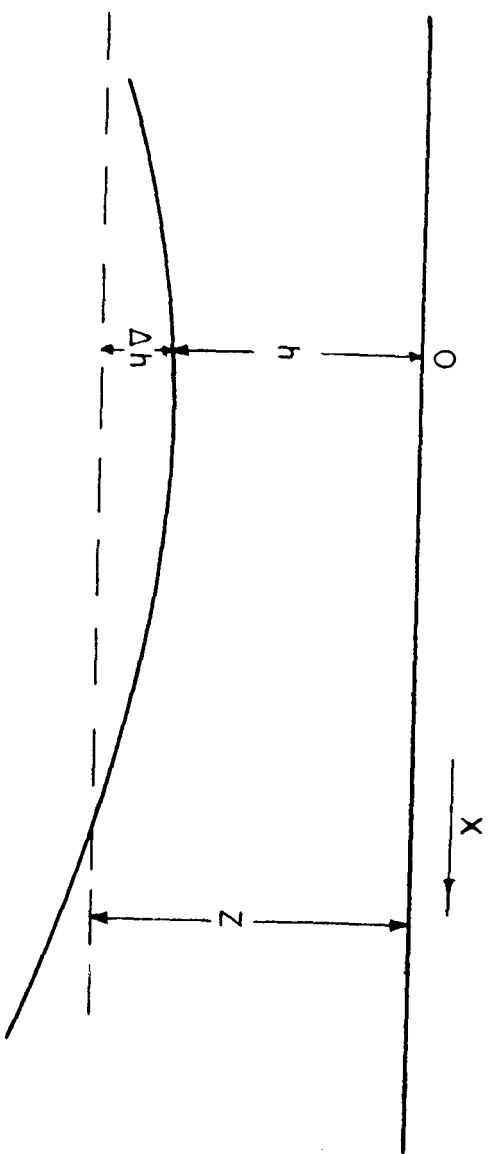


FIG. 1

obtendremos

$$\begin{aligned}
 g &= 2ks \int_{-\infty}^{+\infty} dx \left[\int_0^h \frac{z dz}{x^2 + z^2} + \int_h^z \frac{z dz}{x^2 + z^2} \right] = \\
 &= 2\pi ksh + ks \int_{-\infty}^{+\infty} \log \frac{x^2 + z^2}{x^2 + h^2} dx = \\
 &= 2\pi ksh + 2ks \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h \Delta h dx}{x^2 + h^2} \quad (2)
 \end{aligned}$$

de donde se observa luego que el mayor efecto gravimétrico está contenido en el término $2\pi ksh$; por consiguiente, se puede poner aproximadamente

$$\Delta h = \frac{\Delta g}{2\pi ks}$$

y la expresión (2) será

$$g = 2\pi ksh + \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h \Delta g}{x^2 + h^2} dx \quad (3)$$

Reemplazando el signo integral por el signo de sumar, obtenemos

$$g = 2\pi ksh + \frac{\Delta x \cdot h}{\pi} \sum_{-\infty}^{+\infty} \frac{\Delta g(x)}{x^2 + h^2} \quad (4)$$

Ahora, si convenimos leer valores de Δg sobre la curva gravimétrica observada en los puntos sobre la superficie separados entre sí por la distancia

$$\Delta x = h = \frac{x}{n}$$

siendo $n = 1, 2, 3 \dots$ etc., la expresión (4) será

$$g = 2\pi ksh + \frac{1}{\pi} \sum_{-\infty}^{+\infty} \frac{\Delta g(x)}{n^2 + 1} \quad (5)$$

o, dando los valores a n hasta $n = 6$,

$$\begin{aligned}
 g &= 2\pi ksh + (0.1592\Delta g_{\pm 1} + 0.0637\Delta g_{\pm 2} + \\
 &+ 0.0318\Delta g_{\pm 3} + 0.0187\Delta g_{\pm 4} + 0.0122\Delta g_{\pm 5} + \\
 &+ 0.0086\Delta g_{\pm 6} + \dots (0.5 - 0.3183 \operatorname{tg}^{-1}n) \Delta g_{\pm n}) = \\
 &= g(h) + f(\Delta g_n) \quad (6)
 \end{aligned}$$

El último término se obtiene de

$$\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dn}{n^2 + 1} = \frac{1}{\pi} \left[\frac{\pi}{2} - \operatorname{tg}^{-1}n \right]$$

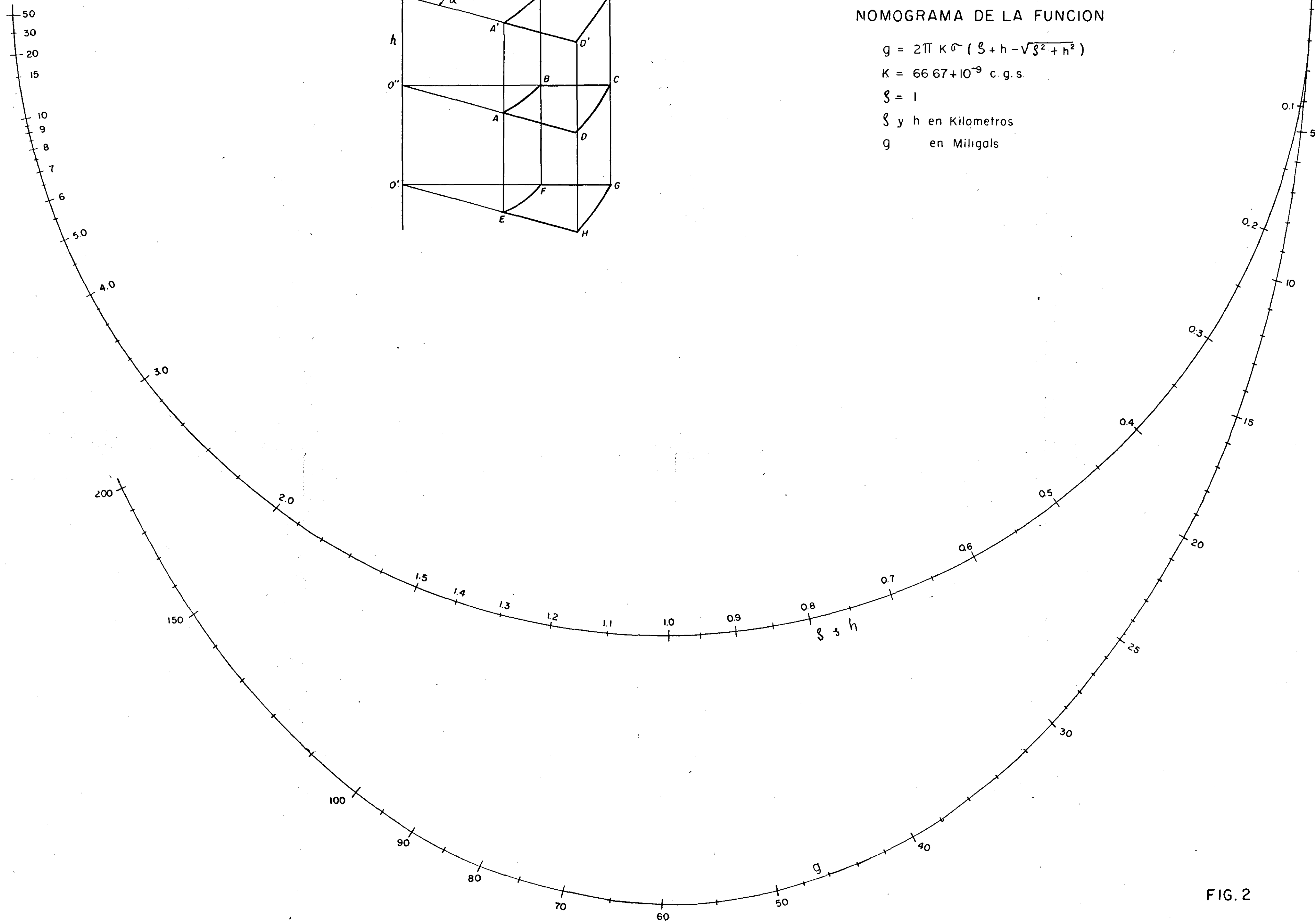


FIG. 2

Si a $\Delta g_{\pm 7}$ damos un valor estimativo que represente el resto de la curva desde $n = 6$ hasta $n = \infty$, en último término será

$$P = 0.0526\Delta g_{\pm 7}$$

Si la curva gravimétrica observada presenta variaciones locales de importancia, entonces, para mayor precisión, hacemos

$$\Delta x = \frac{h}{2} = \frac{x}{n}$$

y obtenemos

$$\begin{aligned} g &= 2\pi ksh + (0.1273\Delta g_{\pm 1} + 0.0796\Delta g_{\pm 2} + \\ &+ 0.0490\Delta g_{\pm 3} + 0.0318\Delta g_{\pm 4} + 0.0220\Delta g_{\pm 5} + \\ &+ 0.0159\Delta g_{\pm 6} + 0.0120\Delta g_{\pm 7} + 0.0094\Delta g_{\pm 8} + \\ &+ 0.0075\Delta g_{\pm 9} + 0.0061\Delta g_{\pm 10} + P) = \\ &= g(h) + f(\Delta g_n) \end{aligned} \quad (6)'$$

siendo el último término

$$P = \left(0.5 - 0.3183 \operatorname{tg}^{-1} \frac{n}{2}\right) \Delta g_{\pm n} = 0.0627\Delta g_{\pm 11}$$

desde $n = 10$ hasta $n = \infty$.

