

DIRECTORIO DE PROFESORES
EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

1. M en C Antonio Camargo Zanoguera
Superintendente General de Exploración Geofísica
PEMEX
Av Marina Nacional 329, piso 6.
México 17, D F
545 79 68 .
2. Ing Galo Carrera Hurtado
Instituto de Ingeniería
UNAM
Ciudad Universitaria
México 20, D F
550 52 15 ext 3642
3. M en C Ricardo Díaz Navarro
Jefe del Departamento de Investigación y Desarrollo de Modelos
Instituto Mexicana del Petróleo
Av de los Cien Metros 152
México 14, D F
567 66 00 ext 2357
4. Ing Guillermo Hernández Moedano
Cía de Exploraciones del Subsuelo
Av Paseo de la Reforma 393-401
México 4, D F
5. Ing Octavio Lázaro Mancilla (Coordinador)
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Sección Geofísica
Facultad de Ingeniería, UNAM
550 00 40
6. Ing Fidencio Romero Martínez
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Sección Geofísica
Facultad de Ingeniería, UNAM
550 52 15 ext 3724
7. Ing Oswaldo Sánchez Zamora
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Sección Geofísica
Facultad de Ingeniería, UNAM
550 52 15 ext 3724

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION
PETROLERA, 1981

FECHA	HORA	TEMA	PROFESOR
Lunes 15 junio	9:00 - 9:30	Introducción, Gravedad, Geofísica Geodesia y Petróleo	Man C Antonio Camargo Zanoguera
	9:30 - 11:00	Principios Fundamentales y Unidades	Ing Oswaldo Sánchez Zamora
	11:00 - 11:20	Receso	
	11:20 - 13:00	Principios Fundamentales y Unidades	Ing Oswaldo Sánchez Zamora
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 17:00	Campo Gravitacional Terrestre, sus variaciones y efectos	Ing Octavio Lázaro Mancilla
	17:00 - 17:20	Receso	
	17:20 - 19:00	Campo Gravitacional Terrestre, sus Variaciones y efectos	Ing Galo Carrera Hurtado
Martes 16 junio	9:00 - 11:00	Instrumentos para la medición de la Gravedad	Ing Guillermo Hernández Moedano
	11:00 - 11:20	Receso	
	11:20 - 13:00	Instrumentos para la medición de la Gravedad	Ing Guillermo Hernández Moedano
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 17:00	Levantamientos Gravimétricos en la Exploración Petrolera	Ing Fidencio Romero Martínez
	17:00 - 17:20	Receso	
	17:20 - 19:00	Levantamientos Gravimétricos en la Exploración Petrolera	Ing Fidencio Romero Martínez Ing Oswaldo Sánchez Zamora Ing Galo Carrera Hurtado Ing Octavio Lázaro Mancilla

Miércoles 17 junio	9:00 - 11:00	Reducción de datos observados y anomalías	Ing Fidencio Romero Martínez
	11:00 - 11:20	Receso	
	11:20 - 13:00	Reducción de datos observados y anomalías	Ing Fidencio Romero Martínez
Miércoles 17 junio	13:00 - 15:00	Comida	
Miércoles 17 junio	15:00 - 16:40	Reducción de datos observados y anomalías	Ing Fidencio Romero Martínez
	16:40 - 17:00	Receso	
	17:00 - 19:00	Errores en la observación de la gravedad	Ing Octavio Lázaro Mancilla
Jueves 18 junio	9:00 - 11:00	Separación de anomalías y filtraje	M en C Ricardo Díaz Navarro
	11:00 - 11:20	Receso	
	11:20 - 13:00	Separación de anomalías y filtraje	M en C Ricardo Díaz Navarro
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 17:00	Cálculo de efectos gravitacionales de cuerpos geométricos regulares	M en C Ricardo Díaz Navarro
	17:00 - 17:20	Receso	
	17:20 - 19:00	Cálculo de efectos gravitacionales de cuerpos geométricos regulares	M en C Ricardo Díaz Navarro
Viernes 19 junio	9:00 - 11:00	Interpretación de datos de gravedad en la exploración petrolera	Ing Guillermo Hernández Moedano
	11:00 - 11:20	Receso	
	11:20 - 13:00	Interpretación de datos de gravedad en la exploración petrolera	Ing Guillermo Hernández Moedano
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 17:00	Campo Gravitacional, Isostacia, Corteza Terrestre y Petróleo	Ing Guillermo Hernández Moedano
	17:00 - 17:20	Receso	
	17:20 - 19:00	Mesa Redonda	Profesores participantes

EVALUACION DEL PERSONAL DOCENTE

CURSO: EL METODO GRAVIMETIRCO EN LA EXPLORACION -PETROLERA

FECHA: 15 al 19 de junio 1981.

		DOMINIO DEL TEMA	EFICIENCIA EN EL USO DE AYUDAS AUDIOVISUALES	MANTENIMIENTO DEL INTERES. (COMUNICACION CON LOS ASISTENTES, AMENIDAD, FACILIDAD DE EXPRESION).	PUNTUALIDAD	
CONFERENCISTA						
1.	M en C Antonio Camargo Zanoquera					
2.	Ing Oswaldo Sánchez Zamora					
3.	Ing Octavio Lázaro Mancilla					
4.	Ing Galo Carrera Hurtado					
5.	Ing Guillermo Hernández Moedano					
6.	Ing Fidencio Romero Martínez					
7.	M en C Ricardo Díaz Navarro					
8.						
9.						
ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10						

EVALUACION DE LA ENSEÑANZA

SU EVALUACION SINCERA NOS AYUDARA A MEJORAR LOS PROGRAMAS POSTERIORES QUE DISEÑAREMOS PARA USTED.

TEMA		ORGANIZACION Y DESARROLLO DEL TEMA	GRADO DE PROFUNDIDAD LOGRADO EN EL TEMA	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL TEMA	UTILIDAD PRACTICA DEL TEMA
1.	Introducción. Gravedad, Geofísica Geodésia y Petróleo				
2.	Principios Fundamentales y Unidades				
3.	Campo Gravitacional Terrestre, sus variaciones y efectos				
4.	Instrumentos para la medición de la Gravedad				
5.	Levatamientos Gravimétricos en la Exploración Petrolera				
6.	Reducción de datos observados y anomalías				
7.	Errores en la observación de la Gravedad				
8.	Separación de anomalías y filtraje				
9.	Cálculo de efectos gravitacionales de cuerpos geométricos regulares				
10.	Interpretación de datos de gravedad en la exploración petrolera				

ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10

EVALUACION DEL CURSO

3

CONCEPTO		EVALUACION
1.	APLICACION INMEDIATA DE LOS CONCEPTOS EXPUESTOS	
2.	CLARIDAD CON QUE SE EXPUSIERON LOS TEMAS	
3.	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO CON EL CURSO	
4.	CUMPLIMIENTO DE LOS OBJETIVOS DEL CURSO	
5.	CONTINUIDAD EN LOS TEMAS DEL CURSO	
6.	CALIDAD DE LAS NOTAS DEL CURSO	
7.	GRADO DE MOTIVACION LOGRADO CON EL CURSO	

ESCALA DE EVALUACION DE 1 A 10

1. ¿Qué le pareció el ambiente en la División de Educación Continua?

MUY AGRADABLE	AGRADABLE	DESAGRADABLE

2. Medio de comunicación por el que se enteró del curso:

PERIODICO EXCELSIOR ANUNCIO TITULADO DE VISION DE EDUCACION CONTINUA	PERIODICO NOVEDADES ANUNCIO TITULADO DE VISION DE EDUCACION CONTINUA	FOLLETO DEL CURSO

CARTEL MENSUAL	RADIO UNIVERSIDAD	COMUNICACION CARTA, TELEFONO, VERBAL, ETC.

REVISTAS TECNICAS	FOLLETO ANUAL	CARTELERA UNAM "LOS UNIVERSITARIOS HOY"	GACETA UNAM

3. Medio de transporte utilizado para venir al Palacio de Minería:

AUTOMOVIL PARTICULAR	METRO	OTRO MEDIO

4. ¿Qué cambios haría usted en el programa para tratar de perfeccionar el curso?

5. ¿Recomendaría el curso a otras personas?

SI	NO

6. ¿Qué cursos le gustaría que ofreciera la División de Educación Continua?

7. La coordinación académica fue:

EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA

8. Si está interesado en tomar algún curso intensivo ¿Cuál es el horario más conveniente para usted?

LUNES A VIERNES DE 9 A 13 H. Y DE 14 A 18 H. (CON COMIDAS)	LUNES A VIERNES DE 17 A 21 H.	LUNES, MIÉRCOLES Y VIERNES DE 18 A 21 H.	MARTES Y JUEVES DE 18 A 21 H.

VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 14 H.	VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 13 Y DE 14 A 18 H.	OTRO

9. ¿Qué servicios adicionales desearía que tuviese la División de Educación Continua, para los asistentes?

10. Otras sugerencias:



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

INTRODUCCION

Gravedad, Geofísica, Geodesia y Petróleo

M en C Antonio Camargo Zanoquera

Junio, 1981

EL MÉTODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

Introducción: Gravedad, Geofísica, Geodesia, Geología y
Petróleo.

Por: M. en C. Antonio Camargo Zanoguera

El estudio de la gravitación es la ciencia física que se ocupa de la atracción mutua de los cuerpos. En la superficie de la tierra la atracción gravitacional se evidencia por la caída de los cuerpos. Los cuerpos caen por que tienen peso, el cual es la manifestación de la atracción entre la masa que forma la materia del cuerpo y la masa de la tierra.

Newton es el gran personaje de la gravitación; establece la ley de la gravitación de la mecánica clásica.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (L^3 M^{-1} T^{-2})$$

cuya constante universal G se ha determinado que tiene el valor de 6.67×10^{-8} cgs.

Los primeros estudios gravitacionales se orientan a la solución de los problemas de los movimientos de los cuerpos celestes y a la determinación de las masas de los mismos cuerpos, incluyendo a la tierra. De aquí la referencia popular hacia el laboratorio de Cavendish, de que estaban "pesando la tierra". La densidad media de la tierra es de 5.5 gr/cm^3 . Actualmente, con propósitos similares, para determinar con mejor aproximación la forma de la tierra, se utilizan los satélites artificiales. Estos, por estar más cerca de la tierra que los cuerpos celestes naturales, sufren perturbaciones en sus órbitas que son más sensibles a las fuerzas de atracción ejercidas por

la tierra.

Otros aspectos prácticos de la gravitación se relacionan con la atracción sobre objetos comunes. Por ejemplo, la fuerza de gravedad tiene que tomarse en cuenta para asegurar la precisión de los trabajos topográficos, para la navegación y para determinar la forma de la tierra; las atracciones anormales sobre la plomada (desviaciones de la vertical), causan errores en la determinación de distancias calculadas a partir de visuales a estrella. Las acumulaciones de minerales densos causan anomalías gravitacionales.

En la práctica, determinar el valor de g , la aceleración debida a la gravedad en la superficie de la tierra, es de mayor interés que determinar el valor de G , la constante gravitacional.

$$F = mg$$

La medición de los valores locales de g , denominada Gravimetría, ha alcanzado gran importancia para determinar la distribución de masas en el subsuelo y auxiliar en la búsqueda de minerales y petróleo. Permite delimitar cuencas sedimentarias y determinar la ubicación de estructuras geológicas del subsuelo.

El primer gravímetro patentado fue diseñado por William Siemens en 1876 con objeto de que los capitanes de barco "pudieran determinar la profundidad de agua sin usar sonda". No funcionó. Después se han desarrollado péndulos reversibles, balanzas de torsión y gravímetros estables e inestables de gran precisión,

para efectuar trabajos en las más diversas condiciones: en tierra, en aguas someras, sobre el mar, en el lecho marino y aún en el aire, desde aviones y helicópteros. Cada tipo de trabajo trae aparejada una técnica de operación y una variedad de correcciones, como la de Eötvös que se aplica a las mediciones efectuadas sobre vehículos en movimiento.

Entre los problemas que la gravimetría está ayudando a resolver, el de la determinación del geóide es quizá el de mayor envergadura, con el problema colateral de definir los parámetros del elipsoide, y la magnitud de las ondulaciones del geóide alrededor del elipsoide. Otros problemas de orden práctico como la convergencia de las superficies a nivel también son campo de esta materia.

En la prospección, la gravimetría ha tenido un gran desarrollo; se usa no sólo para la identificación y reconocimiento de cuencas sedimentarias, macizos y otros elementos, sino para buscar en ellos estructuras geológicas susceptibles de constituirse en trampas para hidrocarburos o acumulaciones de minerales. En esta aplicación, quizá el problema de más difícil solución se encuentra en el "Problema Inverso", con el que pretendemos llegar a conocer la causa a partir del efecto.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

PRINCIPIOS FUNDAMENTALES Y UNIDADES

Ing Osvaldo Sánchez Zamora

Junio, 1981

II. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES Y UNIDADES.

Por: Ing. Osvaldo Sánchez.

Es de conocimiento general que la gravedad es la fuerza que hace que las cosas se mantengan adheridas a la superficie de la tierra. Un poco menos conocido es el hecho de que la gravedad sea mayor en los polos de la tierra que en el ecuador. Finalmente, menos conocido, el que la gravedad varíe en pequeñas cantidades sobre toda la superficie de la tierra. En tales condiciones, -este curso pretende investigar, -entre otras cosas el campo gravitacional terrestre, qué es lo que causa dichas variaciones y cómo estas variaciones pueden ser usadas para estudiar la estructura de la corteza terrestre; así como la aplicación de estos conocimientos en la exploración petrolera.

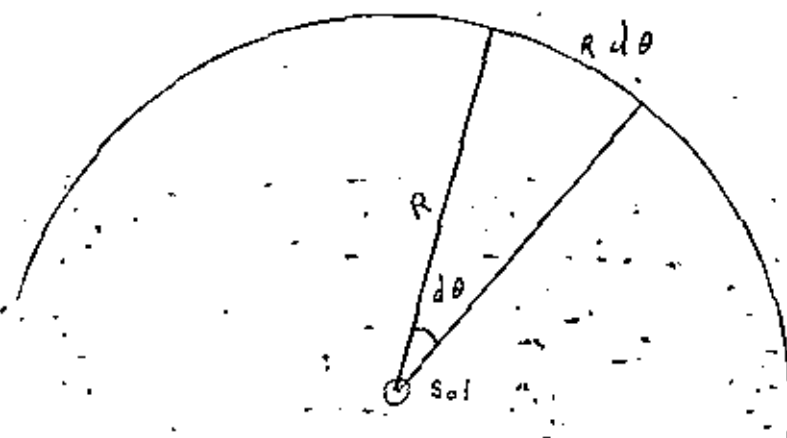
1. - LEY DE LA GRAVITACION UNIVERSAL. -

Newton formuló la ley de Gravitación Universal basado en las leyes empíricas de Kepler de movimiento de los planetas, mostrando que tales leyes eran evidencia de una fuerza entre cada planeta y el sol.

Asumiendo que las órbitas de los planetas fueran círculos en lugar de elipses, lo cual afortunadamente es una buena aproximación, tenemos que, para una partícula que se mueve en esa órbita.

El área cubierta por el radio en un tiempo dt , cuando ha recorrido un ángulo $d\theta$ es:

$$dA = \frac{1}{2} R^2 d\theta \quad \text{----- (2.1.1.)}$$



derivando con respecto al tiempo

$$\frac{dA}{dt} = \frac{1}{2} R^2 \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{2} R^2 \omega \quad \text{----- (2.1.2.)}$$

en donde ω es la velocidad angular. Si recordamos la 2a. ley de Kepler (El radio-vector del sol a un planeta, barre áreas iguales en tiempos iguales) o sea $\frac{dA}{dt} = \text{cte.}$; por lo tanto la velocidad angular ω es constante y la velocidad tangencial solo cambiará de dirección, luego entonces la aceleración tangencial es cero.

La aceleración radial estará dada por

$$a_R = -\omega^2 R \quad \text{----- (2.1.3.)}$$

o sea que la fuerza ejercida por el sol sobre un planeta está dirigida a lo largo del radio hacia el sol.

Ahora bien la velocidad angular es

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad \text{----- (2.1.4.)}$$

y recordando la 3a. ley de Kepler (El cuadrado del período de revolución es proporcional al cubo de la longitud del semieje mayor de la elipse de la órbita considerada). En este caso en que asumimos órbitas circulares.

$$T^2 \sim R^3 \quad \text{ó} \quad T^2 = C R^3$$

sustituyendo en (2.1.4.) y en (2.1.3.)

$$a_R = -\frac{4\pi^2}{C} \frac{1}{R^2} = -\frac{K}{R^2} \quad (2.1.5.)$$

de aquí vemos que la aceleración de un planeta hacia el sol es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa y el factor de proporcionalidad $K = \frac{4\pi^2}{C}$ es igual para todos los planetas, en otras palabras, depende únicamente del sol. Por lo tanto la fuerza con que el sol atrae a los planetas está dada por

$$F = m a_R = -m \frac{K}{R^2} \quad (2.1.6.)$$

Poniendo a la constante K proporcional a la masa M del sol

$$(F = - \gamma \cdot \frac{Mm}{R^2}) \quad \text{donde } \gamma \text{ es la constante de Gravitación Universal.}$$

Newton postuló esa ley como válida para todas las masas puntuales del Universo.

"Toda masa puntual en el universo atrae a toda otra partícula con una fuerza que varía directamente con el pro-

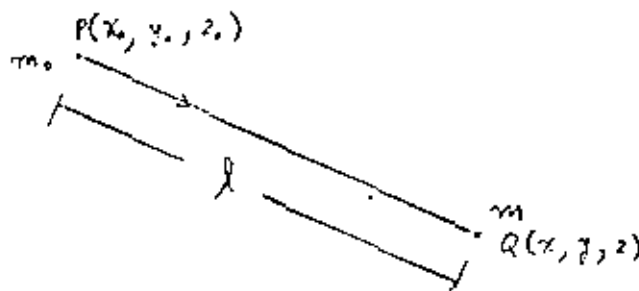
ducto de las dos masas e inversamente con el cuadrado de la distancia entre ellas."

$$F = \gamma \frac{m_0 \cdot m}{r^2} \quad \text{----- (2.1.7.)}$$

2.- FUERZA Y ACELERACION.

La aceleración gravitacional es la fuerza que actúa sobre una masa unitaria. Por lo tanto si m_0 es la masa unitaria en el punto $P(x_0, y_0, z_0)$ y m es una masa puntual en el punto $Q(x, y, z)$, la aceleración gravitacional en el punto P debido a m en el punto Q es:

$$a = \frac{F}{m_0} = \gamma \frac{m}{r^2} \quad \text{----- (2.2.1)}$$



por lo tanto la aceleración gravitacional es una fuerza por unidad de masa.

En el caso específico de la tierra dicha aceleración en la superficie se designa con la letra g

$$g = \gamma \frac{M}{R^2} \quad \text{----- (2.2.2.)}$$

en donde se considera que la tierra es una esfera uniforme de masa M , radio R , y en estado de reposo.

3.- LA CONSTANTE DE GRAVITACION.

El valor numérico de la constante γ no fue determinado en tiempos de Newton. Fue Cavendish en 1798 quien efectuó las primeras mediciones en el laboratorio utilizando el aparato que lleva su nombre.

Este bien conocido aparato hace uso de el hecho de que la atracción entre esferas es la misma que aquella entre partículas masa; y la medición de la fuerza es determinada por medio del par que actúa en la fibra suspendida. En estas condiciones el valor de la constante puede ser determinado utilizando los valores de las variables que intervienen en la ecuación (2.1.7.) o sea que

$$\gamma = \frac{F l^2}{m_0 \cdot m} \quad \text{----- (2.3.1.)}$$

El experimento de Cavendish ha sido repetido gran cantidad de veces con aparatos cada vez más perfeccionados, siendo el valor que más ampliamente se utiliza el obtenido por Heyl en 1930.

$$\gamma = 6.67 \times 10^{-8} \quad \text{unidades c.g.s.}$$

4.- ANALISIS DIMENSIONAL.

Utilizando como medidas fundamentales:

Longitud	- L
Tiempo	- T
Masa	- M

podemos situar en este marco de referencia a todas las entidades tales como:

$$\begin{aligned} \text{Densidad} & \quad \bar{M}/L^3 & = & \quad M L^{-3} \\ \text{Aceleración} & \quad L/T^2 & = & \quad L T^{-2} \\ \text{Fuerza} & \quad M(L/T^2) & = & \quad M L T^{-2} \\ \text{Const. Grav.} & \quad (M L T^{-2}) L^2/M^2 & = & \quad M^{-1} L^3 T^{-2} \end{aligned}$$

5.- UNIDADES DE ACELERACION USADAS EN GRAVIMETRIA.

El valor de la aceleración gravitacional g sobre la superficie de la tierra varía entre 978 y 983 cm./seg^2 . Esta unidad de aceleración es designada gal (en honor a Galileo).

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm./seg}^2.$$

pero las variaciones de la aceleración gravitacional desde el punto de vista económico son del orden de milésimos o menores que esa unidad, en tales circunstancias es necesario introducir unidades más pequeñas que se usan en gravimetría:

$$1 \text{ miligal} = 1 \text{ mg.} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm./seg}^2.$$

$$1 \text{ unidad gravimétrica} = 1 \text{ U.G.} = 0.1 \text{ mg.}$$

6.- ENERGIA POTENCIAL Y POTENCIAL GRAVITACIONAL.

La energía potencial V en el punto P se define como el negativo del trabajo hecho por el campo de fuerza, es decir, V es la capacidad para hacer trabajo en contra del campo de fuerza, esto es:

$$dW = Fr dr = - dV \quad - - - - - (2.6.1.)$$

$$Fr = - \frac{\partial V}{\partial r} \quad - - - - - (2.6.2.)$$

$$V = - \int_1^{r_2} Fr dr \quad - - - - - (2.6.3.)$$

si tenemos un campo de fuerza conservativo, entonces el trabajo es independiente de la trayectoria de la integral de r_1 a r_2 .

El potencial gravitacional es la energía potencial por unidad de masa, es decir, el potencial gravitacional es el negativo del trabajo por unidad de masa, hecho por una componente del campo gravitacional al mover una masa en la dirección de dicha componente. Aplicando esto a la ecuación (2.6.1.)

$$\frac{dW}{m_0} = \frac{Fr}{m_0} dr = - \frac{dV}{m_0}$$

$$g_r dr = - dU \quad - - - - - (2.6.4.)$$

para una masa puntual esto puede ser escrito como,

$$g = \gamma \frac{m}{l^2} = - \frac{\partial U}{\partial l} \quad - - - - - (2.6.5)$$

lo cual satisface

$$- \frac{\partial U}{\partial l} = - \frac{\partial}{\partial l} \left(\gamma \frac{m}{l} \right) \quad - - - - - (2.6.6.)$$

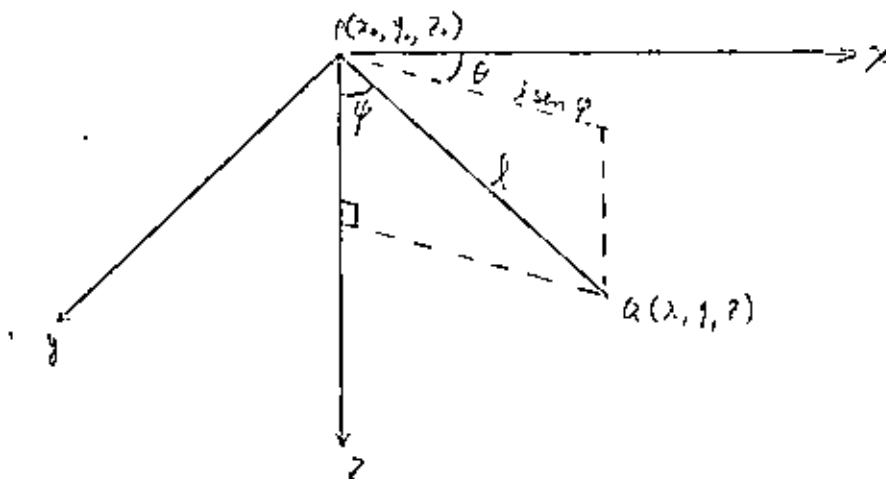
por consiguiente, el potencial gravitacional en P debido a la masa puntual m en Q es

$$U = \gamma \frac{m}{l} \quad - - - - - (2.6.7.)$$

Observe que el potencial gravitacional es una cantidad escalar mientras que la aceleración es una cantidad vectorial. Una propiedad importante del potencial gravitacional es que el negativo de la derivada direccional del potencial gravitacional en el punto P en cualquier dirección, da la componente de la aceleración gravitacional en esa dirección.

Por ejemplo, poniendo Z positivo hacia abajo y

$$l = [(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2]^{1/2}$$



$$-\left. \frac{\partial U}{\partial x} \right|_{x=x_0} = -\frac{\partial U}{\partial l} \frac{\partial l}{\partial x} \Big|_{x=x_0} = \gamma \frac{m}{l^2} \frac{x-x_0}{l} = g \cos \theta \sin \phi = g_x$$

$$-\left. \frac{\partial U}{\partial y} \right|_{y=y_0} = -\frac{\partial U}{\partial l} \frac{\partial l}{\partial y} \Big|_{y=y_0} = \gamma \frac{m}{l^2} \frac{y-y_0}{l} = g \sin \theta \sin \phi = g_y$$

$$-\left. \frac{\partial U}{\partial z} \right|_{z=z_0} = -\frac{\partial U}{\partial l} \frac{\partial l}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = \gamma \frac{m}{l^2} \frac{z-z_0}{l} = g \cos \phi = g_z$$

7.- PROPIEDADES DE LOS CAMPOS POTENCIALES.

De la ecuación (2.6.5.) vemos que

$$\vec{g} = - \text{grad } U \quad - - - - - (2.7.1.)$$

y de aquí se deducen varias relaciones importantes.

Primeramente

$$\text{rot } \vec{g} = 0$$

ya que contiene términos de la forma

$$\left[\frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} - \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial y} \right]$$

los cuales son cero, puesto que U es una función continua del espacio.

A continuación se expresan sin deducir dos ecuaciones fundamentales en la teoría del potencial:

a) Ecuación de Laplace

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0$$

aplicable cuando no existe masa en la región considerada, y

b) Ecuación de Poisson

$$\nabla^2 U = 4\pi \gamma \rho$$

aplicable en regiones donde si existe masa.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

**CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE, SUS VARIACIONES Y
SUS EFECTOS**

Ing Octavio Lázaro Mancilla

Junio, 1981

CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE; SUS VARIACIONES Y SUS EFECTOS.

Por: Ing. Octavio Lázaro Mancilla.

Figura de la tierra.

La expresión "figura de la Tierra" puede tener varias interpretaciones, de acuerdo con el sentido en que se use y el grado de precisión con que se trate de definirla. La superficie más aparente para nosotros, es la superficie topográfica real de la Tierra, con sus montañas, valles y otras formas terrestres continentales y oceánicas. Esta es la superficie sobre la cual se hacen realmente las mediciones del campo gravitacional, pero debido a las irregularidades que presenta su forma, esta no se presta para cálculos matemáticos.

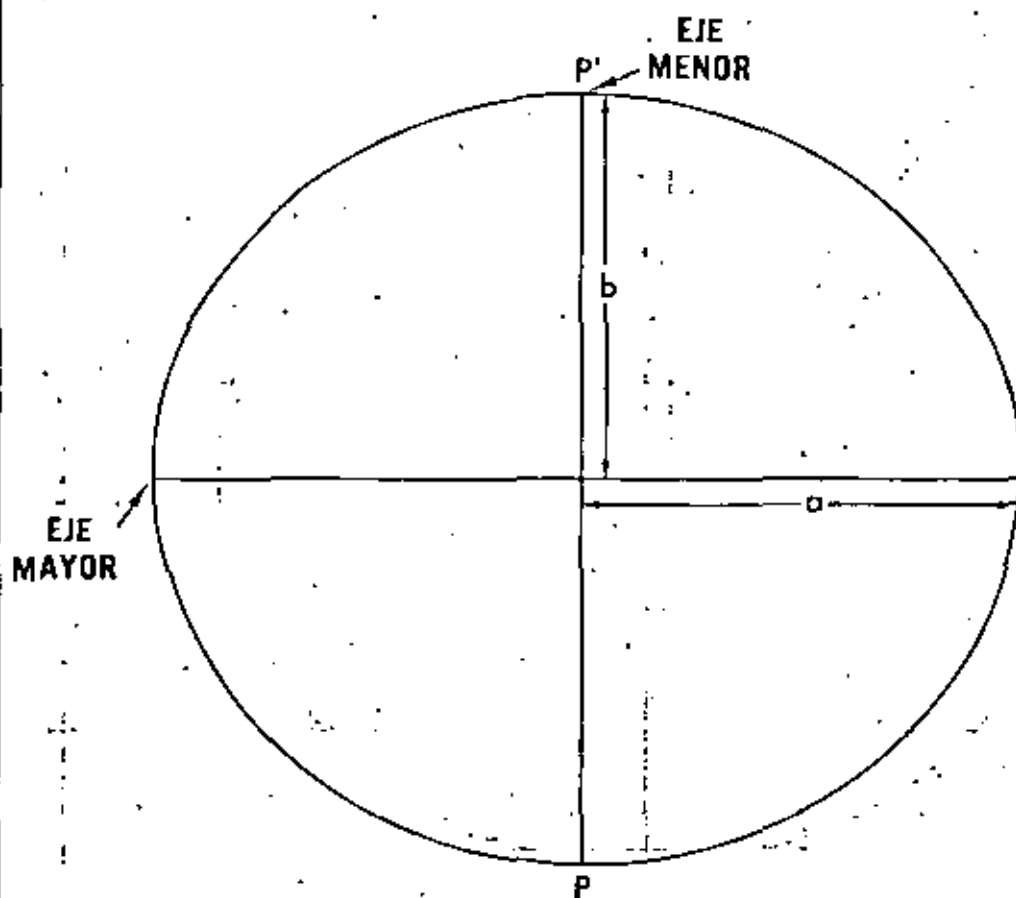
La superficie terrestre es de interés para el geógrafo, el topógrafo, así como para el geodesta y el prospector geofísico, en lo que respecta a la influencia que los accidentes del terreno tienen sobre la gravedad.

Con el objeto de simplificar el cálculo de las posiciones sobre la superficie de la Tierra, se ha adoptado una superficie matemática que se parece a la que en realidad tiene la Tierra. Podría escogerse una esfera aunque esa aproximación es muy burda. La Tierra no es exactamente una esfera; porque esta ligeramente achatada en sus polos y se abulta en el Ecuador. La forma de la tierra se representa matemáticamente con más precisión por un elipsoide de revolución.

Este elipsoide es el tipo de figura que obtendríamos si hiciéramos girar un disco ovalado alrededor de su diámetro menor. El tamaño de la elipse se designa generalmente por el radio del Ecuador. Este radio se llama semieje mayor y se designa con la letra a en la figura A. La forma del elipsoide está dada por el achatamiento f . El achatamiento indica en que medida el elipsoide se acerca a la esfera; siendo la diferencia real con respecto a la esfera muy pequeña (Figura B).

En la figura C se muestran algunos de los elipsoides en uso.

ELEMENTOS DE UNA ELIPSE



a = UNA MITAD DEL EJE MAYOR = SEMIEJE MAYOR

b = UNA MITAD DEL EJE MENOR = SEMIEJE MENOR

f = ACHATAMIENTO = $\frac{a - b}{a}$

PP' = EJE DE REVOLUCION DEL ELIPSOIDE TERRESTRE

FIGURA A .

EL ACHATAMIENTO DE LA TIERRA ES
APROXIMADAMENTE 1/300

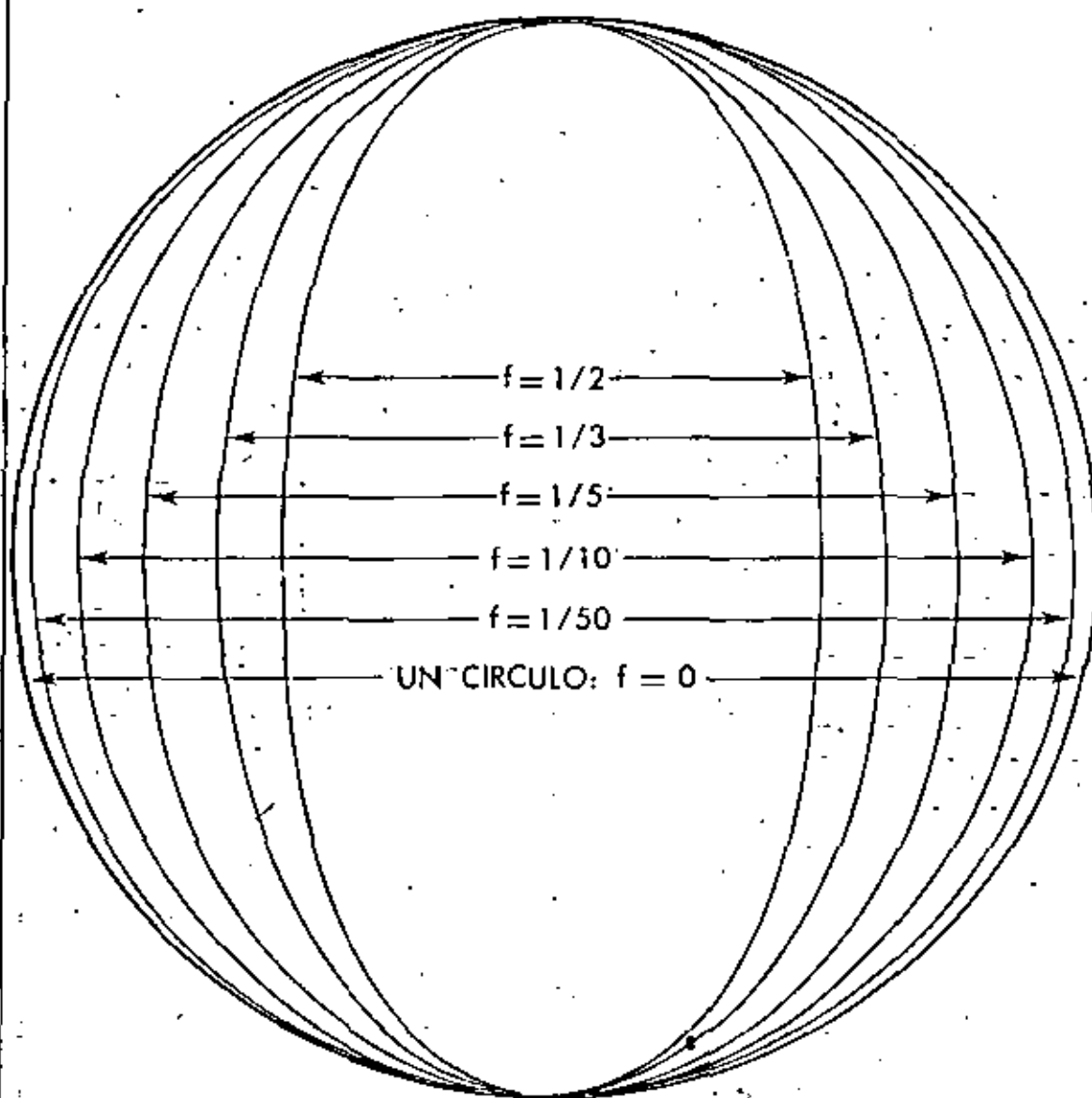


FIGURA B

ALGUNOS EJEMPLOS DE ELIPSOIDES DE REFERENCIA

Nombre	Radio Ecuatorial	Achatamiento	En Donde Se Usan
Hough (1956)	6,378,270	1/297	Nueva Solución del A.M.S.
Krassowsky (1940)	6,378,245	1/298	Rusia
Internacional (1924)	6,378,388	1/297	Europa
Clarke (1866)	6,378,206	1/295	Norte América
Clarke (1880)	6,378,249	1/293	Francia
Everest (1830)	6,377,276	1/300	India
Bessel (1841)	6,377,397	1/299	Japón
Helmert (1907)	6,378,200	1/298	Egipto

Denom	Elipsoid	Equatorial radius	Flattening	Comments
North American "Meades Ranch"	Clarke 1888	6,378,206m	295	Used throughout Western Hemisphere
European "Pelmer Tower, Potsdam"	International 1910	6,378,388m	297	Used in most of Eurasia and Africa
Russian "Pulkovo"	Bessel 1841	6,377,397m	299.2	
	Krassowski 1938	6,378,245m	298.3	
Tokyo	Bessel 1841	6,377,397m	299.2	
Indian "Kolimpur"	Everest 1830	6,377,276m	300.8	
	International 1910	6,378,388m	297	
			293.5	
	Clarke 1880	6,378,249m	193.5	Used in Africa
	Helsinki 1928	6,378,397m	297.0	
	Hough (US Army) 1956	6,378,260m	297.0	
	APL (Applied Physics Lab)	6,378,144m	298.23	Navigation satellite

FIGURA C

El hecho significativo acerca del elipsoide, es que esta superficie de referencia es considerada la más conveniente, bajo el punto de vista matemático, para representar la figura de la Tierra.

Los puntos sobre el elipsoide pueden definirse por la longitud y latitud geodésicas. Estas coordenadas son las mismas que aparecen en las cartas y los mapas (Figura D). Las mediciones sobre la superficie de la tierra no se efectúan sobre un elipsoide matemático, sino que están referidas a una tercera superficie llamada Geoide.

La superficie conocida como geoide es aquella superficie hacia la cual tienden a conformarse las aguas de los océanos ya que tienen la libertad de ajustarse a las fuerzas que actúan sobre ellas. Bajo los continentes, es la superficie a la cual las aguas de los océanos tenderían a adaptar sus formas si pudieran fluir dentro de muy angostos canales. Las fuerzas que actúan sobre los océanos incluirían la atracción real de la masa de la tierra, la fuerza centrífuga debida a la rotación de la misma y otras atracciones debidas a diferencias de densidad en la corteza terrestre. En pocas palabras, el geoide es la forma real de una superficie en la que el potencial de la gravedad en cada uno de sus puntos es constante.

Hay dos características muy importantes del Geoide, que deberíamos distinguir. Primero, como acabamos de decir, el Potencial gravimétrico es el mismo en todos los puntos del geoide. Segundo, la dirección de la gravedad es perpendicular al geoide. Este segundo hecho es importante porque define la dirección de la plomada. Así pues, toda vez que se utilice un instrumento con nivel de burbuja (e.g. tal como el tripie, o el gravímetro), éste quedará tangente a la superficie paralela al geoide en el punto en donde se halle ubicado el instrumento.

Como el elipsoide es una superficie regular y el geoide irregular es claro que no coincidirán (Figura E). Las dos superficies pueden intersectarse, en cuyo caso se formará un ángulo entre las dos. Este ángulo es el mismo que forman las normales a cada una de ellas y se conoce como desviación de la vertical:

Las desviaciones de la vertical dan lugar a que exista una separación entre el geoide y el elipsoide que reciben el nombre de ondulaciones del geoide, separaciones del geoide, o alturas del geoide.

FIGURA-DE-LA-TIERRA

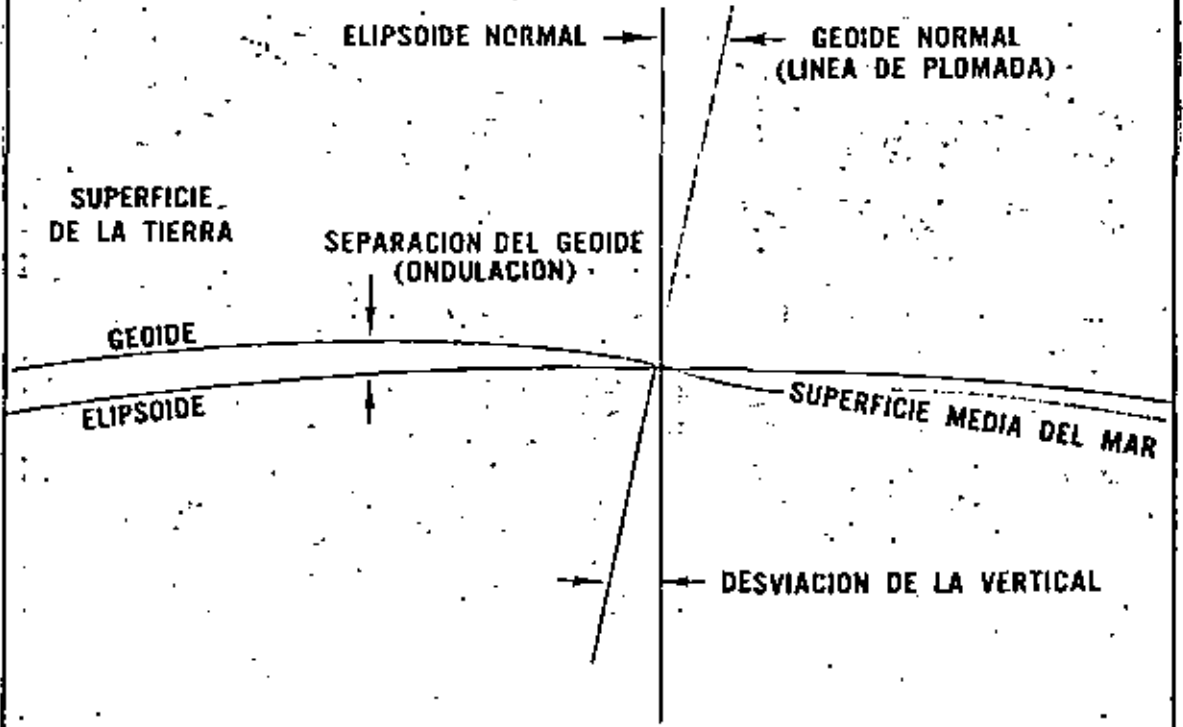


FIGURA E

Estas se representan de manera análoga a las curvas de nivel usadas en los planos topográficos. El valor de las alturas del geoid muestra el grado o medida en que el elipsoide coincide con el geoid y esto ayuda, por lo tanto a determinar el elipsoide que mejor se adapta a la forma de la Tierra. En resumen, lo que queremos decir por Figura de la tierra, depende del tipo de superficie que estemos tratando de describir, ya que como hemos visto hay tres:

- 1.-La superficie que corresponde al relieve topográfico con montañas, valles y fondo de océanos.
- 2.-La superficie matemática, que corresponde a un elipsoide de revolución, y adoptada como la más conveniente para cálculos matemáticos.
- 3.-La superficie potencial o Geoid, la la cual están referidas las medidas de gravedad hechas sobre la superficie terrestre.

La determinación de la aceleración de la gravedad en la superficie terrestre ha sido de gran utilidad para determinar su forma. Si la tierra tuviera una superficie regular sin montañas y océanos y no tuviera variaciones en la densidad de las rocas o en la corteza terrestre, podría calcularse la gravedad para cualquier punto sobre el elipsoide. Este valor teórico de la gravedad representa la fuerza combinada de la atracción de la Tierra debida a la gravedad y de la fuerza centrífuga debida a la rotación de la tierra (Figura F). El valor teórico de la gravedad en un punto sobre la superficie del elipsoide depende de tanto del tamaño como de la forma del elipsoide, así como del valor observado de la gravedad en el Ecuador. El valor de la gravedad varía con la latitud del punto de observación. La Tierra no es un elipsoide perfecto y como existen variaciones en las densidades de los materiales de la corteza y en el subsuelo, la gravedad observada, en la superficie de medición variará de un punto a otro. La diferencia entre la gravedad observada en un punto y el valor teórico de la gravedad en el mismo punto se llamará anomalía. Para poder usar las anomalías, la gravedad observada deberá reducirse a un sistema común de referencia compatible con la gravedad teórica (Nota: A este respecto se han suscitado discusiones, en donde se menciona que la diferencia entre los valores de gravedad debe de tomarse en el punto de medición y no, en el nivel de

FACTORES QUE AFECTAN LA GRAVEDAD TEORICA Y LA OBSERVADA

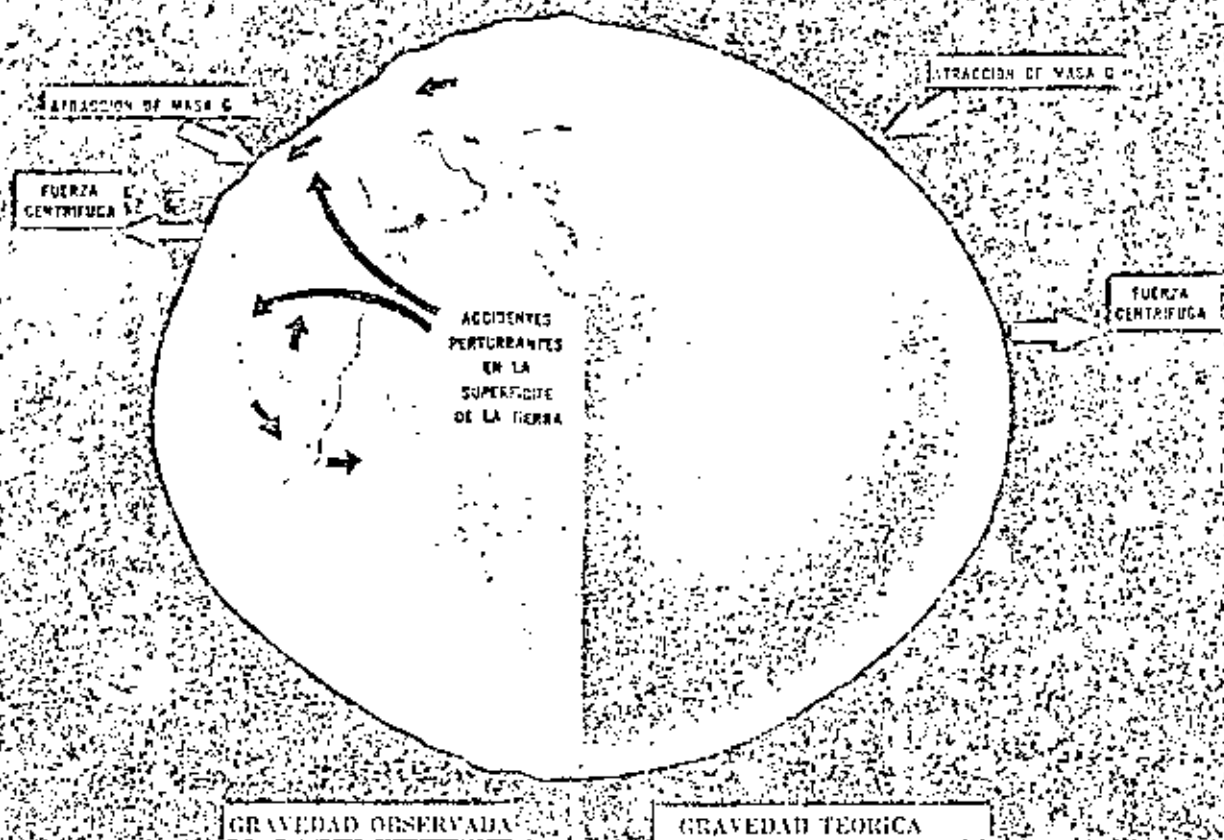


FIGURA F

referencia o geode; ver parte del final del tema titulado REDUCCION DE DATOS OBSERVADOS Y ANOMALIAS, en donde se presenta un apéndice titulado "Teoría de la Anomalia de Bouguer".) ver figura G. Estas reducciones tomarán en cuenta la elevación sobre el nivel de mar, el terreno circundante y la estructura supuesta de la corteza terrestre.

La figura H muestra como el exceso de masa de las montañas y la deficiencia de masa en los océanos, causa las desviaciones de la vertical y las ondulaciones del geode. En el punto A la montaña atrae la línea de plomada con respecto a la normal al elipsoide. En forma parecida, la deficiencia del océano, "empuja" la línea de plomada. Estas son las causas de las desviaciones de la vertical. La figura I indica que la semejanza entre la desviación de la vertical y los valores de la ondulación son el resultado de la perturbación producida por las densidades de las masas situadas debajo de la superficie terrestre. Una excesiva masa "atrae", y una masa deficiente "empuja" la línea de la plomada. Las mismas anomalías de masa causan las anomalías de gravedad. En el área de masa excedente, la gravedad observada es mayor que el valor teórico y las anomalías son positivas; en el área de masa deficiente, la gravedad observada es menor que el valor teórico y se dice que la anomalías es negativa.

Variaciones de la gravedad con la Latitud

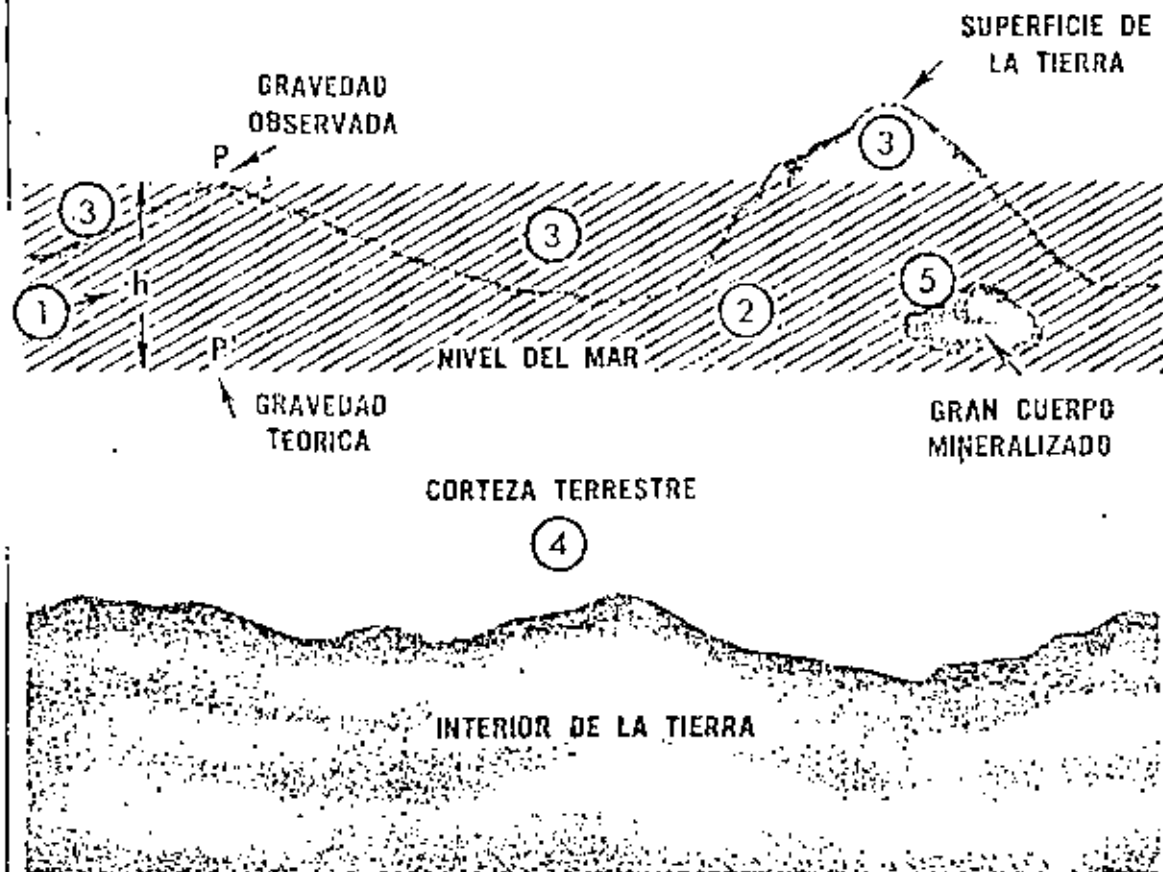
Como se ha visto, la tierra no es una esfera perfecta. Podría considerarse como una masa fluidica quasi elíptica sujeta a fuerzas gravitacionales que tienden a hacerla esférica y fuerzas centrífugas de rotación que tienden a achatarlo. Esto da como resultado que el radio ecuatorial sea mayor en 21 Km que el radio polar. Debido a este achatamiento, la aceleración de la gravedad es 5.17 gales mayor en los polos que en el Ecuador, a esto se le añade el efecto debido a la fuerza centrífuga, la cual es menor en la medida que nos acercamos a los polos. Esto es tratado ampliamente por medio del Teorema de Clairaut, en donde considera el achatamiento f como:

$$f = 5 C/2 - b$$

en donde f es el achatamiento terrestre expresado en terminos del radio ecuatorial a y del radio polar b como:

$$f = (a-b)/a \quad ; C \text{ es la relación de la aceleración}$$

FACTORES POR CONSIDERAR CUANDO SE USE LA GRAVEDAD OBSERVADA



- 1 ELEVACION DEL PUNTO DE OBSERVACION
- 2 MASA ENTRE EL PUNTO DE OBSERVACION Y EL NIVEL DEL MAR
- 3 EFECTOS DEL TERRENO
- 4 ESTRUCTURA SUPUESTA DE LA CORTEZA TERRESTRE
- 5 ACCIDENTES GEOLOGICOS CONOCIDOS

FIGURA G

EL EFECTO DEL TERRENO SOBRE EL GEOIDE

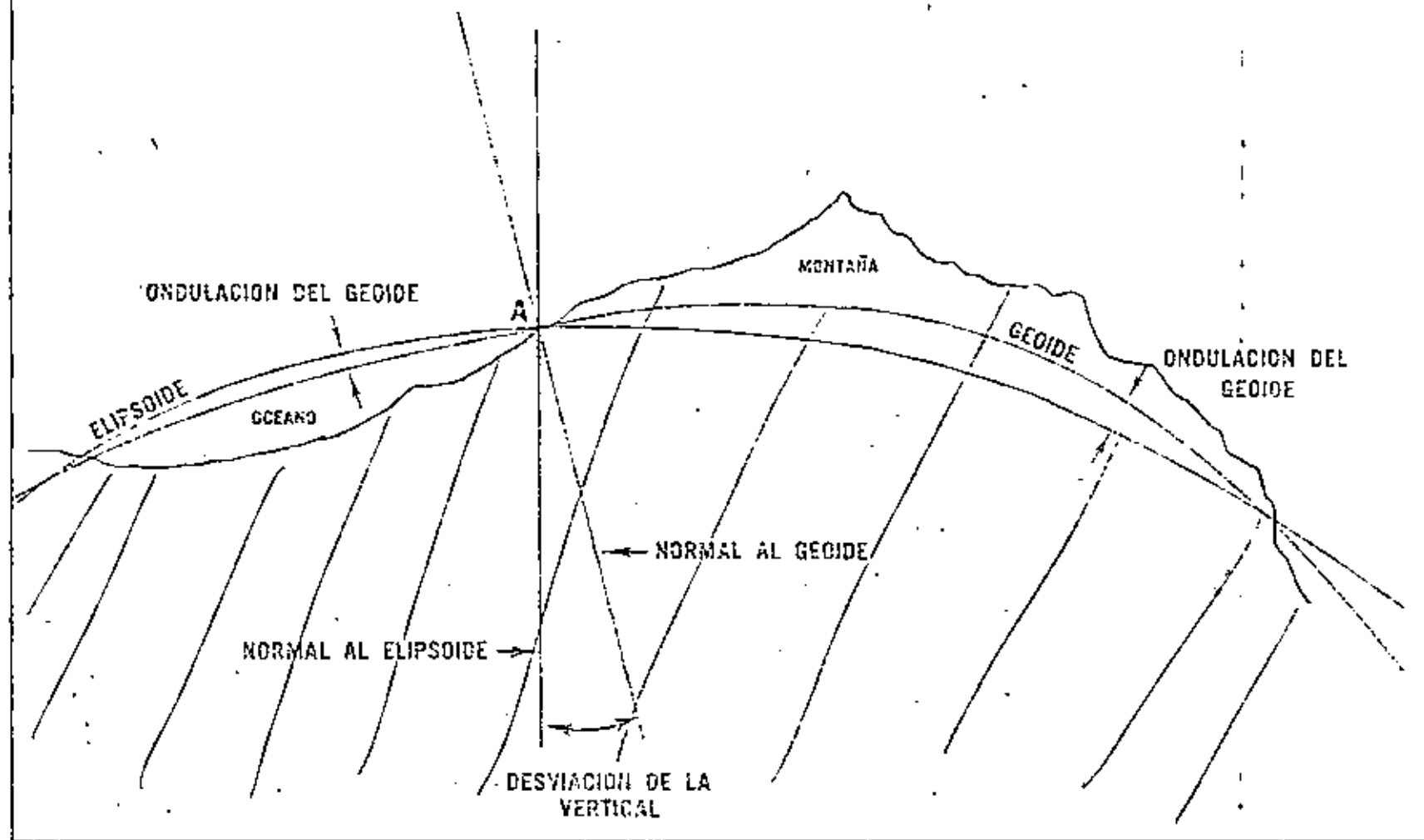


FIGURA H

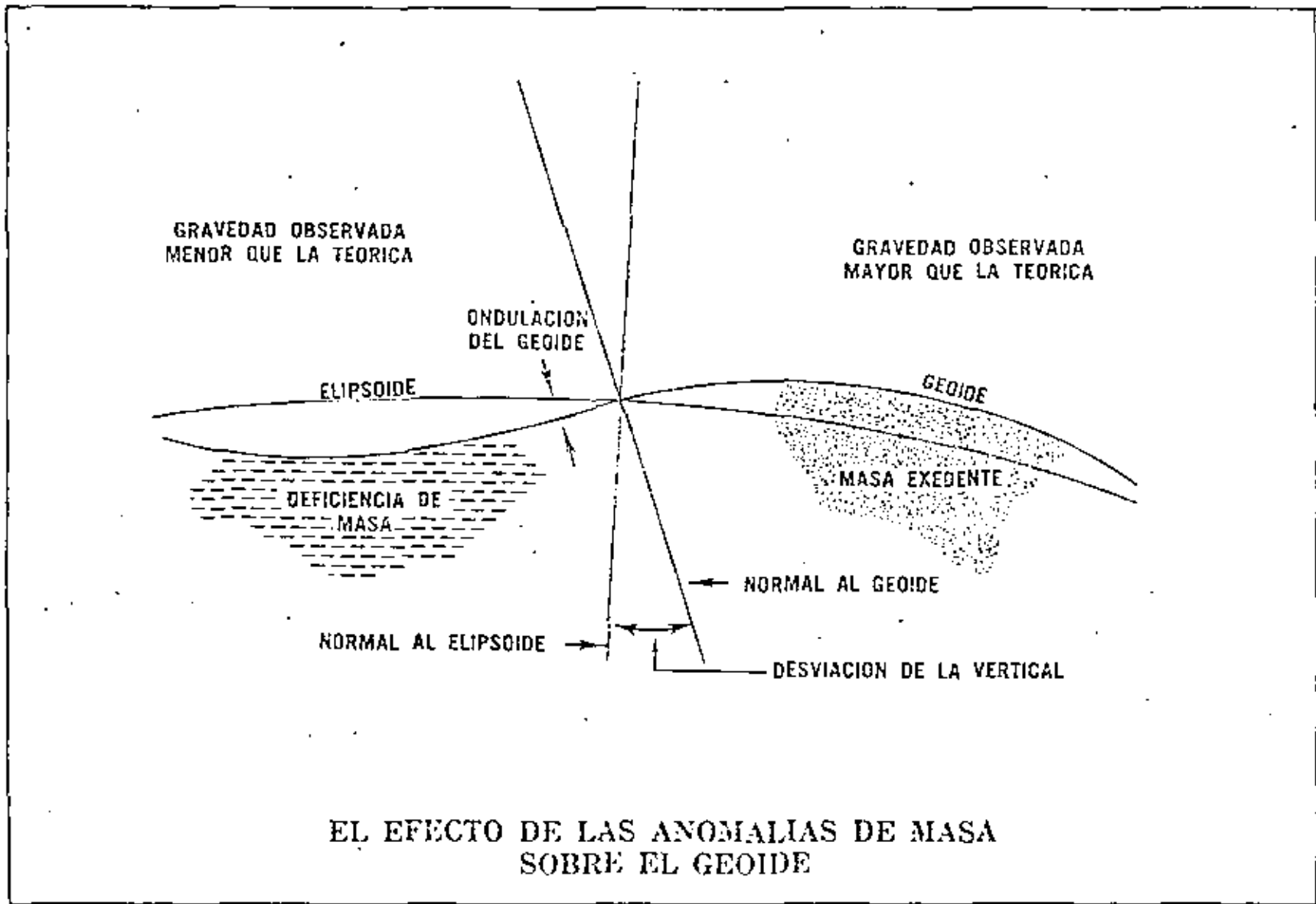


FIGURA I

;centrífuga a la aceleración gravitacional g_e en el Ecuador; esto es

$$C = a\omega^2/g_e \quad ; \text{ donde } \omega \text{ es la velocidad}$$

angular de la rotación de la tierra; B es el coeficiente en la ecuación

$g_\phi = g_e(1 + B\text{sen}^2\phi)$; en donde g_ϕ es la gravedad a la latitud ϕ . B también puede expresarse en terminos de la gravedad en el ecuador y los polos como:

$$B = (g_p - g_e)/g_e \quad ; \text{ Los valores de } g_e \text{ y } B \text{ se}$$

determinan de un ajuste a las observaciones de gravedad en puntos distribuidos en la Tierra. De estos valores determinados, el valor del radio ecuatorial y el achatamiento han servido para definir los elipsoides que intentan aproximarse más a la forma de la tierra.

FORMULAS DE GRAVEDAD

La búsqueda de los elipsoides que más se aproximen a la forma de la tierra así como sus fórmulas correspondientes ha dado como resultado que la precisión de la información haya aumentado.