Las expresiones (6) y (6)' nos permiten calcular el valor de g para un punto del perfil para el cual la profundidad hasta el contacto, h , se conoce. El valor así obtenido se compara con el valor observado y la suma de éstos es la constante R .

De manera que, siendo

$$g_1 = 2\pi ksh_1 + f(\Delta g_n)_1$$

en un punto donde h_1 se conoce, y

$$g_2 = 2\pi ksh_2 + f(\Delta g_n)_2$$

en otro punto donde se quiere obtener h_2 , se tiene

$$h_2 = \frac{g_2 - g_1}{2\pi ks} - \frac{f(\Delta g_n)_2 - f(\Delta g_n)_1}{2\pi ks} + h_1 \quad (7)$$

siendo $(g_1 - g_2) = -(g_{02} - g_{01})$.

Si la densidad s no se conoce, es posible determinarla de la fórmula (7) si se conocen profundidades h_1 y h_2 de dos puntos cualesquiera; entonces, esta densidad media puede aplicarse para toda el área para el mismo contacto de dos capas.

Puesto que se necesita conocer h_2 para obtener el nuevo intervalo Δx al cual deben leerse los valores de Δg partiendo desde el nuevo punto, el valor aproximado de h_2 puede obtenerse de

$$h_2 = \frac{g_2 - g_1}{2\pi ks} + h_1 \quad (7)'$$

Si g se expresa en miligals y h en kilómetros, entonces

$$2\pi k = 41.9$$

En tres dimensiones, cuando la variación de la gravedad se observa tanto en la dirección x como en la dirección y , entonces en lugar de la expresión (1) vamos a tener

$$g = ks \iiint_{00y_1}^{\infty z y_2} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} \quad (8)$$

En coordenadas cilíndricas, siendo

$$x = r \cdot \cos \alpha, \quad y = r \cdot \sin \alpha$$

y

$$dx dy = r \cdot dr \cdot d\alpha$$

la fórmula (8) se escribirá

$$g = ks \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^{\infty} r \cdot dr \int_0^z \frac{z \cdot dz}{\sqrt{(z^2 + r^2)^3}} \quad (9)$$

Poniendo otra vez

$$z = h + \Delta h$$

y despreciando los términos de mayores potencias en el desarrollo, se obtiene

$$\begin{aligned} g &= ks \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^{\infty} r \cdot dr \left(\int_0^h \frac{z \cdot dz}{\sqrt{(z^2 + r^2)^3}} + \int_h^z \frac{z \cdot dz}{\sqrt{(z^2 + r^2)^3}} \right) = \\ &= ksh \int_0^{2\pi} d\alpha + ks \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^{\infty} r \cdot dr \left(\frac{1}{\sqrt{r^2 + h^2}} - \frac{1}{\sqrt{z^2 + r^2}} \right) = \\ &= 2\pi ksh + ks \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^{\infty} \frac{h \cdot r \cdot \Delta h \cdot dr}{\sqrt{(r^2 + h^2)^3}} \end{aligned} \quad (10)$$

Como antes, aproximadamente,

$$\Delta h = \frac{\Delta g}{2\pi ks}$$

y reemplazando el signo integral por el de sumar, se tiene

$$g = 2\pi ksh + \frac{\Delta \alpha \cdot \Delta r}{2\pi} \sum_0^{2\pi} \sum_0^{\infty} \Delta g(\alpha, r) \frac{r \cdot h}{\sqrt{(r^2 + h^2)^3}} \quad (11)$$

Supongamos, como antes, que el intervalo a que se toman los valores observados de la curva gravimétrica es

$$\Delta r = h = \frac{r}{n}$$

entonces,

$$g = 2\pi ksh + \frac{\Delta \alpha}{2\pi} \sum_0^{2\pi} \sum_0^{\infty} \Delta g(\alpha, r) \frac{n}{\sqrt{(1 + n^2)^3}} \quad (12)$$

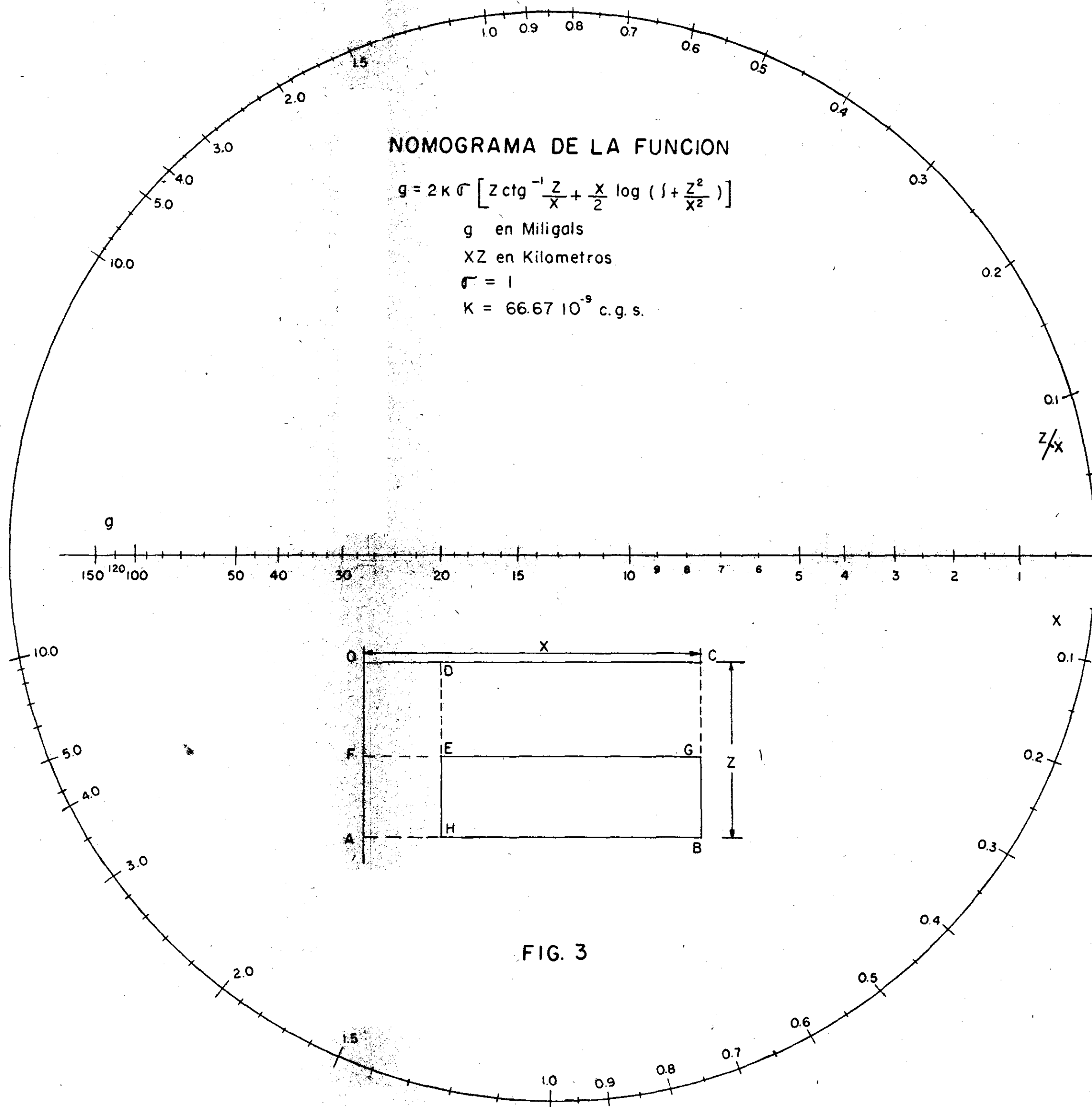


FIG. 3

Sean las secciones sobre las cuales se observan las anomalías gravimétricas situadas simétricamente a 45° ($\alpha = 45^\circ$); entonces resulta:

$$\begin{aligned} g &= 2\pi ksh + \sum_{(\alpha)} 0.0442\Delta g_1 + 0.0224\Delta g_2 + \\ &+ 0.0119\Delta g_3 + 0.0071\Delta g_4 + 0.0047\Delta g_5 + \\ &+ 0.0033\Delta g_6 + \dots \frac{0.125}{\sqrt{1+n^2}} \Delta g_n = \\ &= \sum_{(n)} [g(h) + f(\Delta g_n)] \end{aligned} \quad (13)$$

donde el último término

$$P = 0.0206\Delta g_7$$

para todos los valores de Δg restantes desde $n = 6$ hasta $n = \infty$.

Las constantes $\Delta\alpha$ y Δr pueden, desde luego, tener cualesquiera otros valores convenientes, como también pueden aumentarse o disminuirse el número de puntos n en los cuales se leen los valores de Δg .

Igual como en el caso de dos dimensiones, la profundidad al contacto de dos capas en cualquier punto del área puede determinarse por la fórmula (7) si se conoce la profundidad en algún otro punto y la diferencia de densidades, o determinándose primero la densidad media de dos puntos de profundidades conocidas.

2. Efecto gravimétrico de un cilindro

Con referencia a la Fig. 2, el efecto de un cilindro de radio s y altura h ($\alpha = 2\pi$) en el punto 0 situado en el centro del plano superior del cilindro, se expresa por la fórmula (9), es decir,

$$g = k\sigma \int_0^{2\pi} \int_0^s \int_0^h \frac{r \cdot z \cdot dr \cdot dz \cdot d\alpha}{\sqrt{(z^2 + r^2)^3}} \quad (9)'$$

Integrando, obtenemos

$$g = 2\pi k\sigma (s + h - \sqrt{s^2 + h^2}) \quad (14)$$

la que escribiremos así:

$$sh - C(s + h) + \frac{C^2}{2} = 0 \quad (14)'$$

donde

$$C = \frac{g}{2\pi k\sigma}$$

La expresión (14)' puede representarse por el determinante

$$\begin{vmatrix} 1 & -s & s^2 \\ 1 & -h & h^2 \\ 1 & -C & C^2/2 \end{vmatrix} = 0$$

que, de acuerdo con las propiedades de los determinantes, se transforma en el determinante del tercer orden

$$\begin{array}{ccccccc}
 \vdots & \frac{1}{1+s^2} & \frac{-s}{1+s^2} & 1 & \vdots & & \\
 \vdots & \frac{1}{1+h^2} & \frac{-h}{1+h^2} & 1 & \vdots & & \\
 \vdots & \frac{1}{1+\frac{C^2}{2}} & \frac{-C}{1+\frac{C^2}{2}} & 1 & \vdots & & \\
 \vdots & & & & & &
 \end{array} = 0$$

el cual determinará las escalas del nomograma:

$$\begin{array}{ll}
 x_1 = \frac{1}{1+s^2} & y_1 = \frac{-s}{1+s^2} \\
 x_2 = \frac{1}{1+h^2} & y_2 = \frac{-h}{1+h^2} \\
 x_3 = \frac{1}{1+\frac{C^2}{2}} & y_3 = \frac{-C}{1+\frac{C^2}{2}}
 \end{array} \quad (15)$$

Como se ve, las escalas para s y h coinciden y están situadas sobre un círculo. Uniendo por medio de un índice (de izquierda a derecha) los valores de s y h la gravedad g se lee en el punto de intersección con el índice. Por ejemplo, para

$$s = 1.4 \quad y \quad h = 0.8 \quad (\sigma = 1)$$

se tiene

$$g = 24.6 \text{ mgs.}$$

Expresando s y h en kilómetros, g se lee en miligals.

Tanto la construcción del nomograma, como su uso es sumamente fácil y sencillo.

La fórmula (14) y el correspondiente nomograma (15) pueden usarse para determinar el efecto pravitométrico de cuerpos tridimensionales en cualquier posición con respecto al origen en 0. Por ejemplo, si se quiere estimar la influencia del cuerpo ABCDEFGH, tendremos:

$$g = \frac{\alpha}{2\pi} \left[g(OC', 00') - g(0B', 00') - g(0C', 00'') + g(0B', 00'') \right]$$

3. Efecto gravimétrico de un prisma rectangular infinito

El efecto de un prisma con respecto al punto 0 situado sobre su cresta superior, infinito en la dirección y , se obtiene integrando la fórmula (8), de lo que resulta

$$g = 2k\sigma \left[z \cdot \text{ctg}^{-1} \frac{z}{x} + \frac{x}{2} \cdot \log \left(1 + \frac{z^2}{x^2} \right) \right] = 2k\sigma x \cdot f \left(\frac{z}{x} \right) \quad (16)$$

Representando la ecuación (16) por un determinante del tercer orden y trans-

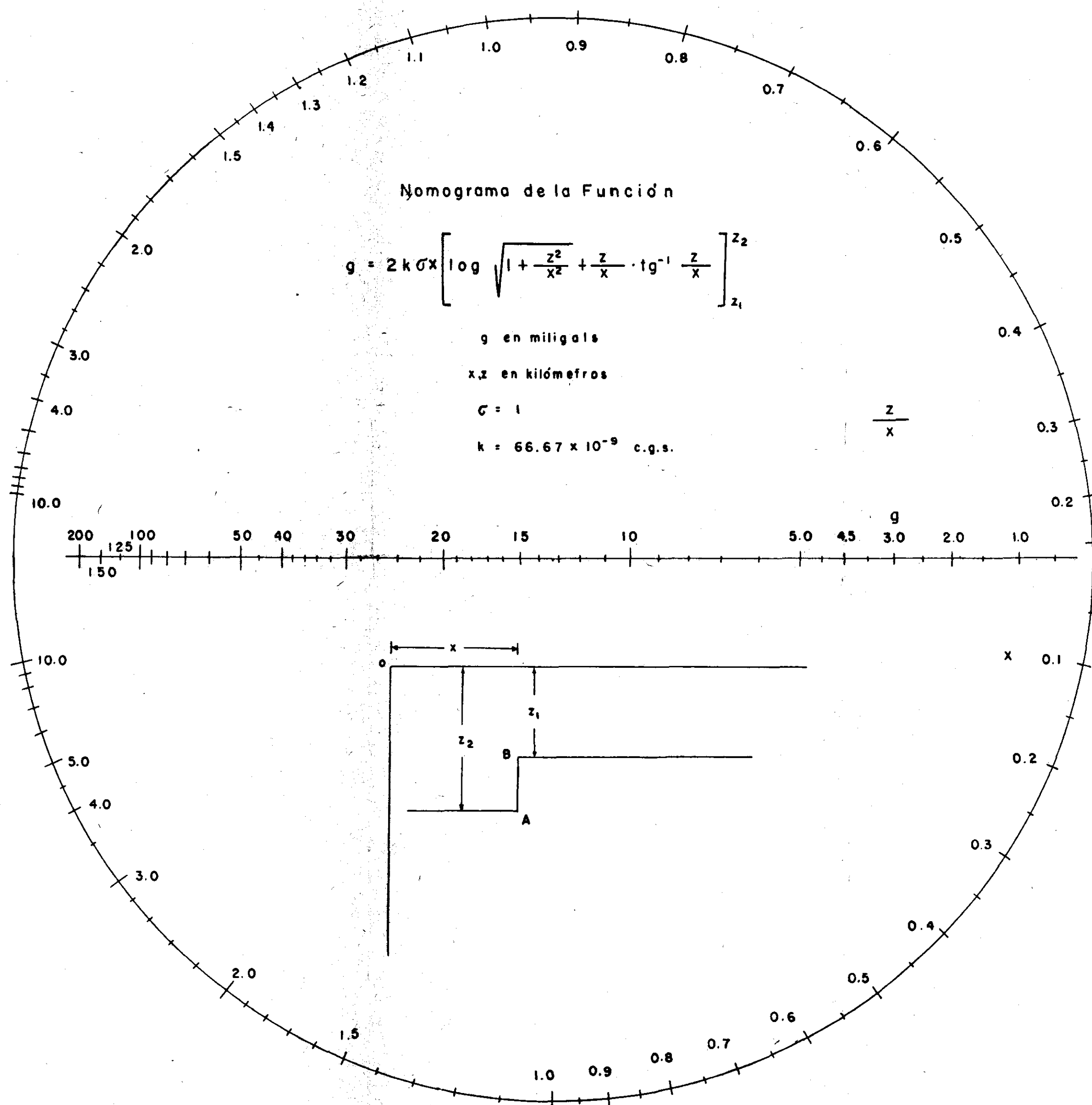


Fig. 4

formándolo de modo que las escalas de x y z/x se sitúen sobre el mismo círculo, las escalas del nomograma serán

$$\begin{aligned} x_1 &= \frac{1}{1 + f\left(\frac{z}{x}\right)^2} & y_1 &= \frac{f\left(\frac{z}{x}\right)}{1 + f\left(\frac{z}{x}\right)^2} \\ x_2 &= \frac{1}{1 + x^2} & y_2 &= \frac{-x}{1 + x^2} \\ x_3 &= \frac{1}{1 + 0.075g} & y_3 &= 0 \end{aligned}$$