A continuación se transcriben las que más se han usado con fines de reducción de la información en los levantamientos gravimétricos:

a). Fórmula de Helmert.- Data de 1901-1909 y esta basada en 1600 mediciones relativas de la gravedad, distribuidas en nueve zonas latitudinales, cada una de las cuales estaba dividida en trapecios. Esta formulase uso bastante en antiguos trabajos gravimétricos con fin de correcciones. Su expresión es:

$$g_\phi = 978.030(1 + 0.005302\text{sen}^2\phi - 0.000007\text{sen}^2 2\phi)$$

Esto toma en cuenta $a=6,378,200\text{m}$, $b=6,356,818\text{m}$ y $f=1/298.2$. Así mismo hacia 1915 basandose en 410 estaciones escogidas dedujo una fórmula para una tierra triaxial.

b).-Formula del Servicio Geodésico de los Estados Unidos.-Data de 1917 y fue usada en levantamientos geodésicos y aplicada a la reducción de levantamientos gravimétricos, esta basada en el ajuste de alrededor de

de 350 valores de gravedad en todo el mundo; el valor correspondiente para f es 1/297.4.

c). Fórmula Internacional de 1930.-Esta fórmula fue adoptada por la Asamblea General de 1930 de la Asociación Internacional de Geodesia, y se sigue usando hasta la fecha para la reducción de las medidas de gravedad, esta es:

$$g_0 = 978.049(1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi)$$

que corresponde a: a=6,278,388, b=6,356,909 y f=1/297. Con esta expresión se pueden encontrar valores de hasta 10⁻⁴ gal por cada minuto de latitud al nivel del mar. Mediciones recientes indican que el primer término debe de ser diferente, lo cual ha dado lugar a que el problema de determinación del elipsoide adecuado sea considerado abierto y este siendo atacado continuamente y a la fecha con la ayuda de las mediciones hechas en satélites.

d.-Otras fórmulas.-Se han desarrollado varias fórmulas, en las cuales se consideran tierras biaxiales o triaxiales, siendo en estas últimas introducida la longitud del lugar como la de Heiskanen:

$$g_0 = 978.0468(1 + 0.0052978 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi + 0.00023 \text{cos}^2 \phi \text{cos} 2(\lambda + \lambda_0))$$

Por otro lado se ha comprobado que existe una variación a lo largo del ecuador de unas decenas de miligales, las cuales resulta difícil separar de aquellas causadas por las variaciones laterales de la densidad, dando lugar a la complejidad exagerada en las reducciones. En la actualidad se sigue trabajando en la elaboración de redes de bases de gravedad con la finalidad de encontrar la expresión más adecuada.

Variación de la gravedad con la elevación.

Debido a que un punto en una elevación más alta está más lejos del centro de la tierra y por lo tanto tienen una aceleración gravitacional menor que otra a una elevación menor.

La razón de esta variación normal, o gradiente vertical, puede ser calculado exactamente de la fórmula función del radio de la tierra.

Esto puede ser mostrado aproximadamente como sigue:

La gravedad en un punto sobre la superficie de una tierra esférica es: -

$$g = \frac{GM}{R^2}$$

donde M es la masa total de la tierra y R su radio. El gradiente vertical es:

$$\frac{dg}{dz} = \frac{dr}{dk} = \frac{-2GM}{R^3} = \frac{-2g}{R}$$

Si tomamos el radio medio de la tierra $R = 6.367 \times 10^8$ cm y para el valor teórico de la gravedad al nivel del mar y a una latitud de 45° , $g = 980.629$ gals, entonces

$$\begin{aligned} \frac{dg}{dz} &= - \frac{2 \times 980.629}{6.367 \times 10^8} = - 0.3086 \times 10^{-5} \text{ gal/cm} \\ &= - 0.3086 \text{ mgl/m} = -0.09406 \text{ mgal/ft} \end{aligned}$$

Hay un pequeño término de segundo orden que es despreciable solo a elevaciones altas. De acuerdo a Heiskanen y a Vening Meinesz (1958, p149), este término asciende a sólo: 0.07 mgls para una elevación de 1000 m, 0.3 mgl para 2000 m, y 1.7 mgls para 5000 m, o aproximadamente $0.07 h^2$ donde h está en Km.

Esto está casi siempre despreciado, y la corrección de aire libre es calculada como 0.3086 mgl/m o 0.9406 mgl/ft.

Si una corrección propia para este efecto de elevación no fuera hecha, un

mapa de gravedad estaría fuertemente afectado por diferencias en elevación - entre puntos diferentes de medición.

Por lo tanto, una corrección para la elevación (incluyendo la corrección de Bouguer siempre hecha antes de mapear las mediciones de gravedad hechas para la prospección gravitacional.

La corrección simple para la elevación, usando la constante dada arriba se llama corrección de aire libre, ya que es calculada como si el punto e - levado de medición fuera libremente suspendido en el aire sin, cualquier - relación (o consideración) para los efectos de la atracción de la masa de - materia entre la elevación del punto de medida y la elevación de referencia.

Un mapa de aire libre, es hecho de los datos con correcciones de lati - tud y de aire libre.

ATRACCION DEL MATERIAL CERCAÑO A LA SUPERFICIE . (EFECTO BOUGUER).

Supóngase que dos estaciones de gravedad están a diferentes elevaciones - tales como los puntos A y B. Y deseamos calcular cual sería la diferencia de gravedad si ellas estuvieran al mismo nivel (digamos el nivel de A).

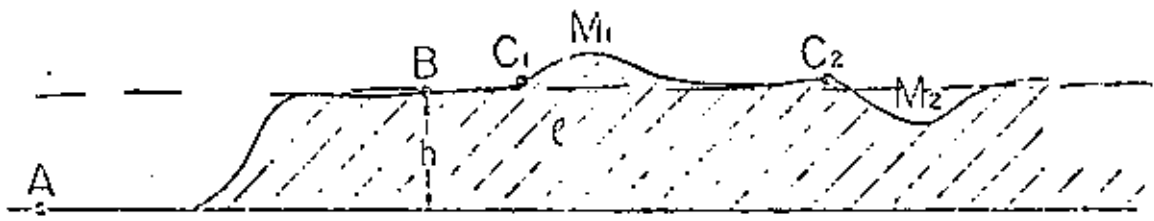
Si simplemente corregimos la estación B a la elevación de A por la co - rrección de aire libre arriba discutida, no habremos tomado en cuenta la a - tracción en B de la masa de material bajo B, la cual no estaría presente si - b estuviera al mismo nivel de A. La corrección para la atracción de este ma - terial se le llama comunmente corrección de Bouguer, (matemático y geodesta - francés, hizo mediciones pendulares en las altas montañas de Perú en 1735 a - 1743) . Si la topografía es bastante plana, la atracción del material debajo de la estación en B está dada por la expresión para una losa infinita de espe - sor h y densidad ρ . La atracción de esta losa es $g=2\pi G\rho h$, la cual tomando $G=6.6732 \times 10^{-8}$ nos da

$$g = \begin{matrix} 0.04193 \text{ h mgls/m} & \delta \\ 0.01278 \text{ h mgls/ft} & \end{matrix}$$

El efecto Bouguer bajo la estación B tiende a incrementar la gravedad y por lo tanto se opone al efecto de aire libre. Por lo cual las correcciones de Bouguer y aire libre son de signo opuesto. Dado que ambas incluyen la altura, se combinan y determinan la existencia de un factor que depende de la densidad de las rocas debajo de la estación.

El Efecto Topográfico.

Cuando la topografía es irregular, la corrección por la atracción del material se vuelve más complicada, ya que deben tomarse en cuenta los efectos causados por los excesos y deficiencias de masa respecto al nivel de B, tales como M_1 y M_2 tal como la figura siguiente.



En un punto tal como C_1 , la irregularidad topográfica M_1 ejercerá una atracción cuya componente vertical estará dirigida hacia arriba, reduciendo por lo tanto la gravedad en C_1 . Del mismo modo, cerca de C_2 se encuentra el valle M_2 , que puede considerarse como una masa negativa, la que también da lugar a una reducción en la gravedad medida en C_2 . Por lo tanto, el efecto de las irregularidades topográficas es siempre de reducción de la gravedad, lo que da lugar a la corrección por este efecto sea siempre aditiva.

✓ El efecto topográfico se calcula dividiendo el área situada alrededor de la estación en compartimientos limitados por círculos concéntricos y radios trazados a intervalos angulares apropiados. En cada compartimiento se determina la elevación media Z, sin tomarse en cuenta el signo, es decir, se da el mismo tratamiento a una colina que a un valle, considerando a ambos con diferencias de elevación positivas respecto al nivel de referencia. Así, se tiene:

$$\text{Efecto topográfico} = \frac{\lambda}{2} \left((r_2 - r_1 + (r_1^2 + z_1^2)^{1/2}) - (r_2^2 + z_2^2)^{1/2} \right)$$

en donde r_1 y r_2 son los radios de los círculos interno y externo respectivamente, que limitan el compartimiento.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

**CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD Y MOVIMIENTOS
VERTICALES DE LA CORTEZA.**

Ing Octavio Lázaro Mancilla

Junio, 1981

CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD Y MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA.

1. INTRODUCCION
2. Determinación de Movimientos Verticales de la Corteza.
 - 2.1 Nivel medio del mar.
 - 2.2 Diferencias de elevación
 - 2.3 Inclinación
 - 2.4 Variaciones de la gravedad.
 - 2.4.1 Instrumental gravimétrico
 - 2.4.2 Diseño de las redes
 - 2.4.3 Corrección a los datos gravimétricos.
 - 2.4.3.1. Correcciones por Mareas
 - 2.4.3.2 Correcciones por Carga Oceánica
 - 2.4.3.3 Cambios Atmosféricos
 - 2.4.3.4 Movimiento de agua subterránea
3. Interpretación de las variaciones gravimétricas.
4. Variaciones del Geoide
5. Técnicas para representar movimientos verticales de la corteza.

CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD Y MOVIMIENTOS
VERTICALES DE LA CORTEZA.

Por: Ing. Galo Carrera H.

1. INTRODUCCION.

Los movimientos verticales de la corteza (MVC) son uno de los cambios dinámicos de la tierra. Su evaluación es esencial para la definición de sistemas de referencia geodésicos (Castle y Vanicek, 1980; Holdahl, 1980) y constituyen un elemento importante en la teoría geofísica inversa (Castle, Church y Elliott, 1976; Thatcher, 1979).

En el primer acercamiento, como los parámetros físicos definen la geometría de su espacio, (Vanicek, 1976), cualquier cambio en estos parámetros resultará en un cambio de su geometría, el cual puede evaluarse a través de variaciones en las alturas (variaciones de las distancias entre las superficies equipotenciales, (Vanicek, Castle y Balazs, 1980).

Si por otra parte los MVC se consideran como fuentes de datos las cuales pueden proveer de información con respecto de los cambios en los parámetros físicos, el proceso adquiere una naturaleza inversa. Una interpretación de tales cambios es dependiente de un modelo (Whitcomb, 1976); Holdahl, 1976; Thatcher y Rundle, 1979) y el éxito de la solución depende fundamentalmente en la unicidad del modelo que satisface mejor las observaciones y presenta las magnitudes "mas razonables" de los procesos internos. En rigor un procedimiento formal (Parker, 1977) debería analizar en detalle la existencia, unicidad y construcción de la solución.

Los MVC pueden ser:

- i) Continuos en espacio y en el tiempo, e. g. Rebote post-glaciar (Walcott, 1972).
- ii) Continuos en espacio y discontinuas en el tiempo, e. g. Movimientos pre-sísmicos (Castle, Church, Elliott y Morrison, 1975).
- iii) Discontinuos en espacio y continuas en tiempo, e.g. movimientos post-sísmicos, i.e. desplazamientos - asísmicos (Thatcher, 1979).
- iv) Discontinuos en espacio y tiempo e.g. movimientos Co - sísmicos. (Castle, Alt, Savage y Balazs, 1974).

2. LA DETERMINACION DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA.

Se pueden considerar cuatro diferentes técnicas para evaluar MVC (Vavicek y Krakiwsky, en prensa):

- i) Cambios en el nivel medio del mar.
- ii) Diferencias en las elevaciones niveladas.
- iii) Inclinación, y
- iv) Variaciones en la gravedad.

Dado que todas se refieren a diferentes cantidades una solución que integre estos cuatro conjuntos de datos puede considerarse como un problema inverso. En este sentido se debe prestar una atención especial al orden de magnitud de cada cantidad y a la precisión con que se le puede determinar.

2.1 Nivel Medio del Mar.

Es posible determinar MVC mayores de 10 cm. con registros de cuatro meses diferenciando variaciones residuales de pares de puertos, una vez que ambas señales han sido filtradas adecuadamente (Vavicek, 1978). La tabla I incluye las magnitudes de los efectos modelados para reducir el ruido en los registros.

Si la corrección eustática fuera perfectamente conocida podrían obtenerse tendencias lineales con una precisión de 2 cm/siglo (Vanicek y Krakowsky, en prensa). Otras interpretaciones basadas en niveles medios del mar han mostrado la necesidad de determinaciones durante periodos mas cortos (Wyss, 1975).

2.2 Diferencias en las elevaciones niveladas.

Los datos procedentes de las nivelaciones pueden procesarse en dos maneras:

- i) Obteniendo perfiles de desplazamiento entre bancos de nivel (Tsuboi, 1933; Castle y otros, 1974).
- ii) Ajustando superficies analíticas para representar los cambios como secuencias bidimensionales no estacionarias (Vanicek; Elliott y Castle, 1979).

La ventaja del primer método es que se pueden representar longitudes de onda tan pequeños como lo determine el espaciamiento entre los bancos de nivel, con una precisión determinada por la nivelación. Su limitación es que no proporciona ninguna información fuera de la línea de nivelación.

Las ventajas del segundo método son las siguientes (Vanicek y otros, 1980):

- i) Permite el uso de segmentos renivelados desconectados entre sí.

- ii) Proporciona una objetiva caracterización de las variaciones de la velocidad vertical.
- iii) Describe las tendencias generales sobre muy grandes áreas.

Es obvio que la precisión de la descripción no sólo depende de la precisión de la nivelación sino del muestreo, i.e. el número de bancos de nivel a lo largo del área y de la potencia prescrita del polinomio de ajuste.

2.3 Inclinación.

Las determinaciones de inclinación pueden hacerse en un punto o como variaciones del nivel de un lago.

Se ha demostrado (Savage y otros, 1979), para inclinación en un punto, que los datos provenientes de inclinómetros y pequeñas redes de nivelación pueden relacionarse directamente:

Las componentes este y norte de la inclinación siendo

$$w_{ij} = \frac{1}{2} (\mu_{ij} - \mu_{ji}) \quad (1)$$

$$i = 1, 2 \quad j = 3$$

Como el esfuerzo sobre una superficie libre es nulo las deformaciones se anulan también, tal que

$$e_{ij} = \frac{1}{2} (\mu_{i,j} + \mu_{j,i}) \text{ pero}$$

$$e_{ij} = 0 \text{ entonces}$$

$$\frac{1}{2} u_{i,j} = - \frac{1}{2} u_{j,i} \quad (2)$$

sustituyendo (2) en (1)

$$w_i = - u_j, \quad i \quad (3)$$

Por analogía

$$w_{i,j} = u_{i,j} \quad (4)$$

Las ecuaciones (3) y (4) muestran que existen dos maneras independientes para medir la inclinación:

- i) Evaluando $u_{i,j}$ con un inclinómetro y
- ii) Evaluando $u_{j,i}$ a través de nivelaciones repetidas sobre pequeñas redes.

La componente de la inclinación en la dirección del azimut α está dada por

$$t_\alpha = w_{23} \cos \alpha + w_{13} \operatorname{sen} \alpha \quad (5)$$

donde w_{23} y w_{13} son las componentes de la inclinación las direcciones del meridiano y el primer vertical. La componente total siendo $T = (w_{23}^2 + w_{13}^2)^{1/2}$

Se han desarrollado técnicas de campo (Gaynon, Jobin, Sánchez y Van Chéstein, 1980) las cuales pretenden haber alcanzado precisiones del orden de $\pm 2/\mu\text{m}$ o ± 0.5 μrad en la determinación de diferencias de alturas o inclinación sobre pequeñas redes de nivelación. Sin embargo (Harrison, 1976); Harrison and Herbst, 1977) han dado ejemplos de espectros de rugosidad debido a la combinación de ciclos de lluvia y temperatura con inhomogeneidad de los materiales y topografías irregulares.

Para poder obtener efectivamente valores significativos de inclinación las aperturas de las redes de nivelación y las bases de los inclinómetros (de base larga) permanecen como el aspecto mas importante (Savage y otros, 1979; Davis y otras, 1979).

Al analizar los datos provenientes de inclinómetros (puntuales) se han encontrado respuestas muy irregulares. (Mortensen, 1978).

2.4 Variaciones en la Gravedad.

Diferentes fenómenos producen variaciones en el campo de gravedad, a saber:

- i) efectos luni-solares
- ii) carga oceánica
- iii) Cambios atmosféricos
- iv) Movimiento de agua subterránea
- v) Variaciones rotacionales, y
- vi) Actividad Tectónica

El último contiene la información para detectar MVC, tal que los otros se considerarán como ruido por corregir. En forma de antecedente se presenta un resumen del instrumental gravimétrico así como de diversas fuentes de error.

2.4.1 El Instrumental Gravimétrico

Mediciones Absolutas

El gravímetro absoluto de caída libre de Faller parece obtener desviaciones estándar de $7 \mu\text{gal}$ en 100 caídas en una sola estación (Faller y otros, 1980) y podrá ser utilizado en forma generalizada en la determinación de variaciones de la gravedad en un futuro cercano dependiendo de su portabilidad y el tiempo empleado en cada estación.

Mediciones Relativas

El gravímetro de uso más común en estudios geodésicos y geofísicos de precisión es el Lacoste y Romberg modelo G Fig. 1.

Las evaluaciones técnicas indican que es posible obtener desviaciones estándar de 10 a $15 \mu\text{gal}$ en un amarre (Brein y otros, 1977; Lambert y otros, 1979).

Una versión mejorada es el LCR modelo "D". Este modelo ha demostrado obtener desviaciones estándar que van de 5.0 a $12 \mu\text{gal}$ (McConnell y otros, 1975; Lambert y otros, 1979).

En la tabla 2 se muestran diferentes fuentes de errores, así como sus procedimientos de control.

2.4.2 Diseño de una red gravimétrica

Los siguientes procedimientos de control se han satisfecho en Finlandia (Kivimäki, 1974):

i) Todas las diferencias de gravedad son menores de un miligal, y es aún mejor si son del orden de 0.1 miligal.

ii) Todas las diferencias de elevación son menores de 100 m.

iii) Cada línea consiste de tres estaciones y cada estación consiste de tres sitios, asegurando de esta manera la permanencia de al menos alguna debido a construcciones de edificios o caminos.

iv) Las estaciones se encuentran sobre roca firme y estable, tienen también fácil acceso.

v) Cada estación esta marcada con un banco de nivel sobre una base plana, y

vi) Siempre es posible el acceso a las estaciones con automóvil o transporte aéreo.

Lambert y Beaumont (1977) se refieren a sus redes como completas y homogéneas. Completas porque han sido observadas las diferencias de gravedad entre todos los posibles pares de estaciones.

Homogéneas porque el número de diferencias de gravedad es

igual al número de posibles pares. De esta manera se asegura que los errores aleatorios tiendan a distribuirse uniformemente.

Las secuencias que han seguido en sus observaciones han sido:

- i) El método de pares (a, b, a, b) en el cual todas las observaciones que implican a cada par se completan antes de pasar a otro par.
- ii) El método secuencia 1 (a,b,c,d,...) en el cual se observan todas las estaciones antes de repetir alguna en la secuencia.

2.4.3 Correcciones

2.4.3.1. Corrección por mareas.

Existen varias tablas y formulas para corregir observaciones gravimétricas por mareas (Longman, 1959); Cartwright y Tayler, 1971; Cartwright y Edden, 1973; Ducarme y otros, 1978). Sus bases teóricas no son objeto del alcance de este curso. Sin embargo, debe mencionarse que al realizar estudios gravimétricos precisos es necesario determinar los parámetros regionales de las mareas: o sea, la amplitud y fase de los principales componentes (Jorge y Wenzel, 1976).

Un procedimiento alternativo es el de programar las observaciones de tal manera que la mayor parte de la corrección se anula, por lo que el efecto del factor

$$\delta = 1 + h - \frac{3}{2} K$$

se cancela (Kiviniemi, 1974).

Por otra parte, se han reportado cambios en el factor de mareas δ , i.e. la razón de las amplitudes de marea observada y la teórica, de 1.1 a 1.6 asociadas a deformaciones del terreno debido a actividades volcánicas (Hagiwara, 1977). Hechos como este hacen necesario en última instancia el establecimiento de una estación permanente de mareas terrestres para corregir las variaciones de la gravedad:

2.4.3.2. Corrección por carga oceánica

El efecto de la carga oceánica en la gravedad ya ha sido medido con el gravímetro superconductor (Warburton, Beaumont y Goodkind, 1975). Las amplitudes que se obtuvieron para M_2 y O_1 fueron:

Lugar	M_2	O_1
Piñon Flat	2.10	gal 1.60 gal
La Jolla	2.86	gal 3.63 gal

Como no es frecuente adquirir valores observados, lo que se hace es predecir los valores de gravedad (Goacl, 1980).

2.4.3.3 Cambios Atmosféricos.

La gravedad cambia por las variaciones de la presión barométrica, esto es, debido a la atracción gravitacional de

la masa de aire sobre las estaciones (Loodkind, 1979).

• Estas variaciones de presión son la causa principal de las variaciones aleatorias en el campo de gravedad (Warburton y Goodkind, 1977).

Se puede tomar un gradiente de 0.3 Mgal/mbar con un error menor del 15%.

•
2.4.3.4 Movimiento de agua subterránea.

Se han detectado variaciones en la gravedad las cuales alcanzan 12 μ gal debido a movimiento de agua subterránea. Para calcular este efecto es necesario construir un modelo hidrológico.

Por otra parte el movimiento de agua subterránea puede también implicar desplazamientos verticales los cuales pueden, a su vez, ocultar desplazamientos de origen tectónico (Hein, 1980).

2.4.3.5 Variaciones de la gravedad de origen rotacional

Se han predicho variaciones del orden de 0.2 μ gal debido a cambios de 10^{-8} en la razón de rotación de la tierra - (Lambeck, 1973). Además se esperan variaciones de 4 μ gal correspondientes al período del Chandler Woble.

Otras predicciones parecen arrojar valores demasiado grandes (Parusky, 1978).

3. INTERPRETACION DE LAS VARIACIONES DE LA GRAVEDAD.

Anteriores resúmenes sobre variaciones de la gravedad (Report of the geodetic works in Japon, 1975; Report on the gravimetry in Japon, 1978; Bonlanger, 1978) han sido superados por la gran cantidad de contribuciones recientes. La mayor parte de estas contribuciones han sido principalmente dedicadas a la interpretación de mecanismos focales en sismos, bajo la suposición de que el volumen en el que ocurren las principales cambios es tan pequeño que la tierra se puede considerar como un semi-espacio elástico.

El modelo de Whitcomb (1976) es disco delgado indeformable, sin condiciones de equilibrio con el medio que lo rodea. Un comentario hecho a este artículo (Holdahl, 1976) no incluyó ninguna crítica en relación a la ecuación en la que se establece una relación proporcional entre la "diferencia de altura geométrica" y la diferencia de la diferencia de las alturas ortométricas, dado que las correcciones a la diferencia de la diferencia de alturas pueden descartarse (Vanicsek y otros, 1980).

Los modelos de Rundle (1978), una falla normal y una esfera elástica, dan gradientes verticales de -0.19 mgal/m y -0.31 mgal/m respectivamente, fig. 2.

Se ha presentado un resumen de los diferentes gradientes verticales observados y modelados (Jachens, 1978). Fundamentalmente apoya la interpretación de Barnes (1966) del sismo de Alaska de 1964. Barnes encontró que si la superficie de la tierra es deformada en un proceso en el que no hay transferencia de masa, el gradiente vertical será de -0.309 mgal/m i.e. el gradiente de aire libre. Si por el contrario hay transferencia de masa el cambio en la gravedad estará relacionado con un gradiente cercano a -0.197 mgal/m, dependiendo del cambio en la densidad. Se ilustran con varios ejemplos ambos procesos en la fig. 3.

Los resultados de Rundle y Barnes concuerdan muy bien.

Jachens (1978) desarrolló las ideas de Barnes a una variedad más grande de eventos geológicos. Todos los gradientes verticales que se presentan son combinaciones de desplazamientos verticales y cambios en la densidad del medio, - Fig. 4. Estos resultados representan el consenso de las observaciones hechas hasta ahora.

Otro acercamiento en la interpretación de cambios en la gravedad ha sido el debido a deformaciones (Walsh, 1975; Reilly y Hunt, 1976; Walsh, 1976; Chen y otros, 1978; Walsh y Rice, 1979).

Desde el punto de vista de posicionamiento o de determinación de MVC el aspecto mas interesante en la interpreta--

ción gravimétrica es el estudio del gradiente vertical de gravedad asociado a los diferentes fenómenos, dado que si el gradiente vertical es conocido a todo lo largo de un área, redes gravimétricas pueden muy bien remplazar a redes de nivelación como un procedimiento para detectar MWC rápidamente de una manera mas barata.

4. VARIACIONES DEL GEOIDE

Tal vez el estudio de variaciones de la gravedad mas detallado y completo que se ha realizado en Islandia por el Profr. Torge de la Universidad de Hannover (Torge y Drewes, 1977; Torge y Kanngieser, 1980). Los datos publicados por estos autores serán útiles para ilustrar variaciones de la gravedad, elevación y anomalía de aire libre debido a actividad volcánica las diferencias de las diferencias de elevación y gravedad del perfil Hamagjall se muestran en la figura 5.

El banco de nivel 180 se ha elegido para elaborar un perfil temporal de gravedad, alturas y anomalía de aire libre fig. 6 y fig. 7.

Se ha demostrado que suponiendo un incremento de 0.1 mgal en la anomalía de aire libre en un casquete de $\psi = 1^\circ$, el geoide no experimenta cambios significativos (Vanícek y otros, 1980).

5. TÉCNICAS PARA REPRESENTAR MVC

Se han desarrollado diferentes técnicas de ajuste de superficies a MVC. En la Universidad de New Brunswick por ejemplo: (Vanicek y Christodulidis, 1974; Vanicek y otros, 1979). Un paso lógico para mejorar esta última técnica parece ser el incluir la inclinación como dato.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

LOS ERRORES EN LA OBSERVACION DE LA GRAVEDAD

Ing. Octavio Lázaro M.

JUNIO 1981

LOS ERRORES EN LA OBSERVACION DE LA GRAVEDAD.

Octavio Lázaro M.

La finalidad de la exploración gravimétrica es obtener el mapa de anomalías de Bouguer al unir los puntos del mismo valor de g con una curva. Pero surge la pregunta acerca de la fidelidad de esta curva, así como también la necesidad de apreciar los errores cometidos en las mediciones en cada estación por las que pasa la curva.

Intentaremos establecer una nomenclatura de los errores de apreciación del valor de g ; veremos que existen los siguientes:

- 1.- Los errores instrumentales o aleatorios.
- 2.- Los errores de corrección o sistemáticos.
- 3.- Los errores de interpolación debidos a la presentación de las medidas.
- 4.- Los errores en la obtención de anomalía de Bouguer que resultan de suposiciones falsas y que no son medibles.

I.- Los errores instrumentales aleatorios.

Existe un error de lectura, la coincidencia de señal con una división no es perfecta.

La nivelación precisa del aparato juega un papel importante; y asegurarla lo mejora. La temperatura exterior puede presentar cambios bruscos difíciles de compensar y el aislamiento térmico estar mal regulado.

Todas estas causas pueden influir sobre la precisión de la lectura.

La deriva, propia de cada gravímetro, introduce errores suplementarios, que se corrigen, pero que dejan un residuo.

El transporte, así como los choques aún muy débiles, provocan los saltos bruscos del gravímetro que tardan un cierto tiempo en volver a lo normal.

Es el mismo efecto de los temblores de tierra, sismos lejanos o de microsismos.

mos.

Estos errores metrológicos se infieren mejor en valor absoluto que aquellos que resultan de correcciones mal hechas. Esto es, son apreciables.

I.1 Recordatorio de algunas definiciones.

El error absoluto mide la diferencia entre el resultado y el valor exacto. -
Se expresa en unidades del valor medido

El error relativo es la relación del error absoluto al valor exacto. Es adimensional y da como resultado un número.

Las diferencias que presenta con la media, cada medida individual se llaman residuos y la precisión de las medidas será mejor si los residuos son pequeños.

Precisión y exactitud en las mediciones no son la misma cosa.

En el primer caso se trata de una notación matemática, en el segundo, de una aproximación abstracta de la magnitud a medir.

Las observaciones discordantes no son precisas. Pero las observaciones precisas pueden ser inexactas, si se introduce un error sistemático.

A. Indicadores.

Un cierto número de parámetros, o indicadores han sido escogidos.

Los más empleados son el valor medio, la varianza y desviación típica.

Sea un experimento físico caracterizado por un valor x .

A este experimento se le repite n veces, correspondiéndole n valores de x , -
sean x_1, x_2, \dots, x_n .

a) Por definición, el valor medio de x es:

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}$$

Es el orden de magnitud de la medida x . Pero, no se sabe como las diferentes medidas $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ se agrupan en torno de este valor medio \bar{x} .

Para estimar el experimento, hay que medir la diferencia de una medida x_2 con el valor de la medida \bar{x}

Esta diferencia es $x_i - \bar{x}$ (positiva o negativa).

b) Para apreciar las diferencias globalmente, se ha desarrollado un cálculo

$$\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Estas expresiones dan una buena idea de la difusión.

Más los valores son dispersos, ya que la suma es elevada.

c) Para comparar experimentos con un número diferente de medidas, es conveniente relacionar esta suma al número n de diferencias.

Se define un nuevo parámetro σ^2 , llamado

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Es la media aritmética de los cuadros de las diferencias.

La raíz cuadrada de la varianza es la desviación típica σ diferencia cuadrática-media.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

d) La desviación típica es homogénea con la medida x . Se expresa en la misma unidad.

Indica, dispersión de las medidas en torno a su media.

Para una distribución aleatoria, gaussiana, la desviación típica tiene la forma de una curva de Gauss.

B. Precisión.

La densidad de probabilidad de los errores de las medidas al gravímetro son gaussianas.

Así también como de las medidas topográficas en general, es

por eso la importancia de sus medidas para la determinación de g.

Es posible graficar el número de los "residuos en las ordenadas y su magnitud en las abscisas, y verificar si la curva obtenida tiene un buen aspecto de una curva en campana.

En este caso, la precisión de la media aritmética aumenta proporcionalmente a la raíz cuadrada del número de observaciones. Para duplicar la precisión, hay que hacer más observaciones.

C. Mínimo cuadrados.

El método de los mínimos cuadrados es de utilidad para repartir los errores en los vértices de las mallas.

Está ligado o relacionado a una repartición gaussiana de los errores, asociados al teorema de las probabilidades compuestas.

Este método establece, entre los errores, un tipo de equilibrio que, elimina los extremos y es apropiado para conocer lo más cercano a la realidad.

1.2 Errores metrológicos.

Precisión de las medidas de nivelación y la planimetría.

A. Medida de Nivelación y Planimetría.

D: es la distancia en kilómetros entre dos estaciones.

Q: el error en centímetros de nivelación.

q: el error de cierre por kilómetro.

$$Q = q\sqrt{D}$$

El estudio de los errores de cierre de las redes permite -- apreciar el valor de q, por ejemplo $q = 12$ cm.

Las estaciones están a una distancia de 500m. en promedio, - el error para la medida de altura entre dos estaciones vecinas es:

$$12\sqrt{0.5} = 8.5 \text{ cm.} \quad (\text{error máximo permisible}).$$

y entre dos bases situadas a 15 Km. de distancia.

$$12\sqrt{15} = 46 \text{ cm.}$$

En lo que concierne a la planimetría, sólo interviene la --- latitud.

Los puntos de medición están situados sobre el mapa con un - error de 10m. aprox.

B. Errores sobre los enlaces de bases

Para una malla que comprende n, bases la diferencia de cie-- rre es F (mgal).

- El error cuadrático promedio, para un enlace, es

$$\frac{F}{\sqrt{n}}$$

La media de un levantamiento gravimétrico hecho correctamente da un error cuadrático medio del orden de 0.020 mgal, por ejemplo (figura A).

C. Errores de lectura del gravímetro.

Hay que volver a tomar un cierto número de puntos que permitan trazar la curva de Gauss, del reparto de diferencias de estaciones fig. B.

Esta curva muestra que la diferencia o desviación es inferior a 0.03 mgal para el 50% de los puntos coincidentes.

La diferencia cuadrática media podrá ser estimada.

$$0,03 \cdot \frac{3}{2} = 0,045 \text{ mgls}$$

D. CORRECCION DE ALTURA

Las correcciones de altura y de Bouguer se expresan por la ecuación.

$$g_0 = g + (0.3086 - 0.0419P) \cdot z \text{ en miligales.}$$

z expresado en metros

Si se toma $P=2$, la expresión entre paréntesis toma el valor de 0.225.

Si se toma como se ha hecho en párrafos anteriores, un error cuadrático medio de 8.5 cm. entre dos estaciones a 500m. de la otra, el error alcanzado de las correcciones de Bouguer es:

$$0.225 \times 0.085 = 0.02 \text{ mgls aproximadamente.}$$

La medición de g está ligada a la altura.

1.3 Corrección de Latitud.

A la latitud de 36° por ejemplo, una distancia de 1 Km según el meridiano corresponde a una variación de g_0 de 0.75 mgl.

Un error de 10m. sobre la distancia vale aproximadamente 0.01 mgl.

II. Errores de corrección en el Mapa de Bouguer al determinar el relieve y de la densidad.

Los intérpretes saben que donde no hay relieve, esto es: -- donde el levantamiento gravimétrico se hace sobre una superficie plana sin valles, el mapa de Bouguer es un instrumento de síntesis.

Los diversos tratamientos a los cuales está sometido, dan -- los resultados coherentes y es posible intentar las hipótesis estructurales válidas.

Esto no es lo mismo cuando el relieve toma una cierta impor

tancia.

Estas relaciones singulares, que dan lugar entre especialistas a las discusiones bizantinas, aparecen algunas veces y -- los geólogos las evaden rápidamente; para no discutir un asunto que contiene casos inexplicables.

Las correcciones de relieve mal hechas, donde la densidad no recibe sus verdaderos valores, que influyen al mismo tiempo sobre la corrección de Bouguer son causantes la escasa validez que muy a menudo se observan en los planos de Bouguer o en los documentos elaborados a partir de sus cartas.

Si nosotros usamos las tablas de Hammer en forma de abaco, que permiten apreciar mejor el efecto de las diferentes coronas, obtenemos las curvas a continuación (Fig. C) que caracterizan las correcciones de relieve ligadas a las zonas.

Para una densidad 2.0 y una altura cuadrática media de la corona $H=305m.$, la corrección de relieve R tendrá un valor de 0.085 mgal.

Las correcciones de relieve pueden ser de gran importancia. g en función de la densidad, es una recta pasando por el origen.

La densidad se considera como una parámetro; es necesario asociar esta corrección a la de Bouguer con lo cual se tiene:

$$g = \left[k\pi \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) h^2 - 0.0419z \right] d$$

con:

h : altura media del relieve de la corona relacionada a la estación.

z : altura de la estación con base en el plano de referencia.

ERRORES DE CORRECCION O SISTEMATICOS

II.1 Abaco de corrección de Bouguer p y z variables.

Separaremos y analizaremos estos dos efectos independiente mente.

En lo que concierne a la corrección de la losa plana diseñaremos un abaco expresando:

$$g = 0.0419 p z \text{ en miligales por metro.}$$

Para diversas densidades y diversos valores de z , es posible utilizar este ábaco (Figura D) de la manera siguiente:

Sean las medidas gravimétricas efectuadas en 3 estaciones que se caracterizan por lo siguiente:

ESTACION	ALTURA	MEDIDA DE g.
1	76.26	123.34
2	304.80	125.
3	152.40	123.60

El punto de comparación es la estación 2, diferencia de --
altura:

$$-.304.80 - \frac{76.20 + 152.40}{2} = 76.20 \text{ m}$$

diferencia de g

$$125 - \frac{123.34 + 123.60}{2} = 1.53 \text{ mgl}$$

Si se reporta al ábaco esta cifra, corresponde a una diferencia media de 76.20 m. a una densidad de 2.65 diferente por consiguiente de la densidad 2.2 utilizada en principio para determinar la corrección de Bouguer, calculada por este ábaco. Esta anomalía se debe:

- 1) A un error local de apreciación de la densidad
- 2) Si no es el caso, a una estructura geológica.

II.2 Carta topográfica con isóbatas y anomalías de Bouguer.

Un recurso muy recomendable es aplicar sobre una carta topográfica, una mica sobre la cual esté dibujado el plano de Bouguer.

Si no hay correspondencia, esto es si los valles no corresponden más a los "reentrantes" de las curvas isogales, las correcciones están bien hechas.

Si hay planicies en donde existe similitud entre Bouguer y la carta topográfica, la geología deberá asegurar si este efecto no es el índice de una estructura que se inscribe y esté profundamente oculta en los rasgos del relieve reciente.

II.3.- Consideraciones sobre la densidad variable.

Es necesario:

A.- Intervalo de correcciones

Apreciar el intervalo donde las correcciones topográficas se hacen importantes.

Como Bickel (1948), le subrayó, ellas no se disponen más que según la parábola utilizada para las correcciones a gran distancia (figura F).

Las correcciones correspondientes a las zonas K, J, e I de Hamper pueden ser situadas sobre las parábolas.

De este lado de la zona H no es más posible utilizar la fórmula parabólica simplificada.

Esto conducirá al establecimiento de esto que los geomorfólogos llaman una carta de rugosidad.

B. Índice de Densidad Variable.

Es necesario hacer una carta del índice de la variación de la densidad, establecida, igual a la que hacen los geomorfólogos (figura F).

Nosotros requerimos describir en términos de densidad la carta geológica.

Se trata de una cuenca, y de apreciar, la extensión de los depósitos de relleno y su aspecto.

Un cuerpo de agua contenido, como se sabe es una zona bastante grande, donde los depósitos de los aluviones que están formados de una manera particular se pueden apreciar.

Este trabajo preliminar es muy importante, y según nuestro conocimiento no se hace a menudo.

Exige la participación estrecha de un geólogo que conozca perfectamente la región.

Esto establecerá un documento que nosotros llamaremos carta de variación de la densidad. R. Vajk (1956) ha aconsejado el diseño de tales cartas.

Una diferencia de 100m, corresponde a un cambio de densidad de 0.1, dando una diferencia de 0.4 mgls.

El aspecto de los estratos, figura F frecuente en bordes -

de cuenca, o alrededor de estructuras, exige el establecimiento de un plano, destinado a tratar éstas zonas.

La colaboración de un geomorfólogo en todo estudio gravimétrico nos parece indispensable.

Los geofísicos ante todo son físicos, y las aproximaciones geológicas les molestan ya que esto que no puede ser expresado y por lo cual, según ellos no tiene importancia.

El mejoramiento aportado por estas técnicas geológicas permitirá argumentar o aprovechar más este problema difícil de las correcciones del relieve.

C. Ejemplo.

A título de ejemplo, citaremos las cifras siguientes extraídas de una tesis del 3er. ciclo, efectuada por B. Philip (1961) en la Región de Pau, por cuenta de la Sociedad de Petróleos de Aquitania.

Correcciones a corta distancia. Los errores de evaluación a ojo pueden ser 2m. en la zona B, siendo 0.02 mgls y 10m en la zona C, siendo 0.05 mgls.

La corrección a corta distancia es evaluada por el operador que no dispone de plano a una escala de 1:1000 o de 1:500.

Distancia media Se coloca una curva de nivel cerca de la altura media en la zona D entre dos cercanas en E y en F,

cuatro en G y H, siendo 0.15 mgal aproximadamente o alrededor.

Larga distancia. La evaluación es hecha con la ayuda de -- una carta al 1:200 000.

El error puede variar de 0 a 0.2 mgal.

Ciertos geofísicos evalúan el error sobre R; con:

$$\frac{R}{4} \quad 6 \quad \frac{R}{5}$$

Se puede calcular el valor medio de R sobre todos los puntos de estudio.

Philip llegó a un valor del error sobre R de 0.12 mgal.

El error total sobre un mapa de Bouguer en este ejemplo - es 0.18 mgal.

Las curvas anómalas serán trazadas a 0.20 mgal.

Estamos muy lejos, se le ve, del 0.01 mgal, esencialmente a causa del peso del error sobre R.

III. LOS ERRORES DE INTERPOLACION DEBIDO A LA PRESENTACION DE LAS MEDIDAS.

No se trata de correcciones más o menos buenas, sino del modo de presentación, sobre un plano de referencia, de medidas efectuadas por otra parte sobre una superficie, el relieve topográfico.

III.1.- Densidad de las Medidas.

El plano de Bouguer será más preciso, para una superficie base que tenga más puntos de medida. Un punto en 3 Km^2 constituye una carta de reconocimiento, dos o tres puntos al kilómetro cuadrado, una carta de detalle.

Las curvas son trazadas, lo mejor posible, de 0.20 en 0.20 mgals y la incertidumbre, del orden de décima o más, subsistente entre los puntos de medida.

III.2. Trazado objetivo o subjetivo del plano de Bouguer.

Pero, veamos de mas cerca esto.

Nos referimos a La Porte (1962) que escribe: "La manera general de trazar las curvas isoanomalías varía de una persona a otra y, para una misma persona, varía de una a otra vez. -- Este intento de mano puede ser más o menos buena según el caso y los operadores.

Se puede estimar satisfactoriamente cuando esto no da lugar a los movimientos arbitrarios que, no son visibles sobre la anomalía de Bouguer, y que aparecen de manera mucho más clara sobre los residuales. La precisión limitada por el diseño e interpolación se efectúa superponiendo en la información gravimétrica un ruido aleatorio que puede perturbar fácilmente la cifra de décimas de milígal".

Todo esto es razonable juicioso y debe ser tomado en cuenta.

Cuando se hace en máquina, este ruido aleatorio no existe.

¿Pero es deseable esto?.

Esta es la disputa de los operadores y de los "smoothers", de los cuales hablaremos más tarde.

El interés del trazo en máquina es que pueda ser reproducible.

Permite fijar un intervalo que sirve para detectar los puntos con error.

El tratamiento en la máquina de las curvas isocronomas y residuales diversos tiene sentido cuando los puntos de medida están en los vértices de cuadrados de un cierto intervalo.

R. Newman (1967) escribió:

Los prospectores saben bien que el mejor control de la calidad de una carta gravimétrica está provisto por la traza de las curvas, es decir el espaciamiento mínimo que pueden adoptar sin empalmar a una traza incoherentemente.

Y eso es, hasta en un cierto punto, la clave de este objetivo.

NOTA: La carta obtenida es análoga a una carta topográfica.

Una línea de nivel no puede cruzar a otra y dos curvas --
isoanomalas tampoco. El campo de la g , función Armónica de --
las coordenadas del lugar es esencialmente continuo y varía --
gradualmente de un punto a otro de la superficie de la tierra.



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

Errores en la Observación de la Gravedad

- anexo -

Junio, 1981

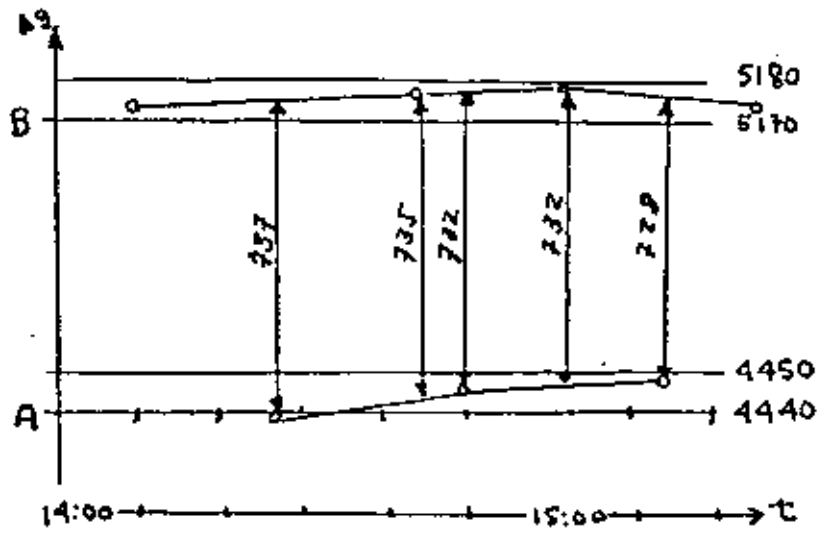


Fig A. Enlace de Bases
(Worden)

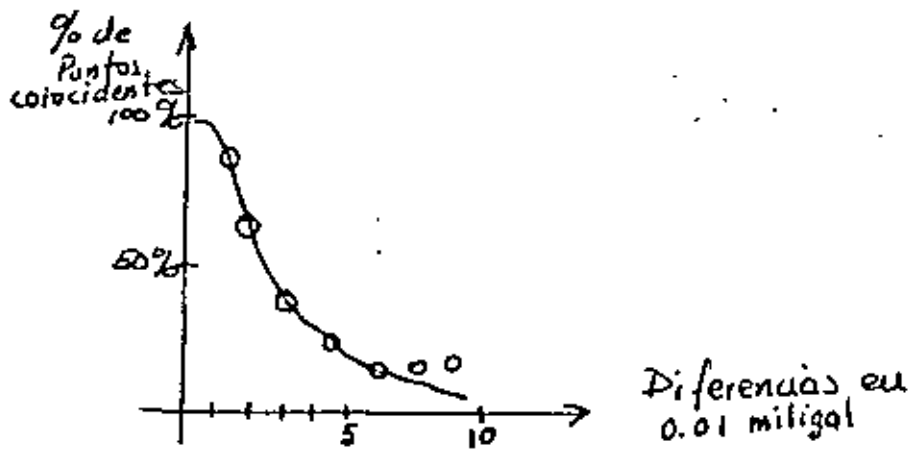


Fig B. Repartición de las diferencias de estaciones coincidentes

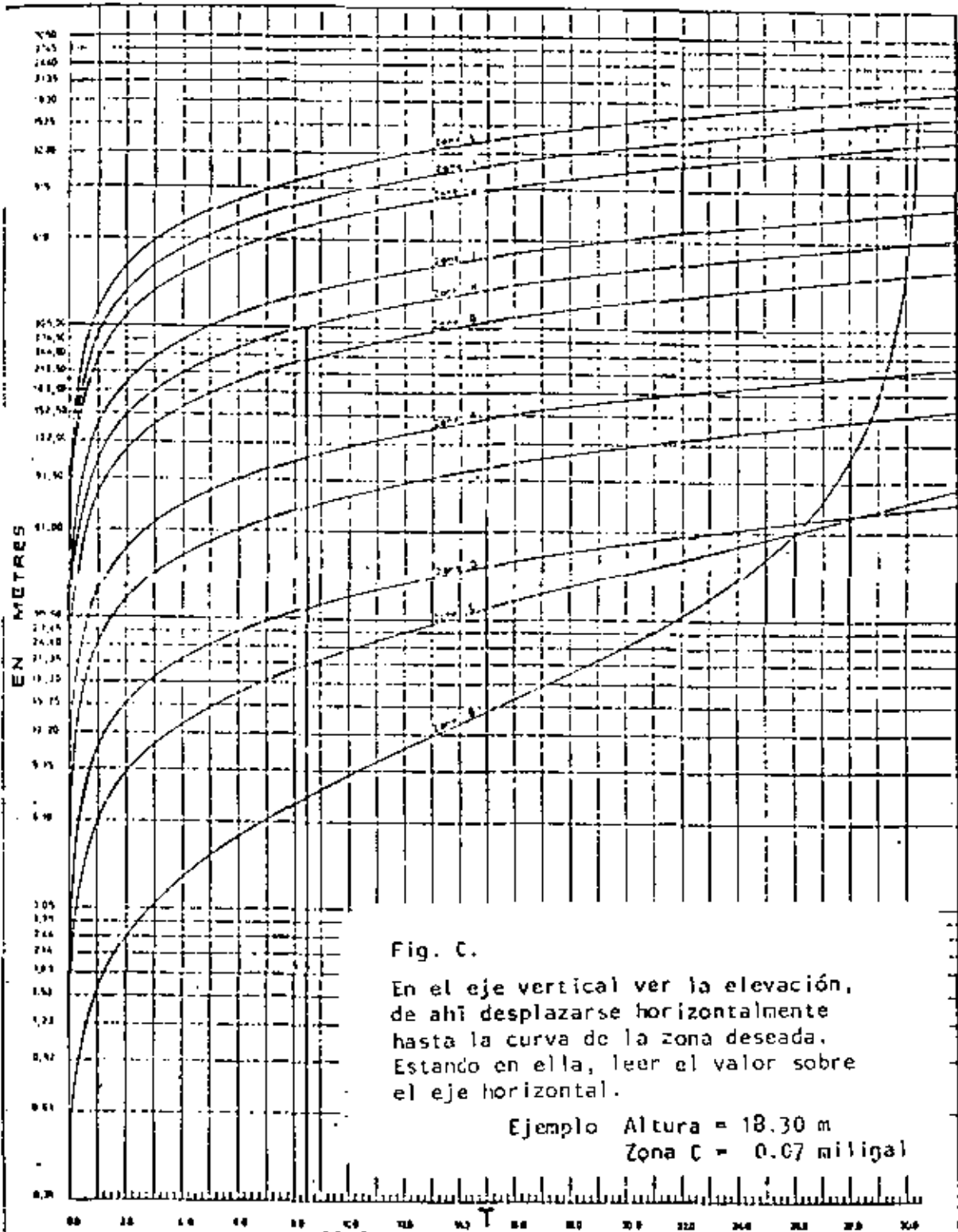


Fig. C.

En el eje vertical ver la elevación,
de ahí desplazarse horizontalmente
hasta la curva de la zona deseada.
Estando en ella, leer el valor sobre
el eje horizontal.

Ejemplo Altura = 18.30 m
Zona C = 0.07 miligal

Abaco de las Tablas de Hammer Fig C.

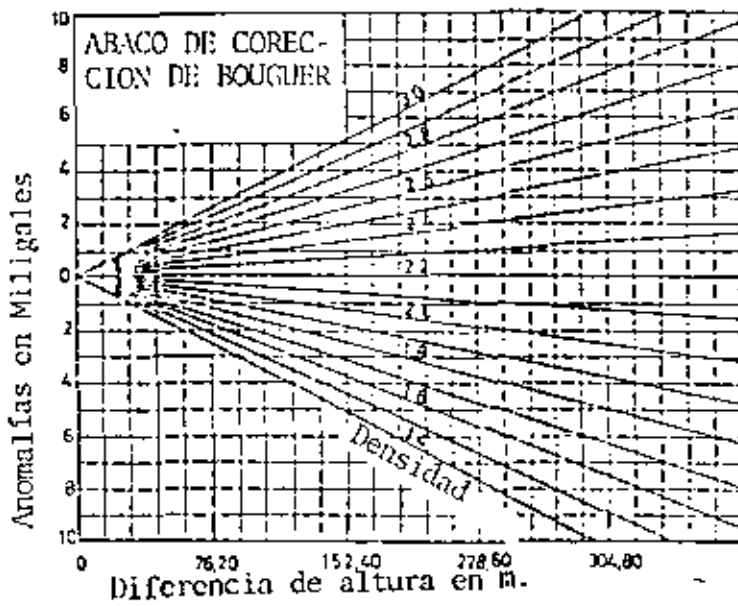


Fig. D

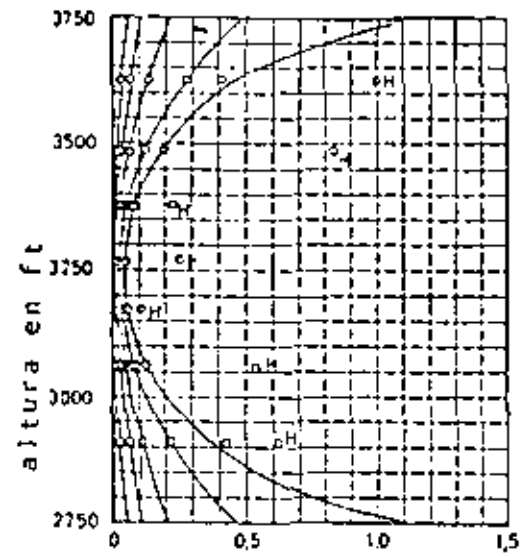


Figura E. Corrección del terreno en miligales



Fig F. Capas de Densidad Variable
(Vajk, 1956)



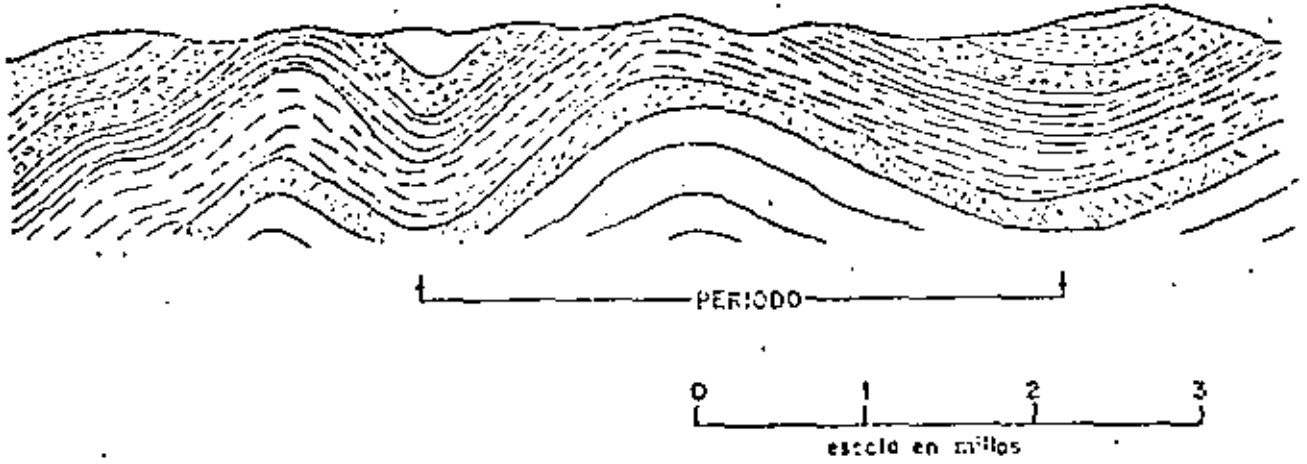
**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION
PETROLERA**

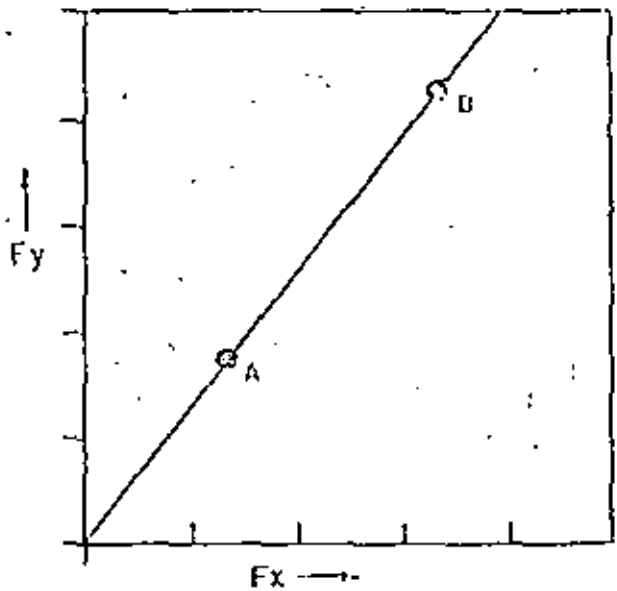
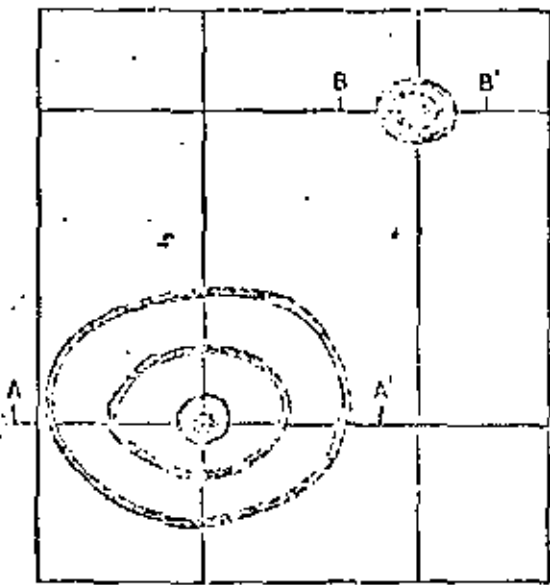
**Separación de Anomalías
y Filtraje**

**M en C Ricardo Díaz Navarro
Junio 1981**

5

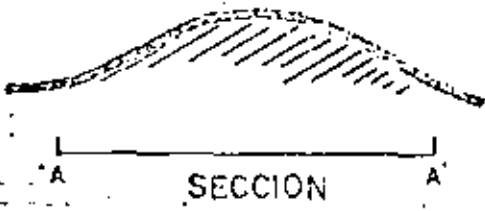


SECCION ESTRUCTURAL
Figura 11.1



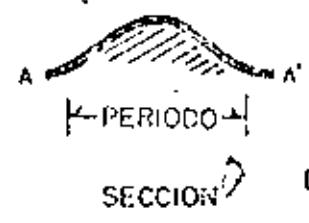
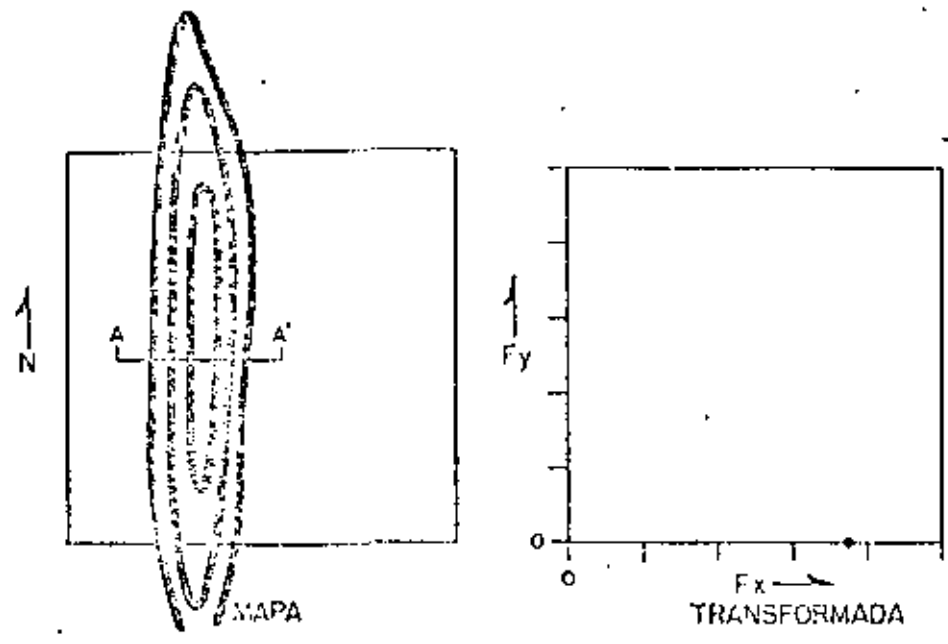
MAPA

TRANSFORMADA



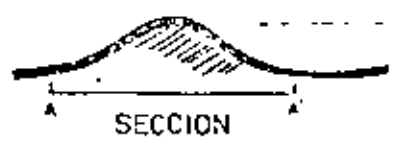
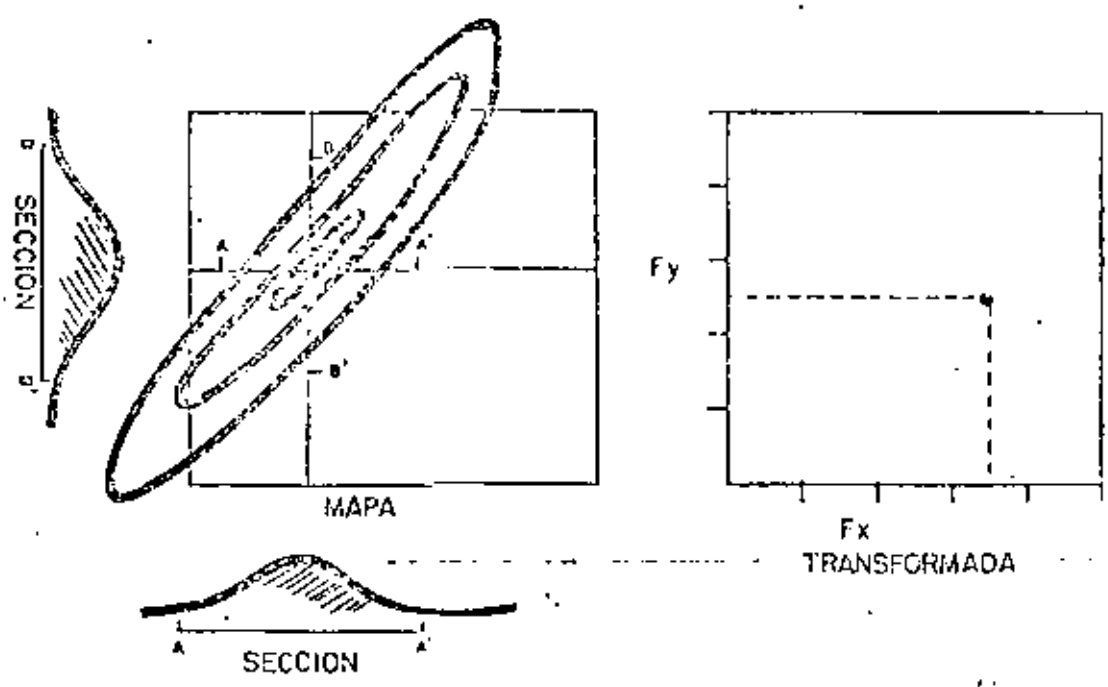
TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL DE ESTRUCTURAS CIRCULARES