Uniendo por medio del índice los valores de x y z/x , el efecto gravimétrico g se determina en el punto de intersección del índice con la escala (recta de g). Aquí también la gravedad se expresa en miligals, siendo x y z en kilómetros. Por ejemplo, si

$$z = 3.0, \quad x = 2.0 \quad y \quad \sigma = 1$$

obtenemos directamente,

$$g = 39.2 \text{ mgs.}$$

Como en el caso anterior, se puede calcular rápidamente cualquier prisma en cualquier posición con respecto al punto 0. Por ejemplo, el efecto del prisma EGBH (Fig. 3) será:

$$g(\text{EGBH}) = g(\text{OCBA}) - g(\text{OCGF}) - g(\text{ODHA}) + g(\text{ODEF})$$

4. Efecto gravimétrico de una falla vertical

Integrando otra vez la fórmula (8) entre los límites correspondientes al caso, se obtiene

$$g = 2k\sigma \cdot x \left[\log \sqrt{1 + \frac{z^2}{x^2}} + \frac{z}{x} \cdot \text{tg}^{-1} \frac{z}{x} \right]_{z_1}^{z_2} \quad (18)$$

Procediendo exactamente como en el caso anterior, se construye el nomograma representado en la Fig. 4, que se emplea de la misma manera que el nomograma de la figura 3, con la diferencia de que se requieren dos entradas al nomograma: primero, con z_2 y después con z_1 , obteniéndose los valores g_1 y g_2 ; el efecto total será la diferencia entre estos dos valores, es decir

$$g = g_2 - g_1$$

Por ejemplo, sean

$$z_2 = 1.2 \quad z_1 = 0.8 \quad x = 0.5 \quad y \quad \sigma = 1;$$

Tenemos

$$g = 25.2 - 15.0 = 10.2 \text{ mgs.}$$

5. Efecto gravimétrico de un contacto del plano inclinado

Refiriéndose a la Fig. 5, la influencia de un plano inclinado AB de un

cuerpo que se extiende de $x = AB$ a $x = \infty$, e infinito en la dirección y , se obtiene también de la fórmula general (8), integrando por el plano AB , y se obtiene

$$g = 2k\sigma \left[-x_2 \cdot \text{seni} \left(\text{seni} \cdot \log \frac{r}{x_2} + \varphi \cos i \right) + z\varphi \right] \quad (19)$$

que puede escribirse así:

$$g = 2k\sigma \cdot z \left[\left(1 - \frac{x_2}{a} \cdot \frac{c}{a} \right) \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1} - \frac{z}{a} \cdot \frac{x_2}{a} \cdot \log \frac{r}{x_2} \right]$$

si ponemos

$$c = x_2 - x_1$$

$$a^2 = c^2 + z^2$$

$$\varphi = \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1}$$

$$i = \text{tg}^{-1} \frac{z}{c}$$

Esta expresión puede escribirse en forma de un determinante

$$\begin{vmatrix} \frac{c}{z} \cdot \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1} & \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1} & 1 & \vdots \\ \log \frac{x_2}{r} & \frac{g}{2k\sigma \cdot z} & 1 & \vdots \\ \frac{a}{z} \cdot \frac{a}{x_2} & 1 & 0 & \vdots \end{vmatrix} = 0 \quad (20)$$

y, por consiguiente, las escalas del nomograma correspondiente serán

$$\begin{aligned} (x)_1 &= \frac{\frac{c}{z} \cdot \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1}}{1 + \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1}} & (y)_1 &= \frac{\text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1}}{1 + \text{tg}^{-1} \frac{z}{x_1}} \\ (x)_2 &= \frac{\log \frac{x_2}{r}}{1 + \frac{g}{2k\sigma \cdot z}} & (y)_2 &= \frac{\frac{g}{2k\sigma \cdot z}}{1 + \frac{g}{2k\sigma \cdot z}} \\ (x)_3 &= \frac{a}{z} \cdot \frac{a}{x_2} & (y)_3 &= 1 \end{aligned}$$

El nomograma está representado en la Fig. 5 y se emplea como sigue:

- se busca el punto de intersección de $\frac{a}{x_2}$ y $\frac{a}{z}$ y se proyecta sobre la línea p ;
- este punto proyectado se conecta por medio de un índice con el punto de intersección de los valores $\frac{c}{z}$ y $\frac{z}{x_1}$;

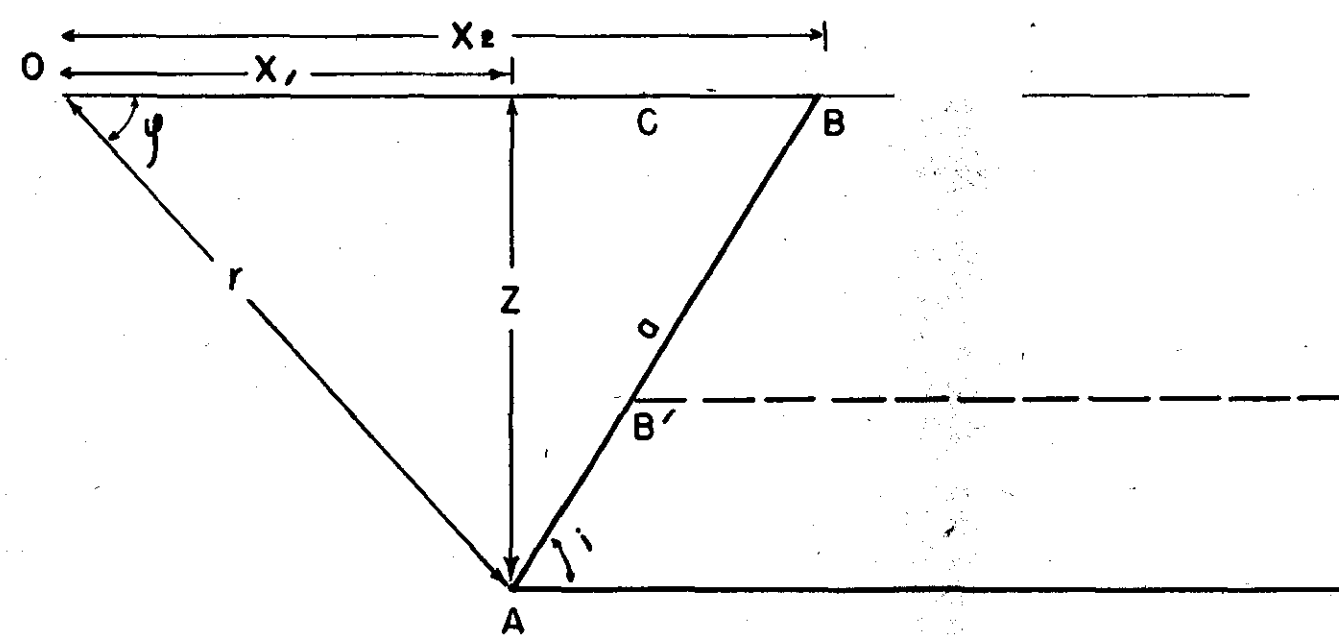
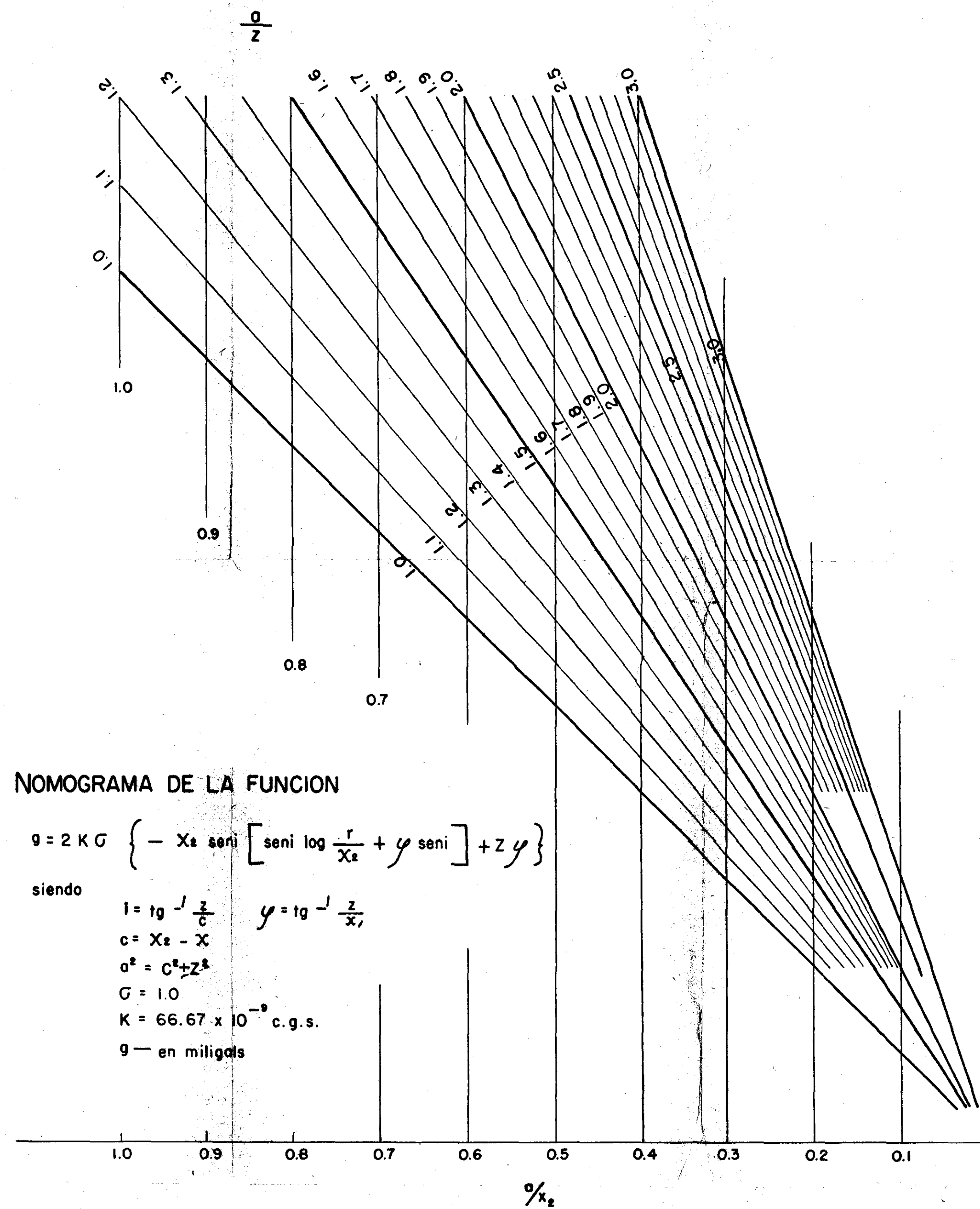
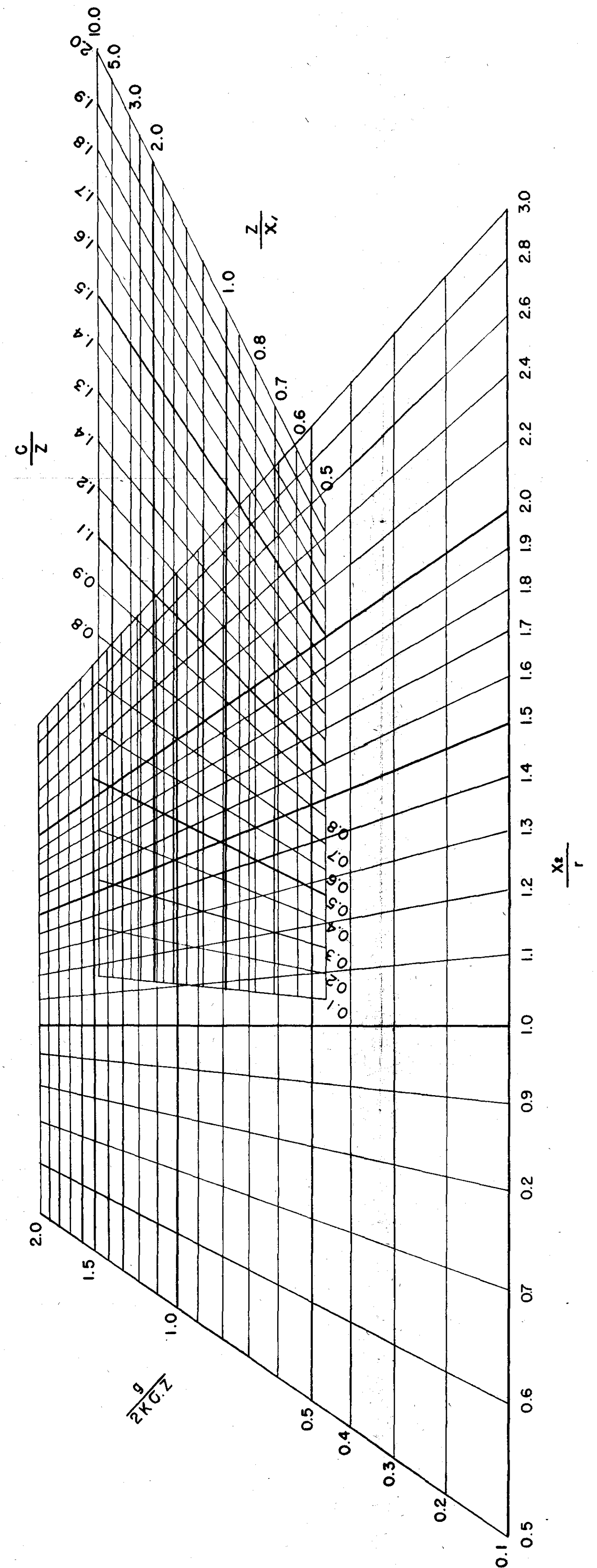


Fig. 5



c) el punto en el cual el índice cruzará la recta $\frac{x_2}{r}$ determinará el valor de

$$\frac{g}{2k\sigma.z} \text{ de donde se obtiene } g.$$

Por ejemplo, sea el plano inclinado de dimensiones

$$\begin{array}{llll} x_2 = 1.03, & x_1 = 0.5, & z = 0.6, \\ \varphi = 50^\circ 12' & i = 48^\circ 36' & \text{y} & \sigma = 1.0 \end{array}$$

Determinemos (ver la figura 5) :

$$\frac{c}{z} = 0.88, \quad \frac{z}{x_1} = 1.2, \quad \frac{x_2}{r} = 1.32, \quad \frac{a}{z} = 1.33, \quad \frac{a}{x_2} = 0.78$$

y por medio del nomograma, obtenemos

$$\frac{g}{2k\sigma.z} = 0.4 \text{ de donde } g = 3.2 \text{ mgs.}$$

Si se trata de obtener la influencia del cuerpo AB' , primero se determina el efecto total AB , del cual se resta el efecto debido a BB' .

El nomograma es válido también para los casos cuando $x_2 < x_1$.

Como siempre, si las dimensiones están expresadas en kilómetros, el efecto gravimétrico g estará expresado en miligals.

Los nomogramas descritos pueden determinar el efecto gravimétrico prácticamente de cualquier cuerpo en el espacio y en cualquier posición con respecto al punto de observación.

DELAY LINE FILTERING

Por el ING. ANTONIO CORDERO LIMÓN *

El principal objetivo en los trabajos de prospección sísmica es la clara identificación y la determinación exacta de los tiempos de arribo de los eventos de reflexión. Ambas condiciones con el empleo de filtros típicos (inductancia, capacidad, resistencia) son modificadas en cierta forma, alterando así la característica del evento. La nueva técnica, denominada "delay line filtering" resuelve este problema y contribuye notablemente a mejorar la información conservando sus características, y a lograr una mayor relación señal-ruido. Para aclarar estas funciones estableceremos primeramente una comparación entre el sistema convencional de filtros y la técnica del "delay line filtering".

En general, en todo registro sísmológico se encuentran mezcladas señales de información y de ruido. En una sencilla expresión matemática este fenómeno puede representarse en la forma siguiente:

$$f(t) = r(t) + ni(t)$$

en donde:

$$f(t) = \text{energía detectada}$$

$$r(t) = \text{energía de reflexión}$$

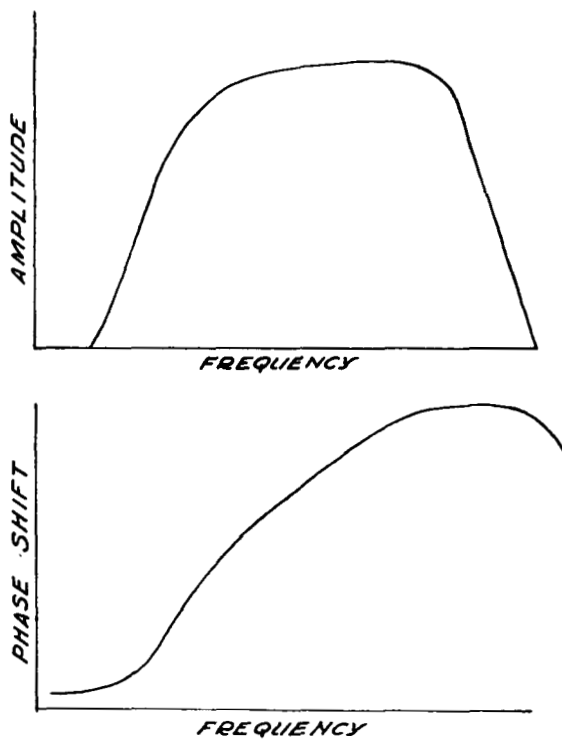
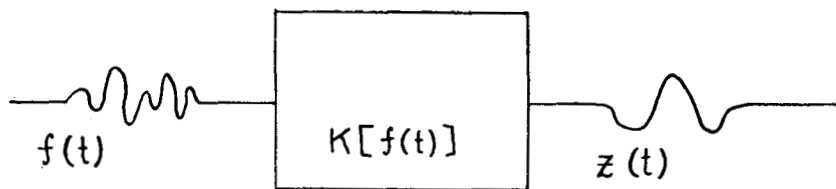
$$ni(t) = \text{energía de ruido}$$

La identificación de los eventos de reflexión puede lograrse en dos formas; primero, por la simple eliminación o reducción de las señales de ruido, o sea disminuyendo el valor del segundo término [$ni(t)$] y segundo, por el reforzamiento de las señales de reflexión y la conservación de la forma de onda de las mismas. Para el primer caso, el filtro empleado se ha denominado de "signal recovery" y para el segundo: filtro de "signal detection". En cada caso los filtros empleados son generalmente de características totalmente diferentes entre sí.