FIGURA 11.4



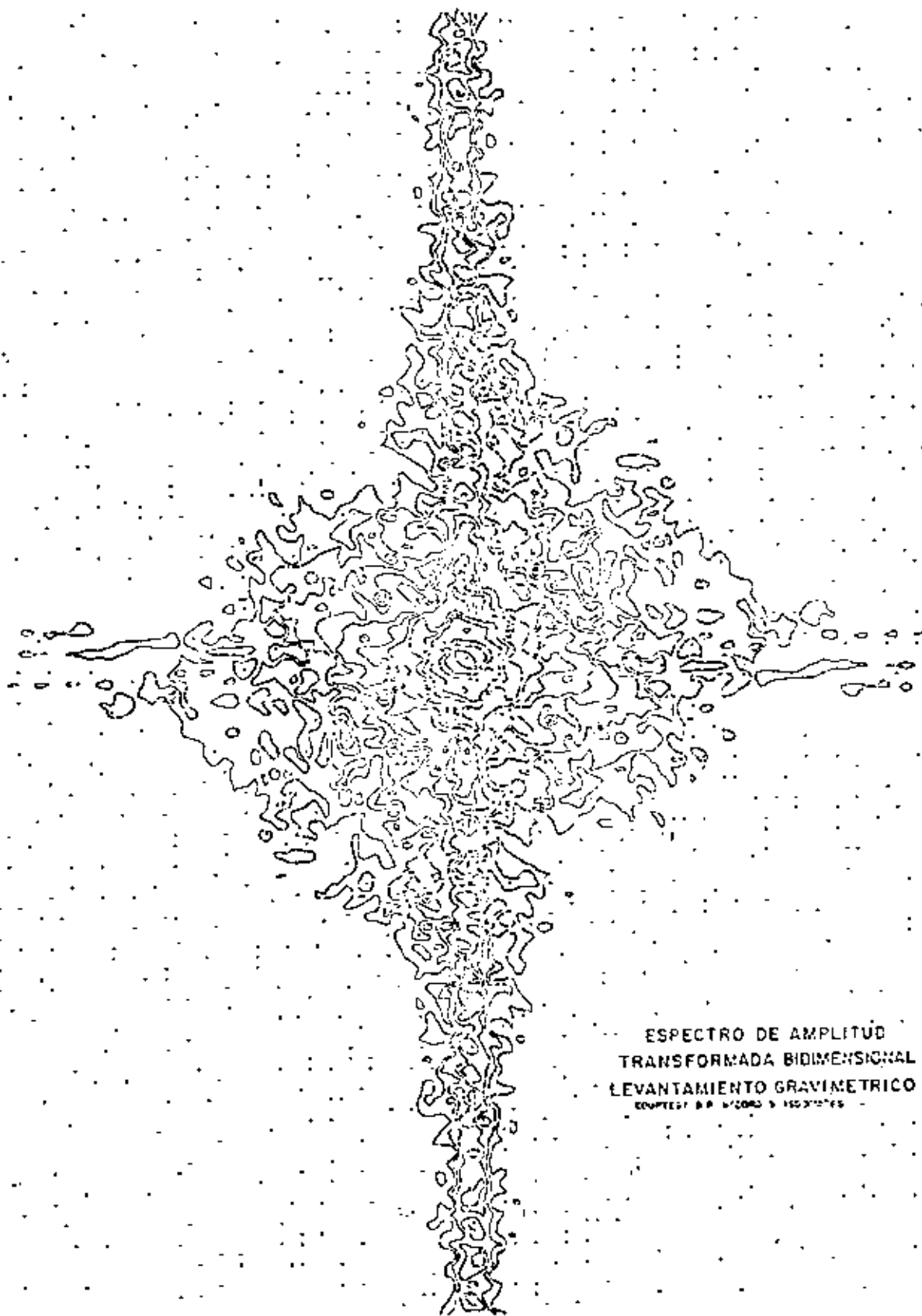
TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL DE UN PLEGAMIENTO CON DIMENSION N-S MUY GRANDE

FIGURA 11.2



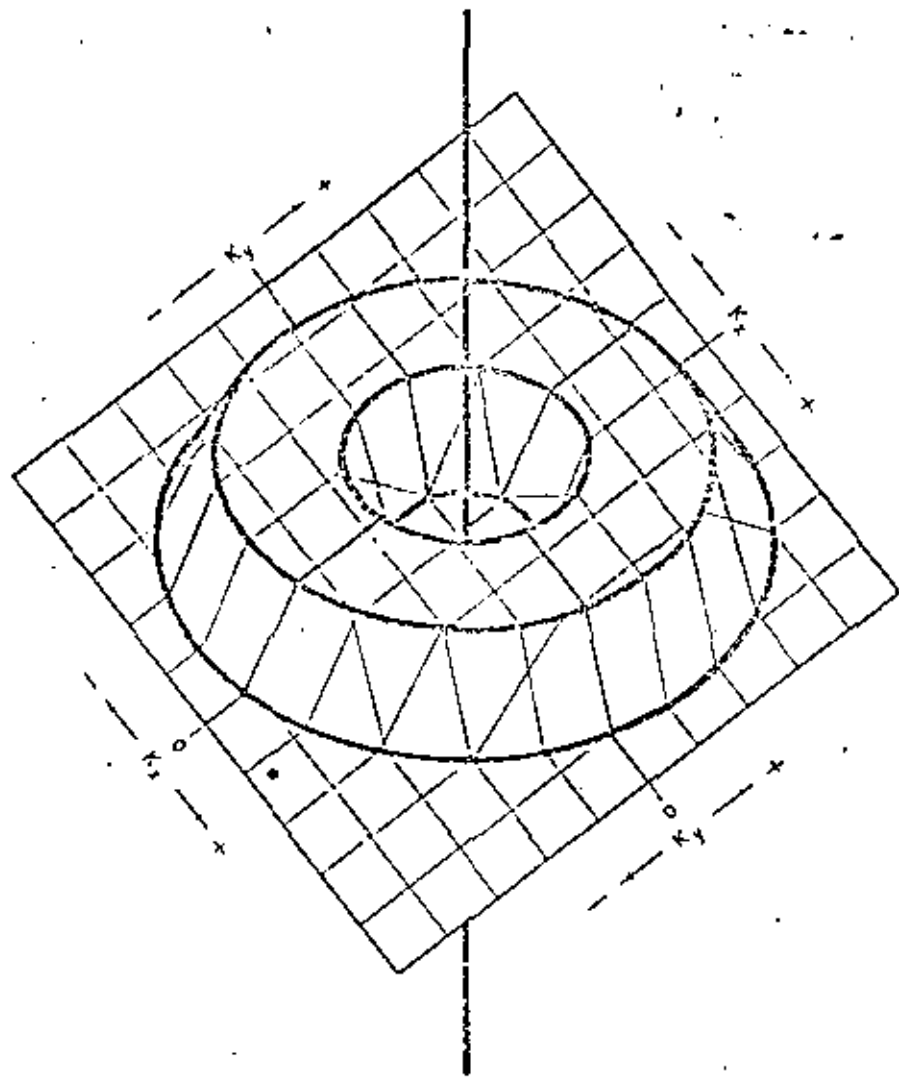
TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL

FIGURA 11.3



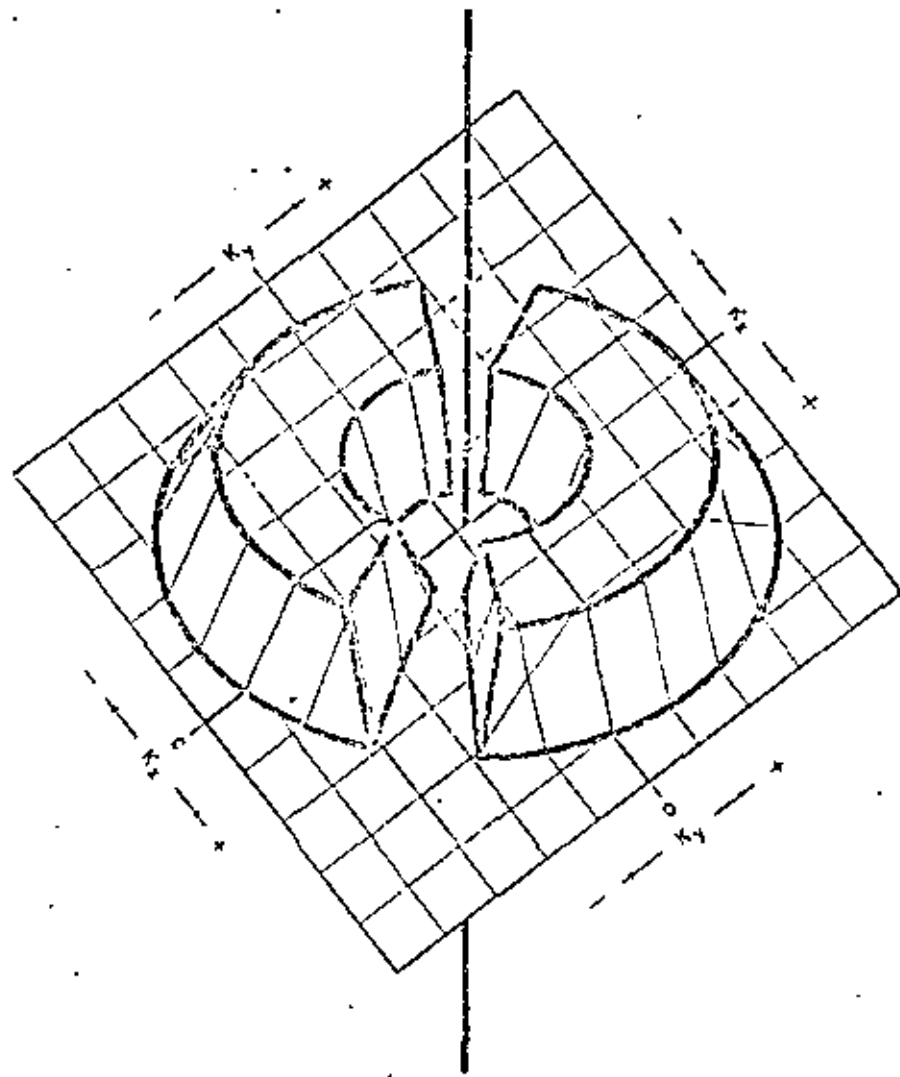
ESPECTRO DE AMPLITUD
TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL
LEVANTAMIENTO GRAVIMETRICO
CORPESIT S.R. N°2093 S 152372765

FIGURA II.5



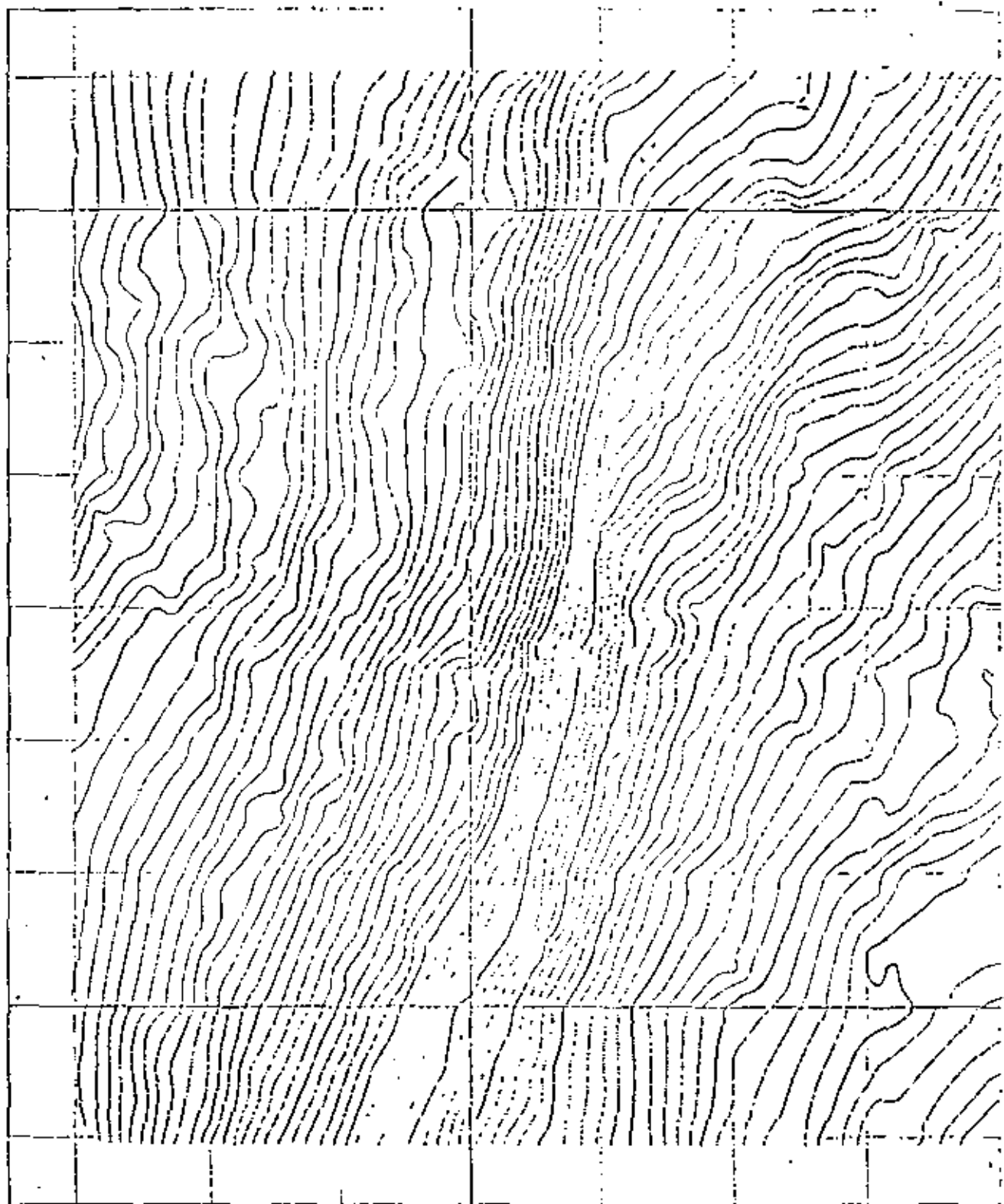
FUNCION DE RESPUESTA
FILTRO RESIDUAL ESTRUCTURAL

FIGURA 11.5a



FUNCION DE RESPUESTA
RESIDUAL ESTRUCTURAL, TENDENCIAS -NW-SE- ELIMINADAS

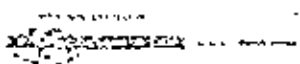
FIGURA 11.5b



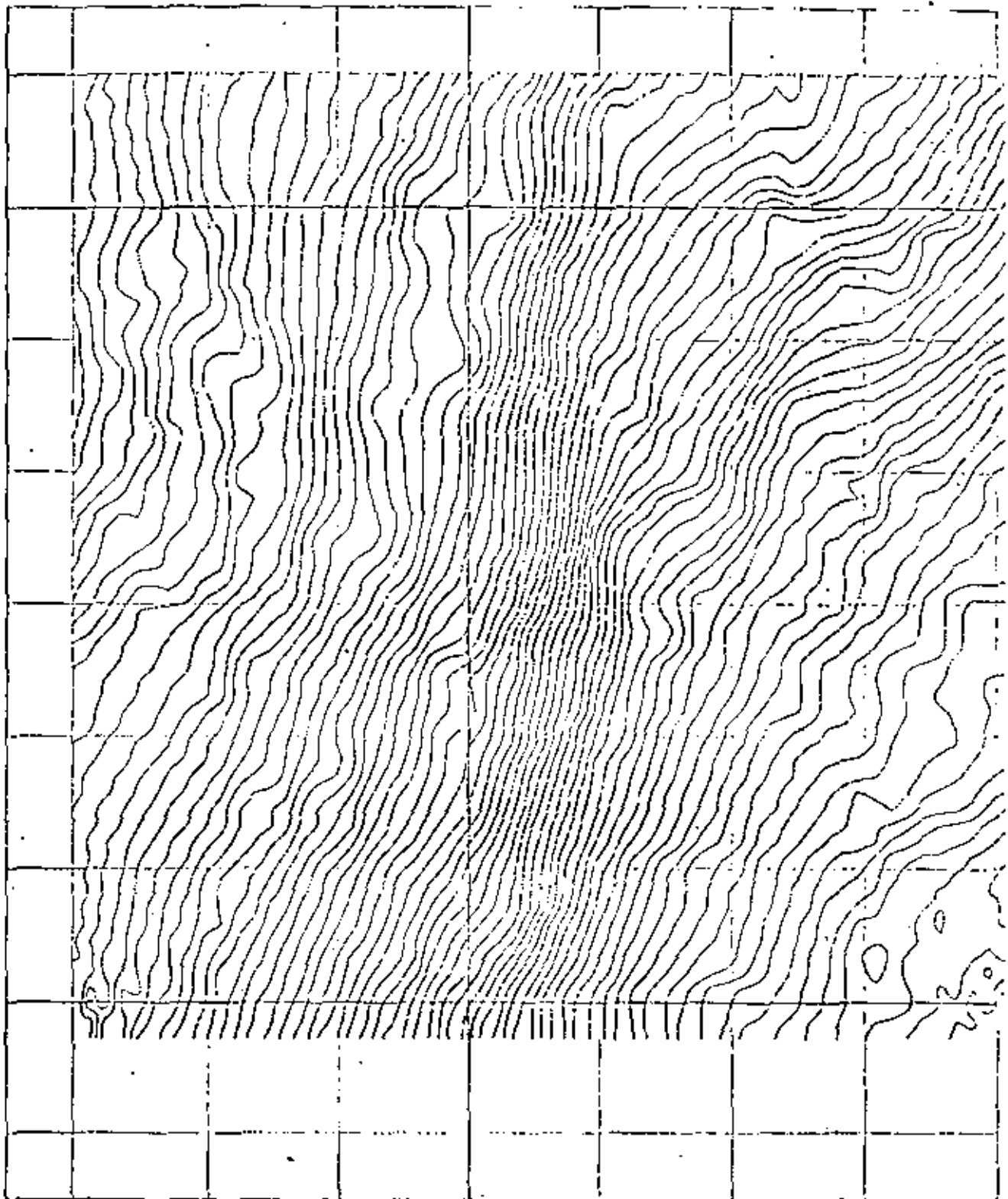
INTERVALO DE CONTORNOS: 0.10 mgals.

Escala 1:50,000

MAPA GRAVIMETRICO ORIGINAL



FIGUR 11.7



INTERVALO DE CONTORNOS: 0,10 mgals.

TRANSFORMADA INVERSA DE FOURIER
SIN FILTRO

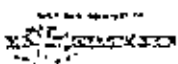
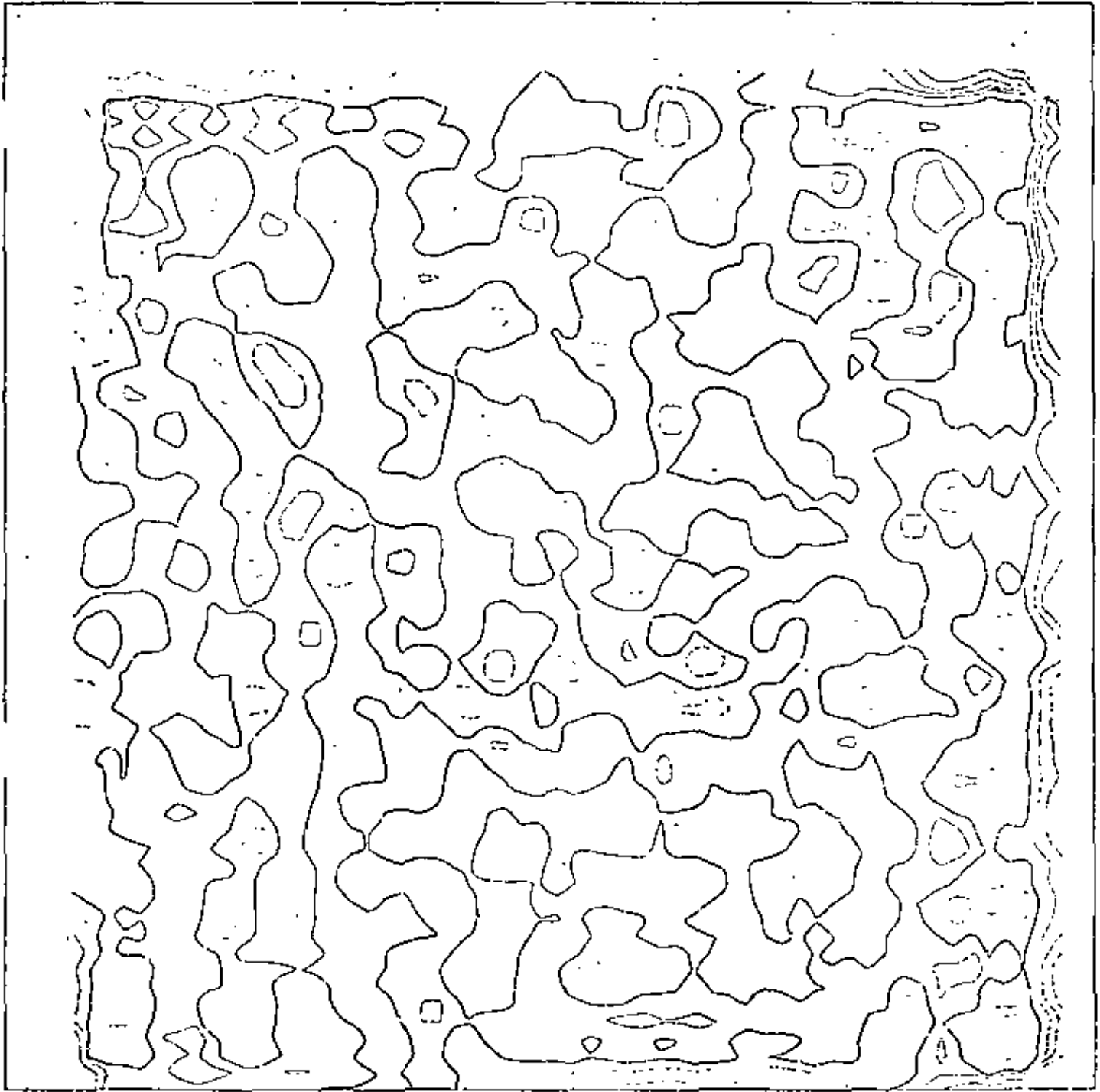


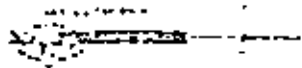
FIGURE 11.8

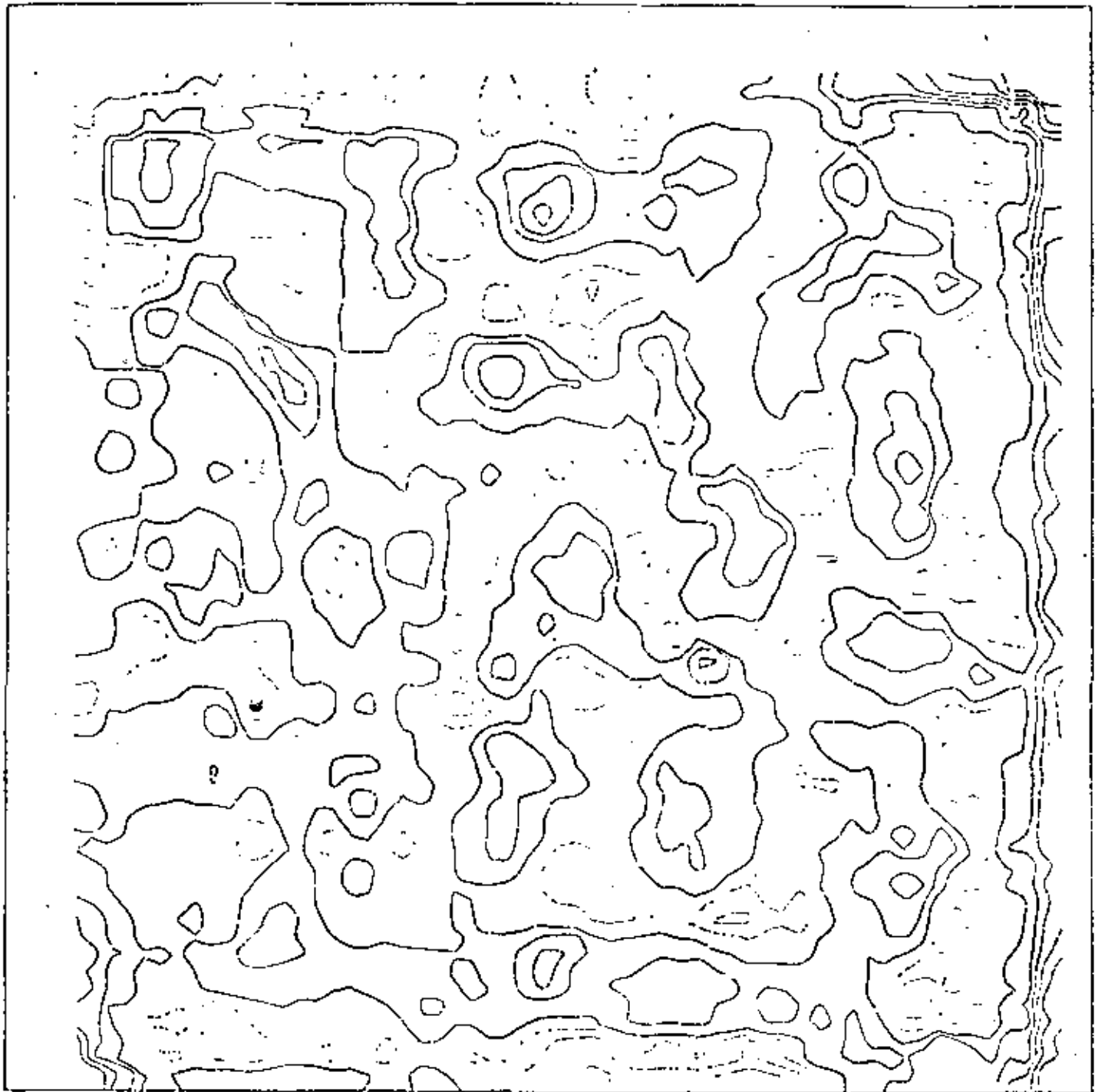


INTERVALO DE CONTORNOS: 5 mgals

MAPA FILTRADO RESIDUAL

PASO DE BANDA: $2/7$ MILLAS $< X, Y < 1$ MILLAS

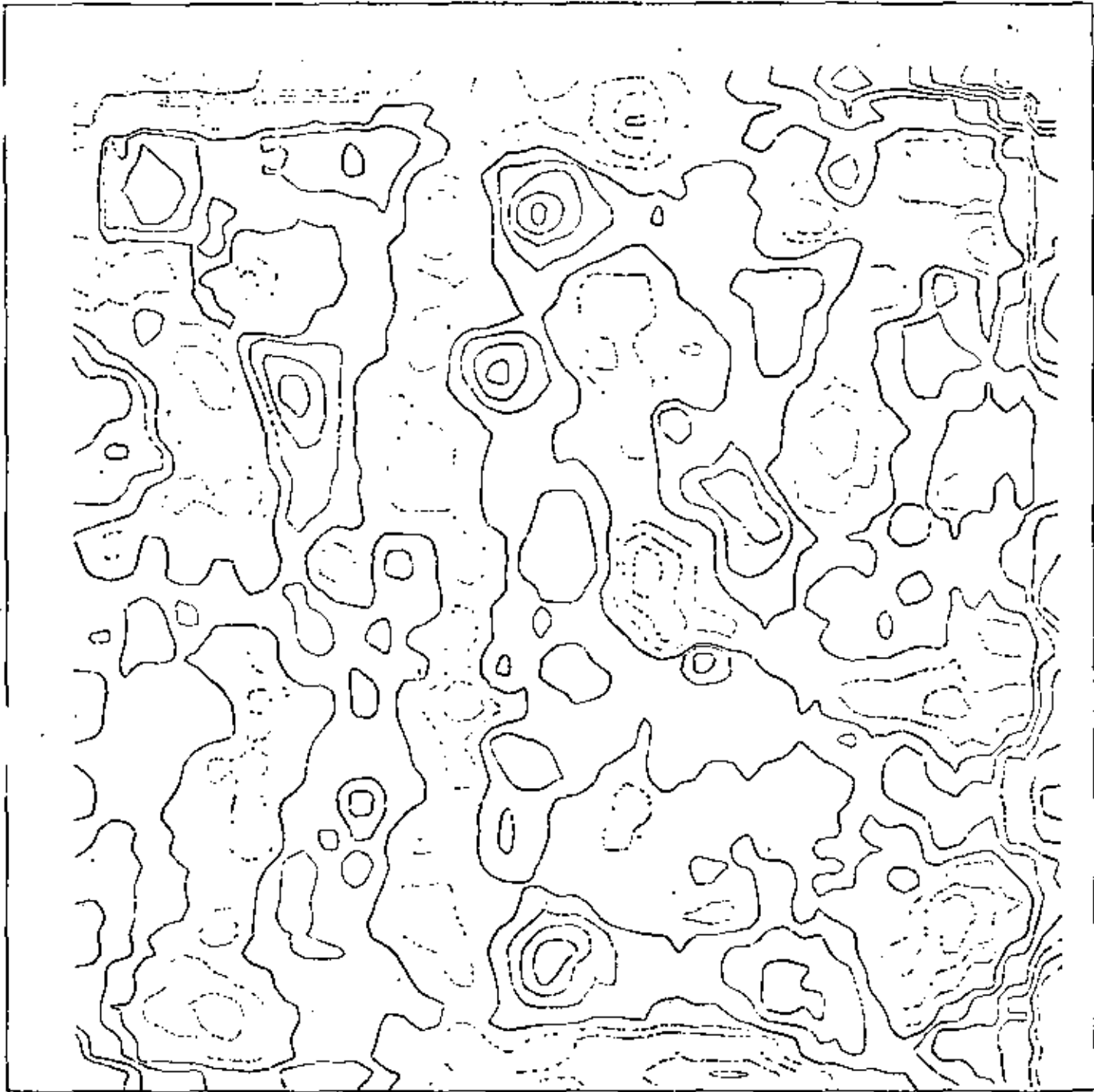




INTERVALO DE CONTORNOS: 5m

MAPA FILTRADO RESIDUAL
PASO DE BANDA: $3/8 < X, Y < 1/2$ MILLAS

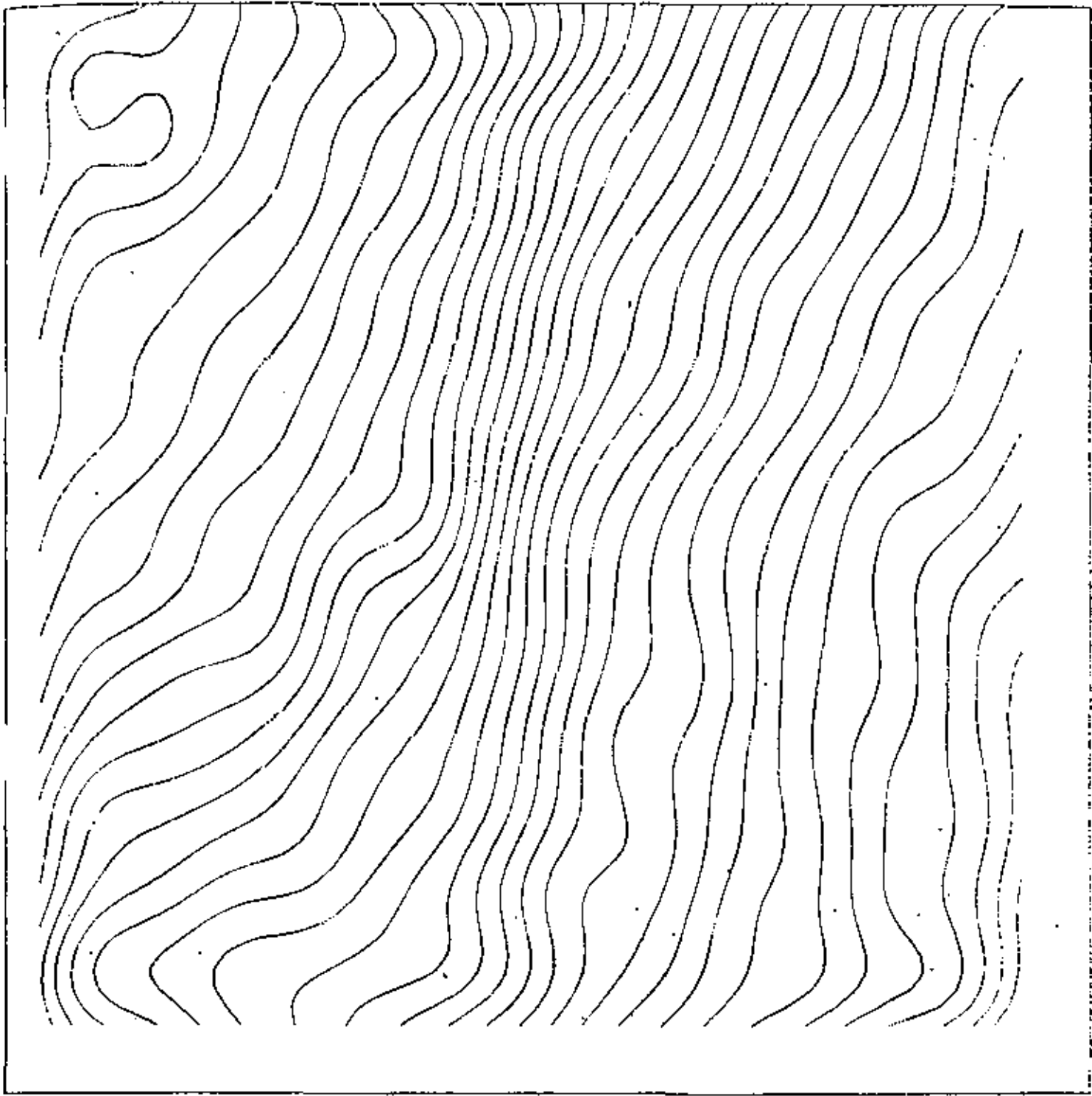





MAPA FILTRADO RESIDUAL

PASO DE BANDA: $3/8 < X, Y < 1 3/8$ MILLAS

MAPA DE BANDA 3
MONTENEGRO

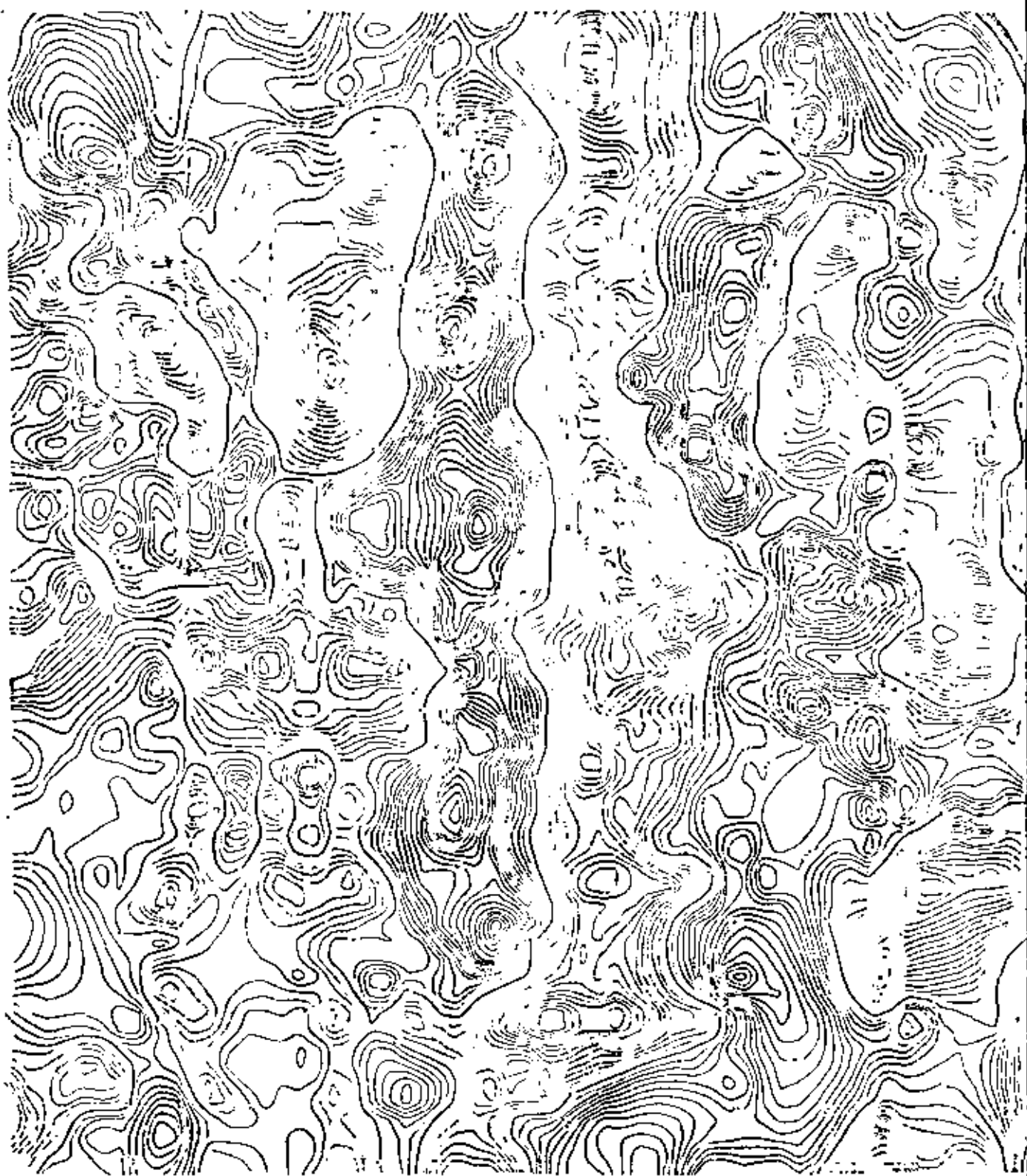


GRAVEDAD REGIONAL
 CARACTERISTICAS ELIMINADAS < 1 MILLA DE RADIO


 N
 0° 00' 00" N
 180° 00' 00" W

UNITED STATES GOVERNMENT
 GEOLOGICAL SURVEY
 WASHINGTON, D. C. 20541
 1968
 1:250,000
 1:250,000
 1:250,000

FIGURE 11.9



RESIDUAL: POLINOMIO DE 6º GRADO
INTERVALO DE CONTORNOS: 0.10 mgals
INTERVALO DE MALLA: 0.493 in

FIGURA 11.14

Espectro Promedio de Baja Energia para

Teta = 135°

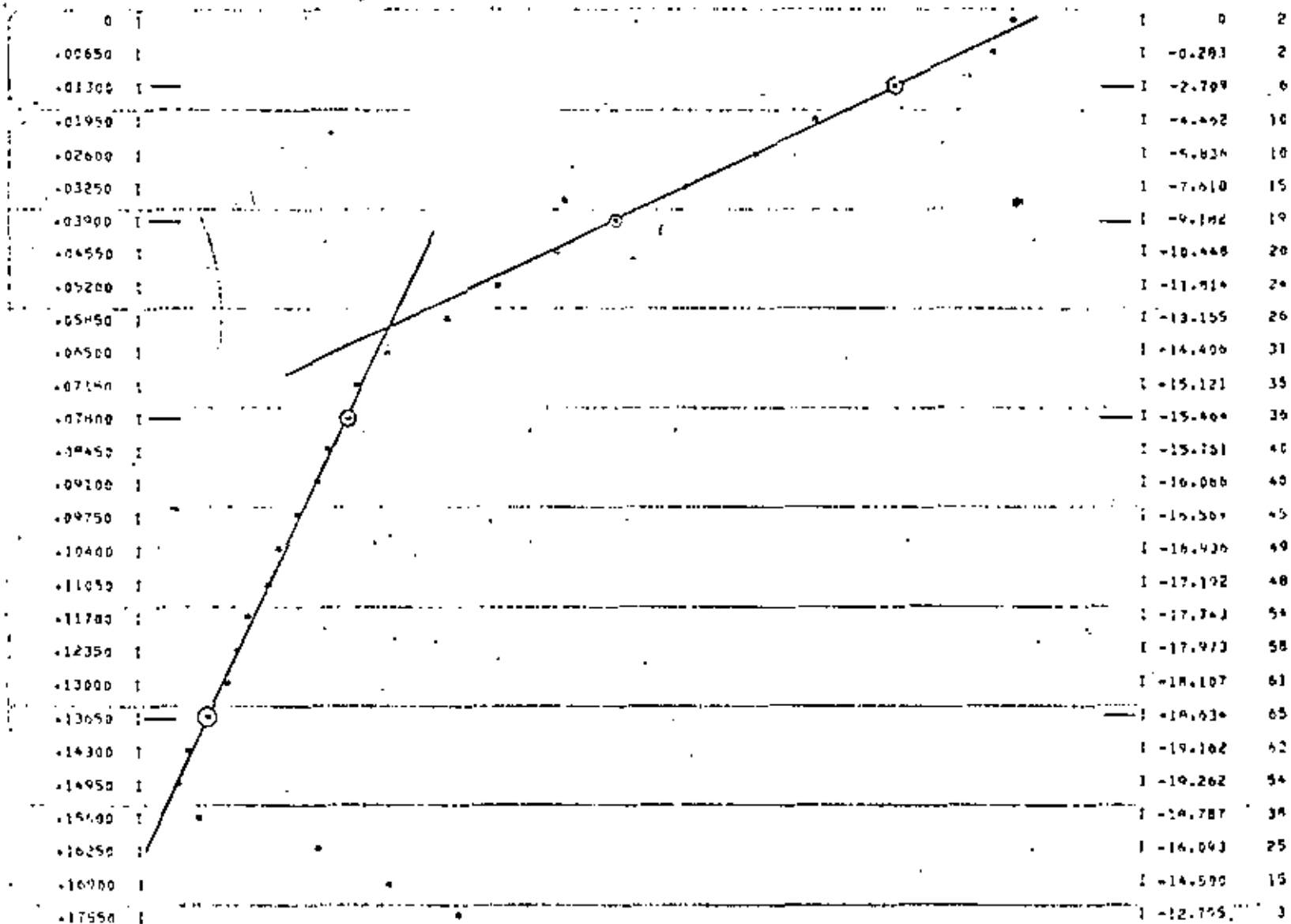
El valor medio es : -6.6802

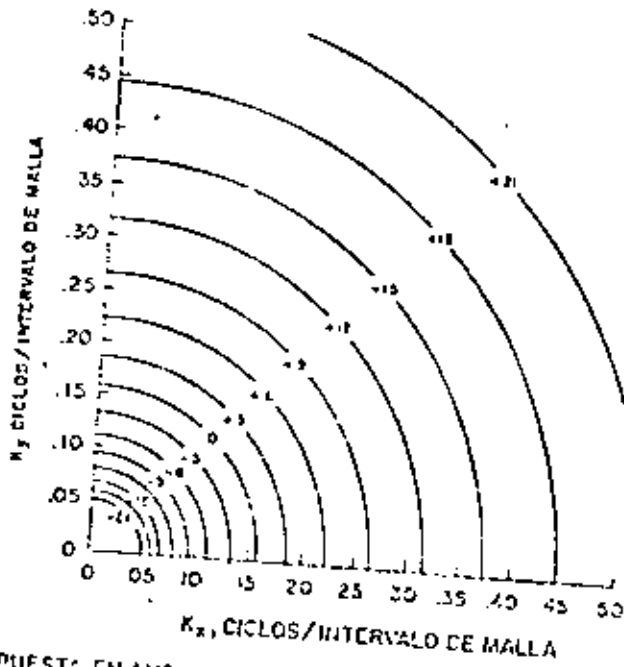
Factor de Normalización Logaritmico: 21.443

AMPLITUD
ESCALA LOGARITMICA

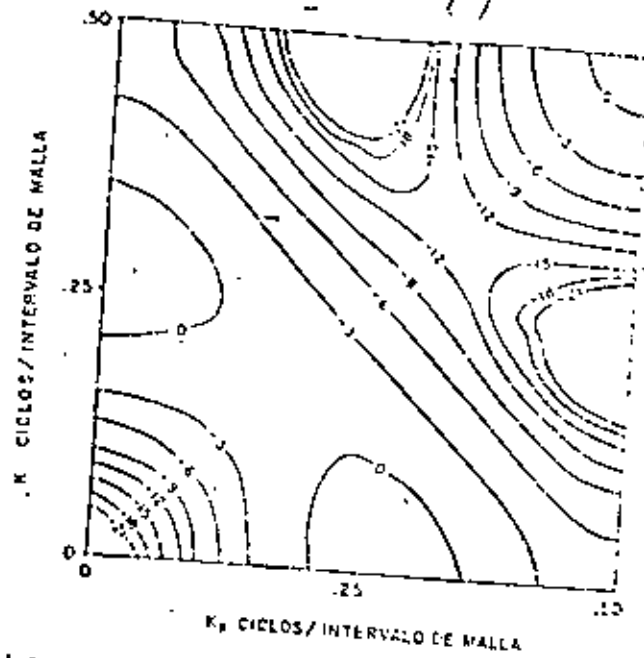
PLOTEADO LOGARITMICO DEL ESPECTRO DE AMPLITUD

FRECUENCIA

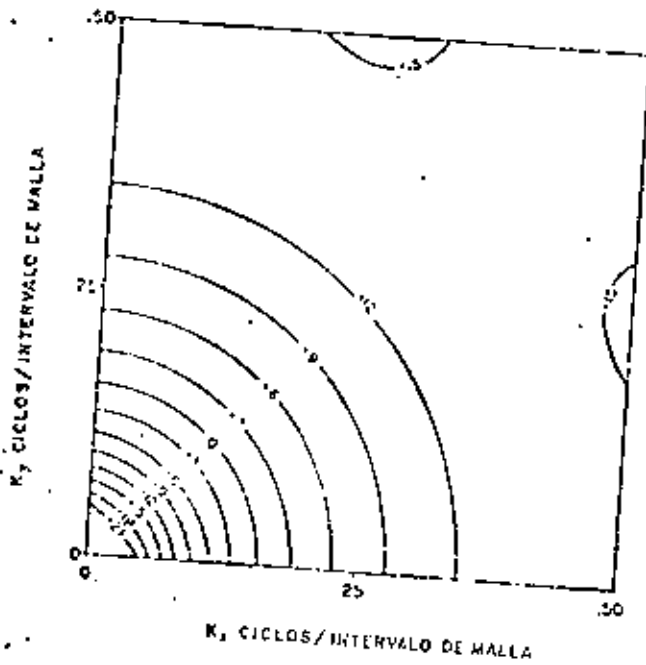




a) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO "IDEAL" DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)



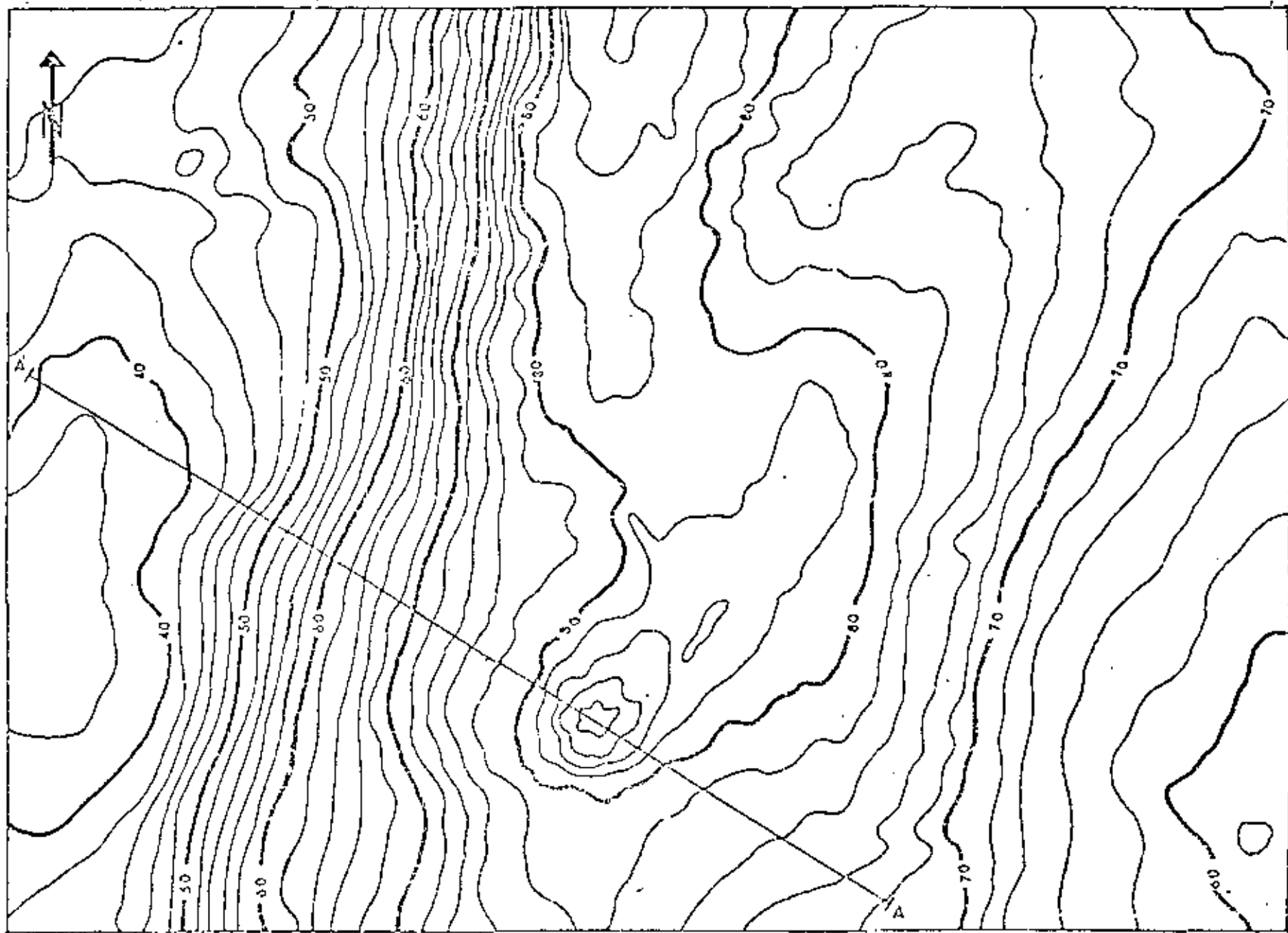
b) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN MAL OPERADOR DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)



c) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN BUEN OPERADOR DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)

RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO DE DERIVADA

FIGURA 11.23



Anomalia de BOUGUER - oeste - de Alberta central
Intervalo de contornos: 2 mgals.

escala 0 4 8 12 16
kilopiés

FIGURA 11.26

- 11.38 -

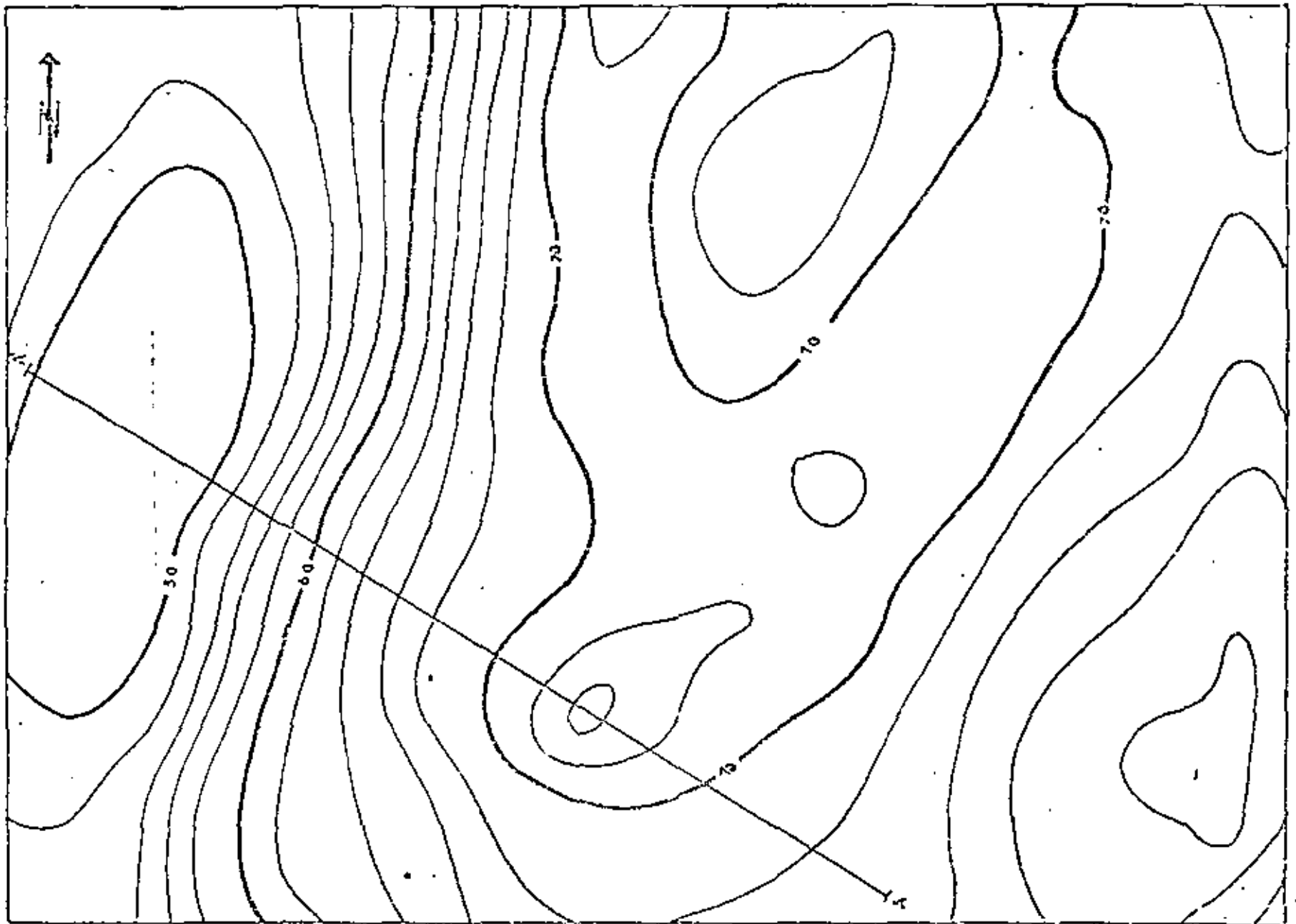
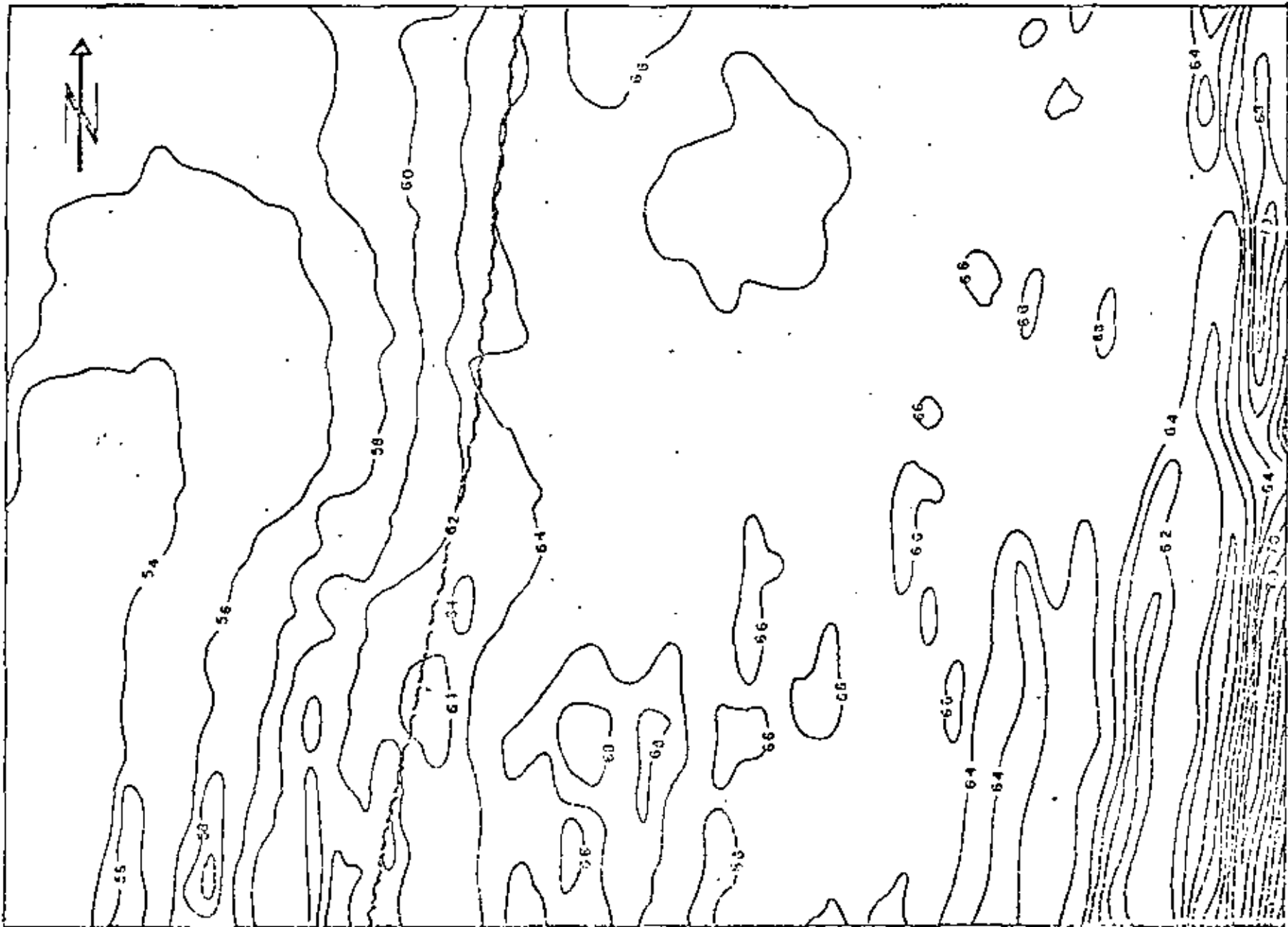


FIGURA- 11.27 Componente regional de los datos
Intervalo de contornos : 2 mgals.

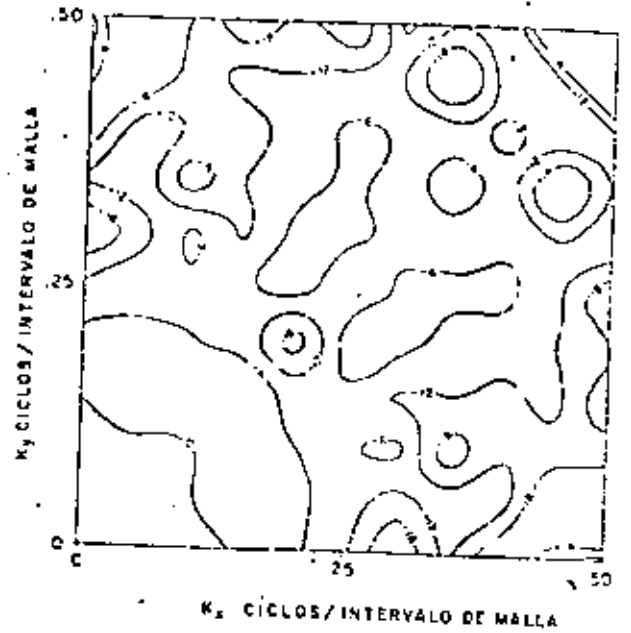
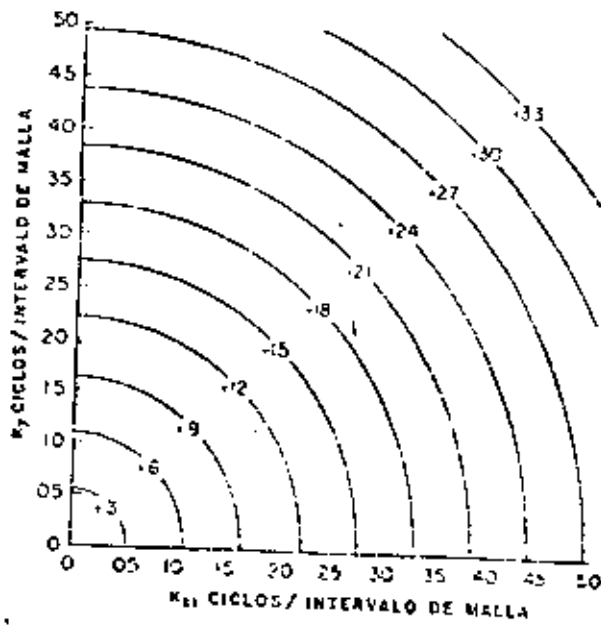
ESCALA 0 4 8 12 16
kilopiés



171

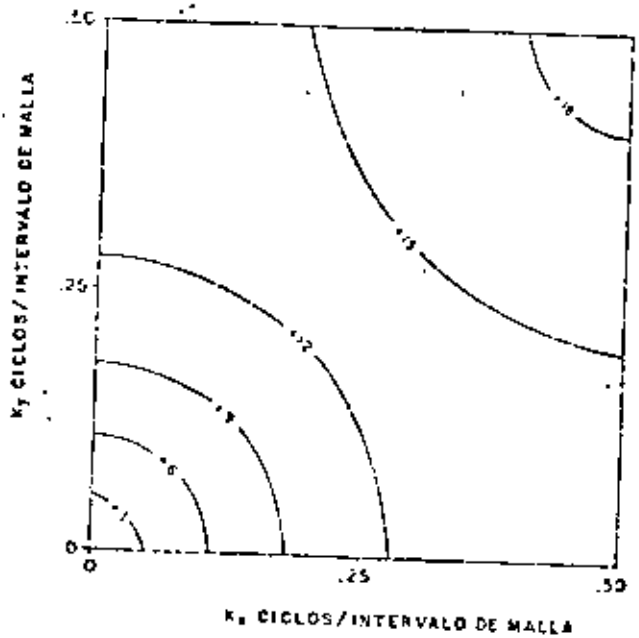
Continuación hacia abajo de la componente regional
La profundidad de continuación es la profundidad al estrato equivalente de la figura 11.27
Intervalo de contornos : 2 mgal. , - - - - - Localización aproximada de la falla.

FIGURA 11.20



a) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO "IDEAL" DE CONTINUACION HACIA ABAJO (CONTORNOS EN DB)

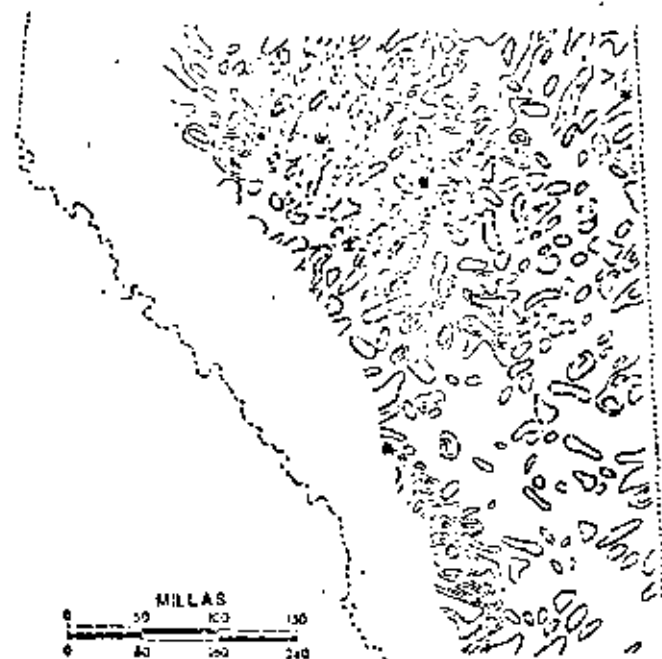
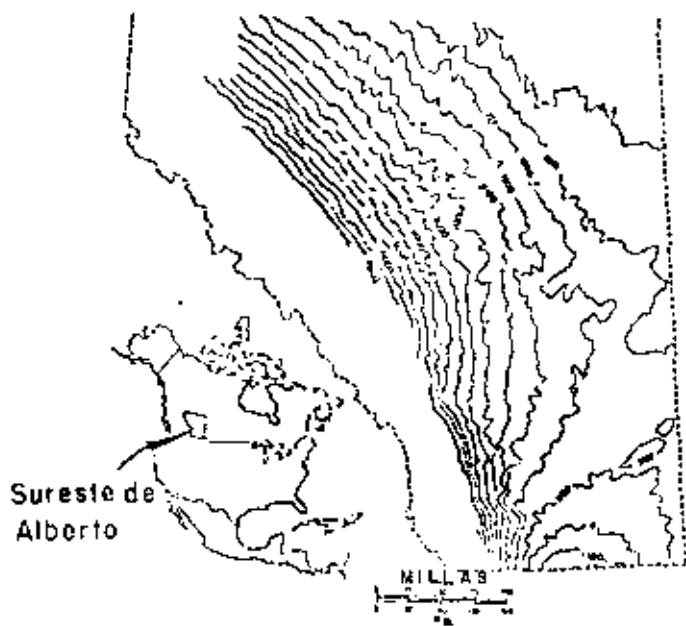
b) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN MAL OPERADOR DE CONTINUACION HACIA ABAJO. (CONTORNOS EN DB)



RESPUESTA DE LA CONTINUACION DE CAMPO

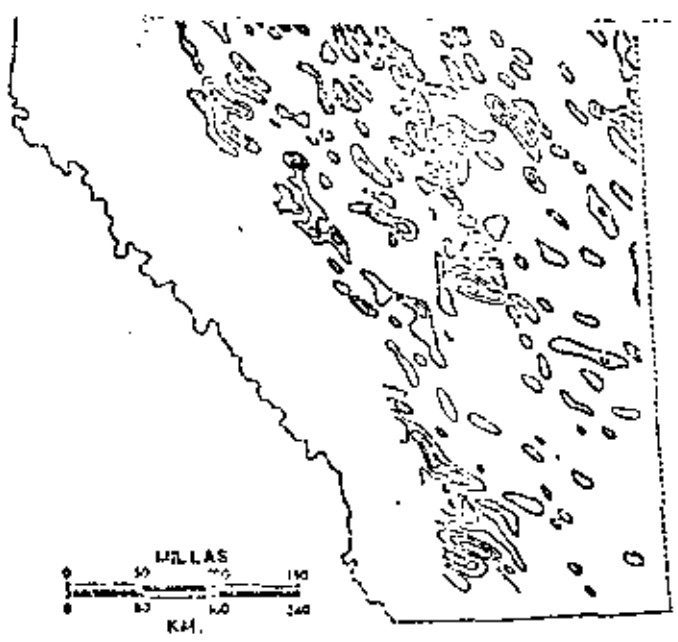
FIGURA 11.25

c) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN BUEN OPERADOR DE CONTINUACION HACIA ABAJO (CONTORNOS EN DB)



a) Mapa de Contornos, Estructuras,
Discontinuidad Cretácica
Intervalo de Contornos 500 pies (153mts.)

b) Filtro Simétrico, Estructuras de
10 a 40 Millas
Intervalo de Contornos : 100 pies



c) Filtro Paso Banda NE-SW de 10 a 40
Millas
Intervalo de Contornos : 100 pies (31mts.)

d) Pasabanda NW-SE de 10 a 40
Millas
Intervalo de Contornos : 100 pies

Sombreados las ESTRUCTURAS NEGATIVAS
FILTRADO ESPACIAL DE DATOS GEOLOGICOS
FIG. 11.15

Cortesía de Joseph E. Robinson



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

**CAMPO GRAVITACIONAL, ISOSTACIA, CORTEZA TERRESTRE Y
PETROLEO**

Ing Galo Carrera Hurtado

Junio, 1981

XI Campo Gravitacional, Isostasia, Corteza Terrestre y Petróleo.

Galo Carrera H.

Existen abundantes ejemplos en la literatura de intentos de interpretación global del campo de gravedad (e.g. Kaula, 1967; Kaula, 1969; McKenzie, 1967; Watts y Talwani, 1974). De una panorámica general de la literatura se deduce que la elección entre las diferentes representaciones del campo de gravedad (diferentes anomalías y ondulaciones geoidales) constituye el aspecto más importante al querer solucionar cualquier problema inverso.

Cada representación gravimétrica provee de ciertas ventajas, o desventajas, en la interpretación dependiendo de la escala y la profundidad de las estructuras buscadas.

Quisiera destacar el día de hoy dos artículos (Groten, 1975 y Desvignes, 1978). Estos artículos me parecen particularmente importantes por la discusión que hacen de las diferentes representaciones del campo de gravedad. He elegido para esta parte del curso presentar y analizar el segundo en forma de caso, por razones didácticas, sin embargo una revisión del primero es altamente recomendable.

- Desvignes, G. (1978) Geophysical Interpretation of Some Large Scale Gravity Anomalies and Geoid Undulations. Artículo presentado en la octava reunión de la Comisión Internacional de Gravedad.
- Groten, E. (1975) Some Problems of Large-Scale Gravity Interpretation J. Geophys 41: 659-679.
- Kaula, W. (1967) Geophysical Implications of Satellite Determination of the Earth's Gravitational Field. Space Sci. Rev 7: 769-794.
- Kaula, W. (1969) Tectonic Classification of the Main Features of the Earth's Gravitational Field. J. Geophys Res. 74: 4807-4826.
- Mc Kenzie (1967) Some Remarks on Heat Flow and Gravity Anomalies. J. Geophys. Res. 72: 6261-6273.
- Watts, A. and M. Talwani (1974) Gravity Anomalies Seaward of Deep-Sea Fences. Geophys. J.R.A.S. 36: 57-90

INTERPRETACION GEOFISICA DE ALGUNAS ANOMALIAS GRAVIMETRICAS DE GRAN ESCALA Y DE ONDULACIONES GEOIDALES.

G. Desvignes

RESUMEN

Se estudia la correlación entre la gravedad y las unidades tectónicas del Mediterráneo y Europa: se consideran la compensación de la topografía, variaciones de densidad del manto superior (subducción de las placas litosféricas) y variaciones de flujo térmico. Se usan los datos gravimétricos en terminos de anomalías isostáticas, de aire libre y de ondulaciones geoidales; se analiza la importancia de las interpretaciones geofísicas con diferentes juegos de datos.

INTRODUCCION

El objeto del presente estudio es el de mostrar y comparar diferentes clases de mapas gravimétricos sobre algunas regiones para efectuar interpretaciones geofísicas cualitativas de estructuras intermedias, i.e. estructuras localizadas en la parte inferior de la corteza y el manto superior.

Es entonces necesario solucionar un problema de filtrado para eliminar la influencia de pequeñas longitudes de onda y cuerpos someros. Se presentan diferentes anomalías gravimétricas y ondulaciones geoidales.

1. El uso de anomalías medias de $1^\circ \times 1^\circ$

Se han usado anomalías medias de $1^\circ \times 1^\circ$, tal que la contribución de estructuras muy pequeñas ha sido previamente suavizada.

El área estudiada se extiende desde Europa hasta la India i.e. de $0^\circ E$ a $80^\circ E$ en longitud y de $20^\circ N$ a $60^\circ N$ en latitud. Las anomalías medias de aire libre se han calculado a partir de los datos del B.G.I. y se han referido al Sistema Geodésico de 1967 (elipsoide con aplastamiento $1/298.25$). Se han dibujado contornos de estas anomalías a intervalos de 25 m gal y se muestran en la fig 1. Este mapa es muy complejo porque muestra muchos extremos (máximos y mínimos) correlacionados con la topografía (e. g. sobre los Alpes):

El ruido proveniente de estructuras someras hace difícil su apreciación e interpretación y no permite distinguir anomalías significativas a la escala deseada. Se hace entonces necesario filtrar el mapa de anomalías de aire libre para obtener una mejor localización de las estructuras y una más fácil interpretación cualitativa.

La segunda clase de mapa usado es el del geóide. Usando los coeficientes de los armónicos esféricos del potencial gravitacional (GEM 8) se han calculado anomalías de aire libre $A_{0,2}$ y ondulaciones geoidales N_2 sobre

el área previamente descrita. Posteriormente un geóide más detallado se puede calcular al combinar datos satelares y terrestres:

En la fórmula de STOKES se usan anomalías gravimétricas del $1^\circ \times 1^\circ$ en un casquete interior y anomalías satelares Δg_s sobre el resto de la superficie de la tierra. De esta manera se obtienen las ondulaciones N de un geóide mixto Fig 2.

Este mapa muestra dos mínimos en el Golfo Pérsico y el Mediterráneo Este. Otros puntos extremos son también de alguna manera notables pero la característica más sobresaliente de este mapa es su gradiente E-w (-60 m a 60 m) y un máximo relativo WNE-ESE en conexión con el gran máximo del Atlántico Norte. Las causas de estas anomalías probablemente no son de origen litosférico.

Aunque la influencia de la topografía se ha reducido enormemente, las estructuras intermedias no se puntualizan completamente en este mapa. Esto se puede superar al calcular un tercer mapa: el mapa de un geóide relativo. Se calculan las ondulaciones N_p del geóide relativo a través de la diferencia entre N y N_g . Se trata entonces de una cantidad residual la cual representa, en lo que respecta al geóide mixto, la información suplementaria aportada por la gravimetría terrestre en comparación con los datos satelares. Los valores N_p se encuentran entre 21 y -14 m y el valor cuadrático medio es de ± 7 m. Este geóide relativo corresponde a las estructuras intermedias porque la influencia de los contrastes profundos de densidad ha sido suavizada a través de la integración de las anomalías en la fórmula de Stokes.

Aunque la separación hecha hasta ahora no es perfecta (el geóide relativo permanece de alguna manera relacionado con la topografía) es interesante la cooperación entre los mapas de anomalías de aire libre y del geóide relativo. En el último mapa se hacen notables varias estructuras, significativas incluso a una escala litosférica:

- Una línea de mínimos:
 - (A) El Mar de Génova
 - (B) El Golfo Pérsico y
 - (C) Mesopotamia; Sus amplitudes son del mismo orden de magnitud (cerca de 10m) aunque tienen muy diferentes relieves.
- Una línea de máximos:
 - (D) Irán
 - (E) Turquía y
 - (F) Los Balcanes
- Otra línea de mínimos:
 - (G) Kopet
 - (H) El Sur del Mar Caspio, e
 - (I) El Mar Negro

Por otra parte hay que notar que los Alpes Europeos no están claramente individualizados. Este resultado, confinado con otros datos geofísicos, ha permitido interpretar la tectónica Alpina en forma más precisa.

Más aún una interpretación cuantitativa de estos puntos extremos ha sido hecha para los mínimos del Golfo Pérsico y el Mediterráneo Este (1). Existen importantes residuos al comparar las anomalías de aire libre calculadas y las ondulaciones relativas con los valores observados al introducir en el modelo estructural a la topografía, los sedimentos y las densidades de la corteza. Estos residuos pueden ser explicados a partir de la subducción de una densa placa litosférica ($\rho_1 = 3.4$) dentro de la astenosfera ($\rho_2 = 3.34$) Fig 4. Tal que estas anomalías están relacionadas con contrastes de densidad de escala muy grande a profundidades intermedias.

Para concluir, la utilización de un geóide relativo calculado a partir de anomalías medias de $1^\circ \times 1^\circ$ parece enfatizar el efecto de las estructuras litosféricas de gran escala.

2. El uso de Anomalías Medias de $12' \times 20'$

Se tiene que hacer uso de anomalías promediadas sobre áreas menores que las de $1^\circ \times 1^\circ$ porque: primero, algunos contrastes profundos de densidad pueden producir anomalías de pequeña extensión, y segundo: la influencia de la topografía puede eliminarse utilizando anomalías isostáticas, cuyo cálculo requiere de un detallado conocimiento de las masas topográficas. Se propone aquí una interpretación cualitativa tentativa de los diferentes clases de mapas, todos calculados a partir de anomalías de aire libre detalladas.

El área estudiada se extiende de las $10^\circ W$ a las $20^\circ E$ en longitud y de

las $35^\circ N$ a los $60^\circ N$ en latitud, cubriendo toda Europa Occidental y el Mediterráneo. Las anomalías usadas han sido promediadas sobre una área de $12'$ en latitud y $20'$ en longitud (lados menores de 20 km). El resultado son 11250 bloques en esta región.

El mapa de anomalías de aire libre Fig 5, aunque está dibujada a grandes intervalos, muestra una estructura muy detallada que no es fácil de interpretar: muchos puntos extremos correlacionan muy bien con la topografía, aún más que los extremos calculados con bloques de $1^\circ \times 1^\circ$ porque se han introducido longitudes de onda más pequeñas. Tal que la eliminación del efecto topográfico se constituye como el problema más importante.

Esta eliminación puede realizarse a través del cálculo de anomalías isostáticas: usando conceptos isostáticos clásicos i. e. la hipótesis de Airy-Heiskanen (igualdad de masas topográficas y compensatorias, profundidad de compensación de 30 km y contraste de densidad entre la corteza y el manto de 0.6). Se han obtenido las correcciones topo-isostáticas a través del cálculo de la forma y atracción de las masas compensatorias (se empleó una red de $12' \times 20'$ de alturas medias).

Se han tomado en cuenta las influencias de zonas remotas usando amplitudes medias en el resto del mundo. La figura 6 muestra el mapa de anomalías isostáticas; muchos de los puntos extremos, causados únicamente por la topografía, se han anulado; pero todavía hay muchos otros extremos esparcidos. Por otra parte no aparece claramente ninguna estructura regional. Entre estos puntos extremos, algunos están relacionados con estructuras geológicas someras, y otros con contrastes de densidad corticales o aún

litosféricos; tal que la separación entre ambos aún no es clara.

Aunque el efecto de la topografía casi se ha eliminado, el uso de anomalías isostáticas tiene dos inconvenientes: las anomalías relacionadas con estructuras intermedias siguen de alguna manera mezcladas con estructuras locales y la corrección misma requiere de una hipótesis más bien arbitraria.

La tercer clase de mapa es el mapa del geóide de aire libre; se han calculado alturas geoidales utilizando la fórmula de Stokes. Aquí se usaron diferentes zonas: la interior con anomalías de aire libre de $12^\circ \times 20^\circ$; la intermedia hasta los 10° con anomalías de $1^\circ \times 1^\circ$; y finalmente, anomalías satelitares sobre el resto de la superficie terrestre.

Estos valores se han contorneado a intervalos de 1 m., Fig 7. El suavizado de las ondulaciones geoidales es muy importante. Se ha reducido el número de puntos extremos; aparece un fuerte gradiente (de 26 m a 66 m) E-W en la parte Norte; sin embargo el filtrado del efecto topográfico es solamente parcial: algunos máximos, de varios metros, se presentan en las cadenas montañosas Alpinas, Pirineas, Noruegas, etc y son del mismo orden de magnitud que los otros extremos relacionados con fuentes más profundas. Tal que se ha logrado una buena eliminación de anomalías locales pero el efecto de accidentes topográficos mayores permanece al menos parcialmente.

De tal manera que se usará otra cantidad: alturas geoidales isostáticas. La integración numérica de la fórmula de Stokes es la misma que la utilizada para el geóide detallado de aire libre (en la zona exterior la

corrección topoisostática se calculó por expansión en armónicas esféricas).

El geóide isostático se muestra en la Fig 8 con intervalos a 1 m. Características globales (tal como el gradiente y las direcciones notables) son predominantes. Sin embargo es interesante el observar de algunos otros extremos (particularmente con respecto al geóide de aire libre.

Se puede constatar en el mapa de anomalías isostáticas que la corrección ha eliminado los máximos sobre las montañas.

Es de notarse el mínimo del P y los Apenninos; este mínimo de más de 5 m sólo puede explicarse por la presencia de sedimentos superficiales.

Un máximo relativo sobre el macizo Rheman-Schistous; parece relacionado con formaciones volcánicas superficiales y puede que corresponda a un máximo de flujo térmico (hot spot).

Hay que notar también la aparición de dos máximos sobre los Mares Tirreno y Mediterráneo. Estos no aparecen en ningún otro mapa.

Tal que este geóide isostático parece ser el mapa más interesante para destacar estructuras de profundidad intermedia. Su mayor inconveniente es precisamente la hipótesis isostática que se ha introducido (aunque las ondulaciones geoidales no han sido muy afectadas por los valores de los parámetros de compensación). Desde el punto de vista geofísico, sería preferible el introducir una clase de compensación que alcanzara mayores profundidades que la de la discontinuidad del Moho y pudiera variar de

un área a otra.

Para eliminar el inconveniente de la hipótesis isostática una quinta cantidad se ha calculado: el geóide continuado hacia arriba.

En el cálculo del geóide isostático, el efecto topográfico se anula como si se lo continuara hacia abajo 30 km y por lo tanto casi no aparece sobre la superficie de la tierra. De la misma manera la continuación hacia arriba del geóide reduce severamente la influencia de los fenómenos superficiales, y en particular el de la topografía, sin introducir ninguna hipótesis acerca de la forma en que esta eliminación se efectúa físicamente.

Las ondulaciones geoidales continuadas hacia arriba se han calculado con la fórmula de Stokes generalizada a diferentes alturas.

La integración numérica se realizó también en tres partes. Las ondulaciones producidas a 20, 30 50 y 100 km de altura se muestran en las Figs. 9, 10, 11 y 12. El filtrado de las anomalías parece ser esencialmente una función de su extensión en la superficie de la tierra: algunos efectos topográficos son todavía visibles a 20 km de altura. Pero a 30 y 50 km varias características notables son comunes al mapa del geóide isostático; por otra parte un máximo considerable aparece sobre España el cual no se presenta en el mapa isostático y sí en el mapa de aire libre.

De lo anterior se deduce que la separación entre los efectos de la topografía de gran escala y los puntos extremos de fuentes profundas no se ha logrado completamente. Por lo tanto el mapa del geóide isostático

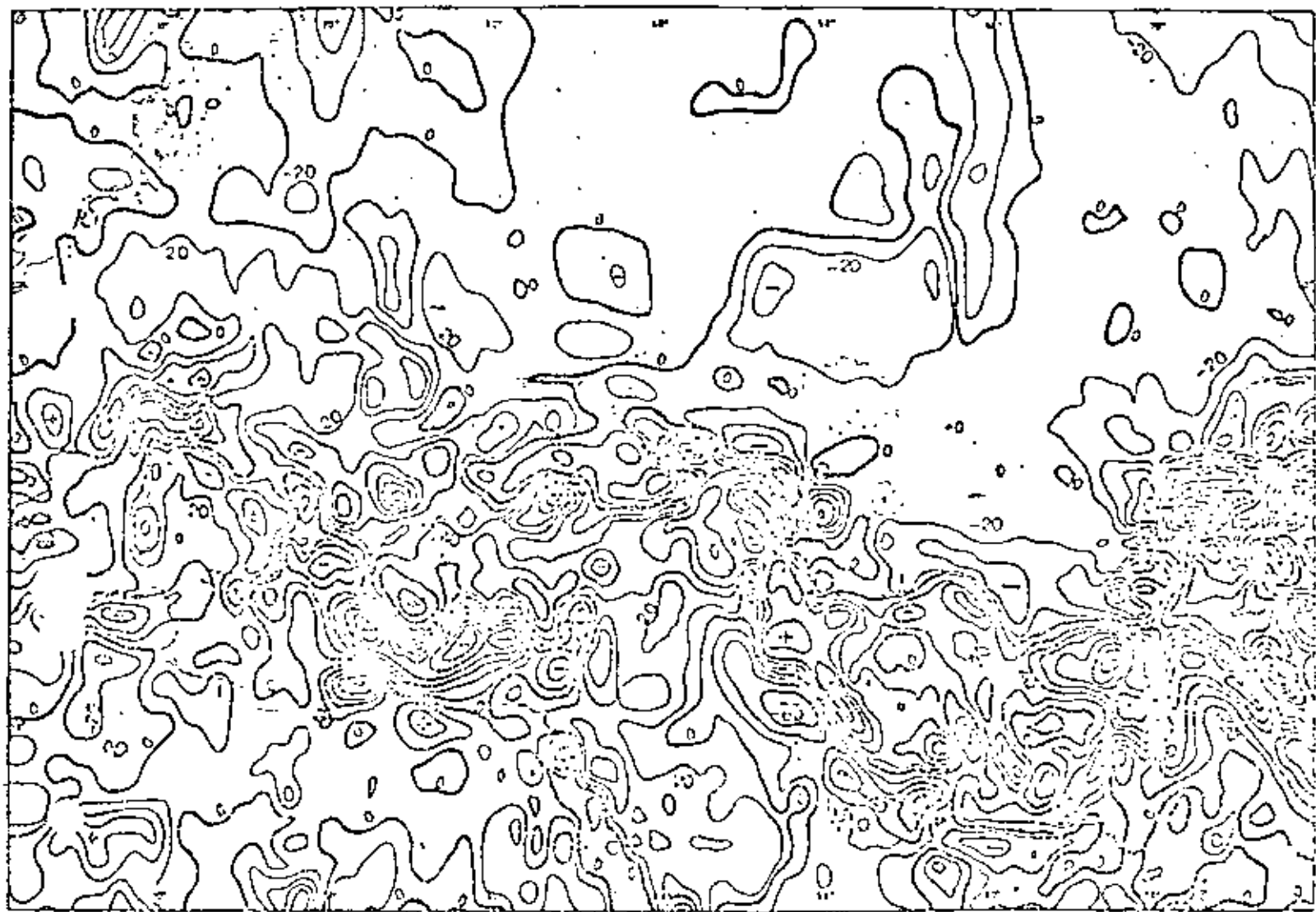
constituye un mejor modelo para la interpretación geofísica a esta escala.

Finalmente se han calculado las variaciones de densidad de un estrato, correspondiente a una litósfera de espesor constante (100 km), a partir de anomalías de aire libre e isostáticas y de las ondulaciones geoidales.

Referencias

- [1] Coran, S., G. Desvignes Et A. Guillaume (1977) Ondulations du géoïde dans l'orogène alpin entre l'Europe et l'Indie.
Colloque géologie et mesure Orléans, Mai 1977.

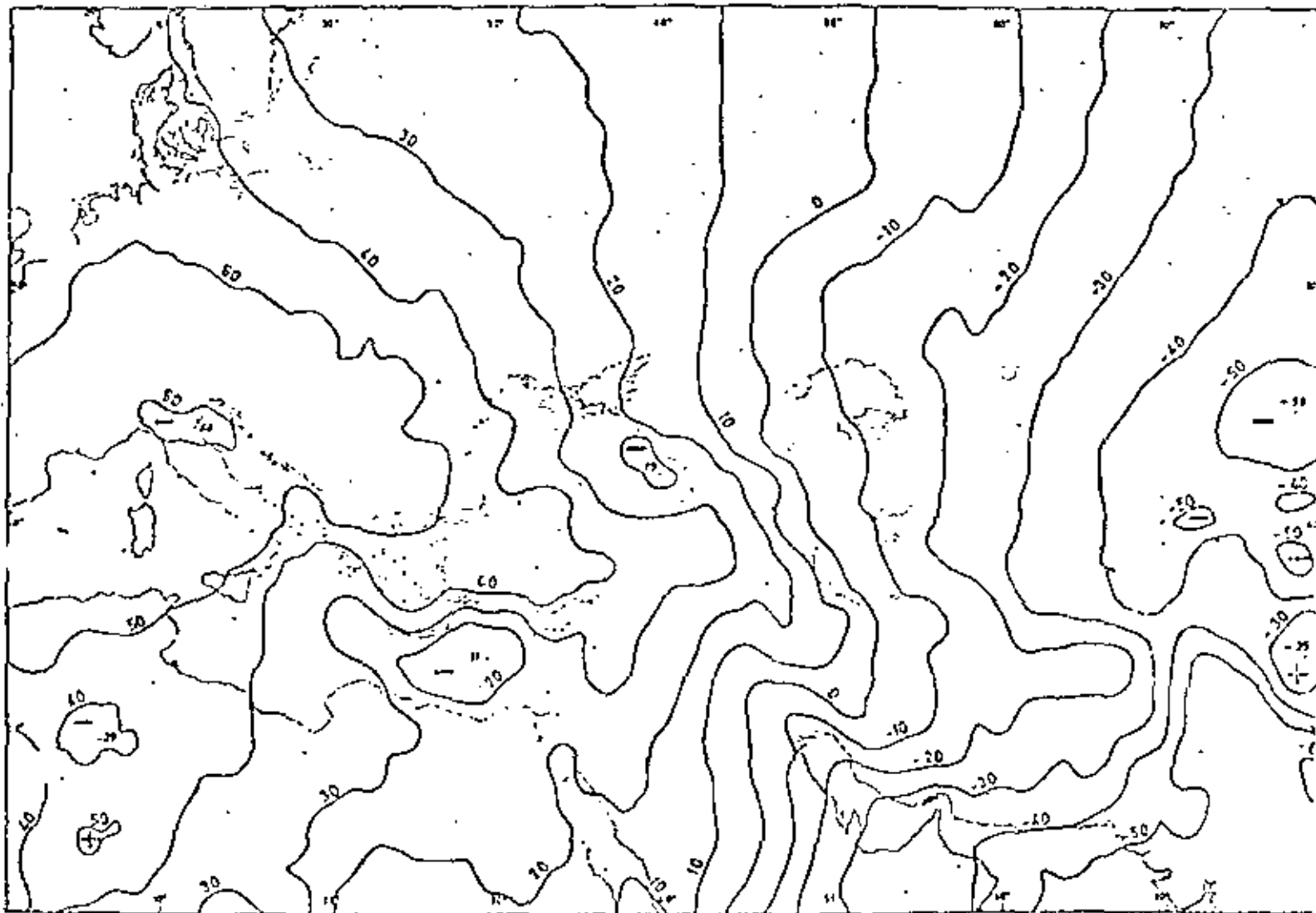
FREE AIR ANOMALIES MAP



Contour interval : 20 mgal
flattening 1/298.25
from 1°x1° mean anomalies

Fig. 1

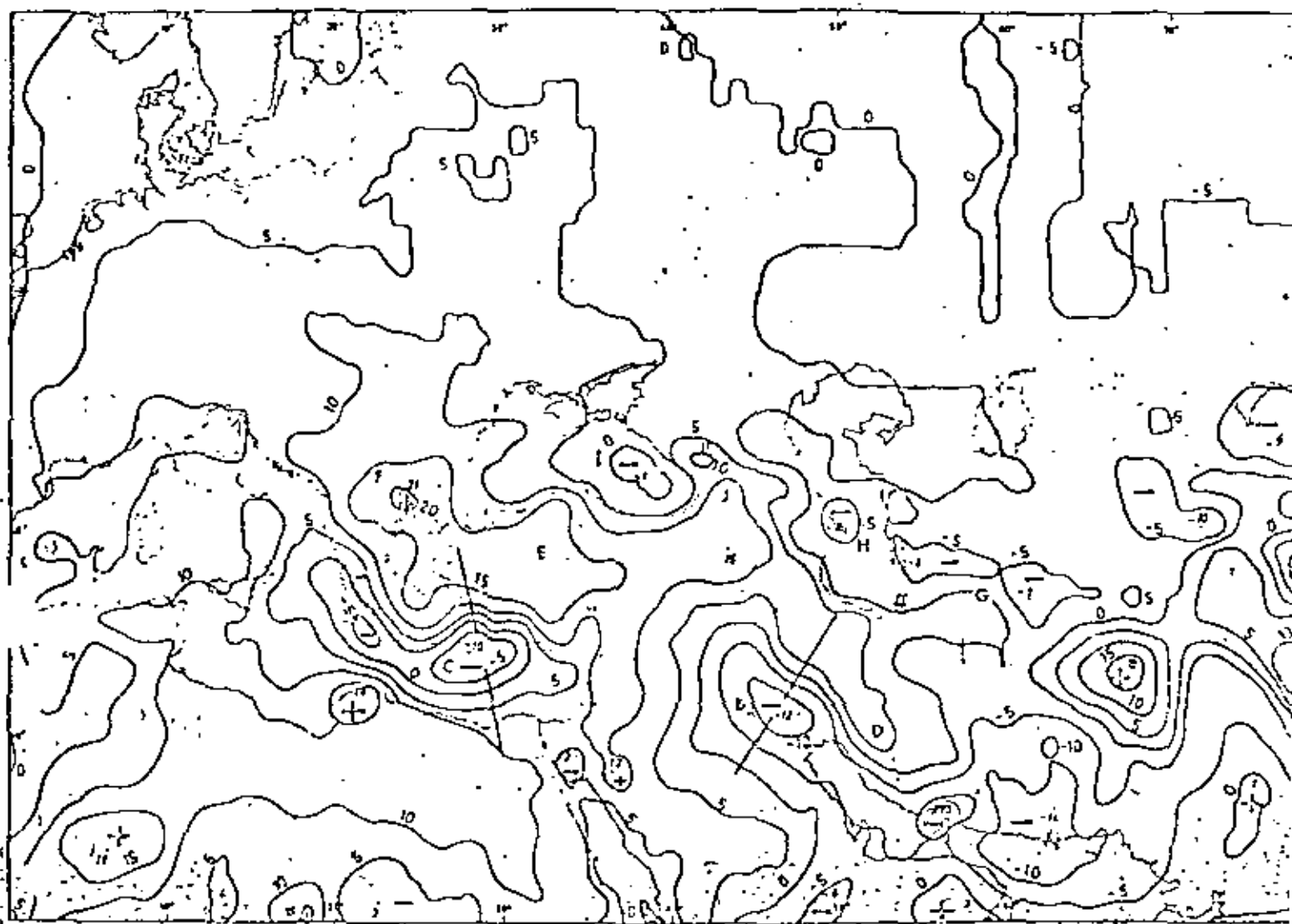
MIXT GEOID



Contour interval 10 m
flattening 1/298.25

Fig. 2

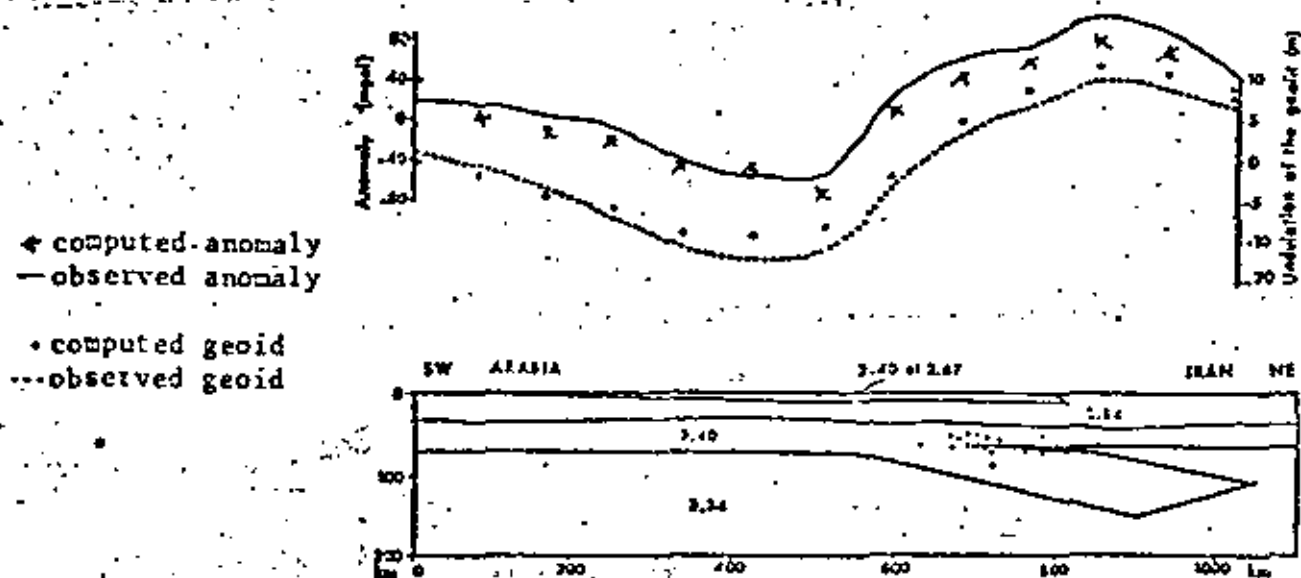
RELATIVE GEOID



Contour interval 5 m

flattening 1/298.5

Fig. 3

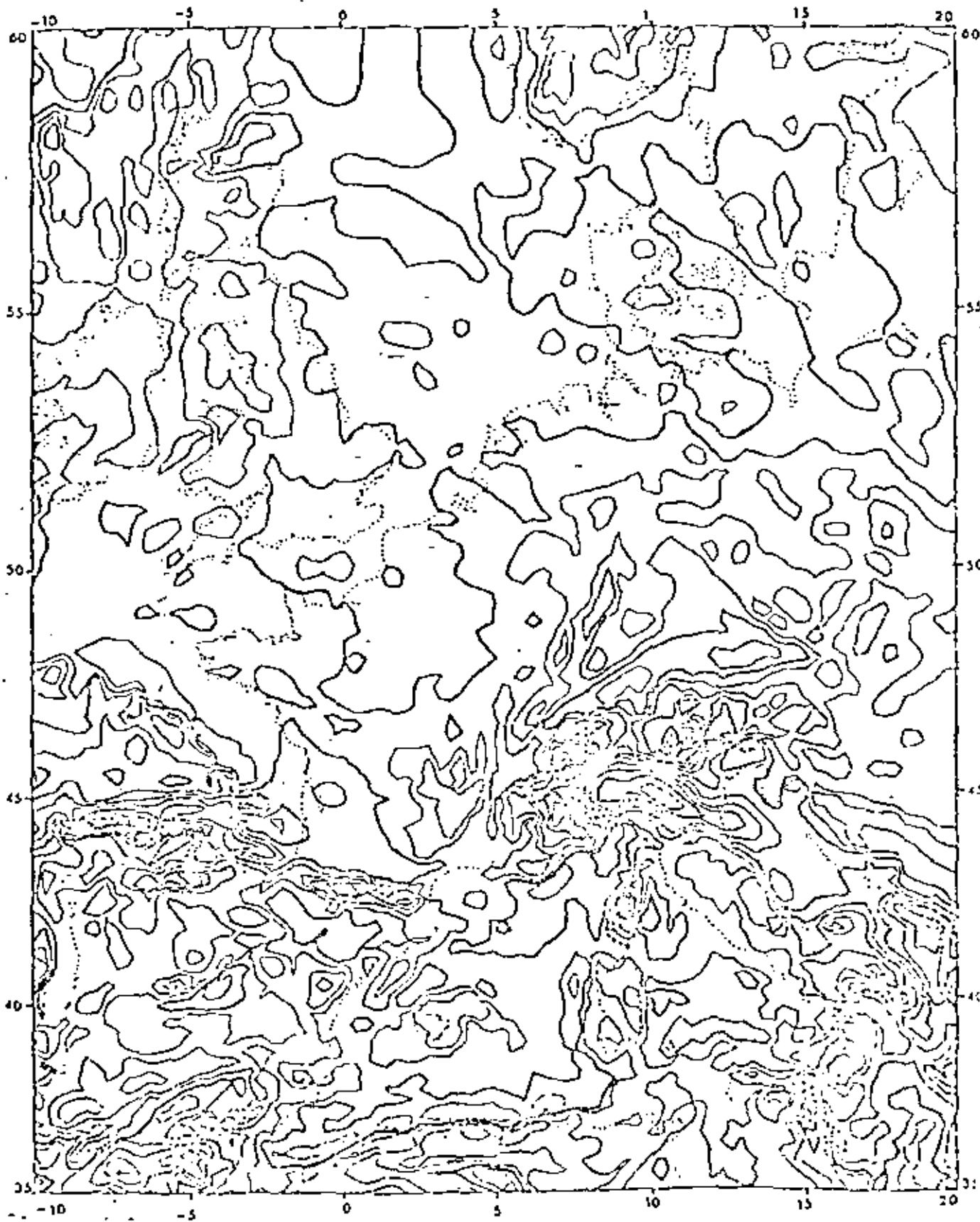


Structural model for free air anomaly and relative geoid's undulations concerning the subduction of Arabian plate ;
 - points represent seismic focus (after (6)).
 - the cup extends from $28^{\circ}5' N - 43^{\circ} E$ up to $36^{\circ}5' N - 49^{\circ}5' E$.

Fig. 4

FREE AIR ANOMALIES MAP

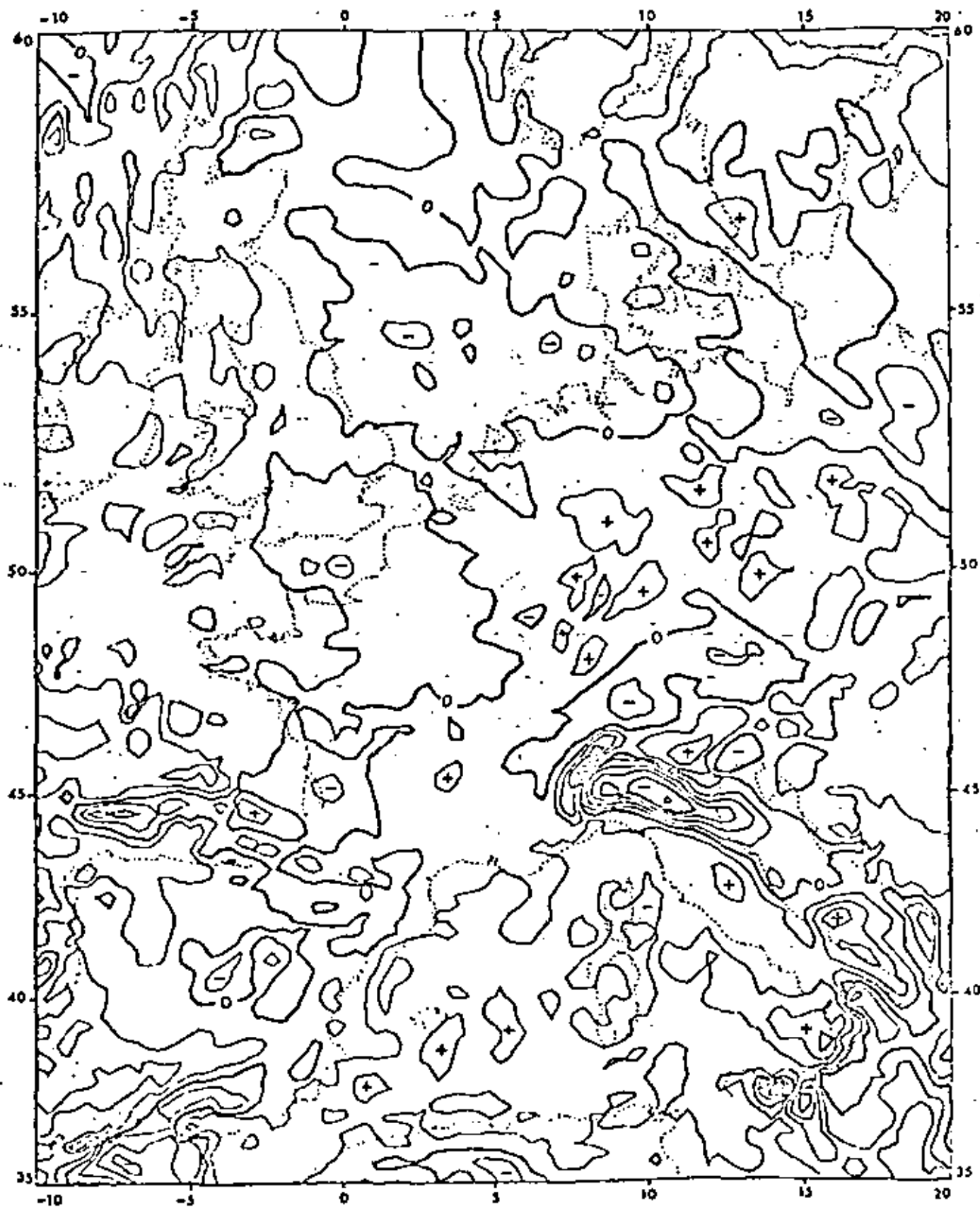
14



Contour interval : 25 mgals
 flattening : $1/298.25$
 Main curves : - 100, 0, 100 mgals.
 From 12' x 20' main anomalies

Fig. 5

ISOSTATIC ANOMALIES MAP



Contour interval : 25 mgals

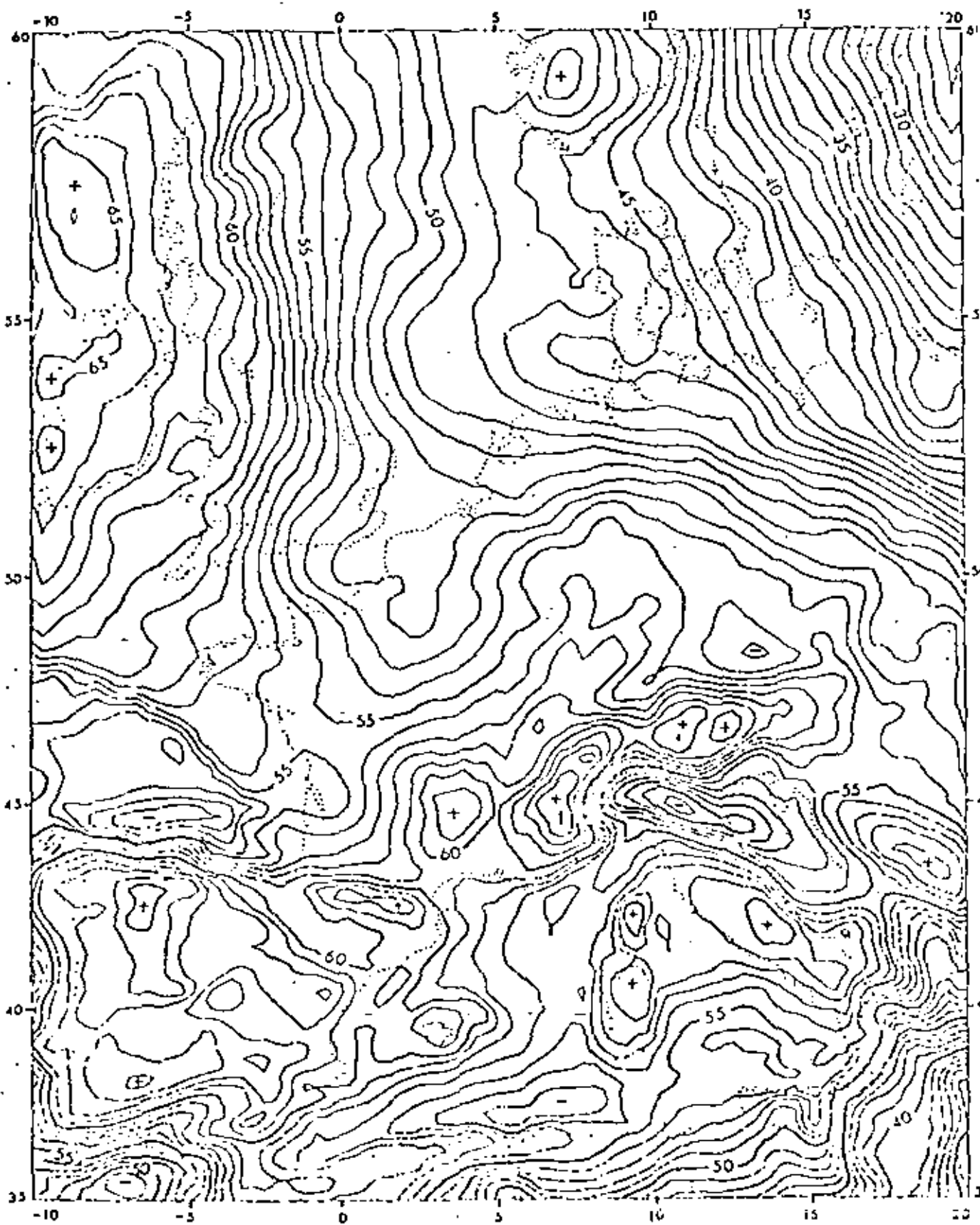
flattening $1/298.25$

Airy-Heiskanen system with compensation depth 30 km

from $12' \times 20'$ mean anomalies

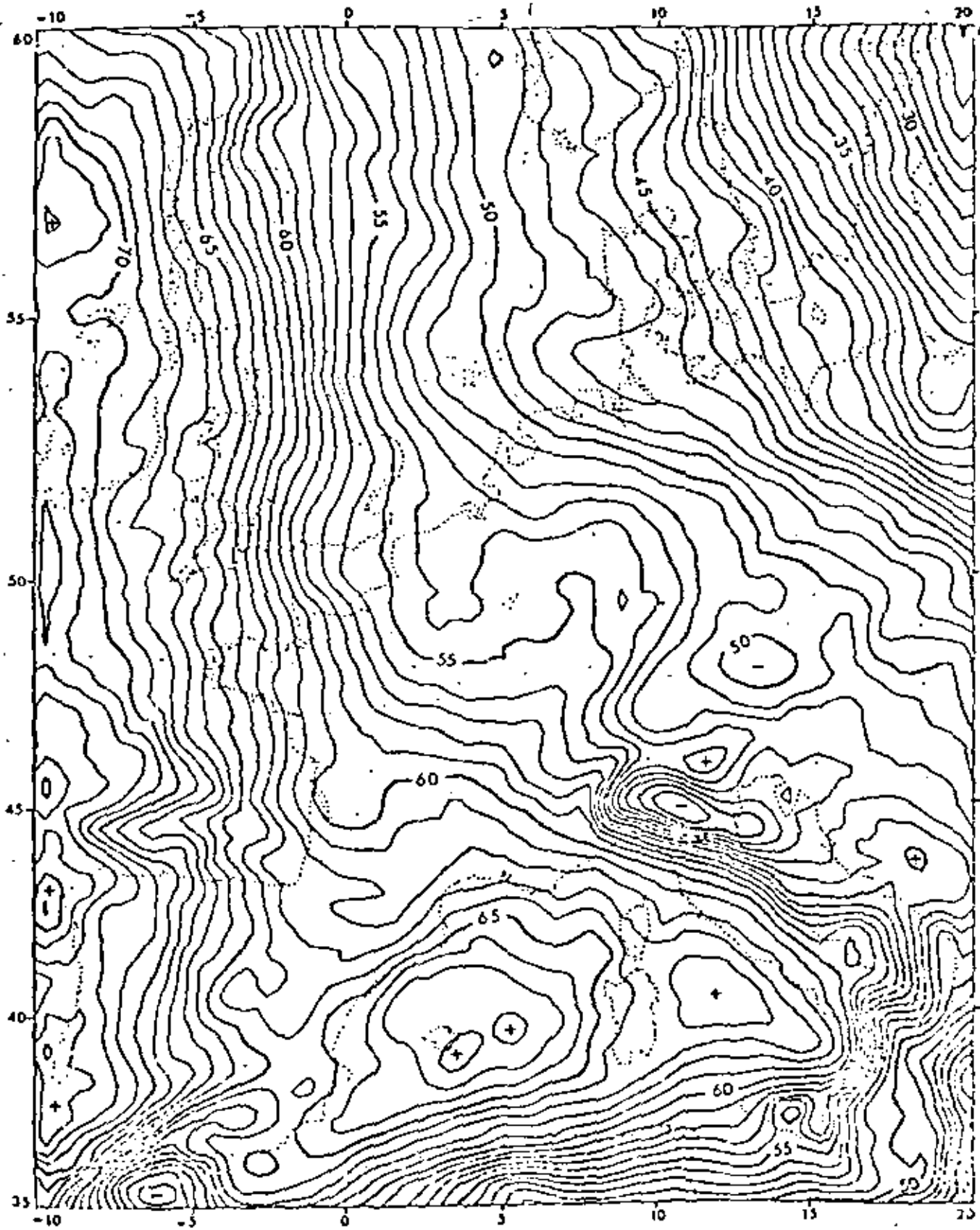
main curves : - 100, 0, 100 mgals

DETAILED FREE AIR GEOID



Contour interval : 1 meter
flattening 1/298.25

DETAILED ISOSTATIC GEOID

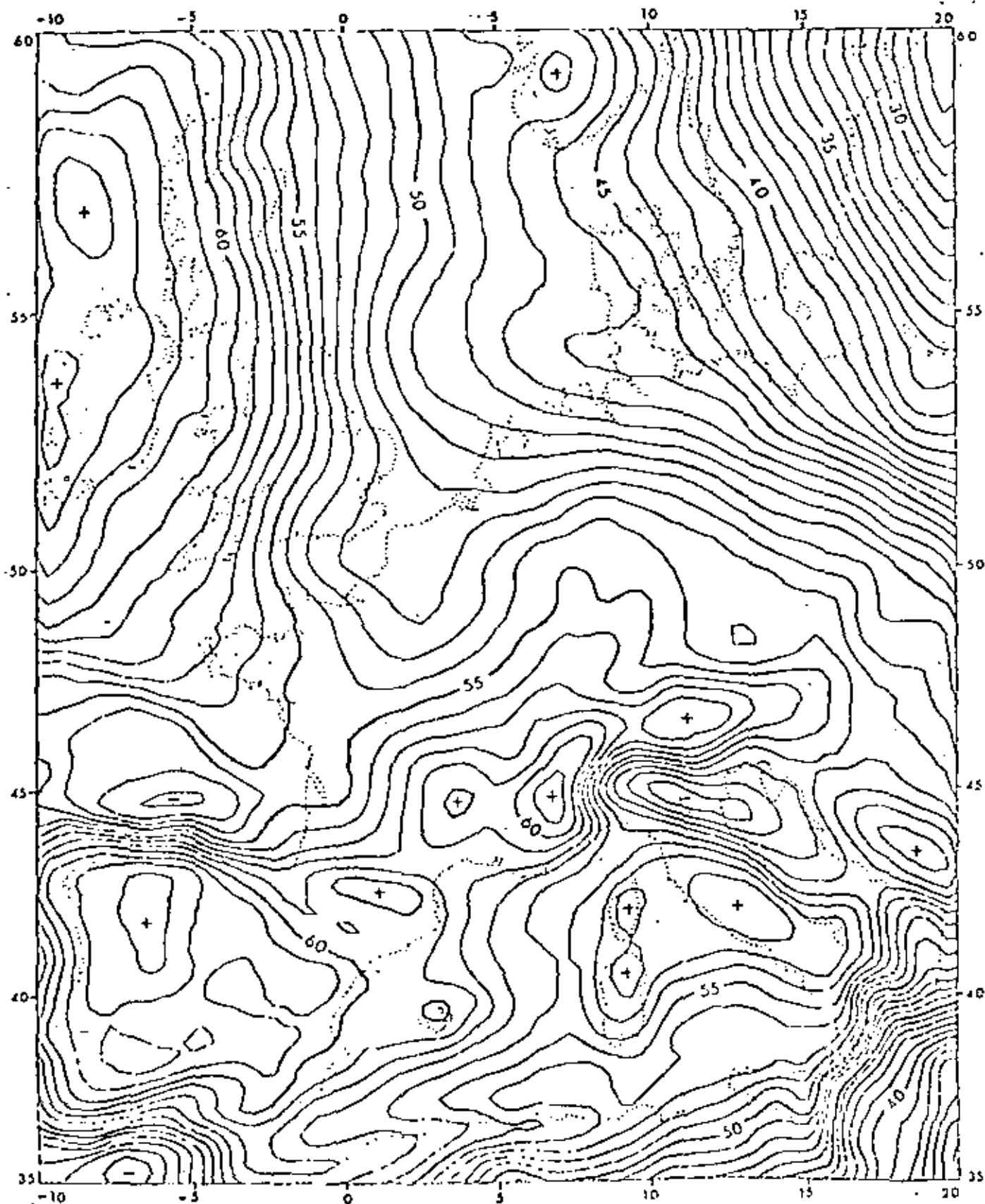


Contour interval : 1 meter
flattening 1/298.25

Airy-Heiskanen system with compensation depth 30 km.

Fig. 8

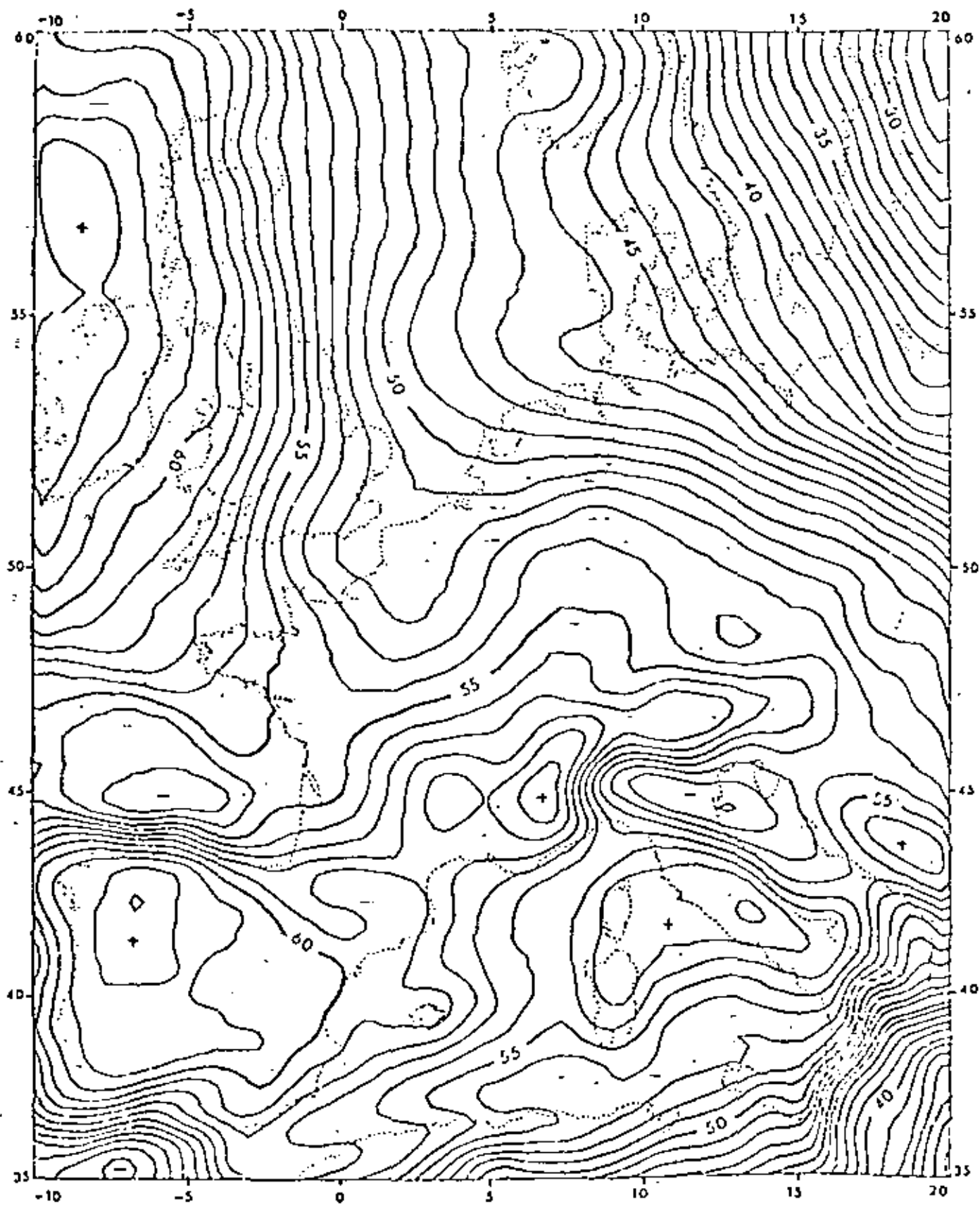
FREE AIR GEOID UPWARD CONTINUED AT 20 Km



Contour interval : 1 meter

flattening 1/298.25

Fig. 9

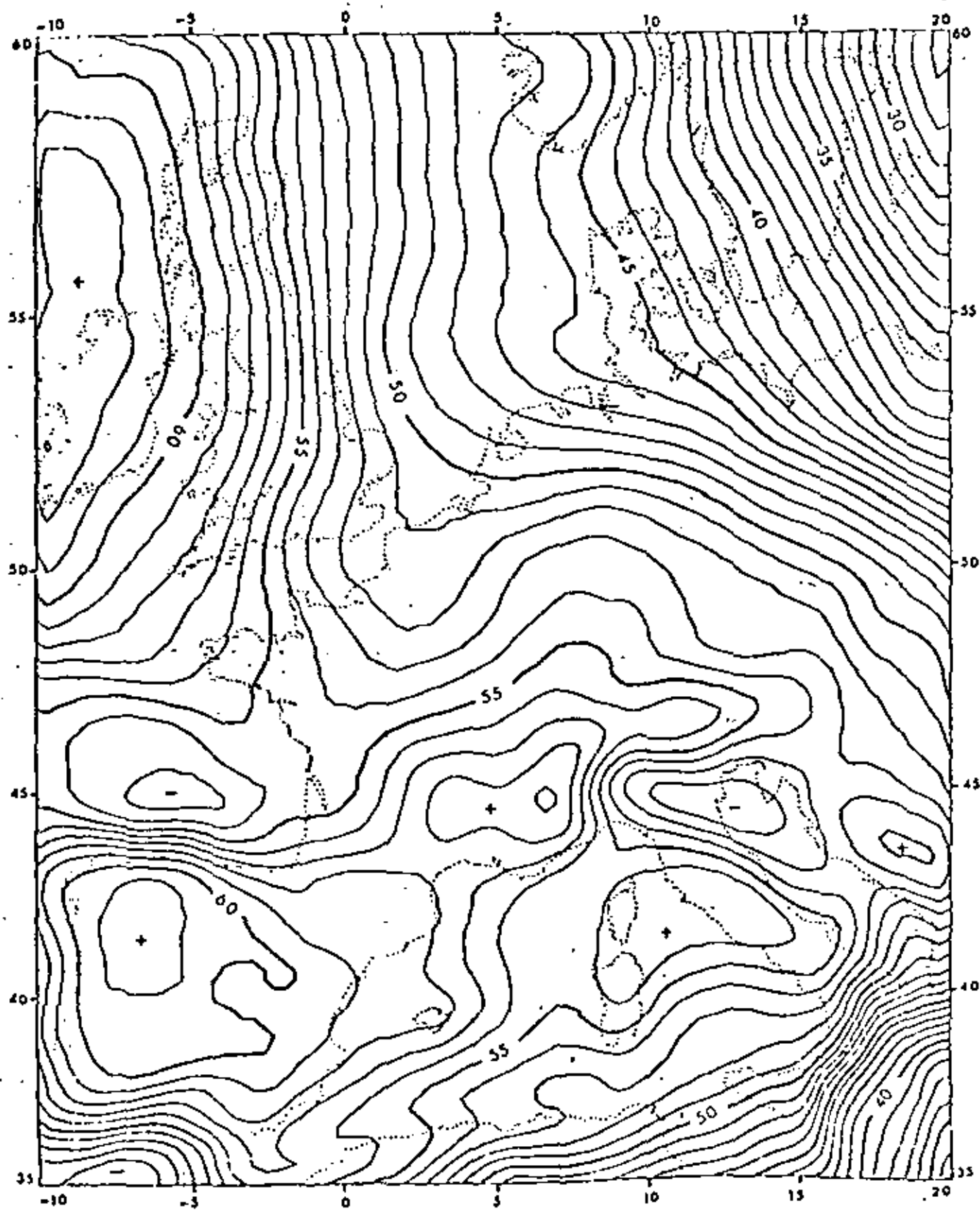


Contour interval : 1 meter

flattening: $1/298.25$

Fig. 10

FREE AIR GEOID UPWARD CONTINUED AT 50 Km

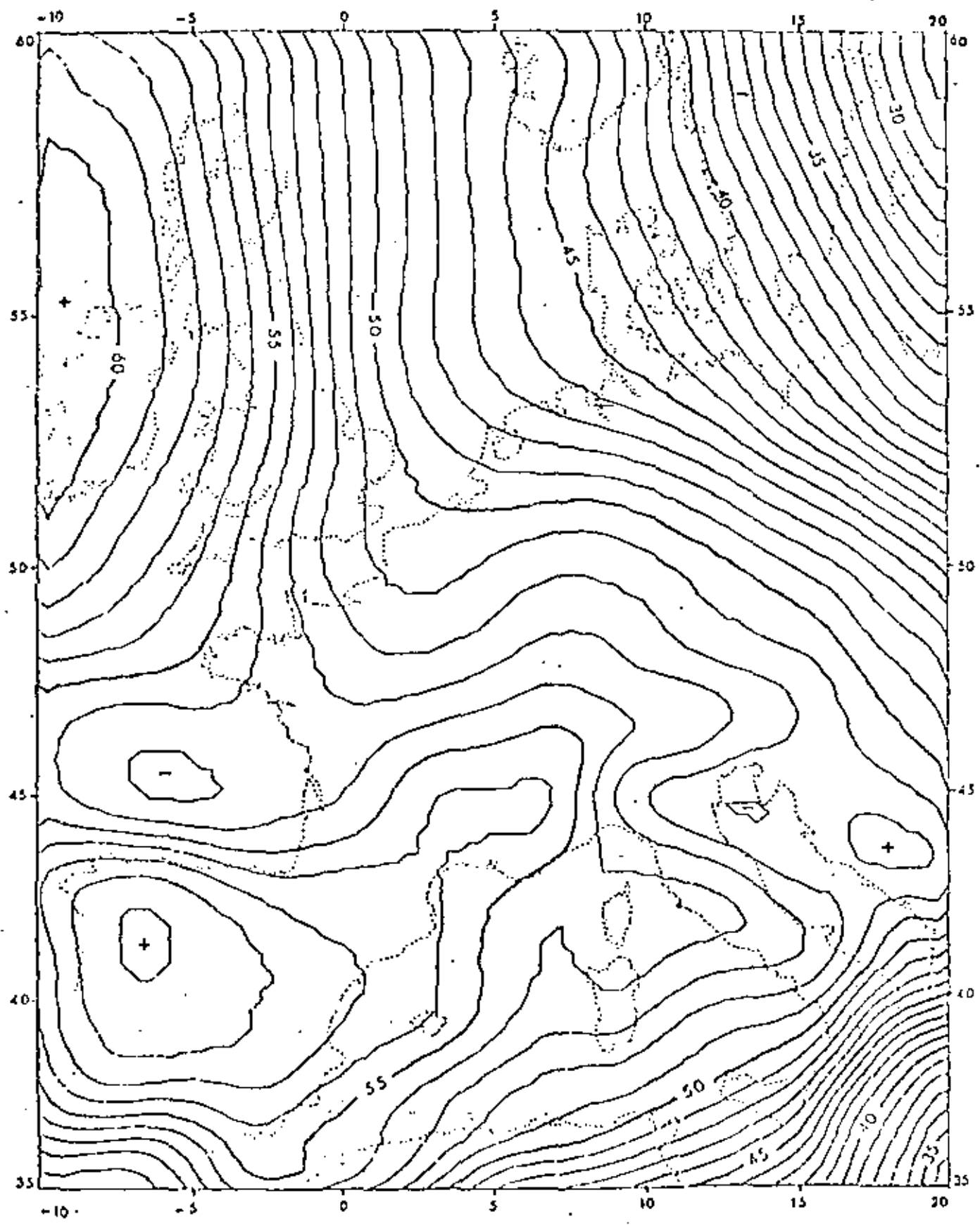


Contour interval : 1 meter

flattening $1/298.25$

Fig. 11

FREE AIR GEOID UPWARD CONTINUED AT 100 Km



Contour interval : 1 meter
flattening 1/298.25

Fig. 12



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA -U.N.A.M.-**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

APARATOS PARA MEDIR EL VALOR DE LA GRAVEDAD

Ing. Guillermo Hernández Moedano

Junio, 1981

APARATOS PARA MEDIR EL VALOR DE LA GRAVEDAD.