En la práctica, el filtro convencional se reduce simplemente a una función de selectividad de frecuencia, incluyendo a su vez una relación correspondiente de fase en función de la frecuencia, esto se ilustra gráficamente en la fig. 1.

Desde un punto de vista teórico, los pulsos detectados en la superficie de la tierra han sufrido varias transformaciones durante su trayectoria y difieren grandemente en características, respecto a los pulsos generados por la fuente detonante, es decir las capas del subsuelo representan en sí un filtro elástico

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.



RESPUESTA DEL FILTRO CONVENCIONAL

FIG-1

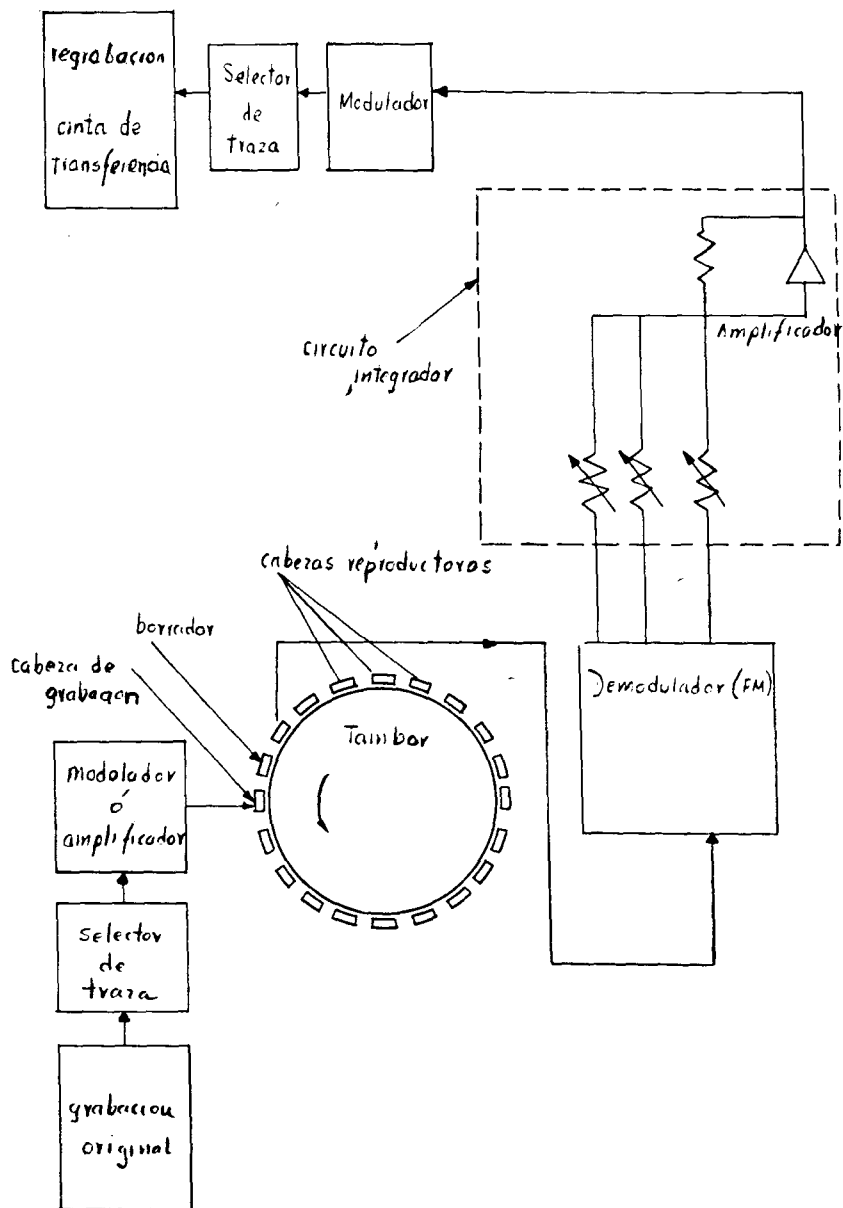


FIG-2

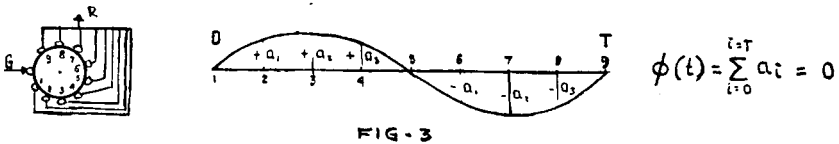
para las ondas sísmicas, el análisis de este fenómeno es muy complicado y difícilmente puede tenerse una idea concreta del mismo. Un estudio teórico sobre este tema se encuentra en el artículo "The form and nature of seismic waves and structure of sismograms" por Norman Ricker.

El filtro ideal sería entonces aquel que efectuara una función "inversa" a la anteriormente mencionada y no incluyera defasamientos ni alteraciones en la forma de onda de los pulsos elásticos.

El "delay line filtering" satisface algunas de estas funciones y opera en la forma siguiente:

Elementalmente, consiste de un grabador reproductor magnético secuencial, (traza por traza) en el que se tiene una cabeza de grabación y un conjunto de cabezas reproductoras distribuidas con espaciamientos uniformes (fig. 2). Los pulsos instantáneos detectados por éstas, son sumados eléctricamente y llevados a un amplificador de respuesta lineal, cuya salida es aplicada a otra cabeza de grabación que vertirá la información ya "filtrada" en una nueva cinta de trans-ferencia.

La función de las cabezas reproductoras es reducir o tender a eliminar todas las señales parásitas del registro y reforzar las de los eventos de reflexión,



lo cual se logra distribuyéndolas en tal forma que el espacio que cubran corresponda a la longitud de onda de las señales de ruido (T), en esta forma la suma algebraica de los pulsos detectados, será cero y por consiguiente estas señales habrán sido eliminadas (fig. 3).

Para las señales que deban reforzarse, se determinará el valor de $T = \frac{1}{2} \lambda$ en donde λ representa la longitud de onda de los eventos de reflexión.

En la fig. 4 se ilustra gráficamente el efecto de suma de impulsos, obtenidos de una señal arbitraria. Para la "limpieza" completa del sismograma, podrán repetirse varias veces estas operaciones hasta lograr reducir a un mínimo las señales parásitas y obtener las reflexiones puras.

La aplicación del "delay line filtering" no se limita a la función de reducción de ruido y señales espurias, sino que, mediante el uso de un computador automático, puede seleccionarse en cada pulso el porcentaje de amplitud conveniente o bien el múltiplo de un factor unitario que modifique la resultante en forma semejante a la respuesta de un filtro, como se ilustra en las figuras 5 y 6.

En general, la función del "delay line filtering" puede definirse como un circuito integrador de pulsos instantáneos correspondientes a niveles parciales de energía, lo cual puede expresarse matemáticamente por:

$$\phi(t) = \int k f(t) dt$$

en donde:

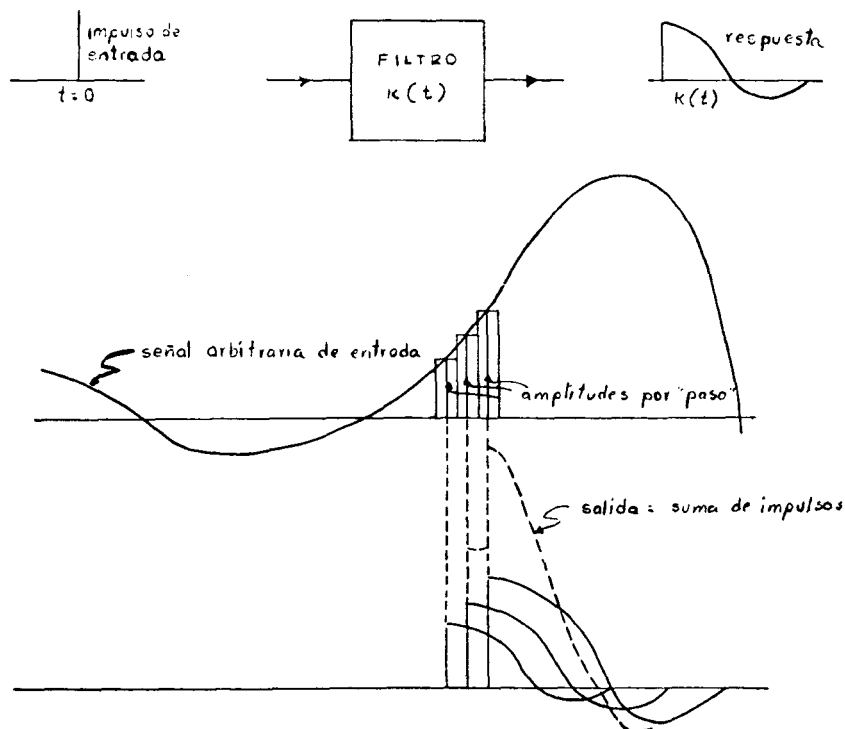
$\phi(t)$ = respuesta resultante

k = constante de salida

$f(t)$ = señal

Las principales aplicaciones del "delay line filtering" son:

1. Cancelación de las señales de 50 ó 60 c.p.s. producidas por la interferencia de líneas de alta tensión.
2. Eliminación de las señales por oleaje "ringing", en la exploración marítima.
3. Reducción de reflexiones fantasmas y múltiples.
4. Diseños para distribución de sismos múltiples.
5. Determinación de constantes de filtro convencional.
6. Auxiliar en los equipos de procesado para correlación continua.



RESPUESTA DEL DELAY LINE FILTERING POR EL SISTEMA DE IMPULSOS, SOBRE UNA SEÑAL ARBITRARIA DE ENTRADA

FIG. 4.



FIG - 5

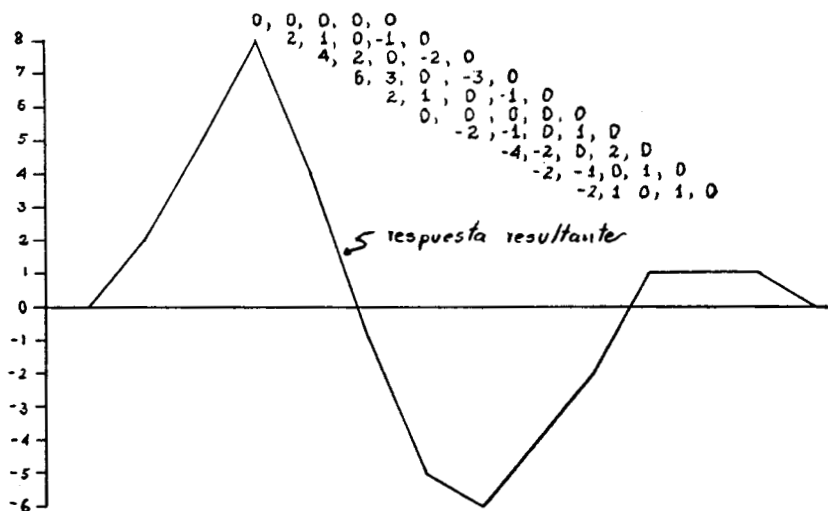
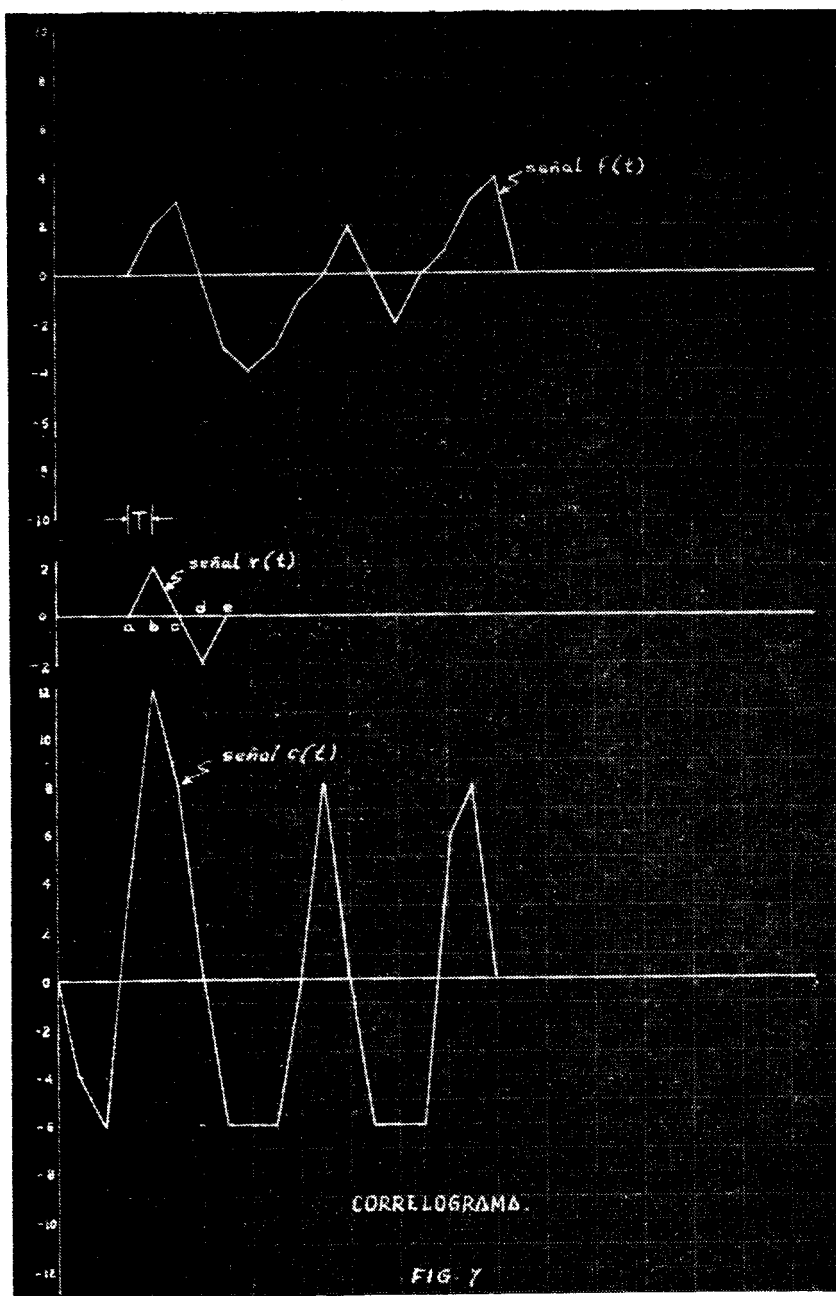


FIG - 6



Correlogramas

Mediante el empleo del "delay line filtering" es posible la obtención de correlogramas. Esta técnica consiste en comparar las señales de cada traza de un sismograma con una señal prototipo o piloto que sea fielmente representativa, estadísticamente, de un reflejo característico en una área determinada. En esta forma, todas aquellas señales que se identifiquen con la señal piloto serán reforzadas, mejorando así la calidad de la información.

Las cabezas reproductoras se distribuyen de tal manera que cubran un espacio equivalente a la longitud de onda de la señal piloto. Para ilustrar este sistema nos referimos a la Fig. 7. La señal $f(t)$ nos representa una traza de un sismograma; la señal $r(t)$ es la señal piloto y los puntos a , b , c , d y e corresponden a las posiciones relativas de las cabezas reproductoras. La señal $c(t)$ es la resultante, la cual se puede reproducir gráficamente, sumando los productos de $f(t)$ y $r(t)$ en un período determinado. Así por ejemplo, para la posición dada, el punto correspondiente a $c(t)$ se obtiene por la siguiente suma de productos:

$$\begin{aligned} a &= 0 \times 0 = 0 \\ b &= 2 \times 2 = 4 \\ c &= 3 \times 0 = 0 \\ d &= -2 \times 0 = 0 \\ e &= -3 \times 0 = 0 \\ c(t) &= 4 \end{aligned}$$

Para determinar los demás puntos de $c(t)$ se efectuarán las mismas operaciones, pero desplazando la señal piloto un intervalo T , para cada punto, correspondiente al espaciamiento entre cabezas.

MEDICION CONTINUA DE ECHADOS EN POZOS PETROLEROS

Por el ING. LUIS MORONES C.*

La Compañía Schlumberger, ideó y está operando comercialmente, un dispositivo para el registro continuo de echados en pozos petroleros.

El principio de este método, está basado en el registro de tres curvas de resistividad, las que son obtenidas por medio de una sonda, en la que están dispuestos tres electrodos, sobre un plano perpendicular al eje de la sonda y a 120° entre sí.

Como datos complementarios se registran en forma continua, el diámetro del pozo, la orientación del instrumento con respecto al electrodo N° 1, la desviación del agujero con respecto a la vertical y al azimut de la desviación. Todas estas curvas son registradas simultáneamente con las de resistividad.

La Fig. 1, muestra parcialmente un registro y en ella se indica el significado de cada una de las curvas.

En estas condiciones, cuando la columna muestra estratificación y hay echado, los electrodos registran las mismas características eléctricas, pero a diferentes profundidades, definiéndose así un plano representativo del echado de la formación.

Interpretación. La primera operación consiste en buscar en el registro, en las curvas correspondientes a resistividad, aquellos intervalos en lo que se muestran variaciones comunes, lo que será indicio de estratificación y por consecuencia las zonas adecuadas para determinar el echado propio de la formación a la profundidad correspondiente, misma a la que se tomarán del registro los datos complementarios.

El objeto de este trabajo, es presentar un método gráfico (G.D.), el cual se estima da la suficiente precisión, si se dibuja a una escala apropiada.

Procedimiento. Sobre una montea se traza con el ángulo de la desviación, la traza vertical de un plano perpendicular al eje del pozo, a la profundidad considerada. La traza de este plano sobre el plano horizontal, será una línea perpendicular a la Línea de Tierra, a partir del punto en que corte la traza vertical a esta última.

En estas condiciones se tendrá la montea orientada de acuerdo con la línea de máxima pendiente, por lo que para trazar sobre el plano horizontal la línea norte-sur, se referirá a ésta dibujándola con el azimut de la desviación.

- Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

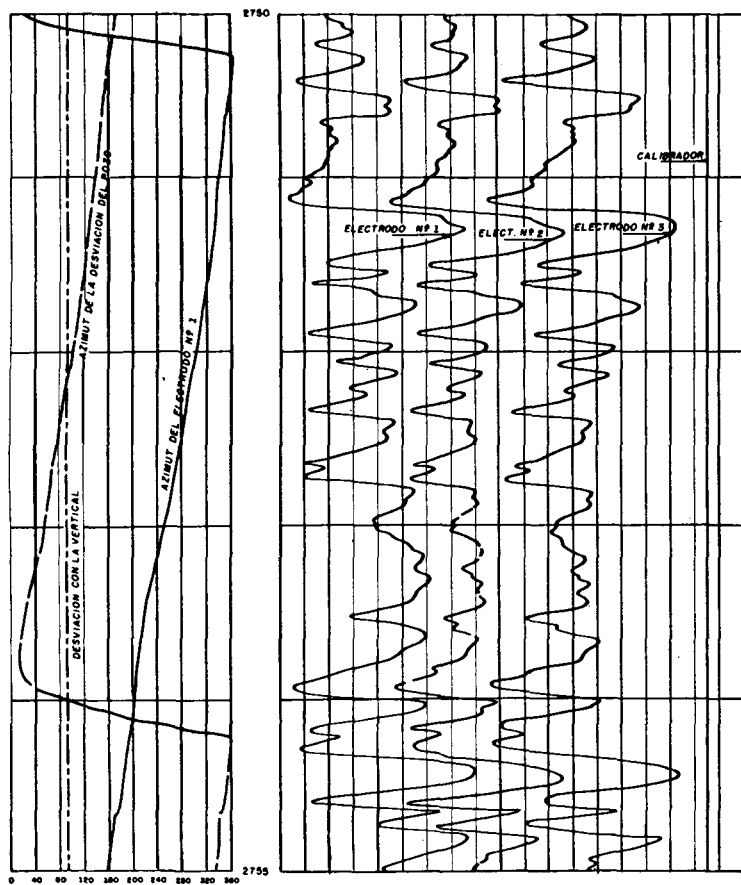


FIG 1

A continuación sobre el plano inclinado (perpendicular al eje del pozo), se dibuja el segmento 01 con el azimut del electrodo N° 1 y sobre un círculo cuyo diámetro sea igual al del pozo a la profundidad considerada. Apoyándose en este segmento, se dibujan los segmentos 02 y 03, en el sentido de las manecillas del reloj y a 120° entre sí.

El siguiente paso será la construcción en el plano vertical de los puntos representativos del echado. Para ello, subimos líneas de proyección, perpendiculares a la Línea de Tierra, hasta la traza vertical del plano inclinado, de donde se levantarán perpendiculares a dicha traza. Ahora bien, con las profundidades relativas determinadas en el registro de resistividades (h_1 , h_2 y h_3), fijamos los puntos 1', 2' y 3'.

En estas condiciones, estamos en posibilidades de construir la proyección sobre el plano horizontal de estos puntos, para lo cual bastará con bajar líneas de proyección y situar sobre ellas los puntos 1'', 2'' y 3'' a igual distancia de la línea de tierra que los puntos 1, 2 y 3, ya que estos se han movido sobre un plano vertical paralelo al de proyección.

El problema ahora se reduce a determinar la traza horizontal del plano definido por tres puntos, para lo cual se trazan dos rectas que se apoyen en los puntos, se prolongan dichas rectas en su proyección vertical hasta tocar la Línea de Tierra, desde donde se trazan perpendiculares hasta encontrar su línea de proyección correspondiente sobre el plano horizontal. Uniendo estos dos puntos así determinados, habremos encontrado la mencionada traza, la que representará la línea de menor pendiente de la formación o en términos geológicos la dirección de la formación.

Una línea perpendicular a esta traza, nos representará la línea de máxima pendiente, cuyo azimut puede ser medido con respecto a la línea N-S.

La estimación del echado podrá ser hecha, considerando la proyección vertical y horizontal de un segmento cualquiera paralelo a la línea de máxima

pendiente, o sea, $\text{tg}\theta = \frac{1''b}{1'a}$

De esta manera, ha quedado resuelto el problema en su forma más general, que es, cuando la desviación del pozo es importante. Si la desviación es pequeña, el problema se simplifica y se reduce únicamente a la segunda etapa, es decir, se construirán las proyecciones verticales y horizontales de los electrodos sin considerar el plano inclinado y se procede en igual forma.

A continuación, como complemento se presenta un ejemplo, cuyos datos han sido tomados del Boletín N° 11-12 de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

NUEVOS SOCIOS

Sr. Ing. Luis Carlos Bravo Gómez.
Ave. 1 N° 156, 2º Piso.
Córdoba, Ver.

Sr. Ing. Carlos Castillo Tejero.
Av. Juárez 94, Petróleos Mexicanos.
México, D. F.

Ing. Mariano Hernández Moedano.
Managua N° 725.
México 14, D. F.

Sr. Ing. Virgilio Monsiváis Dávila.
Gral. Cepeda Nte. 411.
Saltillo, Coah.

Sr. Ing. Noé Trejo García.
Ave. 1 N° 156, 2º Piso.
Córdoba, Ver.

Sr. Ing. Leopoldo Nieto Casas.
Ave. América N° 89.
México 21, D. F.

INDICE GENERAL DEL VOLUMEN I

Aparatos sismológicos con grabación magnética, por el <i>Ing. A. García Rojas</i>	7
“Continuous Velocity Logging” y sus aplicaciones al servicio de la industria petrolera, por el <i>Ing. R. L. Garduño A.</i>	38
Determinación de la superficie del contacto de una capa de alta velocidad alrededor de un pozo profundo, por el <i>Ing. V. A. Olhovich</i>	65
Determinación de la latitud por observación de distancias cenitales de la polar, por el <i>Dr. Honorato de Castro</i>	68
Instrucciones para determinar la latitud por alturas sucesivas de la polar, por el <i>Dr. Honorato de Castro</i>	73
Método azimutal de observaciones sísmicas, por <i>E. I. Galperin</i>	89
(Apéndice, por el <i>Ing. J. L. A. Orozco</i>)	161
Recientes progresos en equipo registrador de datos sísmicos, por <i>Hal J. Jones</i>	169
Aplicación del registro magnético en sismología, por el <i>Ing. Antonio C. Limón</i>	186
Un ejemplo de la influencia de los filtros sobre los reflejos sísmicos, por el <i>Ing. Francis Van Goor</i>	200
Instructivo para observación sismológica, por el <i>Ing. Antonio Cordero Limón</i>	209
Análisis cualitativo de las velocidades sísmicas y de los registros eléctricos de los pozos constitucionales N° 105 y Limón N° 191, por <i>Mario T. Trujillo</i>	268
Método general para la construcción de diagramas de trayectorias y frentes de onda para cualquier distribución de velocidades, por <i>V. A. Olhovich</i>	274
Macrosismos y geología, por el <i>Ing. Manuel Alvarez, Jr.</i>	278
Desviaciones de la vertical, por el <i>Dr. Honorato de Castro</i>	299
Velocidades sísmicas en el área de Tampico, por el <i>Ing. Jesús Basurto García e Ing. Alfonso Muriedas Pavón</i>	315

Traducción de un artículo sobre isostacia publicado en una revista inglesa que trata sobre "The Figure of The Earth and Isostasy", por el <i>Dr. Honorato de Castro</i>	329
Interpretaciones gravimétricas, por el <i>Ing. V. A. Olhovich</i>	342
Delay line filtering, por el <i>Ing. Antonio Cordero Limón</i>	352
Medición continua de echados en pozos petroleros, por el <i>Ing. Luis Mo- rones C.</i>	360