Por: Ing. Guillermo Hernández Moedano

La intensidad del campo gravífico o aceleración g de la gravedad puede medirse ya sea con aparatos dinámicos o aparatos estáticos. Los métodos dinámicos mas importantes para medir a g , son:

- 1).-Medidas de la velocidad de la caída de un cuerpo, el plano inclinado de Galileo y
- 2).-Medidas del período de oscilación de un cuerpo, debido a la atracción de la fuerza de la gravedad. El Péndulo, el péndulo invertido y el variómetro (balanza de torsión).

Al grupo de aparatos estáticos, pertenecen los que usan el principio de la balanza de resorte conocidos como gravímetros y los de presión de gas.

EL PENDULO

Péndulo simple o matemático Fig.1a. Consta de una pequeña masa (m) suspendida de un hilo teóricamente sin masa, perfectamente flexible y de longitud invariable, la componente de la aceleración de la gravedad normal al hilo es $mg \sin i$. Según la segunda Ley de Newton la ecuación de equilibrio es:

$$mR \cdot \frac{di^2}{dt^2} + \frac{g}{R} \sin i = 0$$

la solución de esta ecuación diferencial es una función periódica de período T (tiempo AA'A):

$$T = 2 \sqrt{R/g} \left[1 + (1/2)^2 \text{sen}^2 \frac{i_0}{2} + \left(\frac{1.3}{2.4} \right)^2 \text{sen}^4 \frac{i_0}{2} + \dots \right]$$

Siendo (i_0) pequeño (el ángulo inicial)

$$T \approx 2 \sqrt{R/g} \quad (\pi = \text{pi})$$

Péndulo ffsico. Fig. 1b. Este péndulo es conocido también con el nombre de péndulo compuesto, es un cuerpo cualquiera de masa M suspendido de una cuchilla sobre la cual puede oscilar libremente. La Fórmula del período en este caso es:

$$T = 2 \sqrt{I/Mgh}$$

siendo I el momento de inercia respecto a la cuchilla. Y h la distancia del centro de gravedad G a la cuchilla.

De las ecuaciones anteriores se deduce que el péndulo compuesto es equivalente a un período simple cuya longitud R_1 viene dada por $R_1 = \frac{I}{Mh}$

El péndulo compuesto servirá para determinar los valores de g si tanto su longitud equivale R_1 como su período T pueden ser determinados con precisión ya que: $g = \frac{4 \pi^2 R_1}{T^2}$

El péndulo utilizado en la práctica es generalmente un péndulo compuesto reversible, Fig. 1c. consta de dos cuchillas C_1 y C_2 paralelas y situadas en los lados opuestos de una barra de cuarzo fundido o de invar.

El péndulo se ajusta de manera que los períodos de oscilación T_1 y T_2 alrededor de C_1 y C_2 , sean iguales.

Fácilmente se demuestra que si $T_1 = T_2$ la longitud del péndulo simple equivalente es tal que: $R = h_1 + h_2$

Como la distancia entre las dos cuchillas puede ser medida con una gran precisión resulta que los valores de g se pueden medir asimismo con gran exactitud.

Los valores absolutos de g se deducen simplemente de:

$$g = \frac{4\pi^2 R}{T^2}$$

Observando el período T en el punto estación, determinándolo sobre el promedio de millares de oscilaciones y procurando eliminar las fuentes de error, como aumento de longitud por los cambios de temperatura, por desgaste de cuchillas, etc.

Las medidas internacionales de la gravedad se efectúan con este tipo de péndulo.

En prospección se usó el péndulo hasta que apareció la balanza de torsión y después el gravímetro que lo desplazó por su mayor precisión y rapidez en la toma de observación.

GRAVIMETRO

Comunmente el término gravímetro se aplica a cualquier instrumento, excepto péndulos, usando para medir de pequeñas diferencias de gravedad. La idea de usar el gravímetro de lectura directa más bien que un péndulo es muy antigua, pero

el deseo original era el de tener un aparato suficientemente sensible para detectar las pequeñas variaciones temporales de g mas que inventar un instrumento portátil para uso en el campo.

En principio, un gravímetro es una balanza extremadamente sensible. El peso o fuerza de atracción gravitacional de una masa constante, variará de acuerdo con el campo gravitacional de tal modo que al detectar diferencias de pesos, suficientemente pequeñas, podrán medirse las diferencias de gravedad correspondientes. En su forma mas elemental un gravímetro consta esencialmente de una masa soportada por un resorte.

Dijimos que la aplicación práctica de un gravímetro requiere que el instrumento tenga sensibilidad de al menos $1/10,000,000$ de g .

TIPOS DE GRAVIMETROS: ESTABLE E INESTABLE:

La mayoría de los gravímetros pueden clasificarse de acuerdo con sus bases físicas de construcción.

Gravímetros estables

1).- Peso sobre el resorte

Gravímetros Inestables

2).- Fibra de torsión

de cuarzo por ejemplo Worden, Sintrex

- 3).- Resorte de metal Longitud cero
Lacoste and Romberg
(Período teórico infinito y
deflexión lineal).

GRAVIMETROS ESTABLES

Son aquellos en que el cambio de la longitud del resorte medido directamente por medio de una adecuada amplificación ya sea óptica, mecánica o eléctrica.

En caso más sencillo sería el de la Figura 2a. o sea simplemente un dinamómetro. Si F es la fuerza o peso debido a la gravedad g actuando sobre M tendremos:

$F = Mg = K(d-d_0)$ siendo d_0 la longitud inicial del muelle, d la longitud final y K la constante del muelle.

Como la masa M es constante F sería proporcional a g por lo que las pequeñas variaciones de g se traducirán en incrementos de D .

$$\Delta F = M \Delta g = k \Delta d$$

$$\Delta g = \frac{k}{M} \Delta d$$

Para obtener con este tipo de gravímetros medidas de Δg del orden de aproximación de 0.1 miligal habría que apreciar desplazamientos del muelle del orden de diezmilésimas de metro, por lo que es muy difícil conseguir mucha precisión con este instrumento.

La variación del resorte deben ser proporcionales a su longitud como lo son las variaciones de Δg a g ; es decir:

$$\frac{\Delta d}{d} = \frac{\Delta g}{g}$$

Si cada variación de g de 0.1 miligal debe representarse por 0.001 milímetro (10^{-6} metro) la longitud del resorte debería ser:

$$\frac{10^{-6}}{d} = \frac{0.1 \text{ miligals}}{g=980\,000 \text{ miligales}}$$

$$\approx 1 \times 10^6$$

$$d = \frac{10^{-6} \times 10^6}{0.1} = 10 \text{ metros.}$$

es decir que sería necesario un resorte de 10 metros.

GRAVIMETRO HARTLEY

Es uno de los más sencillos. Fig. 2b.

En esencia consta de dos muelles, (1) muelle principal del que está suspendida la masa M y (2) muelle de ajuste accionado por un tornillo micrométrico T .

El Muelle (2) se emplea para hacer la lectura a 0, es decir, su disco mide el número de vueltas necesarias para equilibrar el sistema, la amplificación del movimiento vertical es de unas 50,000 veces y se consigue mediante un ingenioso sistema mecánico óptico.

Su apreciación es pequeña, de sólo 1 miligal.

EL GRAVINETRO GULF O (HOYT) Fig. 2c. y 2cd. CONSISTE:

En un muelle espiral del que cuelgan una masa circular M a la que va unida un espejo E. Las pequeñas variaciones de la gravedad actúan alargando el muelle y girándolo. Lo que se mide es el pequeño ángulo de giro (del orden de segundos) mediante un conveniente juego de prismas que reflejan varias veces un rayo de luz sobre dicho espejo.

La amplificación es del tipo de unas 20 veces, produciendo en el ocular una desviación del orden de 1 milímetro.

El gravímetro va encerrado en una caja aislante cuya temperatura se mantiene fija por medio de un termostato. Su precisión es de 0.02 miligal y su peso de unos 13 Kgrs.

GRAVINETROS INESTABLES

La ecuación diferencial de un Sistema elástico con un grado de libertad, se expresa:

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} + C_a \frac{dx}{dt} + K_r X = 0$$

m masa del sistema donde C_a constante de amortiguamiento K_r - constante de resorte, y X desplazamientos del resorte tiene por solución:

$$X = C_1 \text{ Seno } Wt + C_2 \text{ Coseno } Wt$$

donde $W = \left(\frac{K_r}{m}\right)^{1/2}$

W = Velocidad angular.

C_1 y C_2 = Constantes de Integración.

T = Tiempo de un ciclo.

En un sistema donde :

$$C_a = 0; \quad \frac{d^2X}{dt^2} + \frac{K_r}{m} X = 0$$

En desplazamientos verticales $X = Z$ y sí:

$$\frac{d^2\Delta Z}{dt^2} = \Delta g$$

$$\Delta g + \frac{K_r}{m} \Delta Z = 0$$

$$\Delta g = -\omega^2 \Delta Z$$

Es decir sí:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} = \sqrt{\frac{K_r}{m}}$$

$$T = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{K_r}{m}}} \quad \text{ó} \quad = 2\pi \sqrt{\frac{m}{K_r}}$$

la forma de hacer T grande es disminuir el valor de K_r o sea agregando al sistema elástico una constante K_r' de sentido contrario a K_r .

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{K_r - K_r'}}$$

La condición de un gravímetro inestable es de que:

$$K_r - K_r' \rightarrow 0$$

El principio de los gravímetros inestables es ilustrada en las Figs. 3a. y 3b.

Uno de los gravímetros inestables más usados en levantamientos terrestres es el Worden del que existen actualmente - más que todos los gravímetros de otras marcas juntos, es de cuarzo, sencillo de operar, ligero de peso y de una aproximación de 0.1 miligal tiene un alcance de lectura grande, pero hay que re-escalar cada 200 miligales. Se fábrica en E.U.A., - se muestra en las Figs. 4 y 5 .

El gravímetro Sintrex fabricado en Canada es muy semejante al Worden. Ver Fig.6.

El gravímetro Lacoste and Romberg es también un gravímetro inestable. construido de una alíación de metal muy resistente, pero sufre variaciones aunque pequeñas por los cambios de temperatura, por lo que tiene un termostato que mantiene constante la temperatura de trabajo, para el suministro de la energía usa baterías recargables. El sensor se encuentra dentro de una cámara antimagnética y herméticamente cerrada y tiene una capacidad de lectura continua de 7000 miligals. sin reescalar.

El gravímetro La Coste por su recia construcción y por su facilidad para operarse electrónicamente a control remoto, ha sido posible adaptarlo para emplearse en el fondo de los mares o lagos de aguas someras, para correrse en pozos y para medir en forma continua la variación de la gravedad transportado en barcos ó avión ó en helicóptero, al final del texto -

se agrega la copia de un artículo publicado en Word Oil de Junio de 1969, donde informa de las primeras pruebas realizadas en las diferentes adaptaciones del gravímetro La Coste and Romberg. También se agrega una copia de 1975 donde se relata y se describe, las especificaciones de un gravímetro La Coste, montado en helicóptero.

En las figuras 7, 8, 9 y 10 se muestra el gravímetro terrestre (modelo G), el equipo adaptado para usarse en el fondo del mar; el que debe transportarse en barco ó en avión.

Actualmente se esta empleando el gravímetro La Coste and Romberg para adquirir los valores de g transportando el gravímetro en un helicóptero pero bajandolo para hacer la lectura. El helicóptero va equipado con un sistema de navegación inercial para obtener simultaneamente los datos topográficos del punto observado. El helicóptero toca tierra cerca de cada lugar donde se desea hacer la observación y que el terreno lo permita. Se baja el operador para plantar el gravímetro y tomar la lectura, en cada una de las estaciones programadas. El control horizontal y vertical topográfico de cada estación se obtiene con el equipo inercial del helicóptero. Fig. 11.

El gravímetro es un La Coste and Romberg, Modelo G, equipado con amortiguamiento variable y lectura electrónica.

El sistema de topografía inercial montado en el helicóptero es un sistema semejante al de los aviones pero bastante modificado.

Hay gravímetros La Coste and Romberg con aproximación -- hasta de 1 microgal, como el que se usa para correrse en el pozo.

GRAVIMETRO AEREO

El gravímetro aéreo está compuesto de un gravímetro La Coste and Romberg Modelo S fuertemente sobre-amortiguado, montado en una plataforma estabilizadora por giroscopos y asociado con equipo electrónico para registrar las variaciones de la aceleración de la gravedad analógicamente sobre papel de gráfica y también en cinta magnética.

La plataforma estabilizadora es controlada por dos servomotores para mantenerla vertical. Dos giroscopos Honeywell, dos acelerómetros, y dos servomotores adicionales.

Para el sistema de la navegación inercial tiene agregado un tercer giroscopo, que se fija al gravímetro para estabilizar la unidad en azimut y conservarla alineada en la dirección Norte-Sur, así esta unidad funciona como "giro compas". Se agrega un tercer servomotor para proporcionar la rotación azimut necesaria.

La cinta magnética registra: 1. la relación de precesión de los tres giroscopos, 2. la salida de los dos acelerómetros y 3. "cabeceo del helicóptero que controla el "giro compas" - del sistema.

El control de la ruta y velocidad de navegación se hace por métodos electrónicos, por ejemplo un sistema Trisponder - para tomar coordenadas circulares y/o hiperbólicas.

El sistema de control de la elevación consiste en un sensor muy preciso de la presión atmosférica y un dispositivo de rayo Lasser de precisión para medir distancias.

Para calibrar el sistema de medición de elevación el helicóptero vuela sobre un punto de cota S.N.M. conocido, con el altímetro en cero la aceleración vertical que se aplica a la medición de g. se calcula en el computador que lleva el sistema, partiendo de la desviación medida en el altímetro. La presión del altímetro se calibra para que repita ± 7.5 centímetros la elevación sobre un rango de 50 metros.

La calibración en tierra del rayo Lasser da una aproximación de 0.15 metros en 1850 metros de distancia.

La compañía que presta este servicio asegura que los levantamientos en condiciones óptimas, se obtienen con una aproximación de .25 miligals.

La información que va adquiriendo se "monitorea" analógicamente en una gráfica de papel y se registra en digital para correrse inmediatamente en el computador montado en el helicóptero. (Fig.12)

GRAVIMETRO DE POZO.

Hay dos tipos de gravímetro de pozo que se usan en U.S.A.. El LaCoste Romberg y el Humble, son inestables y el diagrama del sensor correspondiente se muestra en la Fig. 13a y 13b.

El gravímetro LaCoste Romberg, que se corre en el pozo se ha podido reducir en sus dimensiones y por lo tanto se puede ahora correr en pozos con ademe de un diámetro de 5 pulgadas. También el sistema de control permite, debido a la reducción de las dimensiones del gravímetro, observar en pozos con desviaciones hasta de 14.5 grados con la vertical, la aproximación promedio en el trabajo es de 20 microgals. en algunas operaciones de condiciones favorables la aproximación llega a 10 microgales.

El gravímetro Humble (Fig. 13a) la aproximación que reportan es de 10 microgals, pero su uso está restringido al de Cías. petroleras particulares.

GRAVIMETRO DE BARCO

Los instrumentos de péndulo fueron adaptados para medir diferencias de gravedad en submarinos por el señor Vening Meinesz y se descubrieron, anomalías muy grandes asociadas con islas y trincheras profundas. Sin embargo ésta técnica no fue satisfactoria para la exploración comercial, pero esto sirvió de base para el desarrollo de los instrumentos medidores de gravedad a bordo de barcos.

El gravímetro de barco con mayor éxito hasta la fecha es el LaCoste and Romberg el cual cuenta con una plataforma estabilizadora y fué introducido en 1965. El gravímetro alemán lanzado por Askania ha tenido un uso considerable en el mar pero comparativamente poco para la exploración y compañías petroleras.

Millones de millas de las cuales se han obtenido datos gravimétricos, con el gravímetro de barco desde 1965 a la fecha -- (las operaciones bajo el agua han sido suspendidas). Esto es porque las operaciones con el gravímetro de barco son más económicas y compatibles con las operaciones sísmicas marinas. Normalmente los levantamientos gravimétricos han sido ejecutados independientemente en los sísmicos con los beneficios de un mejoramiento en la precisión y poder desarrollar un programa más detallado.

La Exactitud de los datos gravimétricos obtenidos con barco es normalmente mejor que 2.0 miligals cuando el levantamiento gravimétrico se realiza conjuntamente con operaciones sísmicas. Cuando se efectúa únicamente el levantamiento gravimétrico se obtiene una aproximación mejor que 1.0 miligals y si las condiciones de navegación y tiempo son buenas la aproximación es mejor que 0.5 miligals.

Con el gravímetro se incluye (Fig. 10) el sistema de registro y de computación con los programas adecuados para registrar en cinta magnética además de los datos de la aceleración vertical, los filtros para eliminar los efectos provocados por el movimiento del barco, registrar la rapidez y rumbo del - - -

barco para el cálculo de la corrección Eötvös, la batimetría, corrección de aire libre, latitud, promediar los valores en los cruceros de lince, etc. para ir graficando analógicamente la anomalía de Bouguer.

BALANZA DE TORSION

Podría decirse que la Balanza de Torsión desarrollada en 1800 por el Barón Roland Von Eötvös, fue el primer aparato geofísico que se aplicó con éxito en la exploración petrolera, los levantamientos eran lentos, se hacía una o dos estaciones por día, para aumentar la rapidez se instalaban dos, tres o más balanzas para observarse simultáneamente.

Los resultados de la balanza son independientes de la altura de la estación pero sí son muy sensibles a las ondulaciones del terreno, en los terrenos quebrados es necesario corregir por las ondulaciones del mismo.

En las décadas de los 20 y 30 había más de 100 balanzas de Torsión en operación en Texas y unas 10 en México.

Actualmente ya no se emplean las balanzas en los levantamientos gravimétricos, pero se están fabricando equipos basados en los principios de ella para montarse en satélites y medir las variaciones o gradientes de la atracción gravitacional terrestre.

La balanza de torsión dejó de usarse en la prospección petrolera, cuando apareció el gravímetro.

Los elementos esenciales de la balanza de torsión consisten en un par de masas M_1 y M_2 adheridas al extremo de una

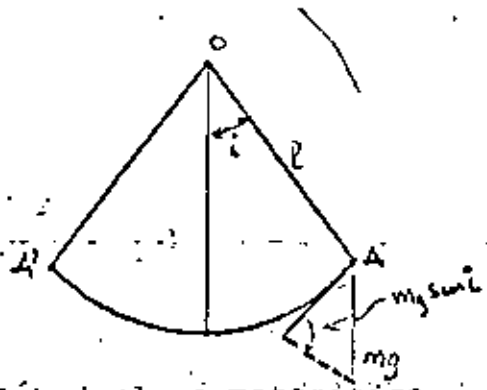
barra recta o en forma de Z como el que se muestra en la Fig. No. 14 Esta barra esta suspendida por una fibra de Torsión al sistema fijo de la balanza.

Si el campo gravitacional donde se encuentran las masas M_1 y M_2 no es uniforme habrá una ligera diferencia entre la fuerza de la gravedad que se ejerce sobre cada masa, por lo tanto esta diferencia desplazará en rotación a la balanza. Esta rotación se medirá angularmente y se referirá a la constante de torsión de la fibra, previamente calibrada. En cada estación se hacen lecturas en diferentes posiciones de la barra y con las especificaciones de construcción de la balanza y los resultados registrados de cada posición se calculan los parámetros siguientes:

- 1) Gradiente horizontal de g en dirección X
- 2) Gradiente horizontal de g en dirección Y

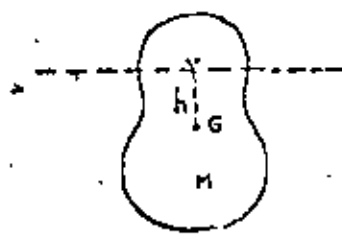
Con estos vectores se puede calcular el gradiente horizontal de g y su dirección.

- 3) La variación de la componente horizontal de g en dirección Y y también en la dirección X, que indican la curvatura de la superficie equipotencial En la Fig. 14 se muestra los principios de la balanza de Torsión.

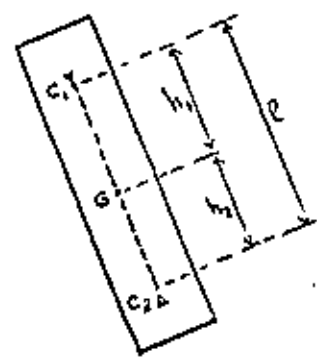


Pêndulo simple o matemático

1.a

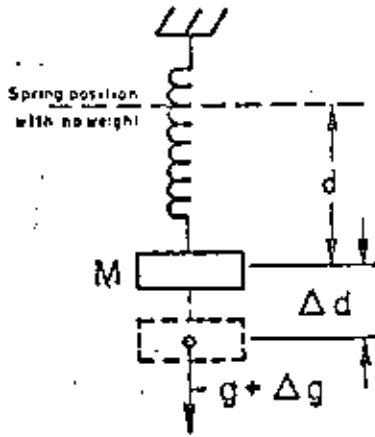


1.b.

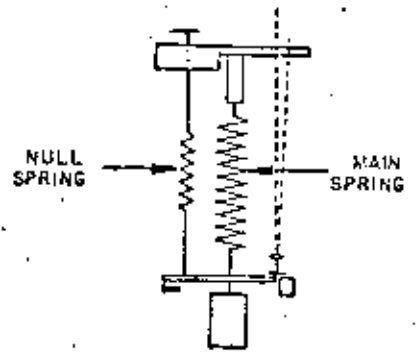


Pêndulo compuesto o reversible.

1.c.

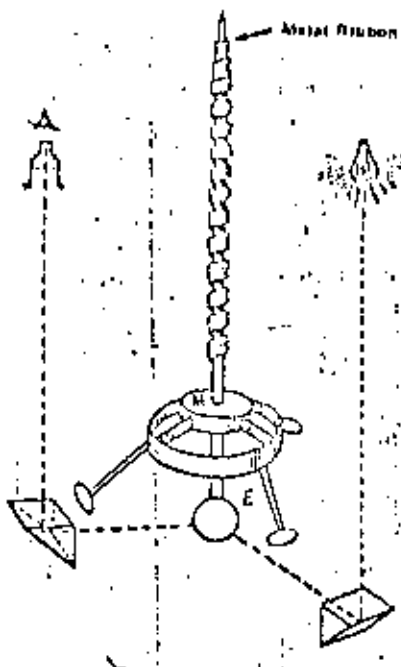


2 a.

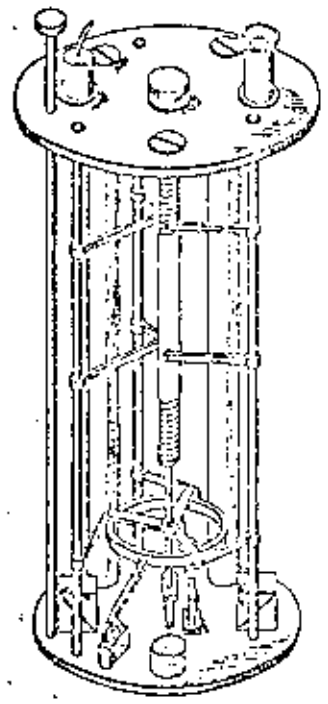


2 b.

Principle of the Hardy gravity meter.



2 c.



2 d.

Working principle of the Gulf (Hoyt) gravity meter.

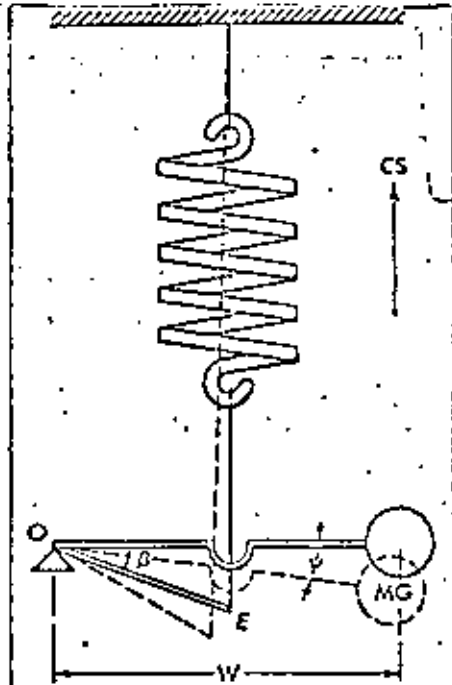


FIG. 4-10. | Principle of the astatic-balance gravimeter. A mass M at the end of a beam with length W is pivoted at O . The moment of its weight $MgW \sin \psi$ is balanced by the balancing couple, also a function of ψ .

3 a.

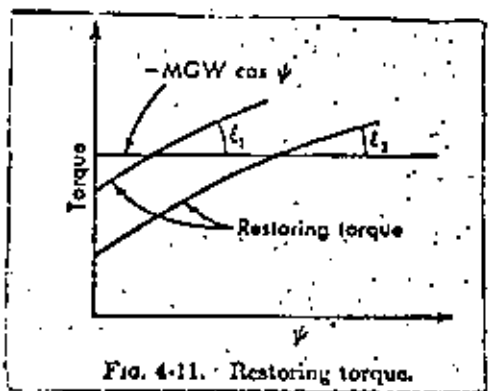
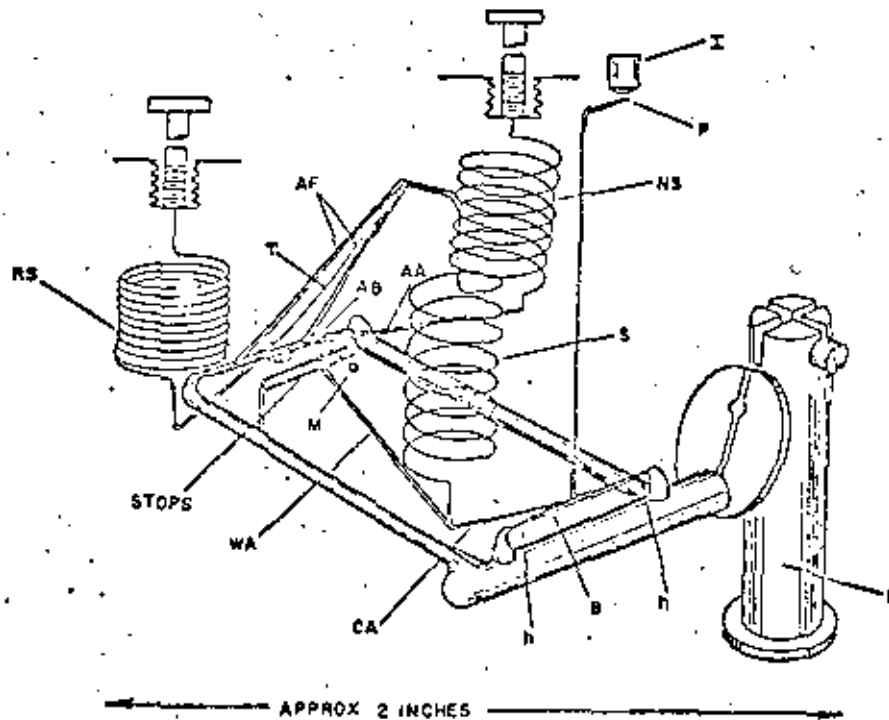


FIG. 4-11. Restoring torque.

3 b.

Principio de los Gravímetros Inestables.



Drawn, with modification and additions, from
photograph of model furnished by Texas Instruments.

- B - Barra horizontal que lleva el movimiento principal.
- h-h - Goznes que soportan la barra principal.
- S - Resorte principal de longitud cero.
- CA - Brazo al que conecta S y baja inclinado a un ángulo crítico para darle al resorte S un periodo relativamente largo de - 5 a 8 seg.
- WA - Brazo móvil conectado a CA que lleva una masa M y que se -- mueve entre las barras topes (stops).
- P - Brazo que sirve de indicador en el campo visual del microscopio I.
- AB - Barra que sostiene el sistema compensador de temperatura.
- AF - Forma A para conectar el sistema compensador con el resorte principal S.
- T - Fibra de Tungsteno del sistema compensador de temperatura.
- NS - Resorte para ajustar el equilibrio que se conecta al sistema con la barra AA, el extremo superior de este resorte se conecta al tornillo de lectura.
- RS - Resorte para ajustar el rango de lectura (Reset).
- AB y P. - Sostenes de cuarzo fundido del sistema elástico.

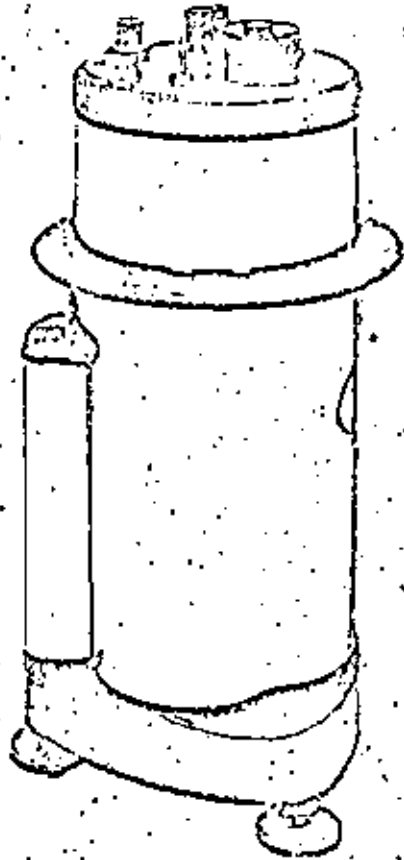
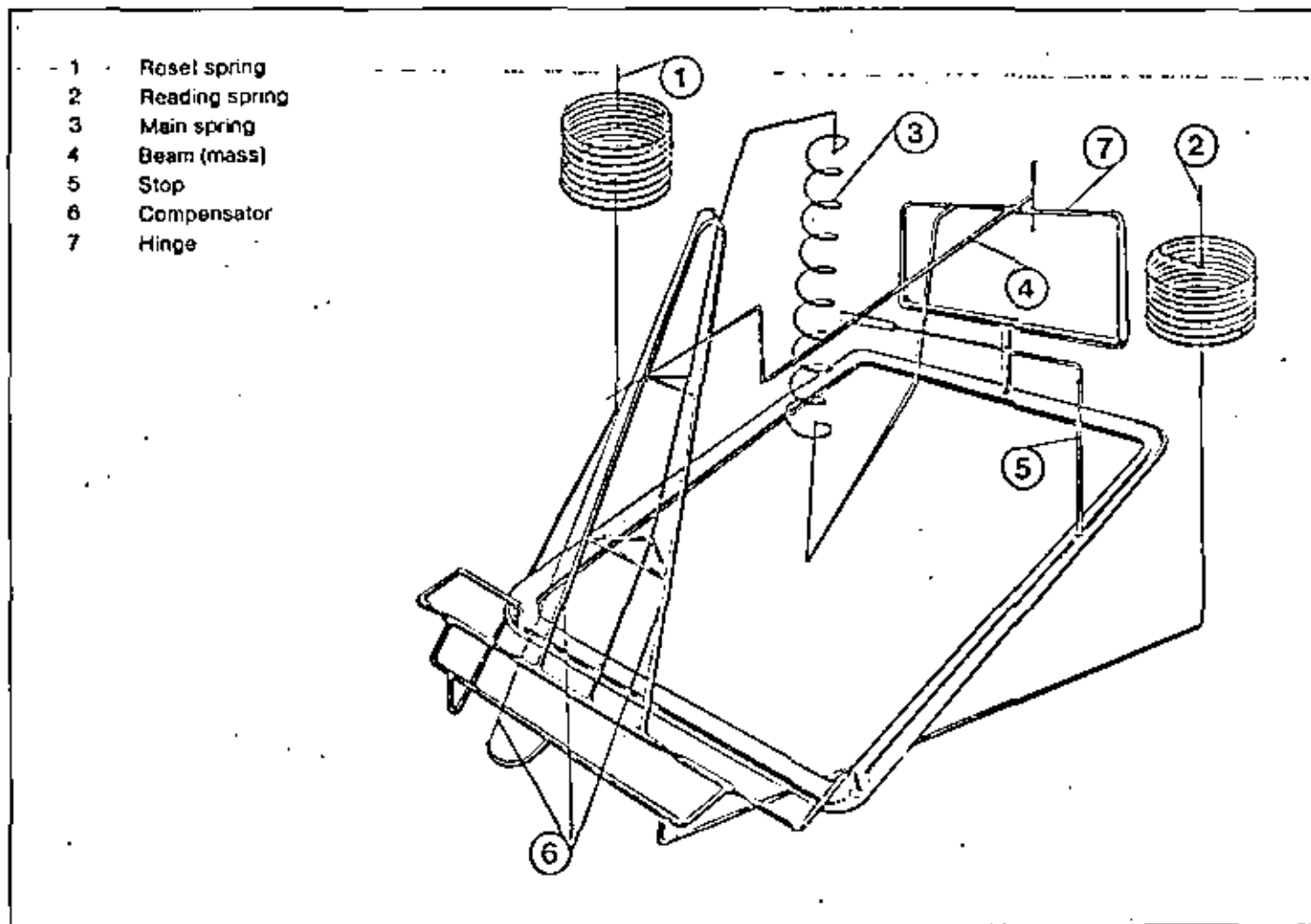


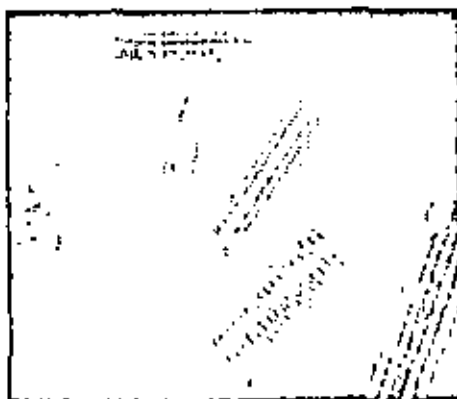
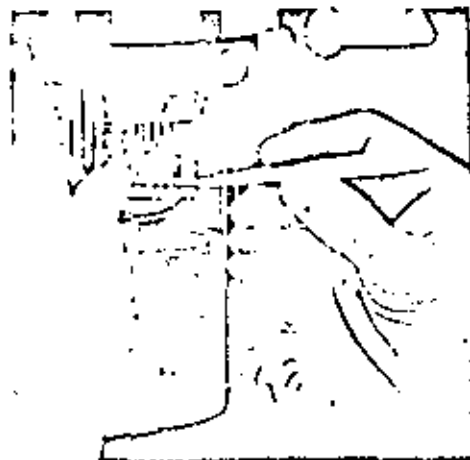
FIG. 5

Vista externa del gravímetro Worden.
(Texas Instruments).

CG-2 and Gravity Meters CG-2G



Schematic representation of gravity meter quartz element.



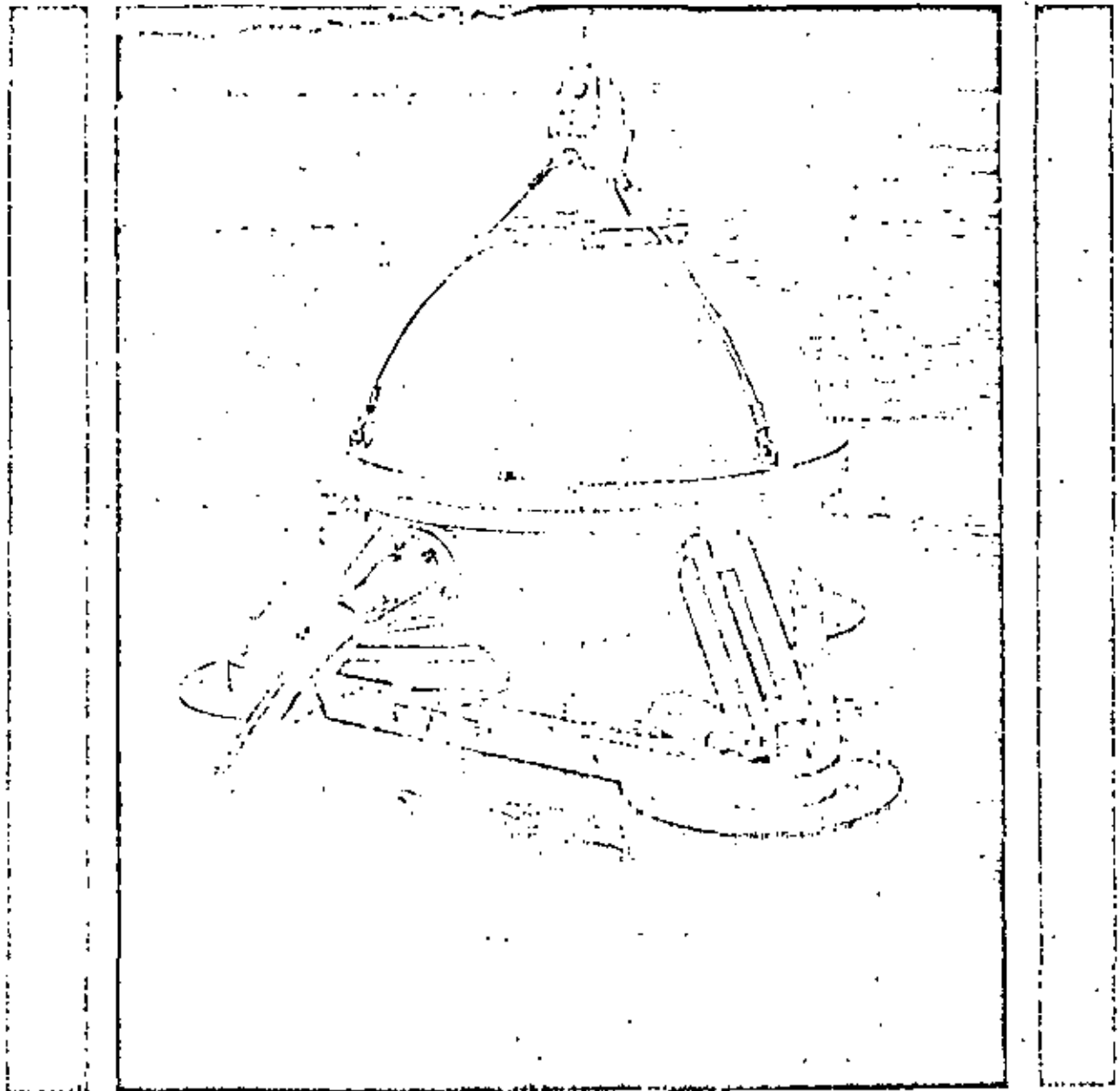
Fused quartz springs.

Scintrex Limited
222 Snidercroft Road
Concord (Toronto) Ontario
Canada L4K 1B5
Tel: (416) 669-2280
Telex: 06-964570
Cable: S-Scintrex Toronto

Complete Geophysical
Instrumentation
and Services

FIG. 6.

UNDERWATER GRAVITY METER



The Ultimate in Accuracy and Reliability in
LAND, UNDERWATER, GEODETIC & EARTH-TIDE GRAVITY METERS

LaCoste & Romberg, Inc.

GRAVITY METERS

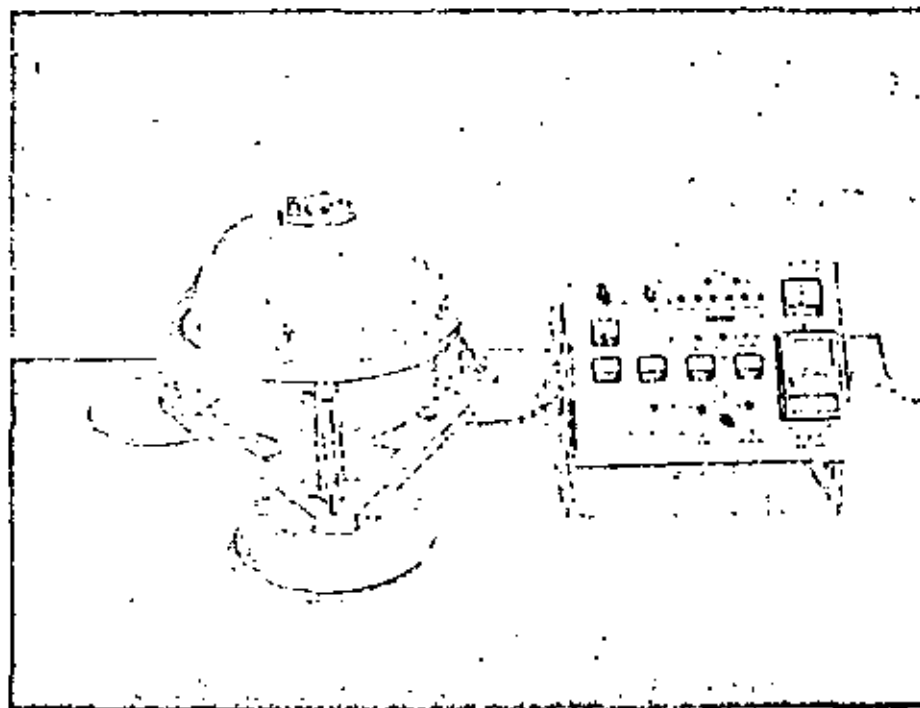
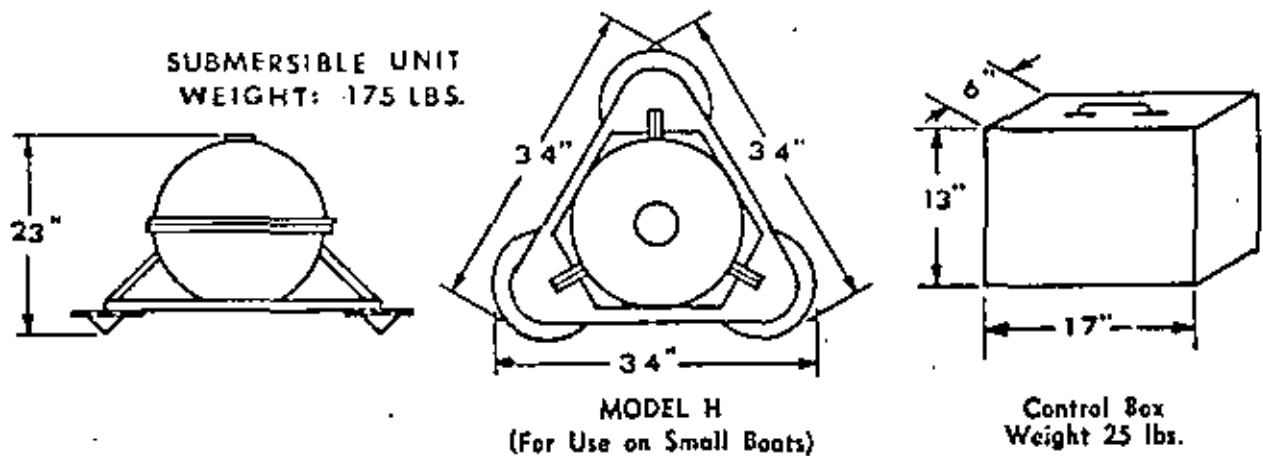
6606 NORTH LAMAR

AUSTIN, TEXAS

FIG. 7

MODIFICATIONS OF THE MODEL H GRAVITY METER FOR USE ON SMALL BOATS OR HELICOPTERS

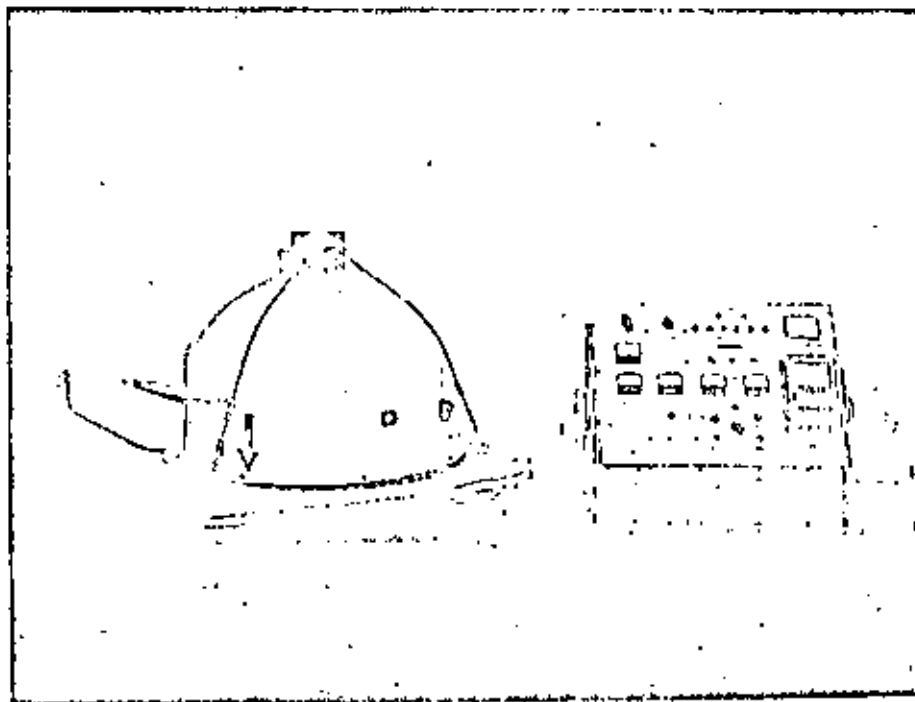
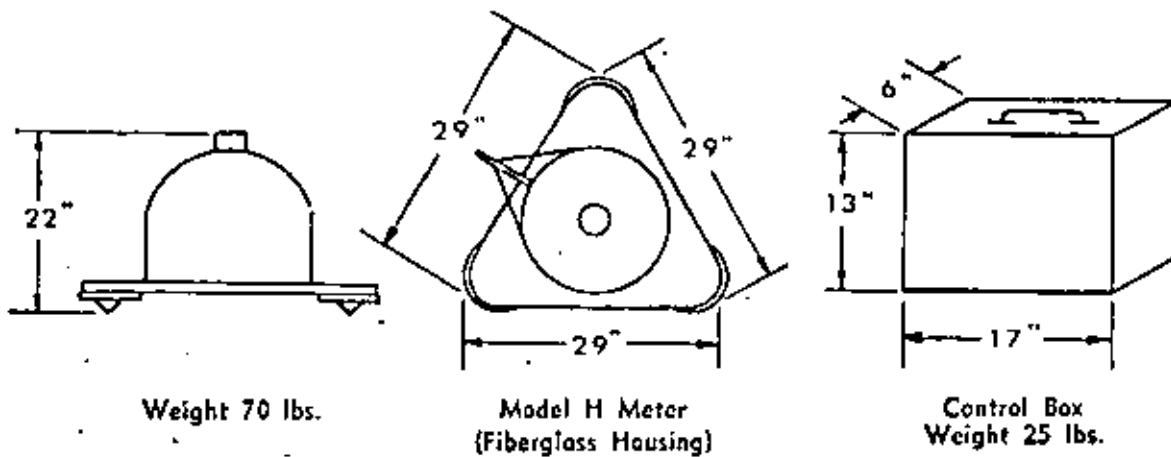
The model H underwater gravity meter can be modified and housed in a smaller and lighter housing for use on small boats where size and weight are important. The weight of the submersible unit is reduced to about 175 lbs. including enough lead weight to make it sink fast. The power source required for this modified version of the model H meter is 28 vdc. Automobile storage batteries are entirely satisfactory. It can be made to operate from 115 vac, 60 cps by using a suitable DC power supply. The accompanying photograph and sketches show the modified model H meter and its weights and dimensions.



Photograph of Model H Meter in Small Sphere and Control Box

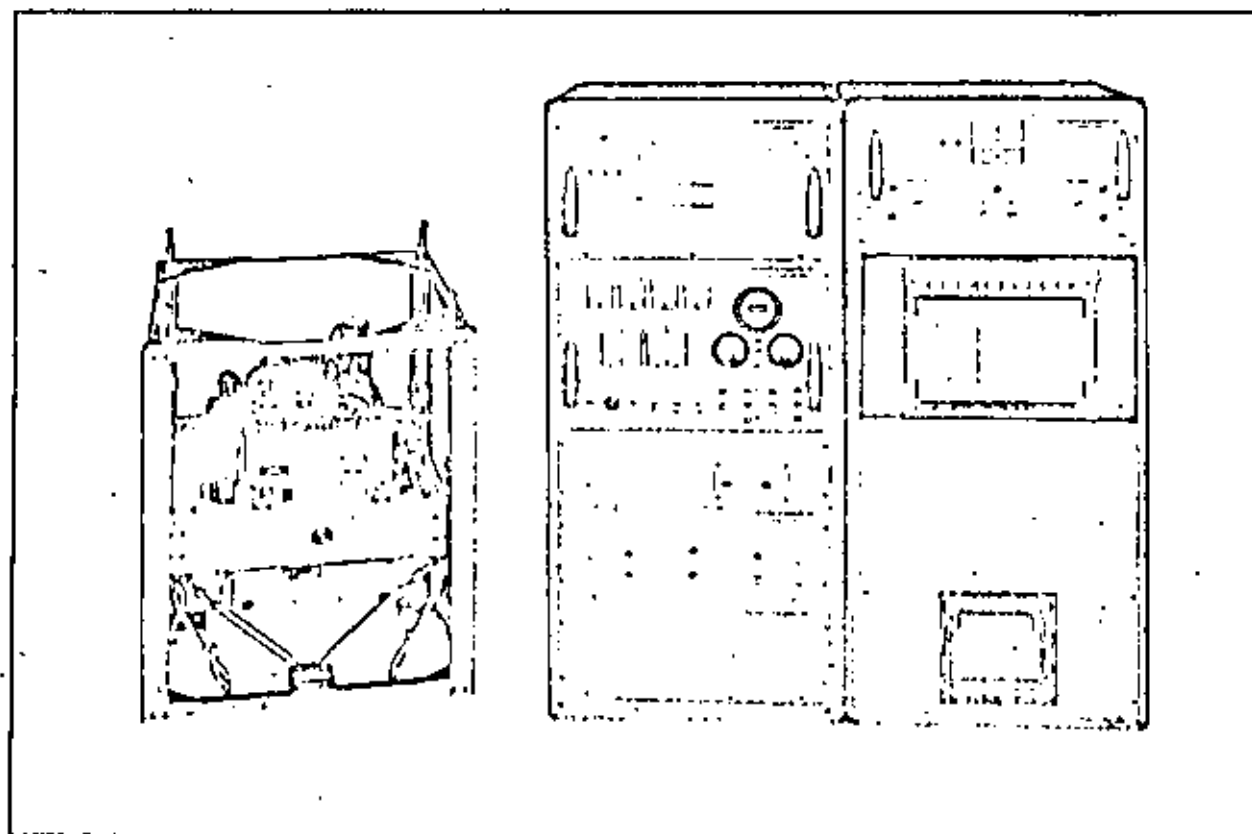
It is sometimes desirable to operate a model H meter from a helicopter on land or on the ice in which case it is not necessary that the gravity meter unit be heavy enough to sink in the water. In such cases the gravity meter unit can be enclosed in a fiberglass housing. This reduces the weight of the gravity meter unit to about 70 lbs. The fiberglass housing is water resistant. When modified for helicopter use the model H meter requires 25 vdc.

The electric cable used for operating the modified model H meter (for small boats or helicopters) is a 20 conductor, rubber-covered cable. A suitable cable is available from Vector Mfg. Co., 5616 Lawndale, Houston, Texas, at a cost of about \$1.25/ft. plus a termination connector. The cable weighs about 1/4 lb/ft. The core of the cable is a stress member which allows it to be used as a hoisting cable. This cable is not suitable for operations in water depths greater than 200 ft. to 250 ft. or in areas where coral exists.



Photograph of Model H Meter in Fiberglass Housing for Helicopter Use

AIR-SEA GRAVITY METER



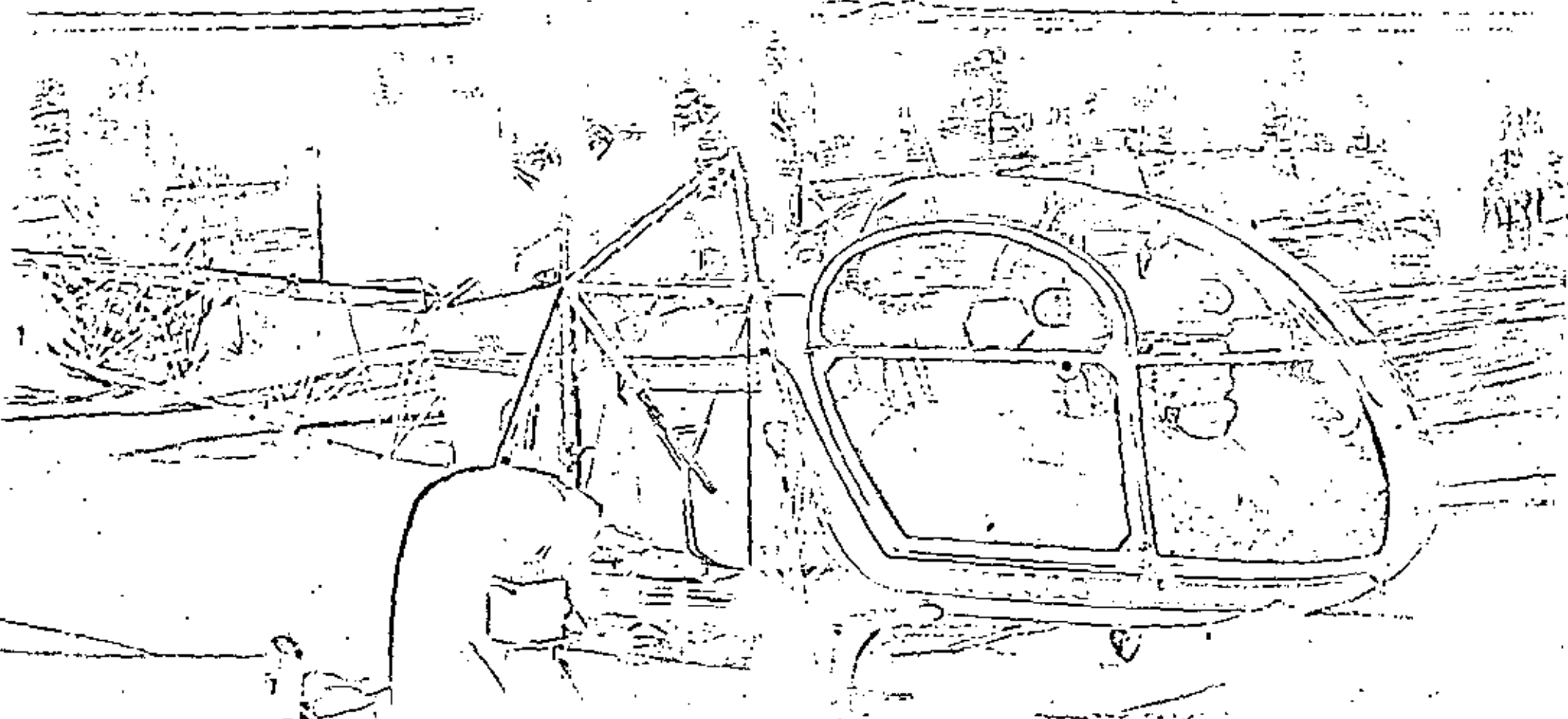
The Ultimate in Accuracy and Reliability in
LAND, UNDERWATER, GEODETIC & EARTH-TIDE GRAVITY METERS

LaCoste & Romberg, Inc.
GRAVITY METERS

6606 NORTH LAMAR • AUSTIN, TEXAS

Fig. 10.

26



EXPLORATION DATA
CONSULTANTS, INC.
345 South Union Boulevard
Denver, Colorado 80228
TELE: (303) 989-1550
TWX: (910) 320-2912

Specifications

Airborne Gravity System Components

Gravity System

The La Coste and Romberg Model S gravity meter consists of a highly over-damped, spring type gravity sensor mounted on a gyro stabilized platform with associated electronics for recording gravity readings on strip chart and magnetic tape records.

This gravity meter has a range without resetting of 12,000 milligals and a static accuracy of better than 0.01 milligals. Readings are recorded to the nearest tenth of a milligal. Tests show errors of no greater than ± 0.25 milligals even at accelerations of more than 1,000 milligals.

The gravity sensor is mounted on a stabilized platform which is controlled by two servo motors to maintain a stable vertical. Two Honeywell GG 49 gyros, two Donner accelerometers, and two corresponding servos are standard system components of this gravity meter.

In the inertial navigation system these modifications are added: A third GG 49 gyro is fixed to the gravity meter to stabilize the unit in azimuth and to keep it aligned in the north-south direction, thus making the unit a gyrocompass. A third servo is added to provide the necessary azimuth rotation. A crystal-controlled 400 hz. power supply is used to control the gyro speeds with necessary accuracy. The system is provided with adequate damping in each erection loop to avoid the 84-minute oscillations common to all inertial systems. These oscillations do appear in the computation results and are dealt with at that time.

Magnetic tape records are made of: 1. the precession rates of the three gyros; 2. the two accelerometer outputs; 3. the helicopter's heading obtained from the gyrocompassing property of the system.

Navigation System

Del Norte's Trisponder is an electronic position system which provides accurate line of sight distance information from a master ground station to one or more remote stations. This is done by measuring the round trip time of RF (Radio Frequency) signals transmitted between the two stations. Each distance displayed is an average of 10 to 100 measurements, which reduces statistical error and increases system accuracy and stability. Each measurement requires only 1 millisecond,

and the indicated average is updated once per second. Remote stations are set up at known locations and the master is placed where it will have an unobstructed view to the remotes. Range/range data is observed at the control/display unit and may be reduced to x-y position by trilateration. In the test the navigation base line was approximately 70 kilometers long with each transponder 100 feet above ground on towers.

Altimetry System

The altimetry system used is a combination of a precise pressure sensor and a highly accurate laser distance measuring device. The pressure sensor was designed for precise measurements of the static pressure position of an aircraft and is used in this system as a narrow range altimeter. The laser system provides absolute reference altitudes using the reflection of its coherent light from the ground surface.

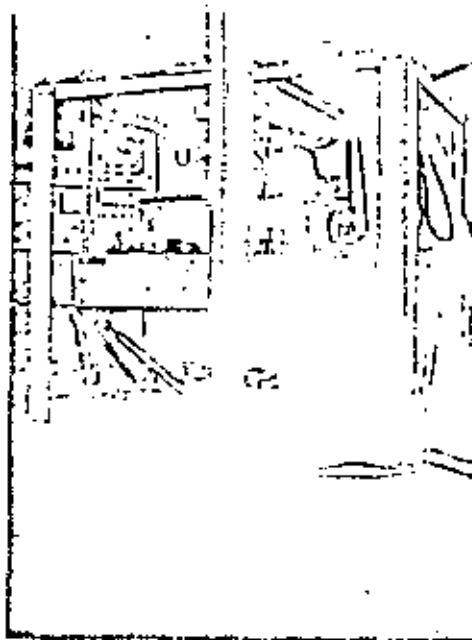
The helicopter is flown over reference points to zero the pressure altimeter at a known above Mean Sea Level reading. Vertical accelerations to apply to the gravity measurements are computed from the measured deviations of the pressure altimeter from this isobaric surface. Ground tests of the laser altimeter show an accuracy of .15 meter in 1850 meters. The pressure altimeter is calibrated to repeat to ± 7.5 centimeters over a 50 meter range.

In flight the combined system gives absolute control to better than 25 centimeters as demonstrated by flying over the calm water surfaces of the Chesapeake Bay and Delaware River.

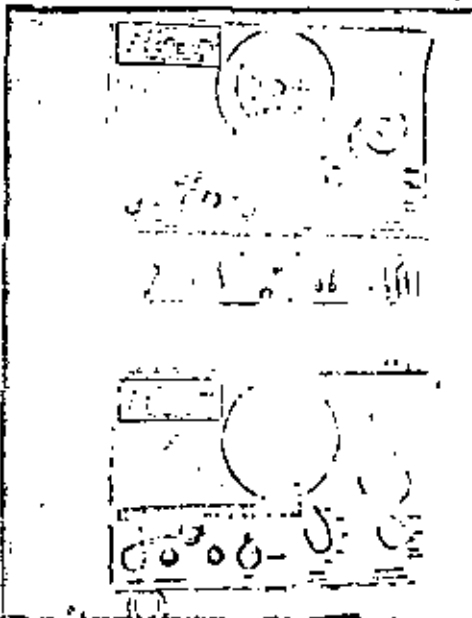
Data Acquisition and Monitoring

All data is monitored in flight by analogue strip chart recorders with common time events. Simultaneously signals are digitized and sampled at a ten second sampling interval and put onto tape and into a printer.

The digital system used, provided with the gravity meter, is the Monitor Labs data logger mated to a Digi Data incremental tape deck. During each flight line all information is also printed on paper tape to insure that data is being collected. Analogue strip chart recorders continuously monitor all important signal parameters.



Pressure Altimeters with pressure line connections leading to probe mounted outside the helicopter.



LaCoste and Romberg Control Consoles and Monitor Labs data logger/Digi Data incremental tape deck for data acquisition and monitoring.

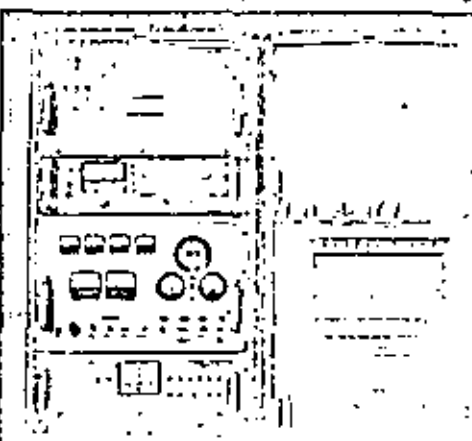
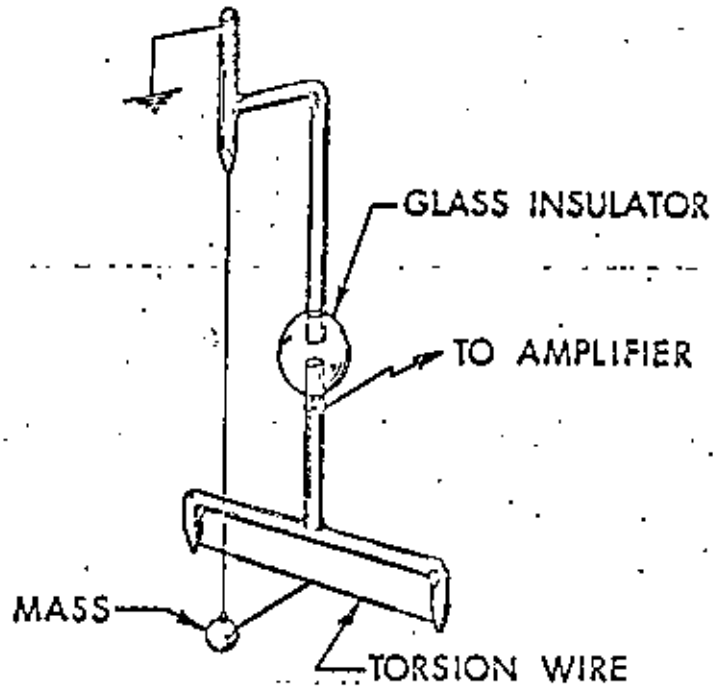


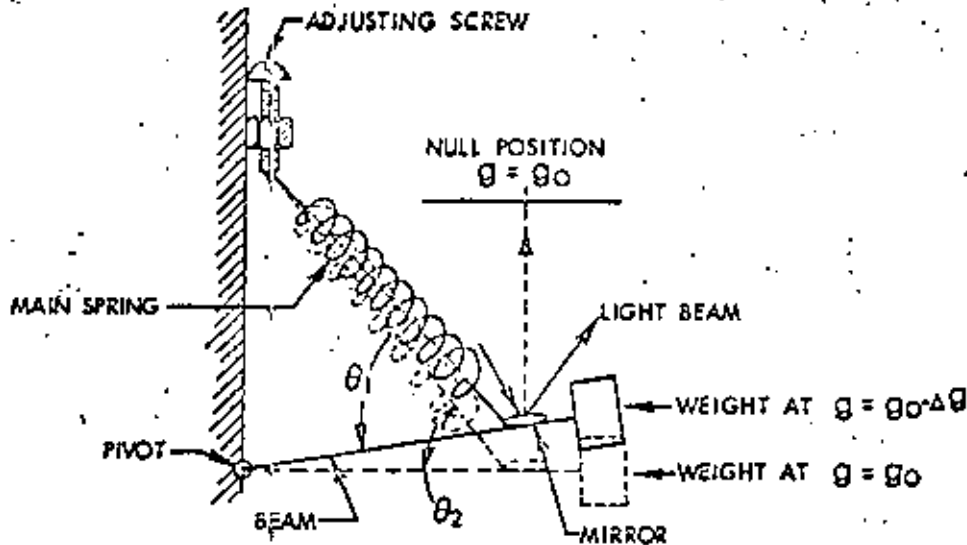
FIG. 12.
28

Principio de la
Fibra Vibrante-
del gravímetro-
de Pozo HUMBLE.



Mide la frecuencia de vibración de la fibra de la cual esta suspendida una masa, cuando la fuerza de gravedad cambia, cambia la frecuencia de vibración. La aproximación de las lecturas informan que es de diez microgals.

13a.

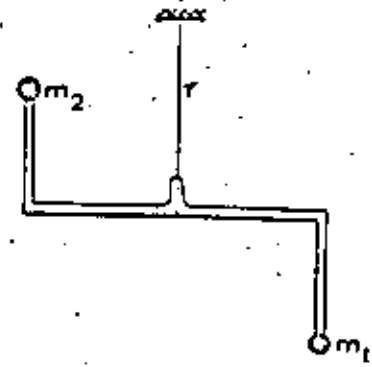


Cuando el peso de la barra se desequilibra de la posición cero por los cambios de g , el resorte de longitud cero del gravímetro La Coste contra resta el desplazamiento, por lo tanto cualquier alargamiento del resorte causado por un incremento en g es proporcional al incremento mismo. La aproximación de lectura es de tres microgals. durante la corrida del gravímetro en el pozo

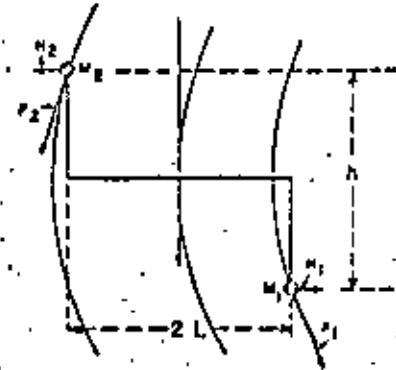
13b.

FIG. 13 29

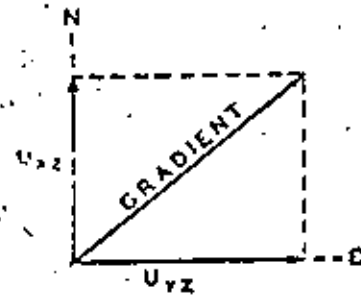
a).- Balanza de Torsión de forma Z.



b).- Balanza de Torsión en un campo de gravedad distorsionado.



c).- Componentes del gradiente horizontal de G.



d).- Representación de las cantidades que definen la curvatura de las superficies equipotenciales.

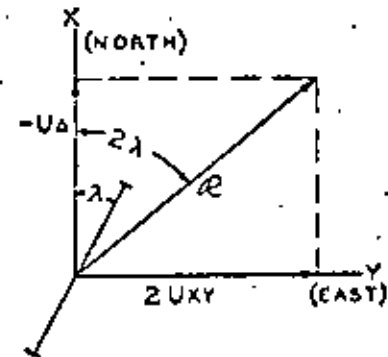


Fig. 14

Borehole, shipboard gravity meters' accuracy improved

15-second summary

Recent improvements in shipboard gravity meters have made them useful in detailed oil exploration at sea and compatible for use with other methods of exploration. Accuracy is now appreciably better than one milligal. Similar recent improvements in borehole gravity meters indicate their potential usefulness in both oil exploration and oil exploitation.

Dr. Lucien J. B. LaCoste,
Vice President, La Coste and
Romberg, Inc., Austin, Texas

RECENTLY, THERE HAVE BEEN TWO significant developments in gravity meters. One was the improvement in accuracy of the borehole gravity meter by more than an order of magnitude; the second was a similar improvement in the accuracy of the shipboard gravity meter.

It is still too early to assess the commercial significance of the improvement in the borehole gravity meter, but initial results indicate it will be of great value both in oil exploration and oil exploitation.

Commercial value of the improvement in the shipboard gravity meter has already been shown, but its ultimate potential is probably greater than is yet realized.

THE BOREHOLE GRAVITY METER

Serious problems are involved in making a borehole gravity meter. Obviously, the gravity meter must have a small diameter and must be capable of being tilted several degrees to be leveled. It must also withstand the high temperatures in boreholes and be insensitive to large changes in temperature. This insensitivity to temperature change is particularly difficult to accomplish because there is

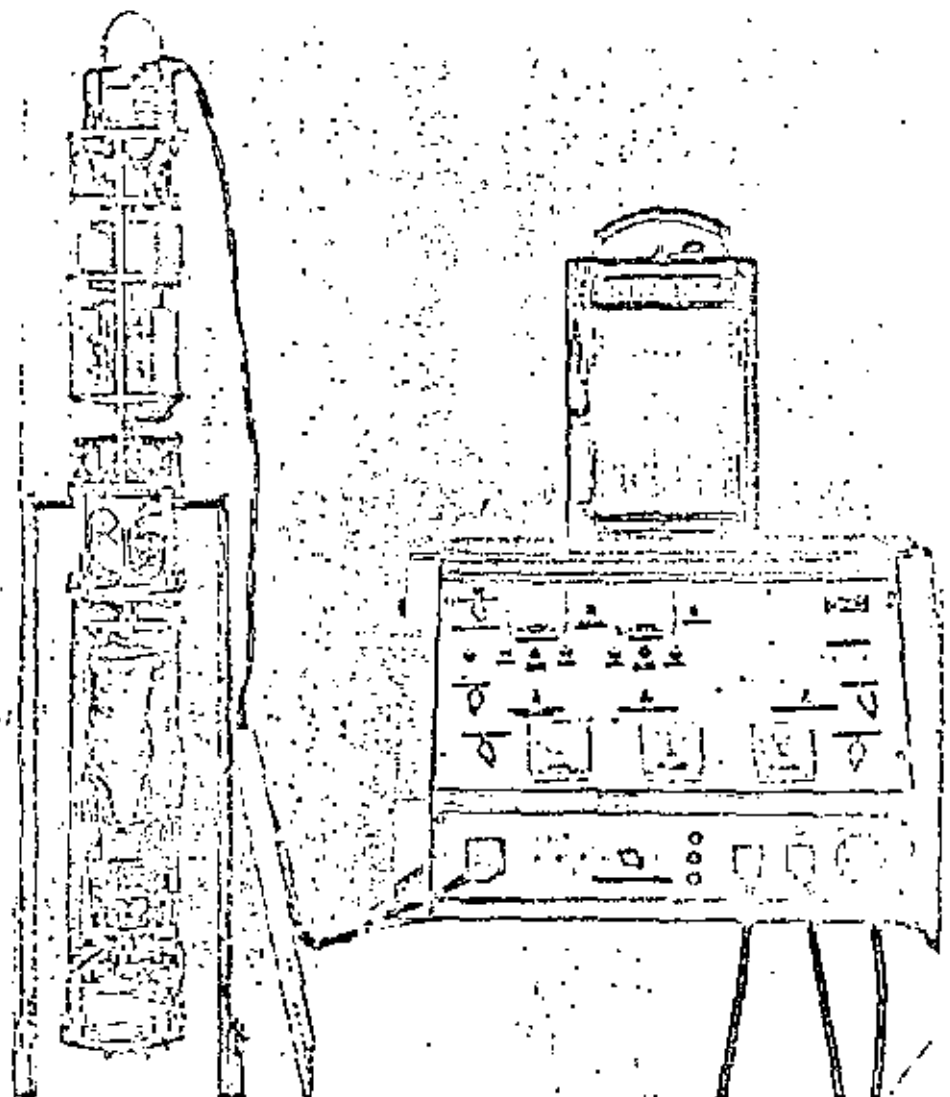


FIG. 1—Borehole gravity meter.

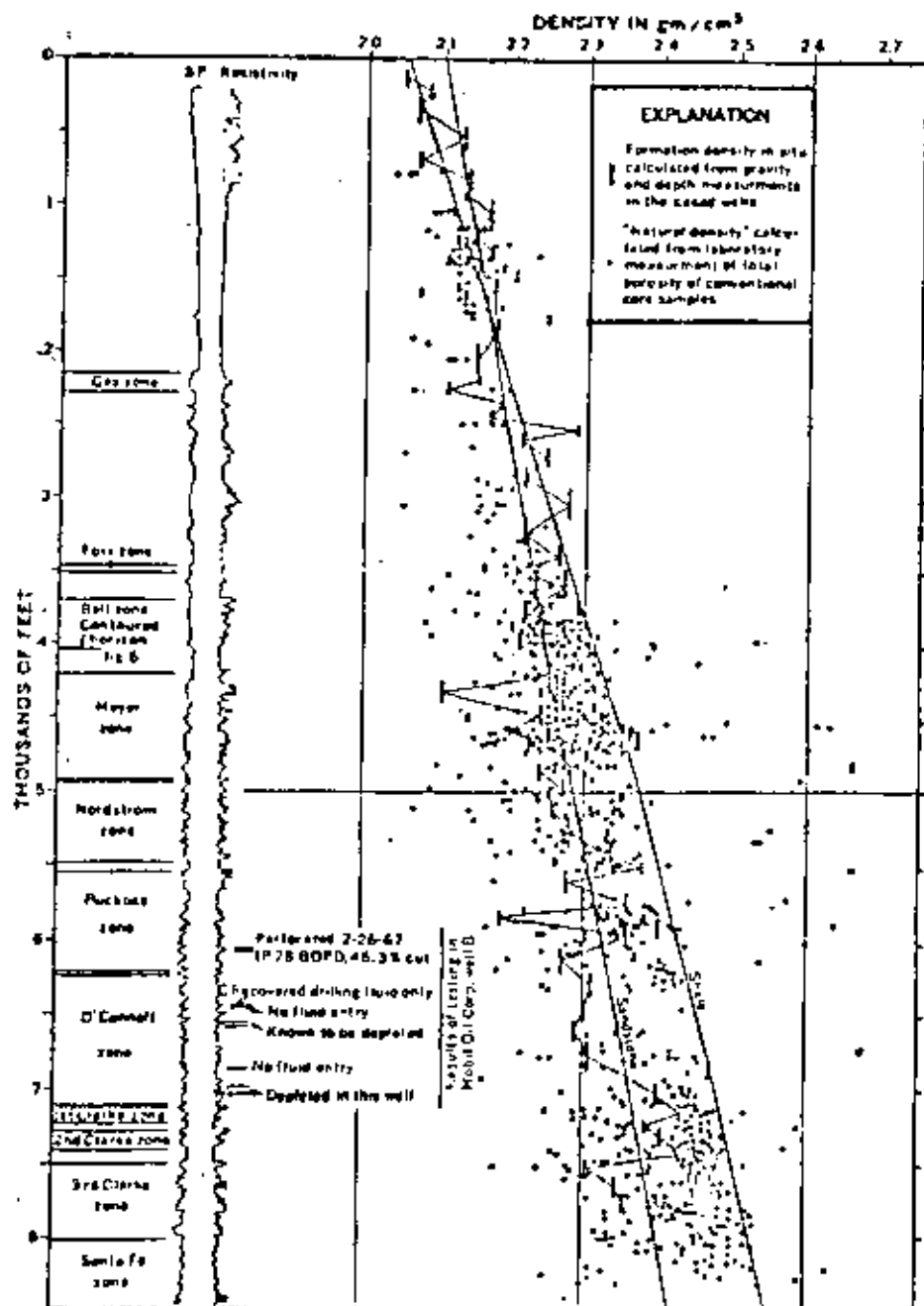


FIG. 2—formation densities calculated from gravity and depth measurements in the Mobil Oil Corp. Well A compared with "natural densities" calculated from laboratory measurements of samples of conventional cores from many structurally high field wells in Santa Fe Springs oil field. (Reprinted from Society of Professional Well Log Analysts.)

little spare for using insulating material to control temperature gradients.

Such problems have made the development of borehole gravity meters expensive, and it has not been clear that the expense would be justified commercially for several reasons. It does not appear feasible to make a continuous reading borehole gravity meter because there would be too great a sacrifice in accuracy. Having to stop the gravity meter for each reading not only slows the survey but also makes the gravity meter incompatible for use with other downhole devices. Consequently, borehole grav-

ity surveys are more expensive than many other downhole surveys, and the gravity data obtained must be important enough to warrant the cost.

Two types of meters. Despite these problems and uncertainties, two different types of borehole gravity meters have recently been developed that have shown accuracies of about 0.01 milligal, which is more than an order of magnitude better than was previously obtainable.

One gravity meter is a vibrating string type of instrument; the other is a spring type gravity meter.

In the former, the string supports the mass whose weight is determined by gravity; the frequency of vibration of the string is the measure of gravity.

In the spring type, the weight is highly damped to take care of any seismic motion that might be present. The high damping might be unnecessary, but presents no problems. A photograph of a spring type of borehole gravity meter is shown in Fig. 1.

Neither type of instrument is yet available generally to the oil industry, but one or both will be shortly.

The presently available specifications are as follows: the vibrating string type has a tool outside diameter of 4 inches, a maximum operating temperature of 257° F., tolerates a hole deviation from vertical of 4 degrees, and has a reading time of 20 minutes.

The first unit of the spring type has a tool outside diameter of about 6 inches, a maximum operating temperature of 218° F. will tolerate a hole deviation of 7.7 degrees, and can be read in 5 to 10 minutes.

The second unit of the spring type is nearing completion; it will have a tool diameter of 5.5 inches, a maximum operating temperature of 231° F., and will tolerate a hole deviation of at least 9 degrees. Present limits should be considered as compromises to limit development costs. The specifications can certainly be improved if the commercial demand is as great as expected.

Uses for borehole meter. Although it is still too early to estimate the value of borehole gravity data to the oil industry, there have been several theoretical studies made on possible applications. Some experimental results indicate great potential.

In 1950 Neal Smith made a study of possible uses of borehole gravity data. He pointed out that the data could aid in:

- Understanding borehole geology
- Interpreting surface gravity surveys
- Interpreting seismic surveys.

In particular, he showed how shallow hole data could be used to compute reliable elevation correction factors for surface gravity surveys. He also pointed out how borehole gravity data could be used to establish a depth-density function on a regional basis to serve as a background against

which to interpret local surface gravity anomalies.

More recently, Thane McCulloh (1966, 1967, 1968) has considered the possibility of using borehole gravity data for oil exploitation as well as for oil exploration, in the light of the recently available order of magnitude increase in accuracy.

McCulloh notes that the gravity meter is the only downhole instrument that measures density directly rather than as a result of some other measurement. He therefore argues that an important use of borehole gravity data is to give a reliable absolute calibration to the other methods.

He also points out that a borehole gravity meter samples densities over volumes 10 times or more larger than the volumes sampled by the gamma-gamma method and at least four times larger than the volumes sampled by the acoustic velocity method. This means that densities determined from gravity data are almost independent of borehole effects, and that a borehole gravity meter is the only device that can determine densities in cased wells.

McCulloh also points out that the volume over which a borehole gravity meter samples density can be controlled within limits by the vertical distance between gravity readings.

Field results. To test the preceding (and other) theoretical considerations, McCulloh (1968) operated for the U. S. Geological Survey a borehole gravity meter in seven wells in producing fields in southern California and in four holes of the Atomic Energy Commission in Nevada.

His field procedures are described in his articles; he took extreme precautions in such things as measuring depth accurately. In his 1968 article, he compares his gravimetrically determined densities for a well in Santa Fe Springs with densities which he had previously determined from approximately 2,000 core samples in and around the Santa Fe Springs field. His results are shown in Fig. 2. The agreement appears to be good.

In his previously referenced articles, McCulloh contends that borehole gravity meter accuracy is now adequate, when used with other borehole data, to determine—in some cases—whether the pore fluid is water, oil or gas. This is one of the bases of his contention that the borehole gravity meter

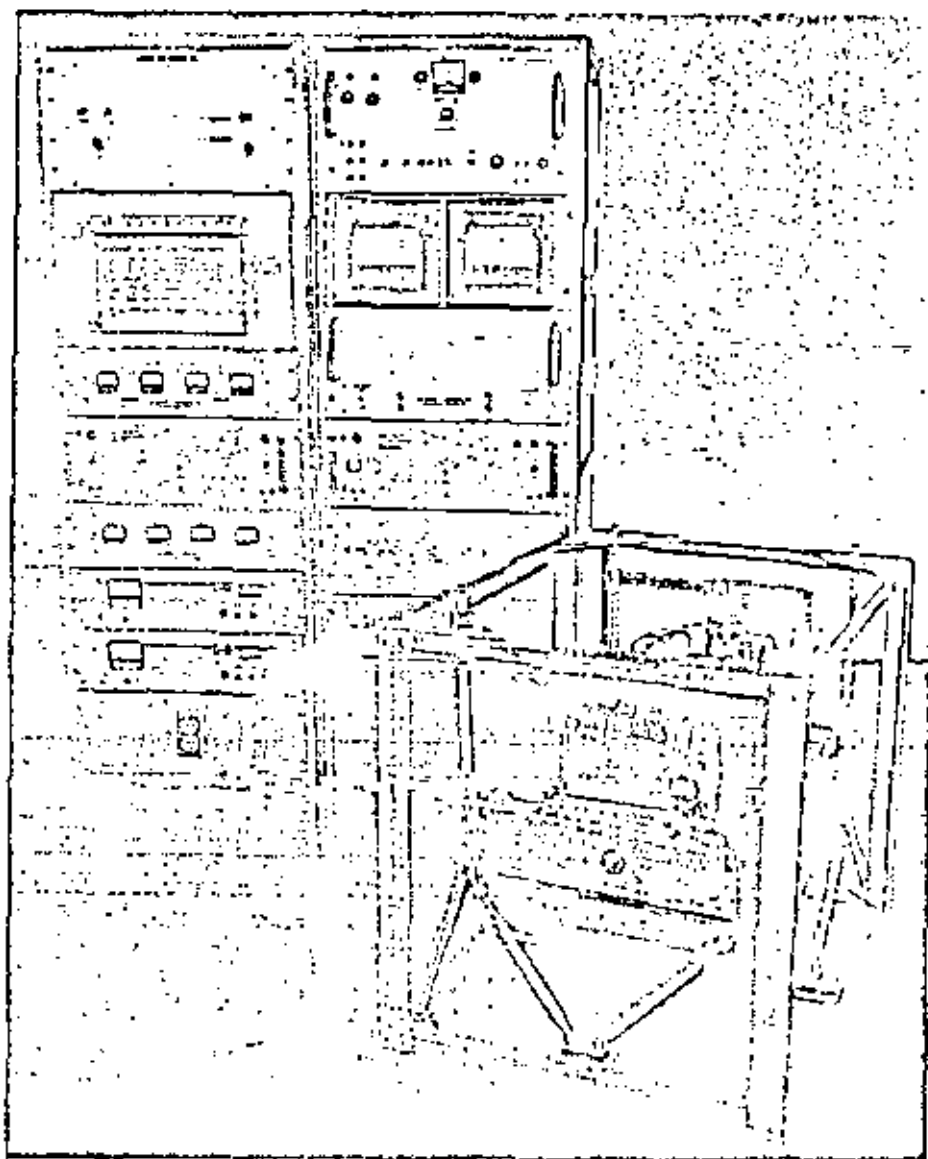


FIG. 3—Stabilized platform shipboard gravity meter.

will be useful in oil exploitation, or reservoir engineering.

Although the possibility of being able to determine the nature of pore fluid is seldom considered seriously, McCulloh has had some success in doing so. Data in Fig. 2 are for a well near one which had been idle for a year but which was about to be recompleted. On the basis of the data on Fig. 2, perforation at about 6,050 feet was recommended. As noted in Fig. 2, the well was first perforated at three other places but produced no new oil. It was then perforated at the recommended depth, and it has since produced 14,000 barrels of oil in 10 months. Whether this initial success is followed by others, there is no question that density determinations by gravity meters will have other applications in reservoir engineering.

THE SHIPBOARD GRAVITY METER

Gravity was first measured on a surface ship about 10 years ago. Since

that time, improvements in accuracy and reliability have been gradual until nearly three years ago when accuracy was improved by an order of magnitude.

Before this breakthrough, the shipboard gravity meter was used to a limited extent in oil exploration, mostly for regional information as discussed by L. L. Nettleton (1964). Since the breakthrough, at least eight shipboard gravity meters have been put into operation for oil exploration. Anomalies of well under 1 milligal can now be detected.

The breakthrough was accomplished by locating the various sources of error and reducing them to negligible amounts; considerable redesign of the gravity meter was required. Major changes were:

- A gyro-stabilized platform was used to keep the gravity meter level.
- Parameters of the stabilized platform were adjusted to minimize grav-

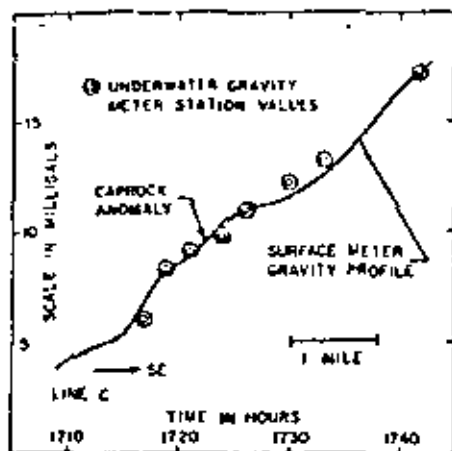


FIG. 4—Example of surface ship gravity meter profile. Average deviation with underwater gravity meter control is 0.5 mgal. (Courtesy GAI-GMX Division of EG&G International, Inc.)

ity meter errors caused by horizontal accelerations.

- Gravity meter suspension was modified to restrict motion of the weight more nearly to one degree of freedom to reduce the effects of horizontal accelerations on the gravity meter.

- Gravity meter response was made more linear to reduce errors caused by rectification of vertical accelerations. As explained by Nettleton (1964), vertical accelerations due to wave motion must be considered as noise, and their effects can be filtered out if the gravity meter is perfectly linear. If not, there is a rectification effect just as in an electronic detector.

- "Cross-coupling" effects caused by the interactions of horizontal and vertical accelerations on the gravity

meter were studied, and means for adequately reducing or compensating for them were worked out.

Versatile and trouble-free. When the preceding changes were made in the shipboard gravity meter, it was found that the improvement was not limited to an order of magnitude increase in accuracy.

In addition, the new model was capable of operating in a sea of almost any roughness and its operation was very trouble-free. It is now feasible to operate a shipboard gravity meter in any sea that permits seismic operation. This makes the two methods compatible.

Fig. 3 is a photograph of a recent stabilized platform shipboard gravity meter. In the instrument shown, the gravity meter element is a highly over-damped spring type of gravity meter as described by Nettleton (1964) and LaCoste (1967). The high damping limits the motion of the movable mass caused by ship accelerations. The high damping also produces a gravity meter output that is proportional to the *integral* of gravity rather than to gravity. A study of the system shows that the higher the damping, the more accurately the instrument responds to the integral of gravity and the faster its response becomes.

The gravity meter of Fig. 3 has a time constant of 1/1,000th of a second, which is much shorter than is needed in any present gravity meter application.

Use of an output proportional to

the integral of gravity has another important advantage: the integral has much less high frequency noise (ship acceleration effects) than an output proportional to gravity.

The reduced noise simplifies recording and filtering. The integral is normally filtered *before* it is differentiated to obtain averaged values of gravity. Either analog or digital filtering can be used. At present a multi-stage analog filter is used to remove ship accelerations. Digital filtering is preferable in any further data processing.

Different techniques of data processing would probably be necessary for other types of shipboard gravity meters such as for the vibrating string type and for the force-balance type, in which a fast acting servo controls the current in a conductor in a magnetic field to balance the force of gravity.

Usable results. The accuracy obtainable with shipboard gravity meters is indicated in Figs. 4 and 5. Data for these figures were obtained by T. R. LaFehr and L. L. Nettleton (1957) on the first of the improved shipboard gravity meters from unpublished data furnished by Geophysical Associates International. Tests were made over the San Luis Pass salt dome in the Gulf of Mexico, where an accurate underwater gravity survey had previously been made and which served as a reference. Fig. 4 is a profile over the salt dome and shows the effect of the proven caprock anomaly, which is only about a half milligal. Fig. 5 is the cumulative error curve for the first test; it shows probable errors of less than 1 milligal for both 2 and 10-minute averages of the data. It should be noted that the errors include navigational errors as well as gravity meter errors.

Navigational problems. Nettleton (1964) showed how navigational errors can affect the accuracy of a survey. A gravity meter moving over the surface of the earth will generally experience a different centripetal acceleration from one standing still.

Because of the rotation of the earth there is a 6-milligal difference for a 1 mph east-west speed difference at a 30° latitude. Accordingly, ship speed must be measured to about 1/6 mph to achieve a 1 milligal accuracy. This makes it necessary to use the best electronic navigation systems, and even with them the navigational errors gen-

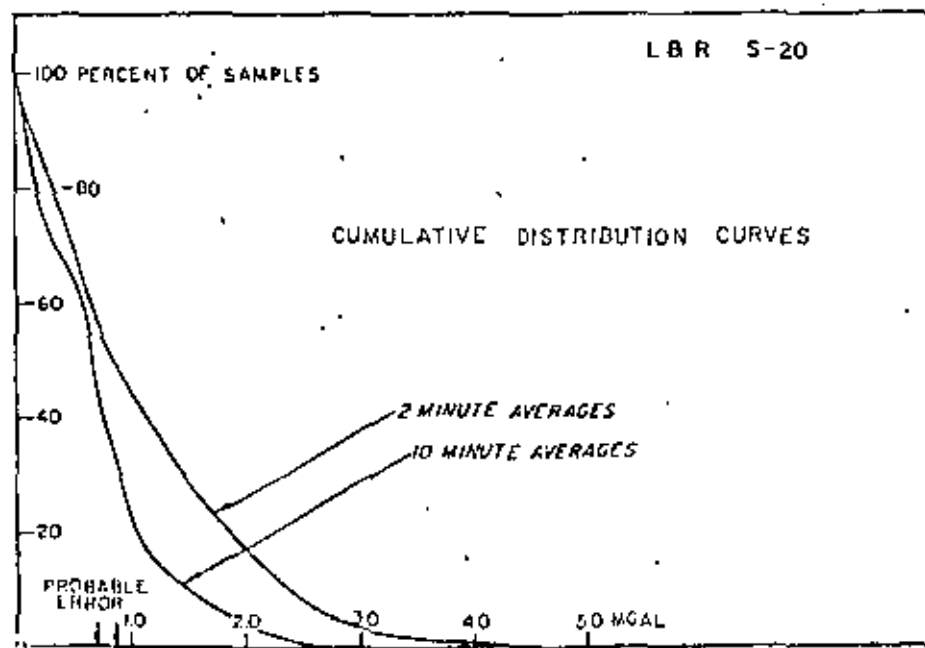


FIG. 5—Cumulative distribution curves for 2- and 10-minute averages of shipboard gravity data. (Reprinted from Geophysics, Vol. 32, p. 117, 1967).

erily exceed the gravity meter errors.

One indication that navigational errors exceed gravity meter errors is that corrections made for ship speed are much more erratic than uncorrected gravity readings. Since true gravity is smooth, the erratic variations must be considered as errors.

Another indication of the size of navigational errors can be obtained from a study of the relative smoothness of east-west and north-south lines made with a shipboard gravity meter. The north-south lines are generally more erratic. Since it is the east-west speed of the ship that affects the gravity reading, it appears that the variations in ship's heading are the cause of the erratic north-south lines.

Shipboard survey. To get an idea of the gravity meter accuracy apart from navigational errors, LaFehr and Nettleton operated two recent shipboard gravity meters on the same ship.

The mean random scatter between the two instruments was found to be 0.3 milligals. On the other hand, a comparison of observed gravity values at line intersections gave errors about twice that large as shown in Fig. 6. However, it was possible to make corrections for navigational errors by checking water depths at line intersections. After this intersection location editing, the mean random scatter was found to be only 0.3 milligals, as shown in Fig. 6.

Several methods can improve navigational accuracy. Gyro compasses and Pitot speed indicators provide dead reckoning information. Inertial navigation will probably help considerably, but present inertial systems are expensive. Satellite navigation will help over long time periods, but will not eliminate errors occurring over periods of a few minutes.

The shipboard gravity meter is obviously capable of being operated in various vehicles such as submarines, towed fish, helicopters, airplanes. All of these vehicles probably furnish a more stable support for the gravity meter than a surface ship, but the accuracy and tolerance of motion of the shipboard gravity meter have been so greatly improved recently that this advantage has almost vanished.

Accuracy of navigation is now the important factor. A submarine does have the advantage of being able to operate closer to the anomaly. Also, a submarine might be able to better determine its east-west speed by making

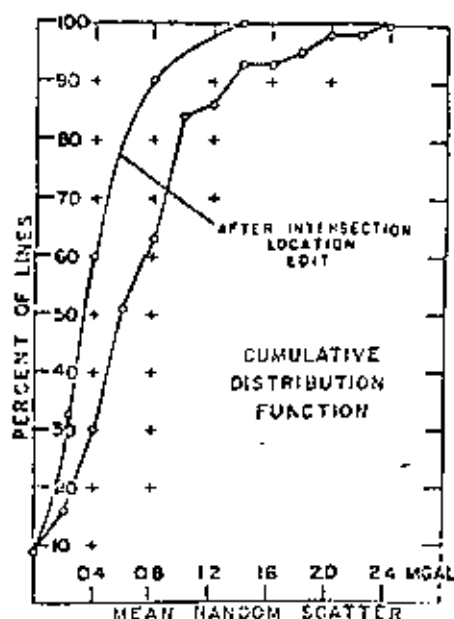


FIG. 6—Cumulative distribution curves for deviations between two shipboard gravity meters on the same ship. Rms deviation is 0.3 milligals. (Data courtesy GAI-GMX Division of EG&G International, Inc.)

use of the bottom of the ocean either visually or with doppler sonar. A submarine is quiet enough that a shipboard gravity meter mounted in it should give an accuracy better than 1/10th milligal.

A disadvantage in operating in a submarine is that corrections for water depth are more critical to errors in depth measurement in such an opera-



About the author
LUCIEN J. B. LACOSTE is vice president of LaCoste and Romberg, Inc. A native of San Antonio, Texas, he received his B. S. degree in E. E. in 1951 and his M. A. and Ph. D. degrees in physics in 1953, all from The University of Texas. He was a research fellow at the California Institute of Technology from 1953-1955 and an instructor and assistant professor in physics at The University of Texas from 1955-1959. Since 1959 he has been a partner in LaCoste and Romberg and vice president of LaCoste and Romberg, Inc. In 1942 he was a staff member at the Radiation Laboratory at Massachusetts Institute of Technology. From 1942-1945 he was director of the War Research Laboratory at The University of Texas. Since 1945 he has devoted full time at LaCoste and Romberg, Inc., to the design of gravity meters including land, underwater, submarine, surface ship, airplane, earth-tide, and borehole types. He received the 1967 Kouffman Award.

tion than they are for operation on a surface ship. A second disadvantage is the high cost of operating a submarine. The towed fish appears to have all the disadvantages of the submarine but not all the advantages.

Operation in an airplane will probably be useful in geodetic work or possibly in searching for very large anomalies. However, the high airplane speed and the need for averaging gravity readings make it impossible at present to obtain the detail necessary for oil exploration.

Helicopter results. On the other hand, there is promise for operating shipboard gravity meters in helicopters. W. Gumert of the U. S. Army Map Service has made tests in which the accuracy is as good as for shipboard work, at least for hovering.

Additional Army Map Service helicopter tests were scheduled to begin in October. The tests were intended to evaluate performance for hovering at various altitudes and for operation in flight. Altitude will be determined from laser altimeters and from very sensitive barometers. The Army Map Service expects to make similar tests in hovercraft and in blimps.

Operation of a shipboard gravity meter in a hovering helicopter or hovercraft is almost certainly technically feasible for oil exploration, but might not be competitive with other methods.

If the helicopter can be landed, it would be preferable to take readings with a land gravity meter.

If the helicopter cannot be landed, it is possible to get readings with a remote controlled gravity meter (underwater type) lowered from the hovering helicopter. This method is being experimented with, and has been shown to be technically feasible.

LITERATURE

Smith, N. J., "The Case for Gravity Data from Boreholes," *Geophysics*, Vol. 15, 1950, pp. 614-616.
 McCulloch, Thane H., "The Promise of Precise Borehole Gravimetry in Petroleum Exploration and Exploitation," *Geological Survey Circular 531*, 1964.
 McCulloch, Thane H., et al., "The U. S. Geological Survey—LaCoste and Romberg Precise Borehole Gravimeter System—Instrumentation and Support Equipment," *U. S. Geological Survey Professional Paper 575-D*, 1962-1963.
 McCulloch, T. H.; Kasulis, J. D., and Schuchman, J. L., "Application of Gravity Measurements in Wells to Problems in Reservoir Evaluation," *Society of Professional Well Log Analysts*, in press, 1964.
 Nettleton, L. L., "Here Are Test Results of Gravity Measurements in the Air and at Sea," *World Oil*, Feb. 1, 1964, pp. 71-73.
 LaCoste, Lucien, J. B., "Measurement of Gravity at Sea and in the Air," *Review of Geophysics*, Vol. 3, November 1962, pp. 47-52.
 LaFehr, T. R., and Nettleton, L. L., "Quantitative Evaluation of a Stabilized Platform Shipboard Gravity Meter," *Geophysics*, Vol. 22, February 1967, pp. 110-118.



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN LA EXPLORACION
PETROLERA

Ing Fidencio Romero Martínez

Junio, 1981 ..

4.- LEVANTAMIENTOS GRAVIMÉTRICOS EN EXPLORACION PETROLERA

4.1 TIPOS PRINCIPALES DE LEVANTAMIENTOS

Por: Ing. Fidencio Romero Martínez

Los levantamientos gravimétricos que se efectúan con fines de exploración petrolera son de tipo regional, semidetalle y detalle. Los levantamientos regionales se hacen a lo largo de carreteras y terracerías que se localizan en el área de estudio. En consecuencia con este tipo de trabajos se dejan grandes áreas sin observar por lo que los resultados obtenidos son de escaso valor, no obstante que la separación entre los puntos de observación sea mínima a lo largo de dichas vías de acceso, porque ese mínimo no es el mismo en otras direcciones, o sea que se tiene la variación del campo gravitacional en una dirección, pero no en otras.

Los levantamientos de semidetalle son los más comúnmente usados y se efectúan a lo largo de carreteras, terracerías, veredas y brechas, tratando siempre de cubrir el área lo más uniformemente posible con una malla de polígonos de 3X3 ó 4X4 kilómetros. Esto es lo que teóricamente se proyectaría pero al llevar a cabo la operación de campo surgen varios factores que en gran parte determinan la magnitud de dichos polígonos, entre dichos factores se puede mencionar la topografía, la vegetación, las vías de acceso, el agua etc.

Los levantamientos de detalle se realizan en zonas locales donde se bosquejan anomalías de interés y no han sido

definidas por el trabajo de semidetalle, además que no se tenga ningún otro tipo de información que pueda utilizarse para definir las. Regularmente se forman polígonos de 2X2 kilómetros.

4.2 REQUERIMIENTOS TOPOGRAFICOS. POSICION Y ELEVACION

En la exploración gravimétrica es muy importante tener un control topográfico de la mejor calidad. De los gastos de operación de campo de una brigada gravimétrica la mayor parte la absorben los trabajos topográficos. El método de levantamiento topográfico y su costo dependerá de la facilidad de transportación, la calidad de los mapas y de los vértices de triangulación existentes, así como también de la exactitud deseada en el trabajo gravimétrico.

Para llevar a cabo un levantamiento gravimétrico es necesario primeramente adquirir los planos y localizar los vértices de triangulación existentes del área de estudio. Los vértices son los puntos de apoyo planimétrico (posición) que se toman para situar los puntos de observación a lo largo de las líneas. Los planos son de gran utilidad para localizar las vías de acceso y programar las líneas de trabajo a lo largo de los cuales se sitúan los puntos a equidistancias de 500 metros además se localizan los principales poblados y rancharías existentes en el área, como también los accidentes topográficos.

Los levantamientos de campo normalmente se hacen con plancheta escala 1:10,000 y en el gabinete se hacen las reducciones a escala 1:50,000 para pasarlos a los planos donde se lleva el control de dichos levantamientos.

La operación de campo se puede llevar a cabo de varias maneras aquí mencionaremos las que más frecuentemente se usan en la práctica, una vez que se tiene localizada el área y las vías de acceso, se decide en cuantos polígonos se va a dividir el área, hecho esto se procede a realizar el trabajo en una de las maneras siguientes:

- 1) Se hace el levantamiento en uno de los polígonos de control y en seguida se detalla y una vez que ha quedado totalmente detallado se levanta otro polígono de control y se detalla, y así sucesivamente se continúa hasta cubrir el área.
- 2) Se hace el levantamiento del perímetro del área en seguida se levantan los límites de los polígonos de control y finalmente se inicia el detalle de dichos polígonos hasta cubrir el área.

Como sabemos que la gravedad varía con la latitud esto implica que la posición de las estaciones en la dirección Norte-Sur sea suficientemente exacta. Ya que si se requiere una precisión de 0.01 mgal entonces la distancia relativa Norte-Sur debe ser determinada con un error no mayor de 10 metros, esto es una latitud de 459.

Concluyendo diremos que la posición relativa de los puntos de observación es necesaria para hacer la corrección por latitud y para mapear los resultados finales.

Otros de los datos que es necesario adquirir para realizar el trabajo son los puntos de control altimétrico (elevación) en ó cerca del área de estudio, comunmente son bancos de nivel situados por dependencias oficiales como DETENAL u otras compañías ya que las cotas de dichos bancos son las que se utilizan como apoyo para determinar la elevación de los puntos de observación situados a lo largo de las líneas.

En la práctica los polígonos de control o principales se hacen a doble nivelación, con niveles fijos montados, con el fin de llevar un control del trabajo e ir corrigiendo los errores sobre el desarrollo del trabajo, además para que el cierre de dichos polígonos quede dentro de la tolerancia requerida de ± 0.30 m. para este tipo de trabajos, Las líneas de detalle o secundarias se hacen a nivelación sencilla, para las que, se da una tolerancia de $6\sqrt{K}$ donde K= número de kilómetros nivelados. El control de estos trabajos se lleva mediante el dibujo de planos de "polígonos de nivel" escala 1:50,000.

Es evidente que como el gradiente vertical de la gravedad es: $\frac{dg}{dr} = - 0.3086 \text{ mgal/m}$

o sea es la variación de la gravedad con respecto a la elevación, de aquí se puede ver que si se desea en los resultados finales una precisión de 0.01 mgal ó 0.1 u.g. entonces la elevación de cada uno de los puntos de observación debe ser determinada con una exactitud del orden de 3 centímetros.

4.3 ESTABLECIMIENTO DE REDES DE ESTACIONES BASE

El establecimiento de las redes de estaciones base depende de la manera en que se haga el levantamiento planimétrico en el área. En el caso de que se elija la manera 1, se establece primero una serie de estaciones base sobre los puntos del contorno levantado, a intervalos de unos 3 ó 5 kilómetros, para esto debe apoyarse el trabajo cuando menos en una estación base de valor conocido, después en relación a dichas bases se va reduciendo la red a lo largo de las líneas de detalle hasta cubrir el terreno de dicho polígono de la manera más uniforme posible, y así se continúa con los demás polígonos de control hasta cubrir el área. En el caso de elegir la manera 2, se establece primero una serie de bases sobre los puntos situados en el perímetro del área, apoyándose por lo menos en una base de valor conocido, después en relación a estas sobre los límites de los polígonos principales y finalmente se reduce la red a lo largo de las líneas de detalle hasta cubrir el área de una manera más o menos uniforme.

Como se menciona en ambos casos la red debe apoyarse por lo menos en una base de valor conocido, la cual puede ser de la red Nacional establecida por el Instituto de Geofísica de la UNAM o cualquier otra establecida por otras compañías en trabajos gravimétricos anteriores.

La tolerancia para los cierres de los polígonos de ba-

ses gravimétricas es de 1.5 y 2.0 unidades gravimétricas para polígonos principales y secundarios respectivamente.

4.4 LOCALIZACION DE ESTACIONES Y ACCESOS

Uno de los factores más importantes en la planeación de una exploración gravimétrica es la localización y espaciamiento de los puntos de observación (estaciones).

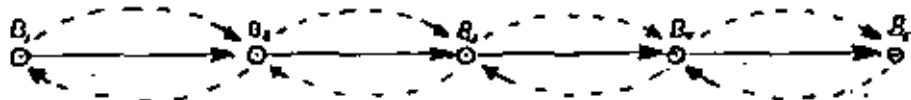
En exploración petrolera es común situar las estaciones a lo largo de todas las vías de acceso que existan en el área como son carreteras, terracerías y veredas; en ocasiones es necesario hacer travesías o abrir picaderos adicionales donde el terreno lo permita para cubrir el área con una retícula más o menos uniforme. Las estaciones de observación siempre deberá tratarse de localizarlas en lugares firmes y cuando sea posible en escuelas o iglesias de poblaciones o rancherías; y lejos de cualquier accidente topográfico importante que pudiera requerir correcciones de gran magnitud y precisas.

El espaciamiento debe fijarse de acuerdo a las finalidades del trabajo y como regla general este deberá ser menor que las dimensiones de la estructura que se desee poder determinar; en exploración petrolera el espaciamiento entre estaciones es de aproximadamente 500 metros.

4.5. ENLACE DE LAS ESTACIONES BASE

Es conveniente planear la observación en circuitos de

tal forma que el intervalo de tiempo entre las lecturas de dos bases consecutivas sea el menor posible con el objeto que la deriva sea mínimo. En la práctica se acostumbra volver a leer cada dos horas en las estaciones base, con lo que quedan controlados a efectos de deriva las estaciones leídas en dicho intervalo. El enlace entre las bases sucesivas B1, B2, B3, B4, B5 . . . se hace en la forma esquemática que se muestra en la figura.



donde la secuencia de observación de las bases sería: B1-B2-B1-B2-B3-B2-B3-B4-B3-B4-B5-B4-B5 . . .

4.6 METODO DE AJUSTE DE LA RED

Al realizar el trabajo de campo se parte de una base de valor conocido y se van situando bases intermedias hasta llegar nuevamente a esta misma base u otra de valor conocido.

De las gráficas de deriva de cada una de estas bases se determina la diferencia de gravedad relativa entre cada una de ellas, con estas diferencias se construyen los polígonos de bases gravimétricas y se ve el error de cierre de estos; si resulta dentro de la tolerancia requerida; se procede hacer la compensación de la línea, repartiendo el error

arbitrariamente entre las diferencias de las bases, con las diferencias compensadas se hace el cálculo de la gravedad de cada estación base. Este procedimiento se hace primeramente para los polígonos de control y después para las líneas de detalle o polígonos secundarios. Un ejemplo se da en la tabla No. 2.

El control de este trabajo se lleva mediante el dibujo de "polígonos de bases gravimétricas Esc. 1: 50,000.

4.7 DENSIDAD DE LA RED

Para establecer la densidad de la red de bases no existe regla que la defina, porque está condicionada a varios factores en la operación de campo como son: topografía, vegetación, tipo de acceso, espaciamiento de los puntos etc. Pero si, debe cubrir lo más regularmente posible el área de trabajo.

4.8 MEDICIONES DE CAMPO

Una exploración gravimétrica consiste en determinar los valores relativos de la gravedad en distintos puntos distribuidos de antemano, en el área de trabajo, de acuerdo al objeto que se tenga.

Antes de iniciar las mediciones diarias de campo deben checarsse los niveles del gravímetro además hacer algunas lecturas a intervalos de cinco minutos y dar un ligero golpeteo

en forma circular sobre el tripe al gravímetro; para cerciorarse de que sus lecturas sean uniformes y no vaya a haber saltos bruscos en el desarrollo del trabajo, o sea es una precaución para evitar posibles errores de carácter instrumental. Las mediciones en el campo se hacen de la siguiente forma: se coloca el tripie más o menos a nivel sobre el punto de observación, se saca el gravímetro de la caja protectora y se coloca sobre el tripie, con los tornillos niveladores se nivela perfectamente, se acciona el interruptor de lámpara que ilumina el sistema interno, con el tambor de lecturas se lleva el rayo luminoso al centro de la retícula, se apaga la lámpara y se hace la lectura correspondiente en la carátula del tambor teniendo cuidado de anotar la lectura y la hora en que se realiza.

Es conveniente mencionar que en ocasiones en el desarrollo del trabajo las lecturas llegan a los límites del rango de lecturas del aparato por lo que es necesario hacer un rescalamiento a dicho aparato; o sea poner el aparato a la escala adecuada.

4.9 DERIVA DEL GRAVIMETRO (DRIFT).

Prácticamente todos los gravímetros presentan una cierta variación en sus lecturas, al transcurrir el tiempo. O sea que si efectuamos medidas sobre una misma estación a diversos intervalos de tiempo obtenemos valores ligeramente distintos que definen una curva de variación. Esta variación de lecturas con el tiempo, es conocida como deriva del gravímetro o

DRIFT y es originada por efectos internos del sistema del gravímetro, al reaccionar sus elementos a la fatiga elástica y a los cambios de presión y temperatura, como también por los pequeños cambios de gravedad causados por otros cuerpos celestes. Dicha curva es propia de cada gravímetro en particular.

La deriva (DRIFT) es tan importante que el trabajo de campo siempre debe planearse teniendo en mente sus efectos y la forma en que será obtenida, ya que todas las lecturas en las otras estaciones deberán referirse a esta curva para ser corregidos por este efecto.

Esto es la diferencia entre la lectura de una estación y el valor de la gráfica (curva) de deriva en el tiempo correspondiente, da la variación de gravedad entre la estación base de referencia y la estación considerada.

4.10 REGISTRO DE CAMPO

El personal de la cuadrilla de observación varía con la política de operación de las compañías, pero el más conveniente consiste en dos observadores, dos ayudantes y un chofer para obtener un buen rendimiento.

Los observadores llevan un registro de campo en formas en las cuales deben tener cuidado de anotar el número correspondiente de las estaciones, la lectura y la hora en que se realiza además marcar en observaciones las estaciones Base de referencia y poner las notas que sean convenientes, con estos datos se hacen los demás cálculos en la oficina del campamento.

Un ejemplo se da en la tabla No. 1.

17

REGISTRO DEL OBSERVADOR DE GRAVIMETRO

Fecha 1981

Hoja No. X

Aparato Worden Mastler No. 1096

Calculo F. Romero M.

ESTACION	LECTURA	HORA	VALOR BASE	D I F E R E N C I A		GRAVEDAD BASE	GRAVEDAD OBSERVADA	N O T A S
				DIVISIONES	U. S.			
①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨
238	374.4	7:20	(236)	—	—	9781681.4	81681.4	BASE 69°F
3085	599.0	7:32	374.5	+ 224.5	+ 228.5	"	81909.9	
3086	591.2	7:42	374.5	+ 216.7	+ 220.5	"	81901.9	70°F
3087	530.7	7:54	374.5	+ 156.2	+ 159.0	"	81840.4	K= 1.0177
3088	547.5	8:06	374.5	+ 173.0	+ 178.1	"	81857.5	
3089	548.2	8:18	374.6	+ 173.6	+ 176.7	"	81858.1	
3090	449.8	8:30	—	—	—	—	—	BASE 70°F
236	374.8	9:30	—	—	—	—	—	" "
3090	449.8	10:30	(3090)	—	—	9781757.8	81757.8	" "
3091	296.0	10:42	449.8	- 153.8	- 156.6	"	81801.2	
3092	302.4	10:54	449.8	- 147.4	- 150.0	"	81807.6	72°F
3093	380.0	11:06	449.9	- 89.9	- 91.5	"	81866.3	K= 1.0179
3094	368.1	11:18	449.9	- 81.8	- 85.5	"	81874.5	
3095	428.6	11:30	449.9	- 23.3	- 23.7	"	81734.1	
3096	263.4	11:40	—	—	—	—	—	BASE 72°F
3090	450.1	12:40	—	—	—	—	—	" "
3096	265.5	13:40	(3096)	—	—	9781568.0	81568.0	" "
3097	171.6	13:52	265.5	- 94.0	- 93.5	"	81474.5	
3098	213.4	14:04	265.5	- 50.1	- 51.0	"	81517.0	72°F
3099	205.4	14:10	265.5	- 58.7	- 59.2	"	81508.8	K= 1.0178
3100	243.4	14:24	265.6	- 20.2	- 20.6	"	81547.4	
3101	369.7	14:30	265.6	+ 105.6	+ 107.5	"	81675.5	
2833	466.5	14:40	—	—	—	—	—	BASE 72°F
3096	263.8	15:40	—	—	—	—	—	" "
2833	466.8	16:40	—	—	—	—	—	" "

COMPENSACION DE BASES GRAVIMETRICAS

 APARATO Woods Master No. 1036

 FECHA 1981

 K: Variable

 HOJA No. X

 CALCULO F. Romero M.

FECHA	EST. BASE	DIFERENC. U. G.	COMPENSA- CION	DIFERENCIA COMPENSADA	GRAVEDAD BASE	N O T A S
①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
	236				9781681.4	GRAVEDAD EN HOJA No. 10
5-ABR-81	3090	+ 76.3	+ 0.1	+ 76.4	9781757.8	
" " "	3096	- 189.9	+ 0.1	- 189.8	9781568.0	
" " "	2833	+ 206.3	+ 0.2	+ 206.5	9781774.5	GRAVEDAD EN HOJA No. 2
	2862				9782219.9	GRAVEDAD EN HOJA No. 20
10-17-81	3218	- 342.7	—	- 342.7	9781877.2	
" " "	3223	- 289.2	- 0.1	- 289.3	9781587.9	
" " "	3154	+ 88.4	—	+ 88.4	9781676.3	GRAVEDAD EN HOJA No. 3

REGISTRO DEL OBSERVADOR DE NIVEL

 OBSERVADOR F. Romero M.

 FECHA 1981

 APARATO Wig. N-2

 HOJA No. X

P. V.	(+)	(-)	DIF.	P. V.	(+)	(-)	DIF.
①	②	③	④	①	②	③	④
3085	2389	1440		3089	3450	0859	
3086	3954	3559			3969	0002	
		+	1.344		3911	0031	
					3731	0061	
3088	3559	0052			3652	0011	
	3871	0039			3761	0071	
	3903	0271			3681	0129	
	3921	0064			3639	0179	
	3894	0118			3751	0085	
	3984	0081			3802	0125	
	3971	0049			3866	0211	
	3179	0898			3807	0088	
		+	28.770		3932	0031	
				3090	3788	2702	
3087	2952	2778				+	48.360
	0314	3886					
	0003	3845					
	0163	2692					
3088	0472	1901					
		-	11.204				

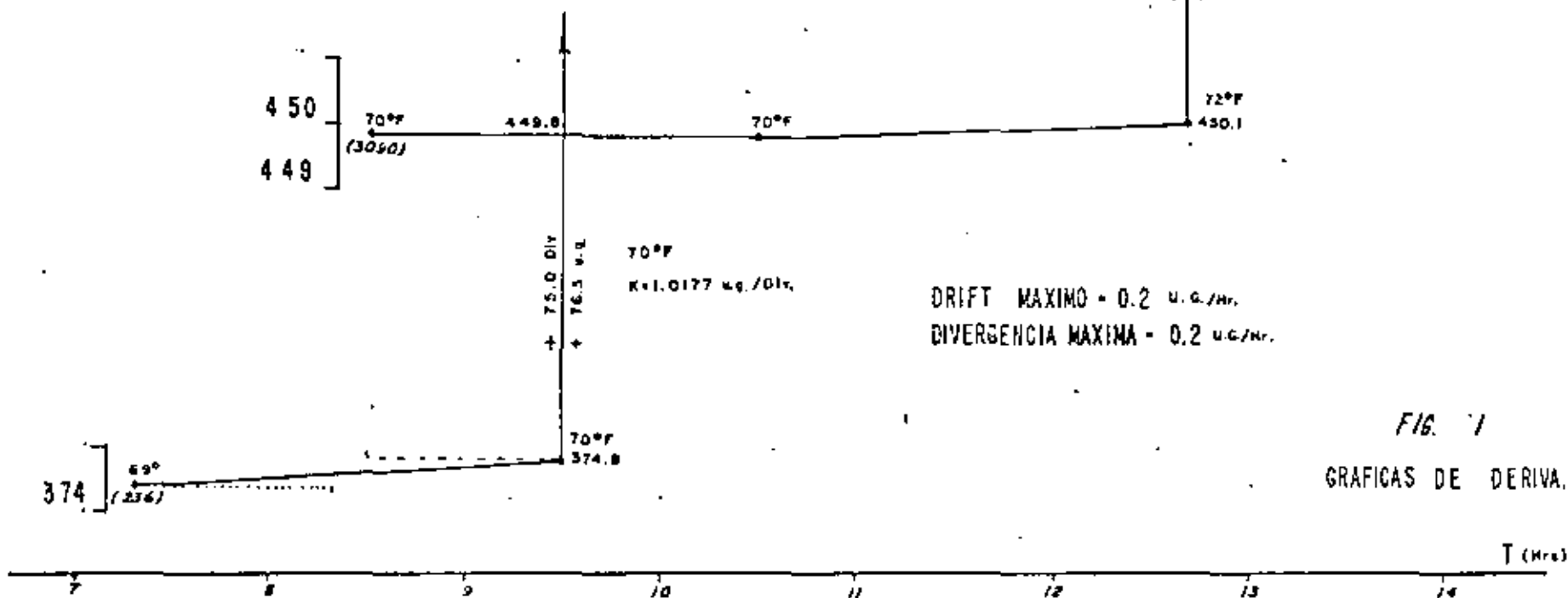
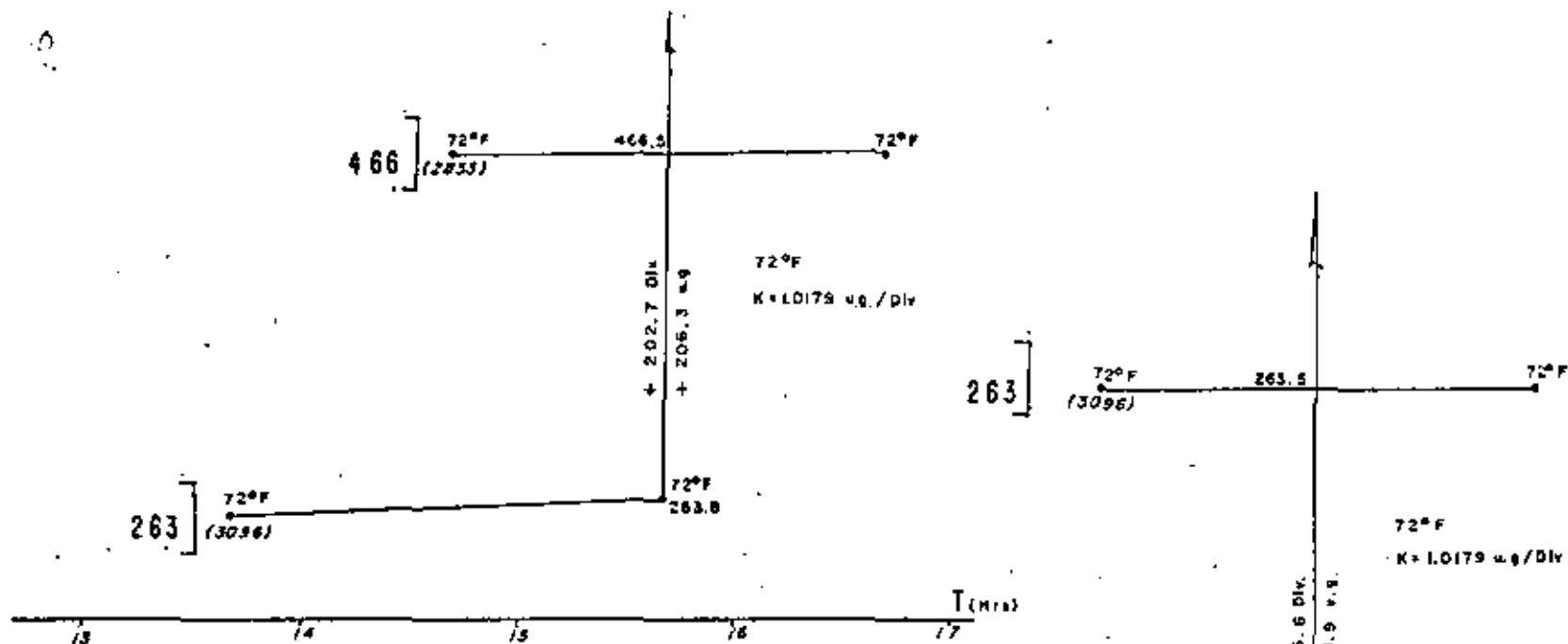
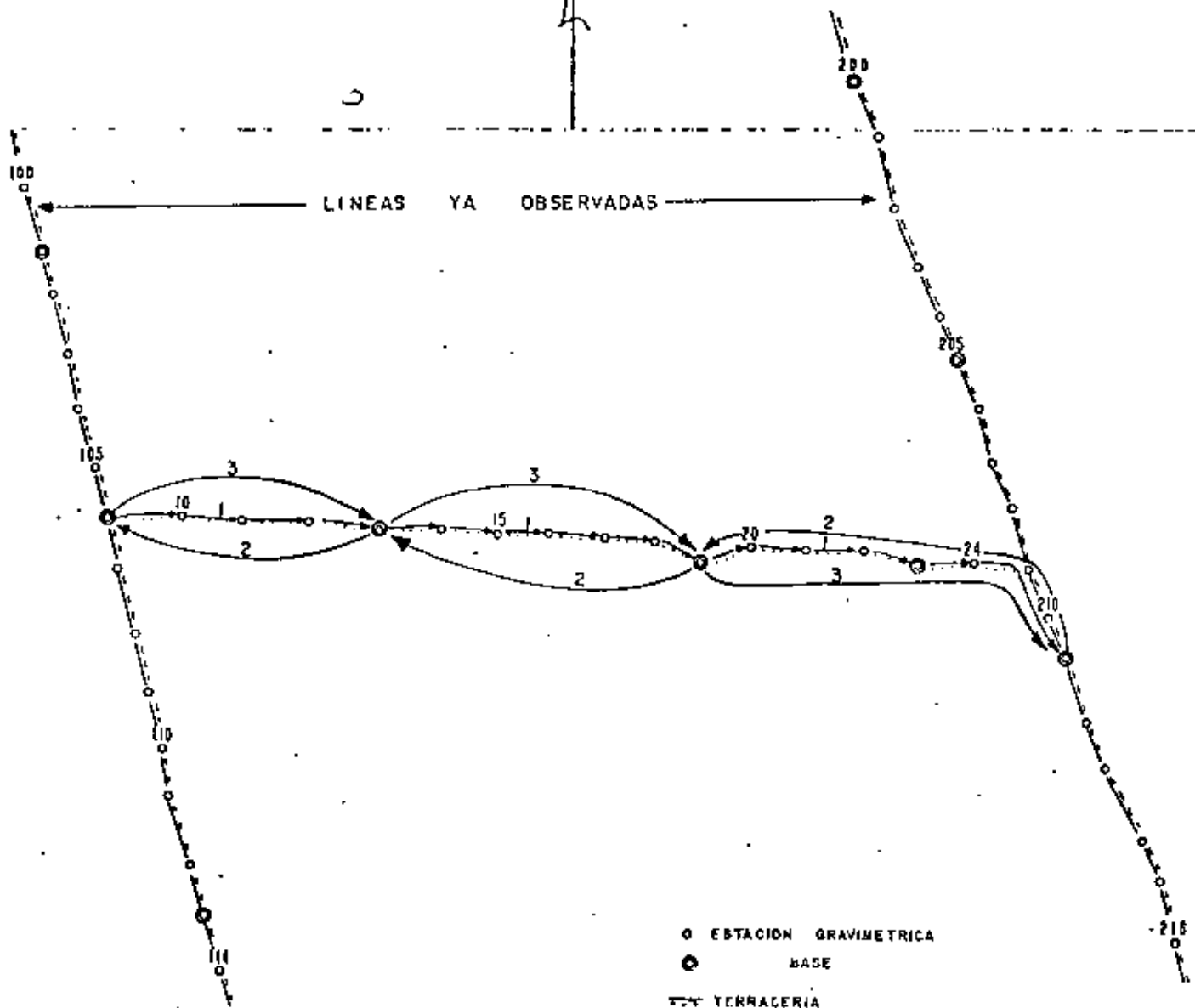
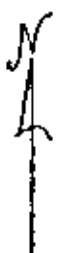


FIG. 1
GRAFICAS DE DERIVA.



- ESTACION GRAVIMETRICA
- BASE
- TERRACERIA
- VEREDA
- 1 OBSERVACION DE LAS ESTACIONES
- 2 REGRESO PARA LEER POR SEGUNDA VEZ LA BASE DE PARTIDA
- 3 REGRESO A LA BASE SITUADA ADELANTE PARA CERRAR EL TRAMO Y CONTINUAR CON OTRO.

DIBUJO: F. ROMERO M.

ANEXO No. 10



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

SEPARACION DE ANOMALIAS Y FILTRAJE

M. en C. Ricardo Díaz Navarro

Junio , 1981

SEPARACION DE ANOMALIAS Y FILTRAJE

Por: M. en C. Ricardo Díaz Navarro

La anomalía de Bouguer es el resultado de una suma de efectos gravimétricos provocados por el material existente abajo del nivel de referencia usado. En un plano de anomalía de Bouguer generalmente se observan 2 tipos de tendencias en la configuración correspondiente. Una de estas tendencias es uniforme y cubre grandes extensiones. A esta tendencia se le da el nombre de anomalía Regional y es provocada por el basamento y sus irregularidades y por posibles masas con diferente densidad dentro del mismo basamento. Las otras tendencias de anomalía de Bouguer tienen un carácter muy irregular y dan la impresión de definir alguna estructura. A este tipo de tendencia se les da el nombre de Anomalía Residual y son provocadas por estructuras locales y mas someras con respecto al basamento.

Métodos de separación de Anomalías en sus componentes Regional y Residual.

1) Método Gráfico.

Sabiendo que un mapa de anomalías de Bouguer existen dos tipos de tendencias en las líneas de configuración, el método gráfico hace uso de las tendencias suaves y uniformes que definen a la anomalía regional. Para la separación de estas anomalías se hace uso de lo siguiente:

a) El regional se obtiene suavizando las líneas de confi

guración de la anomalía de Bouguer, el cual se resta del mapa de Bouguer original para obtener anomalías confinadas en áreas menores llamadas anomalías residuales.

b) El regional se obtiene por suavizamiento de los valores de gravedad a lo largo de perfiles tomados del mapa de Bouguer original. La anomalía residual se obtiene de una manera análoga que en la parte a).

Para obtener buenos resultados con este método es indispensable tener conocimiento de la Geología del Subsuelo, profundidad y tendencia del basamento.

Es difícil aplicar este método cuando la tendencia regional es muy fuerte y consecuentemente la anomalía residual es difícil de obtener.

2) Métodos Analíticos.

a) El ajuste de una superficie polinómica a los valores de anomalía de Bouguer. La extensión del área usada y el grado del polinomio son los parámetros que pueden cambiar el carácter del regional y residual obtenidos con este método.

b) Aplicación de filtros digitales.

Considerando que la información geofísica y en especial la gravimétrica se comportan en forma lineal y por lo tanto es susceptible de aplicar el análisis armónico, entonces para su

depuración se pueden utilizar filtros digitales, los cuales se pueden diseñar en el dominio del número de onda. Utilizando la técnica de la Transformada de Fourier se puede pasar del dominio del número de onda al dominio del espacio y viceversa realizando la aplicación del filtro usando el proceso convolución usado en cualquier sistema lineal.

En forma práctica el proceso convolución resulta ser un promedio pesado del plano de Bouguer original. Es necesario tener los datos a intervalos regulares definiendo una malla de valores de gravedad para la aplicación del filtro, para esto es necesario en el caso de un levantamiento terrestre realizar una interpolación de los datos obtenidos a lo largo de los caminamientos.

Modificando el número de puntos del filtro así como sus valores asociados permitirá cambiar la clase de filtro digital. En esta categoría se encuentran los procesos de: segunda derivada vertical, los filtros de pasa banda y los de continuación analítica.

En esta parte del curso se discutirá los métodos analíticos -- que se emplean para la separación de las anomalías Regionales y Residual en los Trabajos Gravimétricos de Exploración.

SUPERFICIES POLINOMICAS

Se propone un polinomio bidimensional de la forma $A_{00} + A_{01} y + A_{10} x + A_{11} X y + \dots + A_{nm} X^n Y^m$ para que sea ajustado al mapa de anomalías de Bouguer con el criterio de mínimos cuadrados. Este criterio impone la condición que la suma cuadrática de las desviaciones entre los valores de los datos observados y los del polinomio propuesto sea mínima.

El polinomio que se obtenga representará al Regional, ya que los polinomios bidimensionales tienen la propiedad de representar una superficie continua y suavizada que sigue la tendencia del mapa en el cual se aplique.

Para entender el método vamos a trabajar en una dimensión solamente, su generalización a dos dimensiones es inmediata.

$$\text{sea } \bar{y}(x) = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + \dots + a_n x^n$$

polinomio que mejor se ajuste a los datos observados.

Para poder determinar los valores de los coeficientes A_0, A_1, \dots, A_n , se impone la condición que la suma cuadrática de las desviaciones sea mínima.

$$D = \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2 \rightarrow \text{mínimo}$$

Ahora debido a que se tienen n coeficientes se necesitan n condiciones para poder obtener a los coeficientes que definen al polinomio. Estos se obtienen derivando parcialmente a D con respecto a cada uno de los coeficientes, de manera que cada

una de las derivadas sea igual a cero, obteniéndose de esta forma un sistema de n ecuaciones con n incógnitas, la cual -- si se resuelve se obtendrán los valores de los coeficientes. -- Para el caso de una superficie se hace uso de una función polinómica con 2 variables independientes.

En el caso particular de la Gravimetría se trata de obtener con la ayuda de polinomios, la Anomalía Regional del Area. En este caso se aplica a la Anomalía de Bouguer la técnica de superficies polinómicas para obtener la tendencia suave de la anomalía Regional usando un polinomio de bajo orden, generalmente de 4° a 6° grado dan resultados satisfactorios.

En una area donde se tenga una tendencia regular de la -- anomalía de Bouguer y en la que se tengan aisladas irregularidades de la misma anomalía, el método de obtención del Regional por medio de superficies polinómicas da buenos resultados. El procedimiento es el siguiente: las irregularidades de la -- Anomalía de Bouguer que nos definen el residual son encerradas en una área y no son tomados en cuenta a la hora de hacer los cálculos para obtener la Anomalía Regional, de esta manera el Regional así obtenido provendrá de una zona suave a otra suave sin la influencia de la zona anómala. Obtenida la Anomalía Regional, por diferencia se obtiene la Anomalía Residual.

b) FILTROS DIGITALES EN EL DOMINIO DEL NUMERO DE ONDA.

En sismología los impulsos transitorios son representados

en el dominio del tiempo y/o en el dominio de las frecuencias: En gravimetría los perfiles Gravimétricos se pueden dar en el dominio del espacio y/o en el dominio del número de onda. El tiempo en sismología es equivalente al espacio en gravimetría y la frecuencia al número de onda respectivamente. Si en un perfil de la Anomalía de Bouguer se tiene una cresta y un valle, la longitud que se cubra entre la cresta y el valle se considera igual a la mitad de la longitud de onda de la Anomalía en cuestión. El número de onda es igual al recíproco de la longitud de onda.

Las estructuras profundas y el basamento provocan anomalías de longitudes de onda grandes, llamándoseles a estas anomalías como Regionales y las estructuras mas someras dan como resultado Anomalías de longitud de onda con menor valor que -- las anteriores y se les denomina Anomalías Residuales.

Para poder hacer la separación de las anomalías Regionales y Residuales se hace uso de filtros Digitales. Un filtro regional deja pasar longitudes de onda altas o números de onda bajos y elimina a las longitudes de onda baja o número de -- onda altos.

Un filtro residual será por el contrario que el anterior deja pasar las longitudes de onda bajas y elimina a las altas. Un filtro de pasa banda deja pasar las longitudes de onda que se especifiquen eliminando a las restantes.

FUNDAMENTO MATEMATICO

La herramienta matemática fué dada por Fourier desde el siglo 19. Fourier demostró que cualquier función periódica ya sea del tiempo o distancia puede representarse por una suma de ondas seno y coseno de amplitud, frecuencia y fase específicas.

Para funciones transitorias esta suma se reemplaza por la integral de Fourier (Lee, 1960, pag. 33).

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ikx} dk \quad (1)$$

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ikx} dx \quad (2)$$

donde $k = 2\pi/\lambda$, siendo λ la longitud de onda y x es la distancia.

La función $f(x)$ puede representar una sección transversal estructural, un perfil gravimétrico y magnétométrico.

Las funciones $f(x)$ y $F(k)$ son dos maneras distintas de definir la misma información, ya sea en el dominio del espacio o en el dominio del número de onda. En este dominio la información queda en términos de amplitud, frecuencias y fase de las ondas coseno y seno.

Las ecuaciones (1) y (2) son conocidas como la transformada de Fourier y permite transformar la información de un dominio al otro y viceversa.

En dos dimensiones, cualquier superficie $f(x,y)$ puede -

representarse por una suma de superficies senoidales (cada una es como una lámina corrugada) de amplitud, frecuencia, fase y dirección determinada. La transformada de Fourier Bidimensional correspondiente a (1) y (2) esta dada por:

$$f(x,y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y$$

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy$$
(3)

donde x e y son las distancias en un sistema de referencia ortogonal y k_x y k_y son las frecuencias espaciales correspondientes.

El proceso de filtrado elimina las amplitudes de ciertas longitudes de onda de la función de entrada, de tal manera que la función de salida contiene unicamente el rango de longitudes de onda deseado.

Considerando que la información geofísica y en especial la gravimétrica se comporta, dentro de ciertas limitaciones, como un Sistema Lineal, entonces para depurarla se puede aplicar el proceso de filtrado definido para esta clase de Sistemas.

En un Sistema Lineal, la información de entrada se transforma mediante el Sistema o Filtro en una información de Salida. El filtrado en el dominio espacial se conoce como CONVOLUCION (Blackman y Tukey 1959p.72) y en una dimensión se ex

presa como: $O(x) = \int_{-\infty}^{\infty} I(x-\lambda) s(\lambda) d\lambda$ (5)

donde $I(x)$ es la información de entrada, $s(x)$ es el filtro y $O(x)$ es la información de salida. La transformada de Fourier de la integral convolución es

$$O(k) = I(k) s(k) \quad (6)$$

donde $I(k)$ es la información de entrada en el dominio de la frecuencia, $s(k)$ el filtro y $O(k)$ es la información de salida. De esta ecuación se deduce que las frecuencias presentes en la señal de salida serán únicamente las frecuencias comunes de la Señal de Entrada y del filtro.

El proceso de filtrado en el dominio de la frecuencia requiere que el filtro se multiplique por la Señal de Entrada. En cambio en el dominio del espacio se requiere aplicar el proceso convolución.

El filtrado de funciones bidimensionales se puede realizar -- también en los dominios del espacio y la frecuencia, definidos por las ecuaciones siguientes (Dean 1958).

$$O(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} I(x-z) v-\lambda) s(z, \lambda) dz d\lambda \quad (7)$$

$$O(k_x, k_y) = I(k_x, k_y) s(k_x, k_y). \quad (8)$$

Las ecuaciones 7 y 8 son básicas para realizar el filtrado espacial de mapas, pero aún no están completamente adaptadas --

a una computadora digital, ya que es muy difícil tener una - - expresión analítica de los mapas geofísicos y aún así las inte grales resultarían bastante complicadas.

Para implementar el filtrado espacial digitalmente se aproxima las funciones que intervienen por una serie de impulsos - discretos tomados a un intervalo de distancia uniforme y de es ta manera los procesos convolución y transformación de Fourier se realizaron muy rápidamente.

Los mapas tienen dimensión finita, de tal manera que los valo res fuera de las orillas se consideran como cero. Por lo tanto el par de transformadas bidimensionales en forma digital quedan como:

$$f_{nm} = \frac{1}{NM} \sum_{\alpha=0}^{N-1} \sum_{\beta=0}^{M-1} F_{\alpha\beta} e^{-2\pi i \left(\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M} \right)} \quad (9)$$

$$F_{\alpha\beta} = \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} f_{nm} e^{2\pi i \left(\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M} \right)} \quad (10)$$

Y la convolución digital.

$$O_{nm} = \sum_{\alpha=0}^{N-1} \sum_{\beta=0}^{M-1} S_{n-\alpha, m-\beta} I_{\alpha\beta} \quad (11)$$

donde N = número de muestras en la dirección X

M = número de muestras en la dirección Y

$$i = \sqrt{-1}$$

Diseño y filtrado espacial

Un perfil representa en una dimensión, la sección estructural, en donde se puede demostrar que las componentes del número de onda determinan el relieve de la estructura mientras que la fase determina su ubicación. De manera análoga en dos dimensiones la fase determina tanto la ubicación como la dirección de las estructuras presentes.

Debido a que los ángulos de fase de la señal de entrada y del filtro se suman en el proceso de filtrado, las características de fase no se alteran si se aplican filtros de fase cero.

Sea $R(k)$ = Componente Real e $I(k)$ = la componente Imaginaria, entonces

$$F(k) = R(k) + i I(k) \quad (12)$$

donde $F(k)$ es la función de transferencia del filtro en el dominio del número de onda.

Los espectros de amplitud y fase están dados por

$$|F(k)| = \sqrt{R^2(k) + I^2(k)} \quad (13)$$

$$\theta(k) = \tan^{-1} I(k) / R(k) \quad (14)$$

Si el filtro es de fase cero i.e., $\theta(k)=0$ para todos los números de onda. Usando la ecuación (14) resulta que $I(k)=0$ y por lo tanto.

$$R(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos 2\pi kx \, dx \quad (15)$$

y consecuentemente los filtros de fase cero poseen unicamente armónicas coseno que son funciones pares y resulta que los filtros unidimensionales son simétricos con respecto al origen.

Realizando un análisis análogo podremos hacer la extensión para el caso de dos dimensiones, estos filtros van a eliminar, de acuerdo a las características del problema, longitudes de onda y dirección. Los filtros espaciales que eliminan unicamente los rasgos estructurales en base unicamente a su longitud de onda tienen simetría axial. Si la dirección se toma en cuenta se llaman tal como su nombre lo indica filtros direccionales.

Se debe realizar el diseño del filtro espacial para eliminar longitudes de onda indeseables manteniendo a la señal con el mínimo de distorsión. En consecuencia el primer paso es determinar cuales longitudes de onda estan presentes en el plano original, lo cual se puede llevar a cabo calculando el espectro de amplitud para 3 o mas perfiles característicos (Blackman -- Tukey 1959). Estos perfiles en el dominio del número de onda darán una representación estadística de las longitudes de onda que mas influyen en las estructuras presentes; el espectro

de fase no necesita conocer ya que estamos diseñando un filtro de fase cero.

El intervalo de muestreo debe de ser tal que unicamente las longitudes de onda que se pueden identificar correctamente son aquellas que son mayores que el doble del intervalo de muestreo; las longitudes de onda mas cortas que el intervalo de muestreo aparecieran en la posición alias y se sumarán de acuerdo al criterio de Nyquist a sus correspondientes longitudes de onda mas grandes produciendo una distorsión armónica conocida en procesamiento de datos como el efecto Alias.

Consecuentemente si el intervalo de muestreo es muy grande, las longitudes de onda cortas no podrán ser detectadas y las correspondientes longitudes de onda largas serán estimadas incorrectamente.

Un filtro regional dejará pasar las longitudes de onda grandes mientras que un filtro residual las longitudes de onda cortas. Debido a que existe un traslape entre los rangos de los números de onda correspondientes al Regional y Residual la banda de paso no debe terminar abruptamente.

Las componentes del espectro de amplitud que se desean pasar sin distorsión se hacen igual a la unidad y gradualmente se van reduciendo a cero en la longitud de onda, a partir de la cual ya no se desea ninguna transmisión. Los cambios bruscos en el espectro producen un modo de convergencia ruidoso al

transformar la función al dominio espacial.

Teóricamente, el filtro en el dominio espacial es de longitud infinita, sin embargo si se aplican técnicas de suavizamiento al espectro de amplitud, el operador correspondiente tendrá una amplitud relativa despreciable a corta distancia, de tal manera que se puede "truncar" en el segundo o tercer cero de la función $f(x)$. La longitud del filtro dependerá del rango del número de onda en la banda de paso: filtros de banda angosta son muy extendidos y filtros de banda amplia son muy cortos en el dominio espacial. Siempre se tiene que recordar que los dos dominios: distancia y número de onda se comportan de manera inversa.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

REGIONALES RESIDUALES Y ESTRUCTURAS

Junio, 1981

REGIONALES RESIDUALES Y ESTRUCTURAS

L.L. NETTLETON

RESUMEN

Un exámen crítico de los varios métodos para la determinación de efectos regionales, indica que ninguno de los sistemas gráficos ni los varios sistemas numéricos y matemáticos proporcionan una base racional segura para la división de un campo potencial en las componentes regionales y residual. El primer sistema depende del juicio del operador y el último en las suposiciones o pasos empíricos en la derivación matemática de los factores numéricos o coeficientes usados en los cálculos. Cada sistema tiene sus ventajas y desventajas, y una apreciación propia de ellas es necesaria para la aplicación afortunada de alguno a ambos sistemas a un problema dado.

Los varios sistemas matemáticos publicados son comparados por reducción de sus factores numéricos a una base común, anotándolos en forma tabulada. Esta comparación muestra la fuerte variación en coeficientes numéricos y factores de pesantes derivados por diferentes caminos matemáticos. Comparaciones del sistema gráfico y alguno de los sistemas de reja, hechos llevándolos sobre un mapa gravimétrico de la misma área, muestran el efecto de estas variaciones en mapas de segunda derivada. Otros ejemplos de aplicaciones son tomados de mapas en la literatura geofísica.

Se concluye que la falta de un criterio objetivo para el aislamiento de anomalías es debida a la inherente ambigüedad en los orígenes de campos potenciales, pero que a pesar de la naturaleza empírica de cualquier método regional, la aplicación correcta de un sistema apropiado al problema particular que se ataca puede dar resultados muy útiles.

INTRODUCCION

Los efectos regionales en investigaciones gravimétricas y magnéticas han sido un problema desde los primeros días de investigación con la balanza de torsión y el magnetómetro vertical. Entonces se reconoció que los campos medidos contienen efectos que no están relacionados a las posibles irregularidades geológicas o estructuras que los reconocimientos esperaron encontrar. Numerosos esquemas han sido usados para tratar los efectos regionales y una cierta sensación de misterio y oposición pretenden haber llegado a rodear estos tratamientos. Por lo tanto, parece que vale la pena revisar los principios fundamentales sobre los cuales, en varios sistemas ahora en uso, están basados y evaluar sus posibilidades y limitaciones.

LA INCERTIDUMBRE DE LOS CAMPOS POTENCIALES

El problema de regionales y residuales aparece en todos los métodos geofísicos que están basados en mediciones de un "potencial". Básicamente, la cuestión es la separación de un

campo potencial en posibles partes componentes y de atribuir causas geológicas separadas en esas componentes. El problema es incapaz de una solución exacta, debido a la incertidumbre inherente en la definición de la fuente de un campo potencial-- un hecho que ha sido puntualizado varias veces en la literatura geofísica (Skeela 1947; Vajk 1951, Nettleton 1940, pp.101, - - 102, 205-206, 376-377). La incertidumbre viene del hecho matemático de que, dada una distribución de una función de gravedad, de una función de potencial eléctrico o magnético sobre una superficie (la superficie de la tierra o el nivel de vuelo de un reconocimiento hecho por aire), no es posible derivar -- una única distribución de masa, magnetización o cargas eléctricas, las cuales darán explicación de aquel campo.

La incertidumbre no depende de la separación o precisión de las observaciones sobre la superficie dada. Hay ciertos términos que pueden ser fijados en la naturaleza y límites de -- los cuerpos perturbadores, pero sin esos términos es posible -- una infinita variedad de soluciones. Cuando las observaciones son mas ampliamente espaciadas o menos precisas, el rango de -- posibles soluciones se vuelve mayor. De ahí que ni el grado de precisión o cantidad de datos eliminarán la incertidumbre fundamental.

La ambigüedad fundamental en el problema regional no parece ser muy bien apreciado aún en estas últimas fechas. Esto se demuestra por la variedad de esquemas para eliminar los efectos

regionales, los cuales han sido derivados por diferentes personas en tiempos diferentes y particularmente por la idea que prevalece de que algún esquema particular es superior debido a su base matemática. La variedad de tratamientos regionales de exploraciones gravimétricas, es probablemente la causa de la observación hecha graciosamente por un geólogo de que "el regional es lo que usted obtiene para hacer que exactamente lo opuesto asemeje a la estructura". En vista de las incertidumbres tratadas anteriormente, esto es quizás, en lo relativo, como buena una definición de un regional correcto como -- cualquiera puede hacerlo. Pero esto quiere decir que la determinación de un regional satisfactorio es un problema geológico y geofísico. Si podemos determinar límites en la extensión del área y relieve de una anomalía la cual es una expresión razonable de la clase de estructura que andamos buscando, entonces tenemos alguna idea del tipo de regional por eliminar lo cual acentuará anomalías de esta clase.

Los primeros tratamientos del regional fueron por medio de curvas sin variación (iguales) o contornos sin variación en mapas. Mas recientemente, una clase de métodos han sido desarrollados, los cuales dependen del tratamiento numérico de valores en puntos en un orden regular. En una reciente revisión de la disertación de Vajk, Steealund (1952) ha llamado aptamente a los proponentes de estos dos tratamientos como "Smoothers" y "Gridders". El ánimo de mucha de la discusión que sigue es -

fijar las ventajas y limitaciones de estas dos clases de métodos.

METODOS GRAFICOS DE ESTIMACION DE EFECTOS REGIONALES

El método "Smoothers" intenta separar el campo medido en dos partes. El regional es la parte igual, plana y es atribuída a efectos los cuales son demasiado oscuros o demasiado claros o demasiado grandes en relieve para ser posibles expresiones de estructura u otros disturbios de interés. El residual es la parte del dibujo que resulta después de la resta del regional. Obviamente la elección del regional sugerirá la naturaleza del mapa residual.

La elección de un regional es muy empírica. En situaciones simples tales como un gradiente uniforme sobre una área -- extensa, la selección de un regional no es difícil y operadores diferentes harán la misma elección. Cuando el regional se vuelve complicado o las diferencias en magnitud de los efectos regionales y residuales se vuelven menos, la elección se vuelve más difícil y arbitraria de manera que diferentes personas pueden llegar a diferentes soluciones.

Hay tres grados de refinamiento que se usan comúnmente .

El método más simple es el de dibujar contornos de igual valor y restar este conjunto de contornos de aquellos del mapa observado, para contornear los caracteres, las formas residuales. En situaciones en donde hay formas residuales relativa--

mente agudas, y particularmente en donde el tren de los residuales es completamente diferente del de contornos regionales, éste método puede ser bastante efectivo. Este método es muy difícil de usar cuando las formas residuales de poco relieve son casi paralelas con contornos regionales deformados, o cuando los disturbios locales ocurren cerca de ejes, depresiones, o cierres en el campo regional.

Un método más refinado es trazar secciones a lo largo de líneas, usualmente más o menor perpendiculares a los contornos regionales o a la dirección de los trenes geológicos regionales, para dibujar curvas regionales sobre estas líneas y usar estas curvas para determinar la localización de contornos regionales alternativamente las diferencias de las curvas de igual valor pueden ser transferidas directamente a un mapa si los perfiles están bastante cercanos unos a otros para permitir correlacionar caracteres residuales de un perfil a otro.

Un método aún más elaborado es trazar secciones sobre una red de líneas que se intersectan. Las localizaciones de las líneas pueden ser determinadas por las localizaciones de las observaciones, por la forma del mapa mismo, o, si el control es bueno, las líneas pueden estar en un arreglo regular. La ventaja de la red de secciones es que los dos valores de las curvas regionales en cada punto de intersección puede ser ajustado modificando y ajustando las curvas antes de que el regional pueda ser contorneado. Aunque estos ajustes son empíricos y a menudo tal vez arbitrarios, ellos dan una tercera dimensión a el control de los contornos regionales lo cual es particularmente útil cuando los campos regio

nales se vuelven más complicados.

Una vez que el regional está determinado y contorneado, puede -- ser restado del mapa observado ya sea gráficamente o numérica- mente. En el primero de los métodos nuevos contornos son dibuja- dos a través de las intersecciones de contornos observados y -- regionales en donde las diferencias son iguales, por lo tanto -- son contornos del residual. En el segundo método un valor es in- terpolado de los contornos regionales en cada estación y es res- tado del valor observado; el mapa residual es entonces contor- neado con estas diferencias. El último método hace el contornea- do del residual independientemente del contorneado de los valo- res observados y tiene algunas ventajas cuando las estaciones -- están irregularmente o ampliamente espaciadas. Cuando el control es bueno y los contornos originales están dibujados cuidadosa- mente, los dos métodos darán, substancialmente el mismo resulta- do y el método de resta de contornos es más rápido.

OPERACIONES NUMERICAS Y CALCULOS DE REJA (METODO DE PROMEDIOS)

La ambigüedad y dependencia en el juicio personal del "Smoothe- r" ambas con la muy considerable labor de un personal experi- mentado que se requiere, ha conducido al desarrollo por las re- jas ("Gridders") de una variedad de operaciones numéricas las cuales aislan automáticamente anomalías locales por cálculo -- de rutina rápido. Todos estos sistemas operan sobre un arreglo espaciado regularmente o valores de reja. Los sistemas usados por los "Gridders" han sido desarrollados por dos caminos in- dependientes, uno empírico y el otro analítico.

SISTEMAS EMPIRICOS RESIDUALES DE REJA (CUADRICULA)

Uno de los sistemas empíricos más simples es usar el promedio de los valores observados sobre un círculo, como el regional. El residual es la diferencia entre este promedio y el valor observado en el centro del círculo. Esto puede ser reducido a un sistema de reja si los valores están interpolados en un arreglo regular de posiciones o reja. En algunos casos, en donde las estaciones están regularmente espaciadas como en las partes de las esquinas, los valores observados pueden ser usados directamente sin contornear. Un sistema que usa ocho puntos sobre una reja cuadrada se muestra en la Fig. 1. Otro sistema que usa seis puntos sobre una reja de líneas a 60° se muestra en la Fig. 2.

En cualquier método residual con punto central y un anillo, los valores residuales y la naturaleza del mapa residual son directamente dependientes del radio del círculo. Y a una más limitada extensión de acuerdo con el número de puntos, que son promediados. Una discusión del sistema simple de punto central y un anillo con algunos ejemplos, los cuales muestran el efecto de variación del radio del círculo sobre la naturaleza de los mapas residuales resultantes, ha sido dado por Griffin (1949).

CALCULO ANALITICO DE DERIVADOS

Los métodos de reja han dado un fundamento matemático para la aplicación de la teoría del potencial al cálculo de las derivadas de las funciones de potencial (Evjen, 1936; Peters, 1949; Henderson & Zietz, 1949; Elkins, 1951; Rosembach, 1953). Las

formulaciones matemáticas han sido reducidas a esquemas prácticos de cálculo, usando valores de una reja regular de puntos para determinar promedios alrededor de círculos de diferente radio de un punto central. Estos pueden ser intencionados del mismo modo a una elaboración del método simple de un anillo por el cual varios anillos se usan en lugar de uno, con los anillos de diferentes radios teniendo diferentes pesanteses algunas de los cuales pueden ser negativa.

La Fig. 3. es un ejemplo de una reja de tres anillos usados para cálculos de segunda derivada. Promedios a las distancias S , $S\sqrt{2}$ y $S\sqrt{5}$ son determinados de cuatro y ocho puntos respectivamente.

Todos estos sistemas matemáticos involucran fundamentos o elecciones empíricas en ciertos pasos de su reducción al uso práctico. Estas elecciones controlan la determinación de los coeficientes numéricos por los cuales los valores leídos de un mapa son multiplicados para determinar los valores derivados. La naturaleza arbitraria de estas soluciones finales ha sido señalada como se ilustra por los siguientes párrafos:

"De lo que procede es evidente que cualquier número de juegos de coeficientes puede ser desarrollado. Sus méritos relativos pueden ser determinados solamente por la prueba, experiencia de ellos" . (Elkins, 1951, p. 39).

"Estos métodos siendo aproximaciones, dan resultados que dependen en gran parte del espacio usado. Los resultados son mas

cualitativos que cuantitativos en valor pero estos métodos han probado ser algunas de las mejores armas útiles para la producción en masa de análisis". (Peters, 1949, p. 304).

COMPARACION DE DIFERENTES SISTEMAS DERIVADOS

El significado de las consideraciones y calificaciones en el desarrollo de las fórmulas derivadas no parece ser apreciado como debiera ser. Los siguientes párrafos y tablas establecen las semejanzas y diferencias de varios sistemas publicados, con algún detalle, por reducción de las diferentes fórmulas y términos similares y comparables.

Todos los cálculos de sistemas de segunda derivada, pueden ser considerados como de la forma

$$D = \left(\frac{c}{s}\right)^2 \left(W_0 H_0 + W_1 \bar{H}_1 + W_2 \bar{H}_2 + \dots \right)$$

T A B L A 1

FORMULAS RESIDUALES Y DERIVADAS

No.	ORIGEN	FORMULA
1	Punto Central y un Anillo	$\Delta G = G_0 - \bar{G}(s)$
1-A	Punto Central y un Anillo	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{4}{s^2} [G_0 - \bar{G}(s)]$
2	Henderson & Zietz ec. (10)	$\frac{\partial^2 (\Delta T)}{\partial z^2} = 6.195 [\Delta T_0 - (8.374 \Delta \bar{T}_1 + 2.189 \Delta \bar{T}_2)]$
3	Henderson & Zietz ec. (13)	$\frac{\partial^2 (\Delta T)}{\partial z^2} = 2 [3 \Delta T_0 - 4 \Delta \bar{T}_1 + \Delta T_2]$
4	Henderson & Zietz ec. (15)	$\frac{\partial^2 (\Delta T)}{\partial z^2} = 21 \Delta T_0 - 32 \Delta T_1 + 12 \Delta \bar{T}_2 - \Delta \bar{T}_3$
<p>En las fórmulas 2, 3 y 4, ΔT_0, $\Delta \bar{T}_1$, $\Delta \bar{T}_2$ y $\Delta \bar{T}_3$ son valores promedios a las distancias 0,5, $\sqrt{2}$ S y 2 S respectivamente.</p>		
5	Elkins ec. (13)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{60 k^2 r^2} [64 \bar{H}(0) - 2 H'(s) - 4 H'(s\sqrt{2}) - 5 H'(s\sqrt{5})]$ $= \frac{1}{60 k^2 r^2} [64 \bar{H}(0) - 8 \bar{H}(s) - 16 H(s\sqrt{2}) - 40 H(s\sqrt{5})]$
6	Elkins ec. (14)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{28 k^2 r^2} [16 H(0) + 2 H'(s) - 3 H'(s\sqrt{5})]$ $= \frac{1}{28 k^2 r^2} [16 H(0) + 8 \bar{H}(s) - 24 \bar{H}(s\sqrt{5})]$
7	Elkins ec. (15)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{62 k^2 r^2} [44 H(0) + 4 H'(s) - 3 H'(s\sqrt{2}) - 6 H'(s\sqrt{5})]$ $= \frac{1}{62 k^2 r^2} [44 H(0) + 16 \bar{H}(s) - 12 \bar{H}(s\sqrt{2}) - 48 \bar{H}(s\sqrt{5})]$
8	Peters ec. (27)	$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = [1.156 H(0) + 2.56 \bar{H}(s) - 0.455 \bar{H}(s\sqrt{2}) - 1.359 \bar{H}(s\sqrt{5}) + 0.392 \bar{H}(s\sqrt{23})]$
9	Rosembach ec. (16)	$\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}\right)_p = \frac{1}{24 s^2} [96 g_0 - 18 \Sigma g(s) - 8 \Sigma g(s\sqrt{2}) + \Sigma g(s\sqrt{5})]$ $= \frac{1}{24 s^2} [96 g_0 - 72 \bar{g}(s) - 32 \bar{g}(s\sqrt{2}) + 8 \bar{g}(s\sqrt{5})]$

Se ha establecido por Henderson y Zietz que por la aplicación de la ecuación (12), p. 512 de su trabajo respecto al sistema de un punto central y un anillo, una expresión derivada comparable a las otras fórmulas, se puede escribir como:

$$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{4}{s^2} [G_0 - \bar{G}(s)]$$

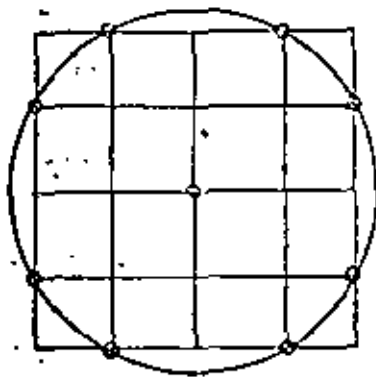


FIG. 1 Reja Rectangular para un anillo Residual.

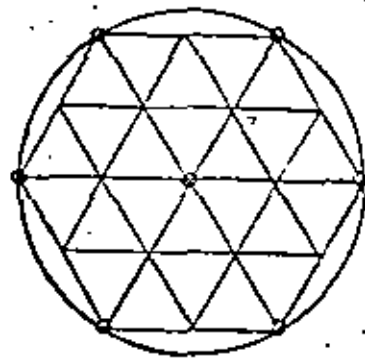


FIG. 2 .- Reja Hexagonal para un anillo Residual

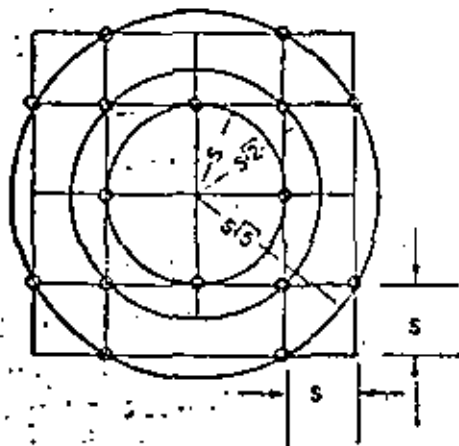


FIG. 3 .- Reja Rectangular para Cálculo de Segunda Derivada Tres anillos.

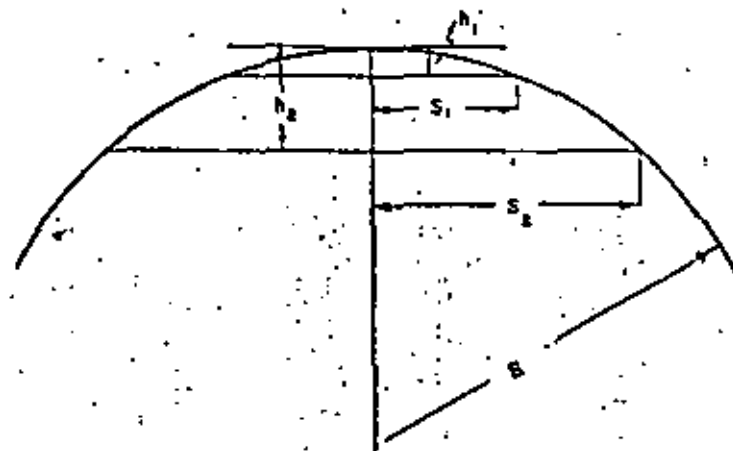


FIG. 4 .- Definición de curvatura.

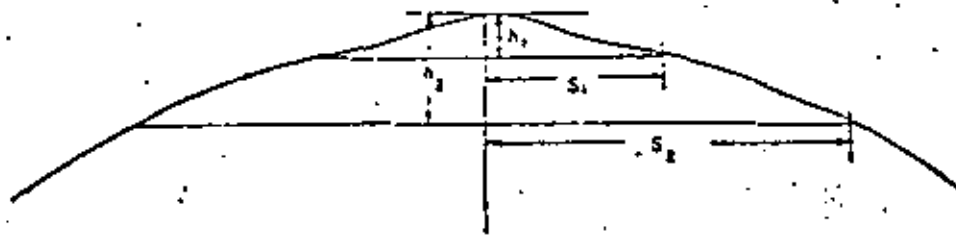
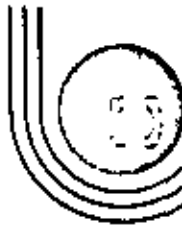


FIG. 5.- Relación de la curvatura medida a los detalles locales.



FIG. 6.- Perfil de la Curva Hipotética de Gravedad con Anomalías Residual Gráfico y de Reja.



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL MÉTODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLOPACION PETROLERA

INTERPRETACION GRAVIMETRICA

Ing Guillermo Hernández Moedano

Junio, 1981

INTERPRETACION GRAVIMETRICA

Por: Ing. Guillermo Hernández Moedano

El problema de la interpretación gravimétrica podría plantearse en la forma siguiente: transformar el mapa de contornos de la anomalía de Bouguer a un modelo geológico estructural, que debe ser la fuente que lo originó.

El mapa de anomalía de Bouguer representa la distorsión del campo gravífico normal originado por todos los contrastes de densidad que existen a partir de inmediatamente abajo de la superficie de observación hasta el centro de la tierra y la solución al problema planteado tiene varias soluciones, esta ambigüedad en la solución (Tsuboi y Fuchida 1937, Skeels 1947) se debe a que la ecuación matemática del problema es indeterminado. Su indeterminación puede disminuir apoyando los operadores de los procesos que se le aplican a la anomalía de Bouguer en consideraciones geológicas del área en estudio y puede llegarse a una solución única si se tiene apoyos extras como pozos profundos, horizontes de reflexión sísmica y sobre todo de la geología estructural del subsuelo de la región.

Debido a la ambigüedad en la interpretación la prospección se aplicó en un principio con objetivos de reconocimiento para posteriormente programar las campañas de prospección de sismología de reflexión que es uno de los métodos geofísicos más resolutivos; no obstante, con el desarrollo de ordenadores electrónicos,

es posible ayudar a mejorar la interpretación sísmica apoyando se en la gravimetría realizada con fines de reconocimiento, -- quizás aumentando la densificación de observaciones gravimétricas en las zonas mas importantes. En lugares donde no es posible obtener reflejos sísmicos continuos debido a formaciones geológicas que absorben o dispersan mucha de la energía sísmica, en estos lugares la mayoría de las veces la gravimetría es de mucha ayuda para encontrar el mapa estructural del subsuelo.

El campo gravitacional de Bouguer o anomalía de Bouguer representa la suma o superposición de los efectos producidos por -- los contrastes de densidad de las rocas que constituyen principalmente la corteza terrestre, esto incluye naturalmente los contrastes grandes por rocas regionales y los producidos por rocas someras, los contrastes intermedios y los de las estructuras de interés, por lo tanto es esencial para la interpretación aislar la anomalía producida por la estructura que se busca, de los efectos de atracción ajenos a ella.

La interpretación gravimétrica puede dividirse en las fases -- siguientes:

- a.- Interpretación Cualitativa
- b.- Interpretación Cuantitativa en el plano X-Y
- c.- Cuantitativa en dos o tres dimensiones -- planos X-Z ó X Y Z respectivamente.

a).-INTERPRETACION CUALITATIVA.

La interpretación cualitativa, de hecho es el principio del modelaje de la estructura geológica que se desea obtener. Consiste en ir comparando la configuración de la anomalía de Bouguer con la geología del área en exploración o sea expresar en forma descriptiva el posible significado de los campos gravimétricos de Bouguer máximos, los mínimos, las zonas de gradiente horizontal acentuados, el alineamiento de los ejes de estas anomalías y las dimensiones de las mismas.

b).-INTERPRETACION CUANTITATIVA EN EL PLANO X-Y.

La interpretación cuantitativa en el plano X-Y, es el proceso que se realiza sobre la anomalía de Bouguer: de filtrado para iniciar la separación de los efectos gravitacionales que producen las rocas que constituyen la corteza terrestre, puede considerarse como el 2o. paso para obtener el modelo de la estructura geológica que se desea obtener.

Cuando el mapa de Bouguer obtenido en la etapa de reconocimiento contiene anomalías de dimensiones relativamente pequeñas, se dice que estas son de alta frecuencia y el filtro inicial, sería un operador que suavice las curvas, posteriormente es recomendable aplicar el operador de 2a. derivada vertical; con este proceso se delincan en el plano X-Y las masas someras y se exagera su gradiente vertical.:

Se verá que la 2a. derivada vertical delinea los cuerpos anomalos si se analiza la ecuación:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right)$$

que indica que la 2a. derivada vertical valdrá cero en los vértices del cuerpo anómalo.

La 2a. derivada vertical puede obtenerse de varias maneras, una de las mas sencillas es aplicando el teorema de Taylor, para dos círculos y nueve puntos, incluyendo el central y puede demostrarse que la 2a. derivada vertical es proporcional al efecto residual obtenido por el mismo procedimiento y que el valor cero para el residual y 2a. derivada vertical ocupan el mismo lugar en el plano X-Y y se diferencian en que el gradiente vertical es mayor en la 2a. derivada vertical que en el residual y las unidades del residual serán miligales y las de la 2a. derivada vertical serán miligales sobre unidades de superficie.

Con el proceso anterior, se obtienen mapas de 2a. derivada, residual y regional que se utilizan con mucha efectividad en una interpretación que generalmente se le llama cualitativa, pero en realidad es una interpretación cuantitativa sobre el plano X-Y o de superficie.

Por el procedimiento anterior puede descubrirse la posición de estructuras de interés, en el plano X-Y, para ser detallado posteriormente a profundidad por sismología de reflexión. Algunas de las características de la estructura del subsuelo como el trazo de fallas pueden delinearse con el gradiente horizontal de la anomalía.

Por el procedimiento anterior como se dice, se pueden descubrir las estructuras de interés en el plano X-Y consideradas desde el punto de vista gravimétrico como masas anómalas pero la densidad prácticamente de cada una de ellas no ha intervenido.

INTERPRETACION CUANTITATIVA EN DOS O TRES DIMENSIONES EN LOS PLANOS X-Z ó X,Y,Z.

En la determinación de la profundidad y forma en dos ó tres dimensiones de las masas anómalas, es necesario conocer la densidad de las formaciones que las constituyen.

El factor densidad en la prospección y consecuentemente en la interpretación gravimétrica es muy importante, podríamos iniciar el tópicó con la densidad de corrección que se usa en prospección.

Si recordamos, el valor de la intensidad del campo gravífico y que llamamos gravedad normal es la que representa la gravedad o intensidad del campo gráfico en función de la latitud de cualquier punto de la tierra al nivel del mar.

$$g_N = g_{ec} (1 + A \text{ sen}^2 \varphi - B \text{ sen}^2 2\varphi)$$

en la obtención de esta fórmula no se ha tomado en cuenta las rocas o masas arriba del nivel del mar; en general se ha tomado para una tierra con una densidad que varía hacia su centro; en prospección es muy necesario tomar en cuenta las rocas que estan arriba del nivel del mar, por lo tanto cuando se compara la gravedad normal (g_n) con la gravedad medida la compa- - - -

ración debe hacerse precisamente en el punto que tiene la mismas coordenadas X, Y y Z, así la ecuación $\vec{g}_{ob} = \vec{g}_T$ indica que ambos vectores tienen el mismo origen, si el gravímetro o péndulo se planta en un punto con una elevación S.N.M. de h. metros habrá que reducir a la g_n que esta referida al nivel del mar al nivel de observación y entonces se llama gravedad teórica g_t . La diferencia con la gravedad observada si la hay se atribuye a las masas anómalas.

$$g_t = g_n - 3.086 h + 0.4191 \sigma h - C_{rt}$$

$$\text{Anomalía} = g_{ob} - [g_n - 3.086 h + 0.4191 \sigma h - c_{rt}]$$

σ = densidad de corrección en g/cc

C_{rt} = Corrección por rugosidad del terreno.

Si $g_{ob} - g_t \neq 0$ = Anomalía Grav.

$$\begin{aligned} \text{Anomalía de Bouguer} &= g_{ob} - [g_n - h(3.086 - 0.4191\sigma) - C_{rt}] \\ &= g_{ob} + h(3.086 - 0.4191\sigma) + C_{rt} \end{aligned}$$

la densidad de corrección se supone que es la misma en todas direcciones, arriba del nivel del mar.

En un terreno quebrado donde la densidad es homogénea en todas direcciones, la anomalía de Bouguer deberá tener el mismo valor en cualquier lugar de la superficie que se observe. En este principio se basan los métodos para determinar la densidad de corrección midiendo el valor de g_{ob} sobre un perfil topográfico con relieve, es decir se supone que abajo de ese perfil no hay masas anómalas, la anomalía de Bouguer estará referida a la superficie del terreno.

Una cuenca sedimentaria que se explora para descubrir petróleo, puede empezarse a modelar partiendo de la forma simple suponiendo que está formada por dos unidades, el paquete de sedimentos y las rocas donde descansa o base de los sedimentos. Es posible que el contraste de densidad entre el paquete de sedimentos y la roca base sea mas grande (densidad mayor la roca base) que el contraste de densidad que pudiera existir entre las diferentes formaciones que lo constituyen, en este caso lo mas probable es que en la configuración de la anomalía de Bouguer predominen ya sea el relieve del basamento o el contraste de densidad de las rocas dentro del basamento. Recuerdese que las masas anómalas predominan en la corteza terrestre y ésta tiene un espesor promedio de 40,000 metros mientras que el espesor del paquete sedimentario posiblemente sea del orden de 10 000 metros por lo tanto las anomalías producidas por los cambios estructurales de los sedimentos se verán fuertemente enmascarados por el relieve del basamento y también por el contraste de densidad de las rocas intrabasales. Por esta razón, la 2a. derivada vertical es muy necesaria, porque ella ayudará a ir modelando la forma de la o las estructuras de roca sedimentaria, que estan a menor profundidad de las rocas base.

En casi todos los llamados métodos directos de interpretación se pretende determinar una distribución de la masa a una profundidad dada que es consistente con el campo observado. Como se puede demostrar que para una superficie de densidad variable (u,v) sobre un plano (u,v) la anomalía del campo de la gravedad muy cercana a este plano es:

$$A_g = 2\pi G \sigma(u, v). \quad (1)$$

si el campo a una profundidad dada puede ser calculado por el observado en la superficie de la tierra, la distribución de las masas puede ser encontrada. Se han sugerido varios métodos para obtener el campo a la profundidad, uno de estos procedimientos es conocido como "continuación hacia abajo".

ANALISIS ARMONICO

Una de las aproximaciones se debe a Tsuboi (1938) que considera un plano de distribución de masa, a una profundidad abajo de la superficie de la tierra en la cual la densidad σ es una función de x solamente.

$$\sigma = \sigma_0 \cos px$$

y el campo sobre el plano es $\Delta_{gh} = 2\pi G \sigma_0 \cos px$ y se puede demostrar relativamente fácil que el campo a una altura h arriba del plano vale.

$$\Delta_{g_0} = 2\pi G \sigma_0 e^{ph} \Delta_{gh}$$

esto sugiere que si una anomalía gravimétrica observada Δ_{g_0} tiene una forma armónica pura en el perfil, el campo a la profundidad deberá obtenerse por medio del factor e^{ph} sin embargo un perfil de forma arbitraria puede expresarse con una serie de Fourier, donde cada una de sus componentes pueden proyectarse hacia abajo por medio de un factor apropiado. El campo a la profundidad y por lo tanto el plano de distribución de masa se obtiene por la re-combinación de las componentes después de su proyección.

Sí el campo anómalo es una función de dos direcciones horizontales X, Y, está puede expresarse como la suma de una doble serie de Fourier.

$$g = \sum \sum C_{pq} \cos px \cos qy$$

En este caso, una componente en particular es proyectada hacia abajo a través de multiplicar por el factor $e^{-\sqrt{(p^2 + q^2)h}}$ y la interpretación es digamos igual como en el caso de una dimensión.

El método Tsuboi antes de los ordenadores no era tan usado debido a la cantidad de trabajo que envuelve obtener las componentes de la serie de Fourier. Sin embargo con el uso actual de los ordenadores este método no presenta ninguna dificultad y es ampliamente usado.

Dean (1958) demostró que esa aproximación muestra claramente la relación que hay entre una continuación hacia abajo con una operación de filtraje de paso alto, las longitudes de onda corta, ó anomalías de alta frecuencia, estarán representadas por valores grandes de p, ó p y q. Para la proyección a una profundidad dada h, esta característica es acentuada por el factor e^{-ph} ó $e^{-\sqrt{p^2 + q^2}h}$ o sea este término puede llevar a las componentes de G a una amplitud tan grande que pueden ser ficticias es decir, no reales. Esto puede significar que la solución se llevó a X una gran profundidad o sea que se escogió una profundidad muy grande y la fuente verdadera es menos profunda, por lo tanto se puede admitir un máximo aceptable de profundidad para una distribución de masa. O de-

otra manera la oscilación de σ puede ser el resultado de la falla de suavizado en el perfil observado o los errores ocasionales en la observación o reducciones de g conduce a componentes de Fourier cuya media longitud de onda es de dos unidades del espacio de estación, que es normalmente corta comparada con la longitud de todo el perfil. Es preferible que cualquier perfil o mapa sea suavizado antes que la proyección hacia abajo sea efectuada.

ANOMALIA-RESIDUAL

En la interpretación cuantitativa a profundidad es muy importante determinar cual deberá ser el valor de la anomalía residual que debe emplearse para calcular la profundidad y delinear una formación determinada. Si por otro método geofísico, por ejemplo por sismología ó por algún o algunos pozos se conoce la profundidad del horizonte cuyo relieve se desea delinear se puede determinar el contraste de densidad que debe existir entre el grueso de sedimentos arriba del contacto del horizonte buscado y las rocas abajo de él. Una aproximación sencilla de calcular el relieve del residual adecuado sería aplicando la fórmula de la losa infinita:

$$\Delta g = 2\pi G \Delta \sigma h,$$

en este caso Δg sería la anomalía residual necesaria, $\Delta \sigma$ sería el contraste de densidad del paquete con la roca base y h sería la profundidad conocida. Si previamente se conoce la densidad de cada una de las formaciones que constituyen el paquete sedimentario será fácil saber la cantidad de residual necesario.

Otra de las maneras de estimar la cantidad de residual, sería de postular secciones geológicas en los planos Y-Z y X-Z, y calcular su efecto aplicando p.e el algoritmo de Talwani para obtener la curva gravimétrica calculada y compararla con la observada. Estimado el valor residual necesario para llegar a la profundidad del horizonte deseado y conociendo por el mismo mapa de anomalía de Bouguer su tendencia a crecer, puede dibujarse el mapa regional y obtener el residual correspondiente.

· DETERMINACION DE LA PROFUNDIDAD DE LA FUENTE DE ATRACCION.

Partiendo de apoyos de profundidad conocida y la curva de variación a la profundidad de la densidad de los sedimentos, se puede obtener la superficie de un horizonte geológico deseado y después probar estas profundidades haciendo el problema inverso, es decir obtener la curva de atracción y ajustarla por reiteraciones a la curva residual observada.

Los algoritmos o programas para un sistema de 2 ó 3 dimensiones, requieren para el proceso, obtener la anomalía calculada lo mas cercano posible a la observada para esto es necesario que el "input" tenga el mínimo de errores, ya que estos se reflejarían en las estructuras de Output (salida) si las anomalías no deseadas son causadas por fuentes someras no podrá obtenerse una solución aceptable, así que para emplear los programas con mas resolución es aconsejable calcular y remover los efectos de fuentes conocidas.

Para realizar la interpretación en 2 ó 3 dimensiones hay básicamente dos tipos de cálculo.

El primero y mas simple, es un cálculo directo donde hay o se supone una masa anómala completamente definida por especificaciones de sus superficies superior e inferior así como de la función Densidad-Profundidad. La función densidad-profundidad debe estar definida por puntos lo mas cercanos posibles uno de otro para que la interpolación lineal que se haga entre ellos sea confiable. La forma de los datos input-output para la interpretación de dos o tres dimensiones es completamente análoga entre ellas. Para tres dimensiones los parámetros del problema se especifican sobre una rejilla que cubra el área de interés mientras que en 2D los parámetros son especificados sobre el perfil. En 2D se postula ó se asume que es adecuado considerar unicamente dos dimensiones y que el campo gravitacional de las estructuras se extiendan perpendicularmente a cada lado del perfil hacia el infinito, sin cometer un error grande.

El 2º tipo de cálculo que debe realizar un programa de 2D y 3D es la solución del problema inverso de la prospección que es dando un campo gravitacional encontrar la superficie superior o inferior que se requiere y que satisface el campo observado, tan bien como sea posible de acuerdo con los requerimientos impuestos por la función densidad-profundidad y otras superficies en sus límites.

La diferencia entre la atracción calculada y la observada se conoce como anomalía de 2a. orden y representan el error o nivel de ruido entre el campo calculado y el observado que puede reducirse al mínimo aumentando el No. de reiteraciones.

y por lo tanto el tiempo de máquina. Estas anomalías pueden ser importantes en la interpretación y definición de las estructuras que se buscan.

CALCULO DIRECTO

Como se dijo en el párrafo anterior la información de entrada (input) y de salida (output) para el cálculo de 2D ó 3D para el cálculo directo ó inverso son similares.

Para el cálculo directo, hay además de la función densidad-profundidad pueden enlistarse 4 puntos que cada uno de ellos define un valor para cada punto de igual espaciamento en la rejilla de 3D ó de igual intervalo a lo largo del perfil para el caso de 2D.

E N T R A D A (input)

- 1) Z1 Define la superficie superior o límite de la distribución de una masa anómala . (fig. 1).
- 2) Z2 Define la superficie inferior o límite de la distribución de la masa anómala (Ver. Fig. 1).

3) Salida (output)

Calcular el efecto gravimétrico por la distribución de masas definida por la función de densidad y por los puntos 1, 2 Fig. 2

- 4) Para el cálculo directo si se desea se puede poner en la entrada el campo observado y el efecto gravitacional calculado de la distribución de masas especificadas, así la diferencia entre el campo observado y el calculo se puede

obtener en la salida.

CALCULO INVERSO

La entrada y salida para 2D y 3D en el cálculo inverso o modo interactivo son completamente similares a los descritos en el párrafo anterior excepto que ahora hay mas opciones en cuanto a como o cual debe ser la entrada y la correspondiente salida así que el problema es mas flexible para conformarlo a los requisitos geológicos del área. Es necesario especificar la función Densidad-Profundidad igual como se explicó en el método directo, habrá cuatro condiciones definidas en cada punto de la cuadrícula correspondiente a la entrada y salida. Estas condiciones se enlistan y discuten en relación al planteamiento del problema.

E N T R A D A (input)

1) El campo gravimétrico observado con el que se debe obtener la estructura que lo originó. Digitizado con la cuadrícula adecuada. (Fig. 3).

2,3).- Para la solución del problema es necesario tener todos los factores que deban especificar ya sea la profundidad Z_1 ó la de Z_2 para incluirlos en la entrada (input). La decisión de cual superficie debe escogerse depende de la naturalización del problema en consideración, si se escoger Z_1 como entrada, Z_2 deberá ser la salida ó a la inversa si Z_2 se escoge como entrada Z_1 deberá aparecer en la salida en ocasiones es necesario especificar y mantener constante un número de columnas en la regilla proyectada. Esto sucede cuando se re-

quiere incluir en las condiciones de profundidad las obtenidas por pozos, ó por sísmología.

4).- La diferencia entre el campo gravimétrico observado e incluido en la entrada (input) y el calculado por el efecto de la masa anómala a menudo se le llama residual de 2a. orden y representa a las anomalías gravimétricas en el campo observado que debido a las restricciones impuestas por las condiciones geológicas y por las especificaciones de la función de densidad, no pudieron ser satisfechas.

DENSIDAD DE LAS ROCAS

La densidad de cualquier roca depende particularmente de los minerales que la componen y parcialmente por la proporción de su volúmen que esta ocupado por los poros. En el caso de una roca muy porosa, la densidad dependerá también en la proporción en que sus poros esten llenos de agua o cualquier otro fluido.

La densidad de rocas que forman minerales estan bien establecidos y sus valores típicos son:

Cuarzo	2.65	gramos/C ³
Calcita	2.57	
Orhoclasa	2.57	
Plagioclasa	(2.63 albita - 2.77 Anorthita)	
Biotita	3.0	
Hornblenda	3.2	
Olivino	3.3	
Serpentina	2.2	

En el caso de rocas igneas la porosidad es usualmente tan baja que la densidad de la roca es virtualmente, la pesada media de la densidad del mineral en la roca, por ejemplo, la densidad de una granodiorita con una composición por volumen del mineral conocido, puede calcularse de la manera siguiente:

Densidad de la roca 2.66 g/cm ³ , si contiene:		
		Densidad
20.2%	Volumen de cuarzo	2.65
47.6%	Volumen de Plagioclasa	2.67
25.1%	Volumen de Orthoclasa	2.57
<u>7.1%</u>	<u>Volumen de Biotita</u>	<u>3.00</u>
100.0%	Densidad de la Roca	2.66 g/cm

Las rocas ígneas generalmente tienen densidad entre 2.65 y 2.67 g/cm³. La densidad aumenta hacia el extremo bajo de la escala de rocas ígneas básicas cuando decrece el contenido de cuarzo y de orthoclasa, el aumento de la basicidad de la plagioclasa y aumento en la proporción de biotita, hornblenda, pyroxene y olivino. Las rocas de mayor densidad encontradas en la superficie de la tierra son las Duvinas compuesta, casi enteramente por olivino, sin embargo los minerales de las rocas básicas y ultrabásicas son a menudo alterados en parte a serpentina que es un mineral de baja densidad, y en este caso la densidad de la roca es más reducida.

Por ejemplo en calizas si la porosidad llega hasta el 30%. La densidad del mineral calcita es de 2.70 g/cm³, pero la densidad seca sería: $2.7 (1 - 0.30) = 1.90$ g/cm³ si los poros estuvieran completamente llenos de agua - la densidad húmeda d_h sería:

$$d_h = 1.90 + \frac{(1 - d_s)}{d_g} \times 0.30 = 2.20 \text{ g/cm}^3$$

d_g = densidad de los granos y
 d_s = densidad de la roca seca.

Habría la posibilidad que el rango de la densidad vaya de 1.90 a 2.20 g/cm³, dependiendo de el contenido de fluido.

La porosidad tiende a decrecer cuando aumenta la presión confinada, por lo tanto decrecerá con el peso de los materiales que estan sobre la roca. Las densidades de las rocas sedimentarias así aumentan de valores relativamente bajos (2.0 g/cm³ ó menos) como el caso de depósitos no consolidados en el fondo del océano, materiales muy superficiales a valores que se aproximan a la densidad de los minerales en formaciones cercanas a la base de una cuenca profunda. La lutita y la arcilla exhiben una acentuada variación lineal de la densidad con la profundidad a la que se encuentran sepultadas.

DETERMINACIONES DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS DE LA COLUMNA PERFORADA

En los pozos el registro de densidad fué iniciado en 1950, pero su registro en forma sistemática podría decirse que empezó en 1964 cuando aparecieron las sondas que eliminaron los efectos no deseados del lodo de perforación, con las cuales se puede calcular con mas seguridad además de la densidad, los porcentajes de porosidad en la mayoría de las rocas sedimentarias.

El registro de densidad es muy empleado para correlación, para una evaluación segura de la porosidad, para litología, etc.

Para la determinación de la densidad el equipo hasta ahora mas empleado es el conocido como gama-gama, que consiste en una fuente de rayos gamas montada en un extremo de la sonda apropiada y un detector de rayos gama en el otro. Cuando la sonda se corre sobre las paredes de un pozo, los rayos gamas radiados dentro de la formación, son reflejados por colisión con los electrones de la formación. Algunos de los rayos gamas son reflejados hacia el detector. El número de rayos gamas que llegan al detector es proporcional al número de electrones con los que chocaron dentro de la formación, a su vez este número de electrones es proporcional a la densidad volumétrica de la formación así el registro de densidad gama-gama consiste en la suma de impulsos eléctricos generados por el detector cuando los rayos gama pasan por él.

REGISTROS DE DENSIDAD CON EL GRAVIMETRO DE POZO

(The Borehole Gravimeter)

El gravímetro de pozo recientemente agregado a la línea de equipos para efectuar medidas geofísicas de exploración en el pozo, mide la gravedad de la tierra, la densidad volumétrica y la porosidad de las rocas que se encuentran hasta 150 metros de distancia lateral. Los métodos convencionales conocidos hasta antes del BHGM para obtener la porosidad de las formaciones que atraviesa el pozo, tienen un alcance que varía de unos 5 cms. a un metro lateralmente de las paredes del pozo.

El BHGM es una herramienta de gran precisión para medir la densidad volumétrica de grandes masas y prácticamente no se ve afectada por el lodo de perforación, zonas invadidas o por el ademe. Este aparato es particularmente útil para mediciones de baja porosidad tales como fracturas en las rocas que indican la presencia de hidrocarburos y para obtener la densidad de los fluidos atrás de la tubería de ademe. Es una herramienta ideal para descubrir grandes masas de roca con porosidad promedio de las pequeñas cavidades y fracturas que contenga y de las formaciones heterogéneas. Con el BHGM se ha descubierto petróleo en formaciones de agua dulce donde los otros métodos convencionales de registro y de interpretación habían fallado. Con este aparato puede distinguirse el gas del petróleo o del agua.

El BHGM es una herramienta nueva que indudablemente será usa-

da en lo futuro en toda la industria petrolera y minera.

Su teoría básica es la siguiente:

La diferencia en la atracción gravitacional entre dos profundidades del pozo (figura 4) es una función del gradiente de aire libre y de la masa del material entre las dos profundidades; que se resumen en la ecuación siguiente:

$$g_1 - g_2 = \Delta g = F \Delta z - 4\pi K \sigma \Delta z$$

F = gradiente de aire libre = (0.3085 miligal/metro)

$4\pi K \sigma$ = El doble gradiente de Bouguer

K = Constante de la gravitación universal

σ = densidad volumétrica entre las dos profundidades (gr./c.c.).

Δz = diferencia de elevación en metros

La atracción gravitacional de una placa infinita en cualquier punto arriba de la placa vale

$$g(z) = 2\pi K \sigma \Delta h$$

en forma similar cualquier punto abajo de la placa infinita, la atracción deberá ser idéntica en amplitud pero de signo contrario. Es importante hacer notar que solamente la componente normal a la superficie de la placa se toma en cuenta.

Si la diferencia de gravedad se toma arriba y abajo de la placa se obtiene:

$$\Delta g = g(z=0) - g(z=\Delta h) = 4\pi K \sigma \Delta z$$

$$\therefore \sigma = 3.6817 - 11.93 \frac{\Delta g}{\Delta z} \dots \text{gramos/cc.}$$

Δg en miligales

Δz en metros

La diferencia entre la curva de densidad obtenida con la sonda gama-gama y la obtenida con el gravímetro de pozo se interpreta como la densidad volumétrica lateral mas alejada de las paredes del pozo: cuando esta diferencia es cero la densidad - - gama-gama será igual a lo largo de toda la formación, cuando es menor la densidad obtenida con el gravímetro de pozo que la de gama-gama, indicará que la formación es mas porosa lateralmente hasta una distancia que puede calcularse con diferencia obtenida.

La comparación de la curva obtenida con el gravímetro de pozo y la de gama-gama se muestra en las figuras Nos. 5 y 6.

La diferencia que se muestra entre las curvas de densidad - - (Fig. 5) podría interpretarse como indicando una caverna y un crecimiento arrecifal a los lados del pozo, si la roca perforada fuera carbonata.

Se considera que las densidades obtenidas con el gravímetro - - de pozo acentuan mejor las características de un yacimiento - que los registros convencionales de densidad que existian antes del B.H.G.M. En el registro B.H.G.M. se define mejor la porosidad lateral que muchas de las veces no se observa en un registro convencional gama-gama.

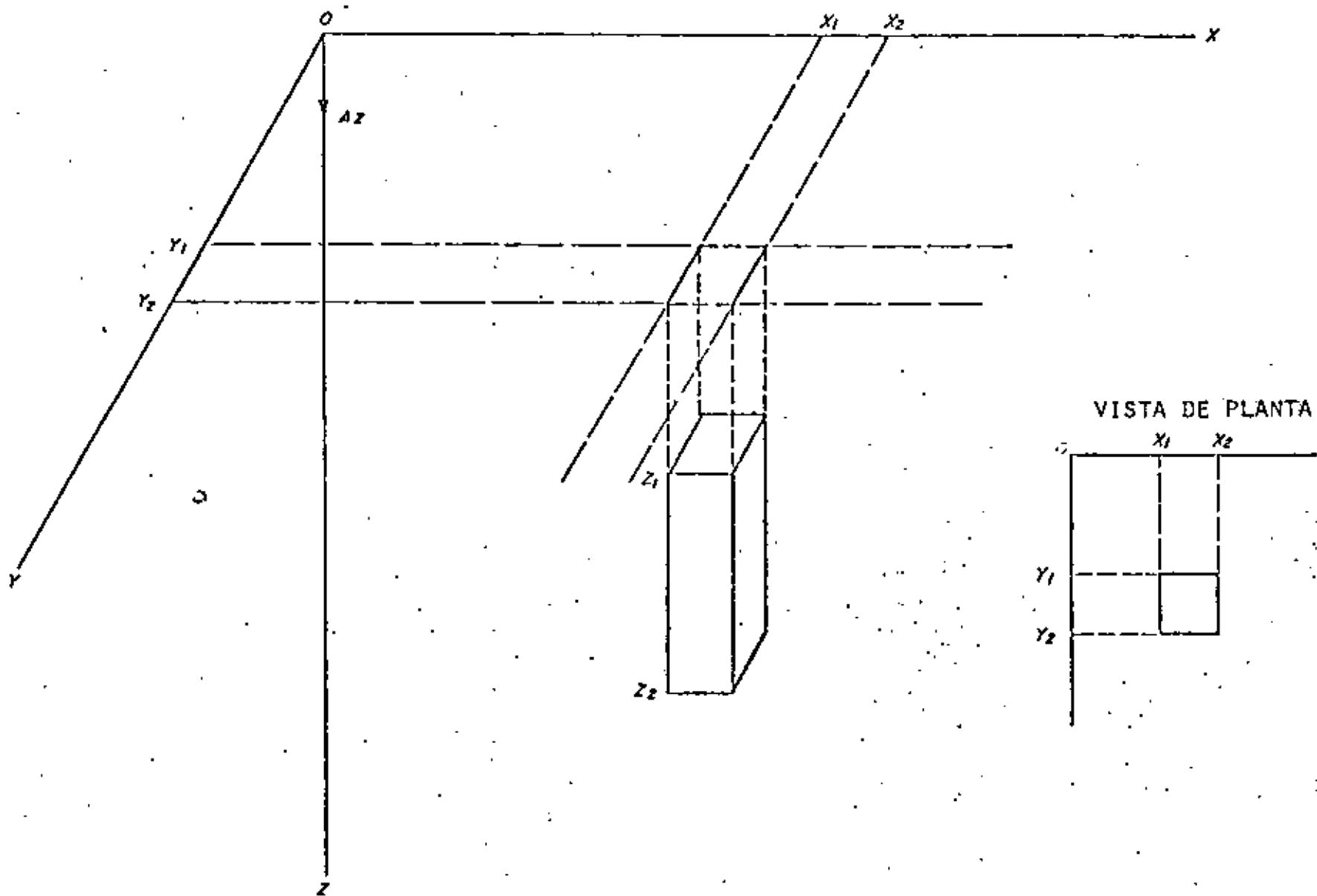


FIGURA 1. 2 2

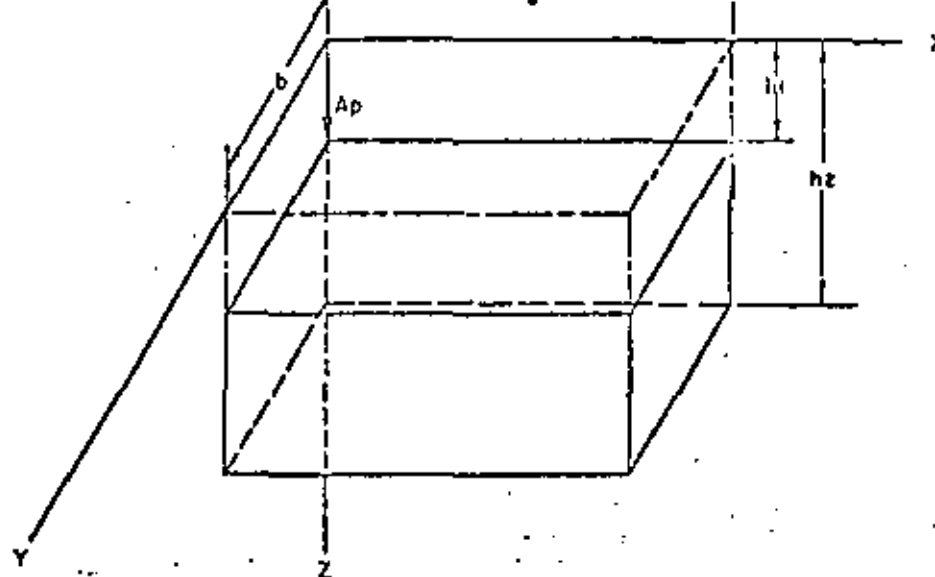


FIGURA 2

LA ATRACCION DE UN PRISMA RECTANGULAR EN UN PUNTO DIRECTAMENTE ARRIBA DE UNA ESQUINA PUEDE ENCONTRARSE MUY APROXIMADAMENTE TOMANDO LA DIFERENCIA DE ATRACCION DE UN PRISMA DE QUE SE PROLONGAN INFINITAMENTE A PROFUNDIDAD CON CARAS SUPERIORES A h_1 Y h_2 RESPECTIVAMENTE.

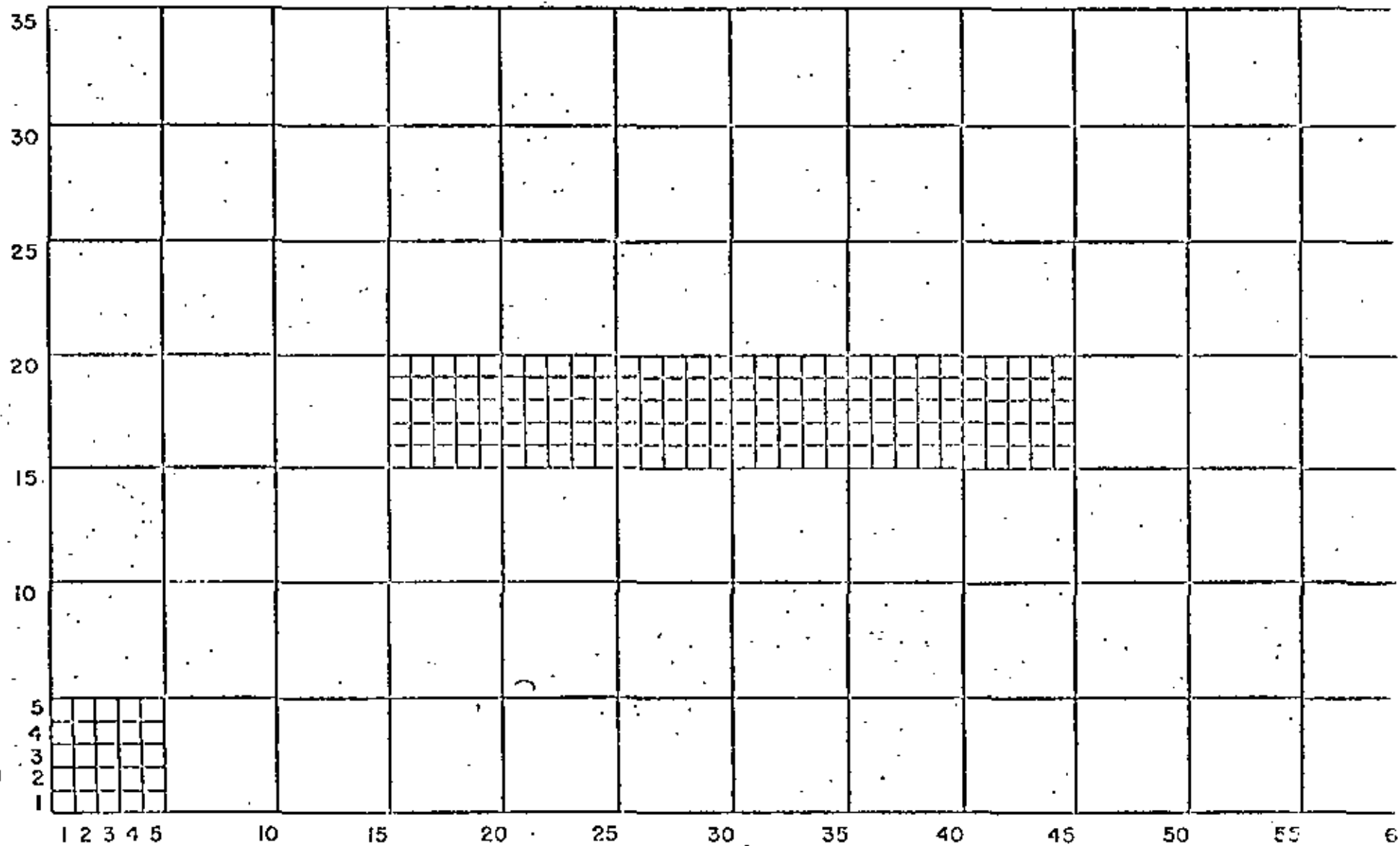
PARA UNA PROFUNDIDAD INFINITA DE UN PRISMA RECTANGULAR CUYA CARA SUPERIOR SE ENCUENTRA A UNA PROFUNDIDAD h SE PUEDE ESCRIBIR LA EXPRESION DE LA ATRACCION SOBRE UN PUNTO A.

$$A(a,b,h) = K\sigma \int_0^a \int_0^b \int_0^h \frac{z \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (1)$$

DONDE:

K = CONSTANTE UNIVERSAL DE LA GRAVEDAD.

σ = CONTRASTE DE DENSIDAD ENTRE EL PRISMA Y LA ROCA ENCAJONANTE.

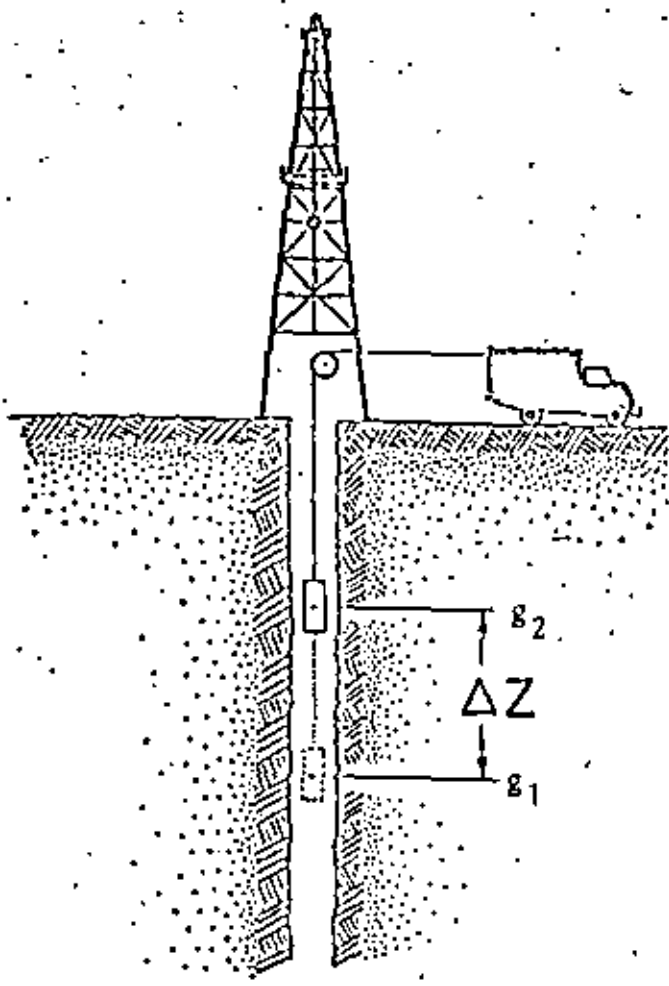


FIGURA

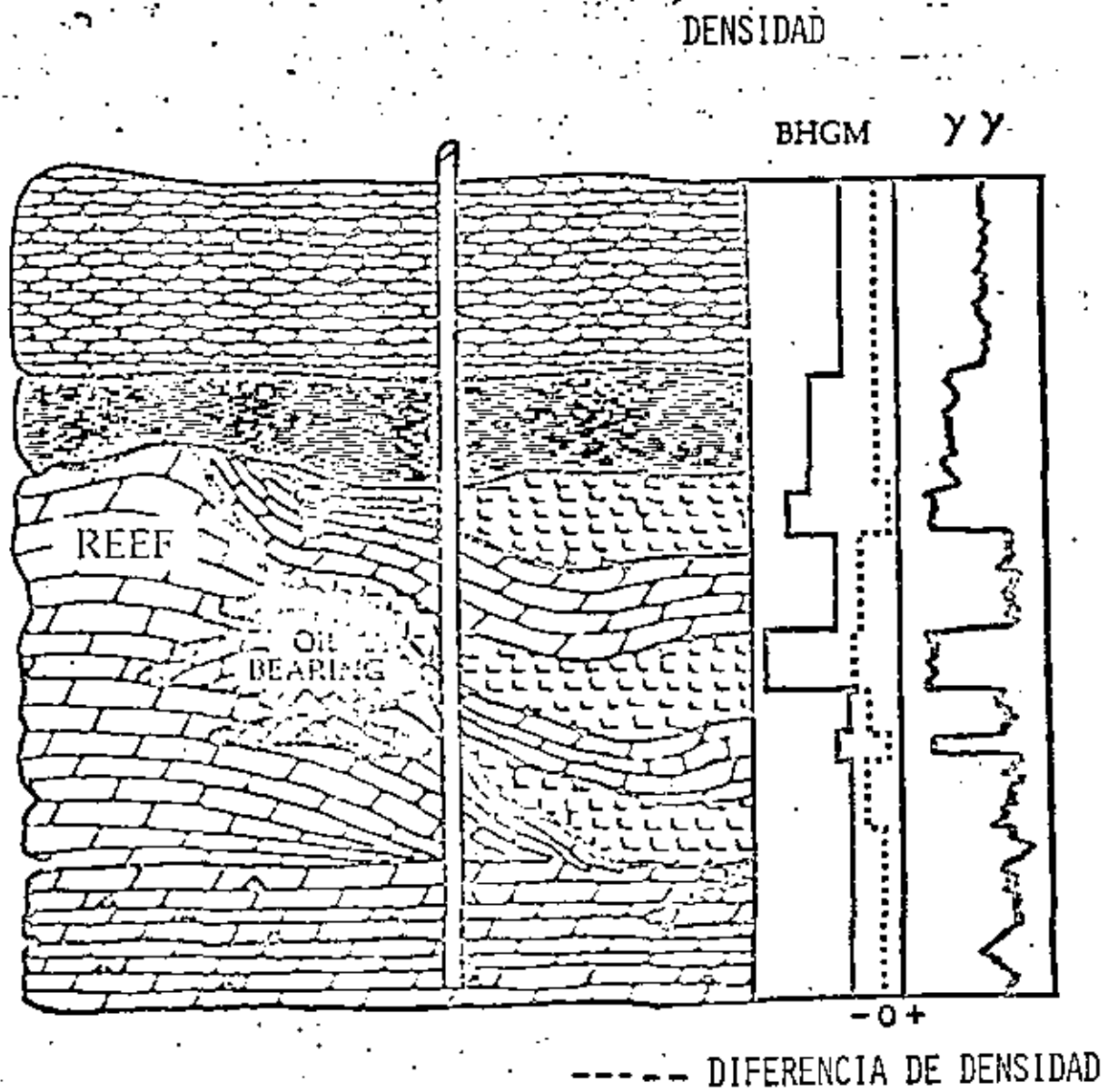
3

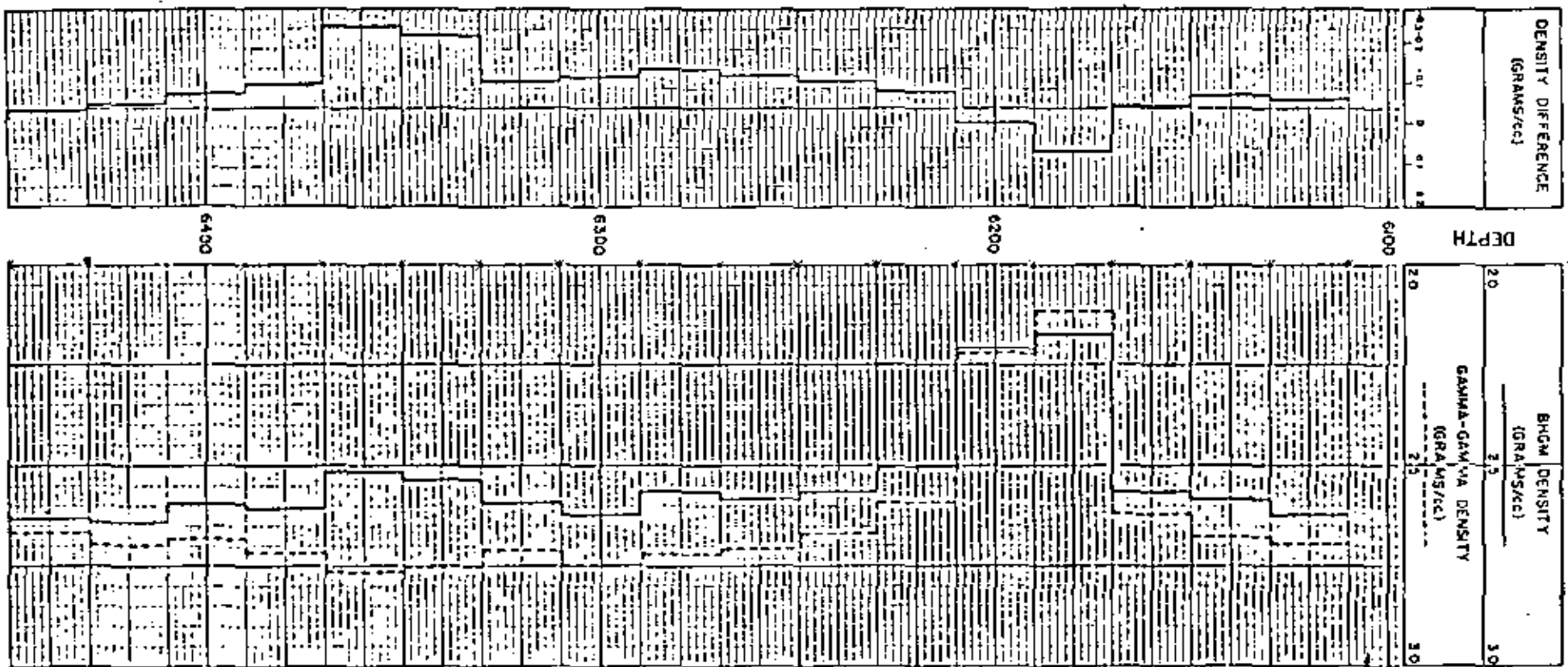
DIAGRAMA PARA LA MEMORIA DE TRABAJO
 PARA UNA CUADRICULA FINA DE COMPUTACION

GRAVINETRO DE POZO
(B H G M)



$$\text{densidad} = \sigma = 3.6817 - 11.93 \frac{\Delta g}{\Delta Z} \text{ gramos/cm}^3$$





COMPARACION DE DENSIDADES
BHGM - GAMA - GAMA



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

BIBLIOGRAFIA

Junio, 1981

REFERENCES.

- Barnes D.F. (1966) Gravity changes during the Alaska earthquake
J.G.R. 71, (2) 451-456.
- Boedecker G. (1978) Instrumental investigations and improvements
of Lacoste-Romberg gravity meters. IAG, Int.
Grav. Comm. 8th meeting.
- Boulanger J.D. (1978) Brief review of research on non-tidal gra-
vity variations 1974-1978. Special study group
3,40, IAG, Int. Grav. Comm. 8th meeting.
- Brein A., Gerstenecker C., Kiviniemi A. and Petterson L. (1977)
Report on high precision gravimetry. Prof.
Pap. Natl. Land Surv., Gavle, Sweden.
- Cartwright D.E. and Taylor R.J. (1971) New computations of the tide
generating potential. Geophys. J.R.A.S. (23) 45-73
- Cartwright D.E. and Edden A.C. (1973) Corrected tables of tidal
harmonics. Geophys. J.R.A.S. (33) 253-264
- Castle R.O., Alt J.N., Sayage J.C. and Balazs E.I. (1974) Eleva-
tion changes preceding the San Fernando earth-
quake of February 9, 1971. Geology 2, 61-66.
- Castle R.O., Church J.P., Elliott M.R. and Morrison N.L. (1975)
Vertical crustal movements preceding and accom-
panying the San Fernando earthquake of February
1, 1971: a summary. Tectonophysics, 29, 127-140.
- Castle R.O. and Vanicek P. (1980) Interdisciplinary considerations
in the formulation of the new North American
vertical datum. 2nd Int. Symp. on Prob. rel. to
the redef. of north american vertical geodetic
networks, Proceedings 285-299
- Chen Y., Gu H. and Lu Z. (1979) Variations of gravity before and
after the Haicheng earthquake, 1975, and the
Tangshan earthquake, 1976. J.Phys. Earth Planet.
Int. 18, 330-338.
- Davis
- Ducarme B., Poitevin C. and Loodts J. (1978) Precise tidal corrections
for high precision gravity measurements. IAG, Int.
Grav. Comm. 8th meeting.

- Faller J.E., Rinker R.L. and Zumberge M.A. (1980) Absolute gravity as reconnaissance tool for vertical height changes and for studying density changes. NAD Symp. 1980 Proc. 99-932.
- Gagnon P., Jobin P., Sanchez R. and Van Chestein Y. (1980) Une méthode spéciale de nivellement géométrique pour l'étude des déformations locales de la croûte terrestre. NAD Symp. 1980 Proc. 353-371.
- Goad C.C. (1980) The computation of tidal loading effects with integrated Green's functions. NAD Symp. 1980 Proc. 587-601.
- Goodkind J.M. (1979)
- Hagiwara Y. (1977) Gravity changes associated with seismic activities. J. Phys. Earth Planet. Int. 25 Suppl. s137-s146
- Harrison J.C. (1976) Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement. J.G.R. 81, 319-336
- Harrison J.C. and Herbst K. (1977) Thermoelastic strains and tilts revisited. Geophys. Res. Letters 4, 535-537
- Hein G.W. (1980) The influence of ground water variations on releveling data. NAD Symp. 1980 Proc. 603-622.
- Holdahl S.R. (1976) Comment on New Vertical Geodesy by J.H. Whitcomb J.G.R. 81 (26) 4945-4946.
- Jachens R.C. (1978) Temporal gravity changes as applied to studies of crustal deformation. Proc. of Conf. VII Stress and strain measurements related to earthquake prediction 222-243.
- Kiviniemi A. (1974) High precision measurements for studying the secular variation in gravity in Finland. Publ. Finn. Geod. Inst. no. 78
- Lambeck K. (1973) Temporal variations of rotational origin in the absolute value of gravity. Stud. Geophys. Geod. 17 (4) 269-271.
- Lambert A. and Beaumont C. (1977) Nano variations in gravity due to seasonal ground water movements: implications for the gravitational detection of tectonic movements. J.G.R. 82, () 297-304.
- Lambert A., Liard J. and Dragert H. (1979) Canadian precise gravity networks for crustal movements studies: an instrument evaluation. Tectonophysics 52, 87-96.

- Longman I.M. (1959) Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and sun. JGR, () 2351-2355.
- Mortensen C.E. (1978) The analysis of Tiltmeter data. Proc. of Conf. VII stress and strain measurements related to earthquake prediction. 364-392
- Pagiatakis S. (1981) Graduate seminar. Dynamic Geodesy.
- Pariisky N.N. (1978) To the problem of non_tidal gravity variations. IAG. Int. Grav. Comm. 8th meet.
- Parker (1977) Understanding inverse theory.
- Reilly W. I. and Hunt T.M. (1976) Comment on "An Analysis of local changes in gravity due to deformation" by J.B. ^{Wahr} ~~Wahr~~
Pageoph 114, 1131-1133
- Report of the geodetic works in Japan for the period from Jan. 1971 to Dec. 1974. IAG XVI General Assembly Grenoble, France, 1975.
- Report on the gravimetry in Japan during the period from July 1974 to June 1978. IAG 8th meet. Paris, France, 1978.
- Rundle J.B. (1978) Gravity changes and the Palmdale uplift. Geophys. Res. Letters 5, (1) 41-44.
- Savage J.C., Prescott W.H., Chamberlain J.F., Lisowski M. and Mortensen C.E. (1979) Geodetic tilt measurements along the San Andreas fault in central California. Bull. Seism. Soc. Amer. 69, (6) 1965-1981.
- Thatcher W. (1975) Strain accumulation on the northern San Andreas fault zone since 1906. J.G.R. 80, (35) 4873-4880.
- Thatcher W. (1975) Crustal movements and earthquake-related deformation. Rev. Geophys. and Sp. Phys. 17, (6) 1403-1411.
- Thatcher W. and Rundle J.B. (1979) A model for the earthquake cycle in underthrust zones. J.G.R. 84, (B10) 5540-5556.
- Torge W. and Wenzel H.G. (1976) Gravimetric earth tide observations in Iceland. Bull d'Inform. Marées Terrestres no. 74 4312-4318.
- Torge W. and Drewes H. (1977) Gravity variations with time in northern Iceland 1965-1975. J. Geophys. 43, 771-790.
- Torge W. and Kanngieser E. (1980) Gravity and height variations during the present rifting episode in northern Iceland. J. Geophys. 47, 125-131.
- Tsuboi Ch. (1933) Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. Jap Jour. Astr. 10, (2) 93-248

- Vaníček P. (1976) Physical Geodesy. Lecture Notes U.N.B.
- Vaníček P. (1978) To the problem of noise reduction in sea-level records used in vertical crustal movement detection
Phys. Earth Planet. Int. 17, 265-280.
- Vaníček P. and Christodulidis D. (1974) A method for the evaluation of vertical crustal movement from Scattered geodetic relevellings. Can. J. Earth Scien. 11, (5) 605-610
- Vaníček P., Elliott M.R. and Castle R.O. (1979) Four dimensional modeling of recent vertical movements in the area of the southern California uplift. Tectonophysics 52, 287- 300.
- Vaníček P., Castle R.O. and Balazs E.I. (1980) Geodetic Leveling and its applications. Rev. Geophys. Space Phys. 18 (2) 505-524.
- Vaníček P. and Krakiwsky (in press) Geodesy ; the concepts. Elsevier.
- Walcott R.I. (1972) Late quaternary vertical movements in eastern north America: Quantitative evidence of glacio-isostatic rebound. Rev. Geophys. Space Phys. 10 () 849-884.
- Walsh J.B. (1975) An analysis of local changes in gravity due to deformation. Pageoph 113, 97-106.
- Walsh J.B. and Rice J.R. (1979) Local changes in gravity resulting from deformation. J.G.R. 84 (B1) 165-170.
- Warburton R.J. and Goodkind J.M. (1977) Barometric pressure on gravity. Geophys. J.R.A.S. 48, 281-292.
- Warburton R.J., Beaumont Ch. and Goodkind-J.M. (1975) The effect of ocean tide loading on tides of the solid earth observed with the superconducting gravimeter. Geophys. J.R.A.S. 43, 707-720.
- Whitcomb J.H. (1976) New Vertical Geodesy. J.G.R. 81, (26) 4937-4944.
- Wyss M. (1975) Mean sea level before and after some great strike-slip. earthquakes. Pageoph 113, 107-118.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

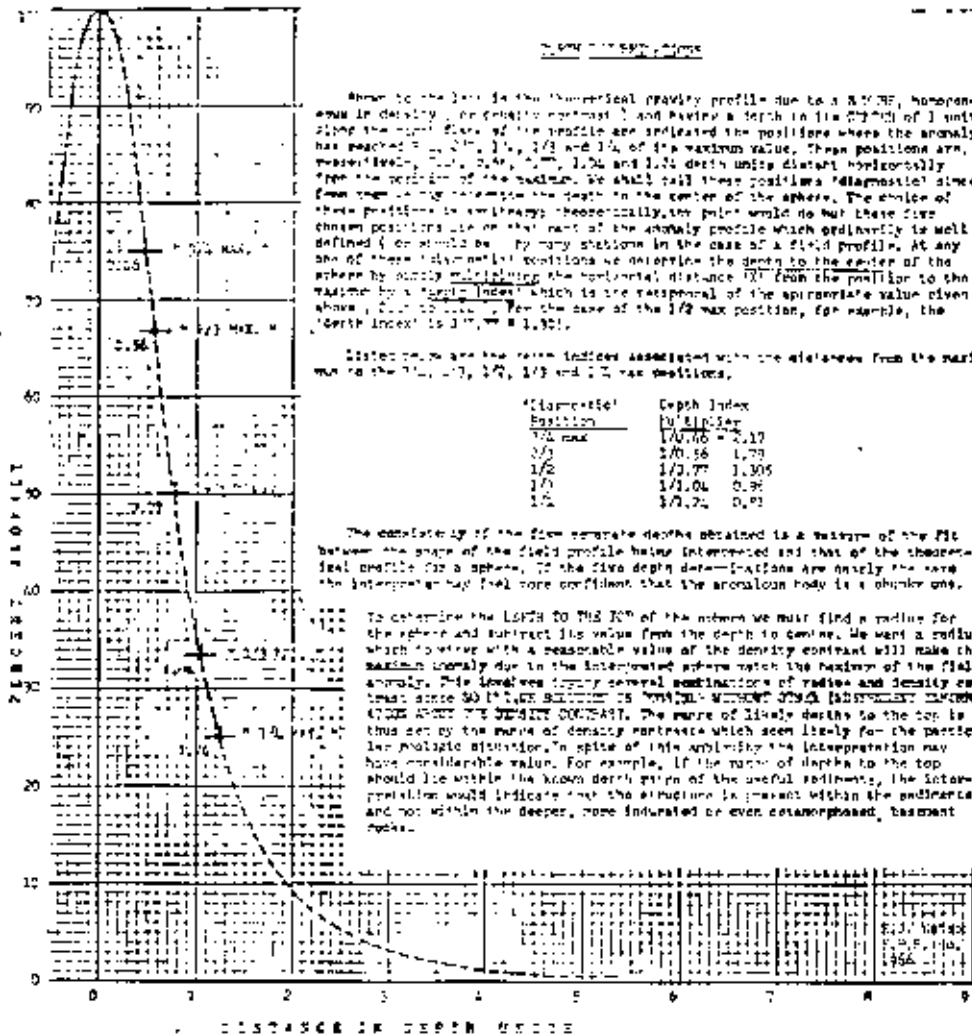
EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

**— CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS
GEOMETRICOS REGULARES**

Man en C Ricardo Díaz Navarro

Junio, 1981 ..

SPHERE - Domal Anticline



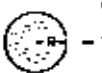
Shown to the left is the theoretical gravity profile due to a SPHERE, homogeneous in density (or density contrast) and having a radius in the CENTER of 1 unit. Along the right side of the profile are indicated the positions where the anomaly has reached 1/4, 1/3, 1/2 and 3/4 of its maximum value. These positions are, respectively, 0.66, 0.56, 0.77 and 1.04 depth units distant horizontally from the center of the sphere. We shall call these positions "characteristic" since from them we determine the depth to the center of the sphere. The choice of these positions is arbitrary; theoretically, the point would do but these first chosen positions are on that part of the anomaly profile which ordinarily is well defined (or should be) by many stations in the case of a field profile. At any one of these "characteristic" positions we determine the depth to the center of the sphere by simply multiplying the horizontal distance (D) from the profile to the maximum by a "depth index" which is the reciprocal of the appropriate value given above. For example, for the case of the 1/2 max position, for example, the "depth index" is 1/0.66 = 1.515.

Listed below are the depth indices associated with the distances from the maximum to the 1/4, 1/3, 1/2 and 3/4 max positions.

Characteristic Position	Depth Index
1/2 MAX.	1/0.66 = 1.515
1/3	1/0.56 = 1.786
1/2	1/0.77 = 1.300
1/3	1/1.04 = 0.962
1/4	1/1.21 = 0.826

The consistency of the five separate depths obtained is a measure of the fit between the shape of the field profile being interpreted and that of the theoretical profile for a sphere. If the five depth determinations are fairly the same the interpretation may feel more confident that the anomalous body is a spheroidal one.

To determine the DEPTH TO THE TOP of the sphere we may find a radius for the sphere and subtract its value from the depth to center. We want a radius which together with a reasonable value of the density contrast will make the maximum anomaly due to the interpreted sphere match the maximum of the field anomaly. This involves trying several combinations of radius and density contrast since SO MANY DIFFERENT COMBINATIONS WILL MATCH THE OBSERVED MAXIMUM ANOMALY TO THE OBSERVED CONTRAST. The nature of likely results to the test is thus seen by the curve of density contrasts which were likely for the particular geologic situation. In spite of this ambiguity the interpretation may have considerable value. For example, if the range of depths to the top should lie within the known depth range of the useful sediments, the interpretation would indicate that the structure is present within the sediments and not within the deeper, more indurated or even metamorphosed, basement rocks.



CALCULATION OF GRAVITY ANOMALY INDICES OF SPHERE AND DEPTH DETERMINATION FOR A SPHERE WITH A SPHERICAL SURFACE ANOMALY. WILL GIVE ANOMALY IN MILLIGALS AND DEPTH VALUES IN FEET IN THE RIGHT HAND COLUMN OF THE TABLE SHOWN TO THE RIGHT.

The general expression for the gravity anomaly due to a sphere of radius R, depth to center Z and density contrast Δρ is

$$g = G\Delta\rho \left[\frac{Z}{R^3} + \frac{3Z^2}{(R+Z)^3} \right]$$

Directly above the sphere at Z=0

$$g = G\Delta\rho \frac{(4R^3 - 3Z^2)}{R^3}$$

If we take G, the universal gravity constant, as 6.67 x 10⁻⁸ and express Z and R in cm., g will be given in gals. We find it convenient, however, to adjust the constant so we may express Z and R in meters or kilometers and get the anomaly directly in milligals.

If Z and R are expressed in kilometers and we want the value of gravity in milligals use

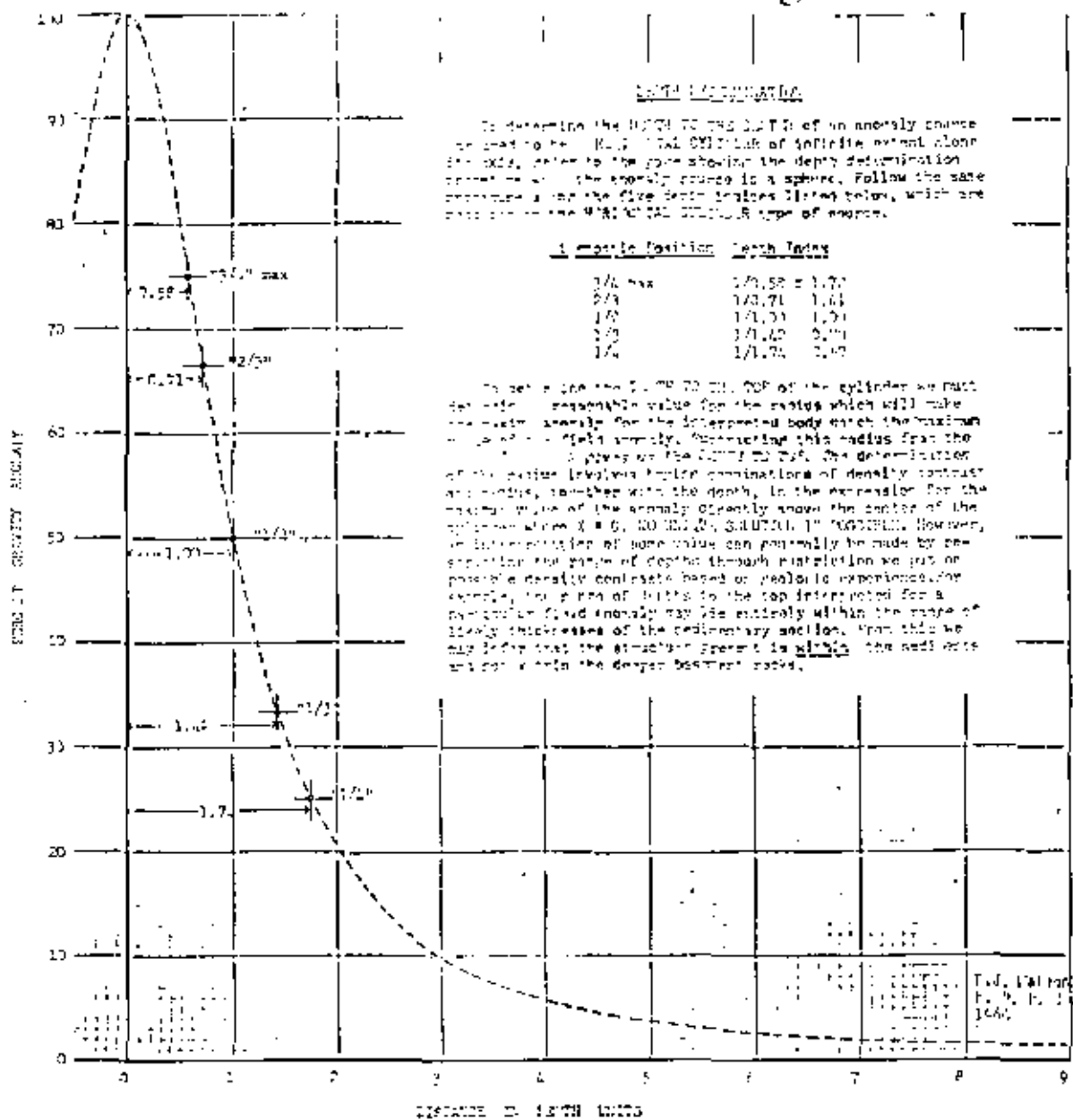
$$g = 27.83 \frac{R^3}{Z^3} \Delta\rho \quad (Z = \text{depth to sphere})$$

If Z and R are expressed in kilometers and we want the value of gravity in milligals use

$$g = 0.52 \frac{R^3}{Z^3} \Delta\rho$$

"GRAVITY" FIG. 1 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A SPHERE

HORIZONTAL CYLINDER - Elongated Anticline



DEPTH INFORMATION

To determine the NORTH TO THE SOUTH of an anomaly source or source to the NORTH TO THE SOUTH of infinite extent along its axis, refer to the graph showing the depth determination procedure for the anomaly source is a sphere. Follow the same procedure for the five depth indices listed below, which are applicable to the HORIZONTAL CYLINDER type of source.

1/2 Anomaly Position	Depth Index
1/4 Max	1/2.58 ± 1.7%
2/3	1/3.71 ± 1.6%
1/2	1/4.33 ± 1.5%
1/3	1/4.82 ± 1.4%
1/4	1/5.74 ± 1.4%

To determine the NORTH TO THE SOUTH of the cylinder we must determine a reasonable value for the radius which will make the curve nearly for the interpreted body match the maximum value of the field anomaly. Subtracting this radius from the distance gives us the NORTH TO THE SOUTH. The determination of the radius involves further combinations of density contrast and radius, together with the depth, in the expression for the magnetic field of the anomaly directly above the center of the cylinder where $X = 0$, NO NORTH TO THE SOUTH TO THE SOUTH. However, an interpretation of some value can generally be made by projecting the curve of depth through extrapolation we put on possible density contrasts based on geologic experience. For example, the value of 1.7 for the top interpreted for a particular fluid anomaly may be entirely within the range of likely thicknesses of the sedimentary section. From this we may infer that the structure present is within the radii zone and not within the deeper basement rocks.

Fig. 141 part
P. 1, P. 1
1966

ANALYTICAL OF THE MAXIMUM ANOMALY



The expression for the gravity anomaly due to a horizontal cylinder of infinite extent along its axis, with radius R and density contrast $\Delta \rho$ is

$$g = 2\pi R^2 \Delta \rho G \left(\frac{1}{\sqrt{R^2 + Z^2}} \right)$$

At the position of maximum value where $Z=0$

$$g = 2\pi R^2 \Delta \rho G / R$$

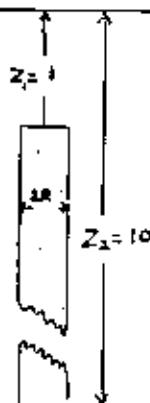
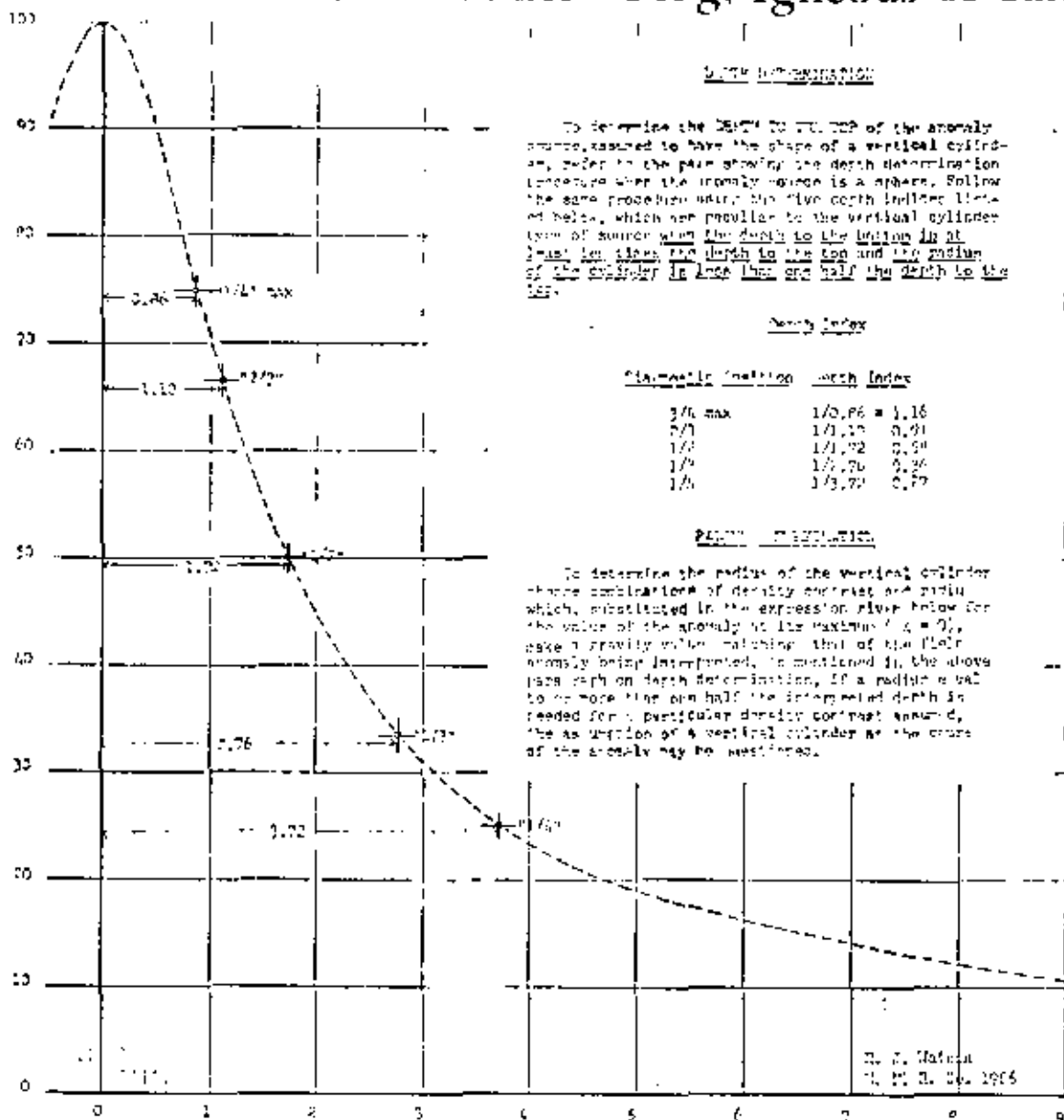
For R and B expressed in kilometers and the answer in milligals

$$R = (11.9 \sqrt{gR}) / \Delta \rho$$

For R and R expressed in kilofeet and the answer in milligals

$$R = (12.77 \sqrt{gR}) / \Delta \rho$$

VERTICAL CYLINDER - Plug, Igneous or Salt



CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

Following Wainwright, the gravity anomaly due to a vertical cylinder of finite depth extent, where the depth to the bottom, Z_2 , is ten times the depth to the top, Z_1 , may be written as given below provided the radius of the cylinder is small compared to Z_1 .

$$g = cR^2 \Delta \rho \left[(X^2 + Z_1^2)^{-3/2} - (X^2 + Z_2^2)^{-3/2} \right]$$

At $X = 0$, the position of the maximum, and for $Z_2 = 10 Z_1$

$$g = cR^2 \Delta \rho \left(\frac{1}{Z_1^3} - \frac{1}{10^3 Z_1^3} \right) = cR^2 \Delta \rho 0.9/3 Z_1^3$$

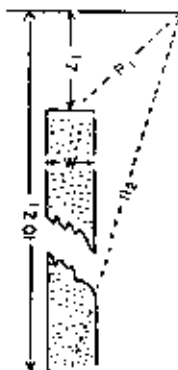
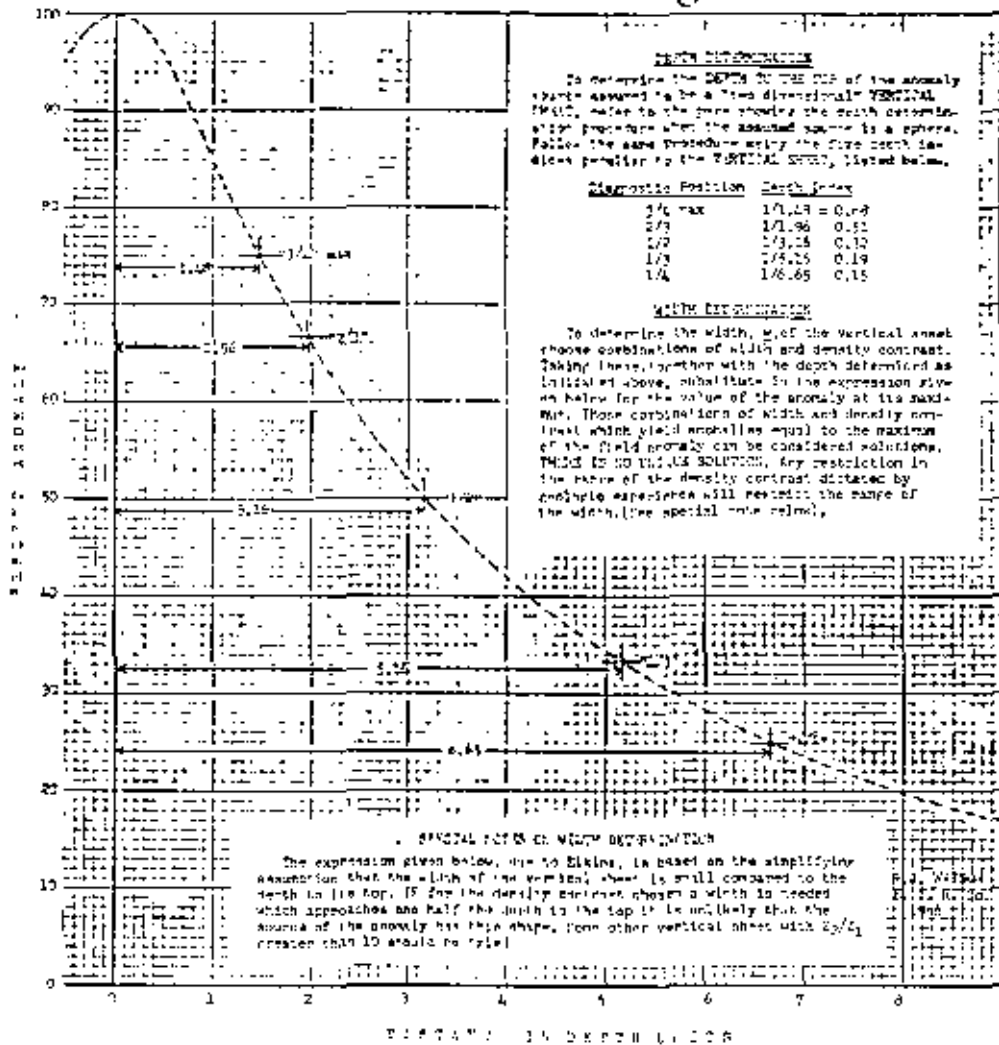
For Z_1 and R expressed in kilometers and the answer in milligals:

$$g = 5.75 (R^2/Z_1^3) \Delta \rho$$

For Z_1 and R expressed in kilometers and the answer in milligals:

$$g = 19.75 (R^2/Z_1^3) \Delta \rho$$

VERTICAL SHEET - Dike, Igneous or Salt



CALCULATION OF THE GRAVITY ANOMALY

Eklund gives the following expression for the gravity anomaly due to a two-dimensional vertical sheet where z_1 , the depth to the top of the dike, is equal to 10 times the depth to the top z_2 , and where the width is small compared to z_1 .

$$g = 2.00 \gamma \rho (z_1/z_2)$$

$$g = 2.00 \gamma \rho \cdot 0.006$$

If w is expressed in kilometers and the answer is in milligals, use

$$g = 12.00 \gamma \rho w$$

If w is expressed in kilometers and the answer is in milligals, use

$$g = 2.16 \gamma \rho w$$

"GRAVITY" FIG. 4 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A VERTICAL SHEET



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

**CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS
GEOMETRICOS REGULARES**

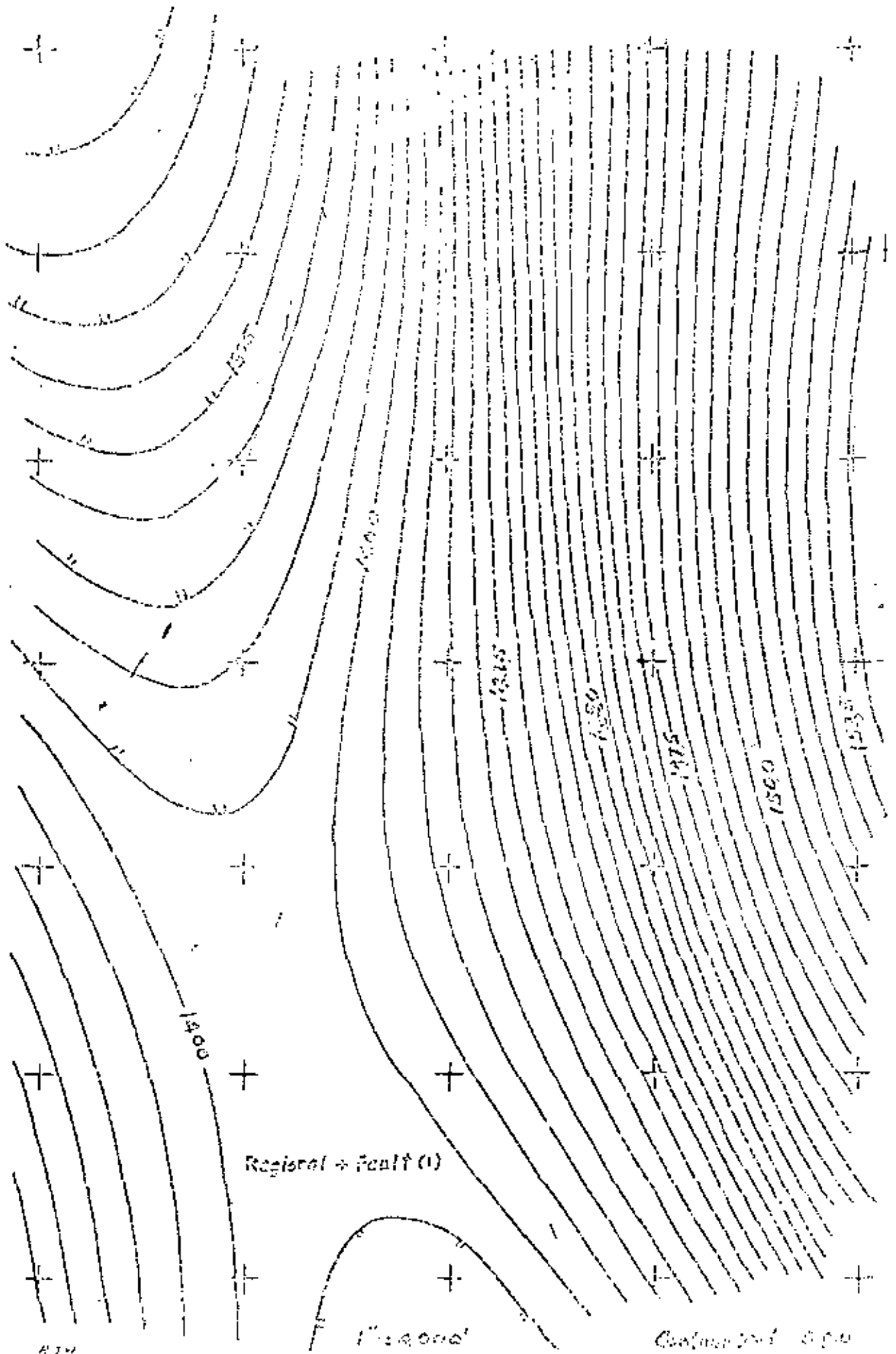
- Problema 1.-
- Problema 2.-

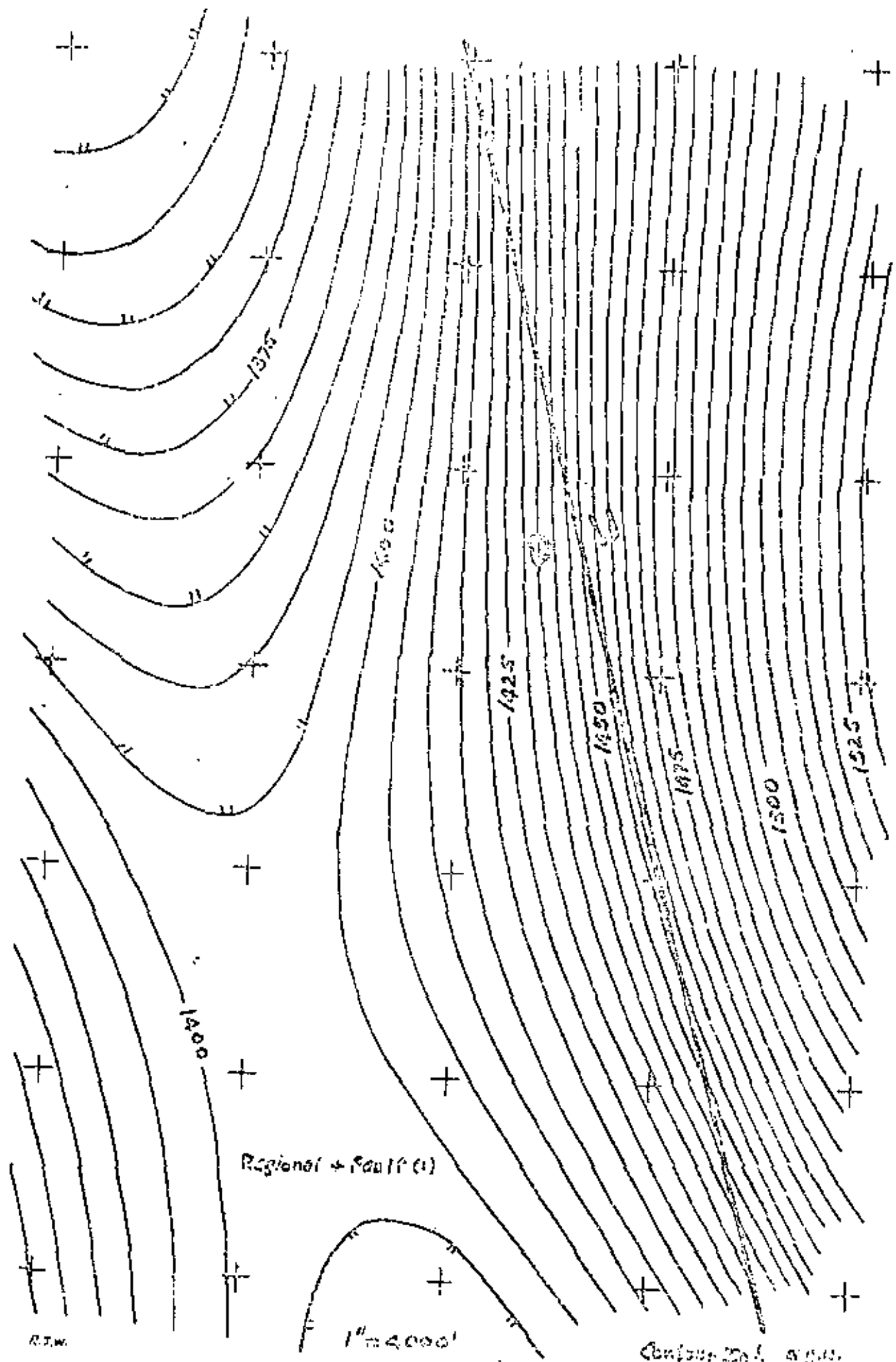
M en C Ricardo Díaz Navarro

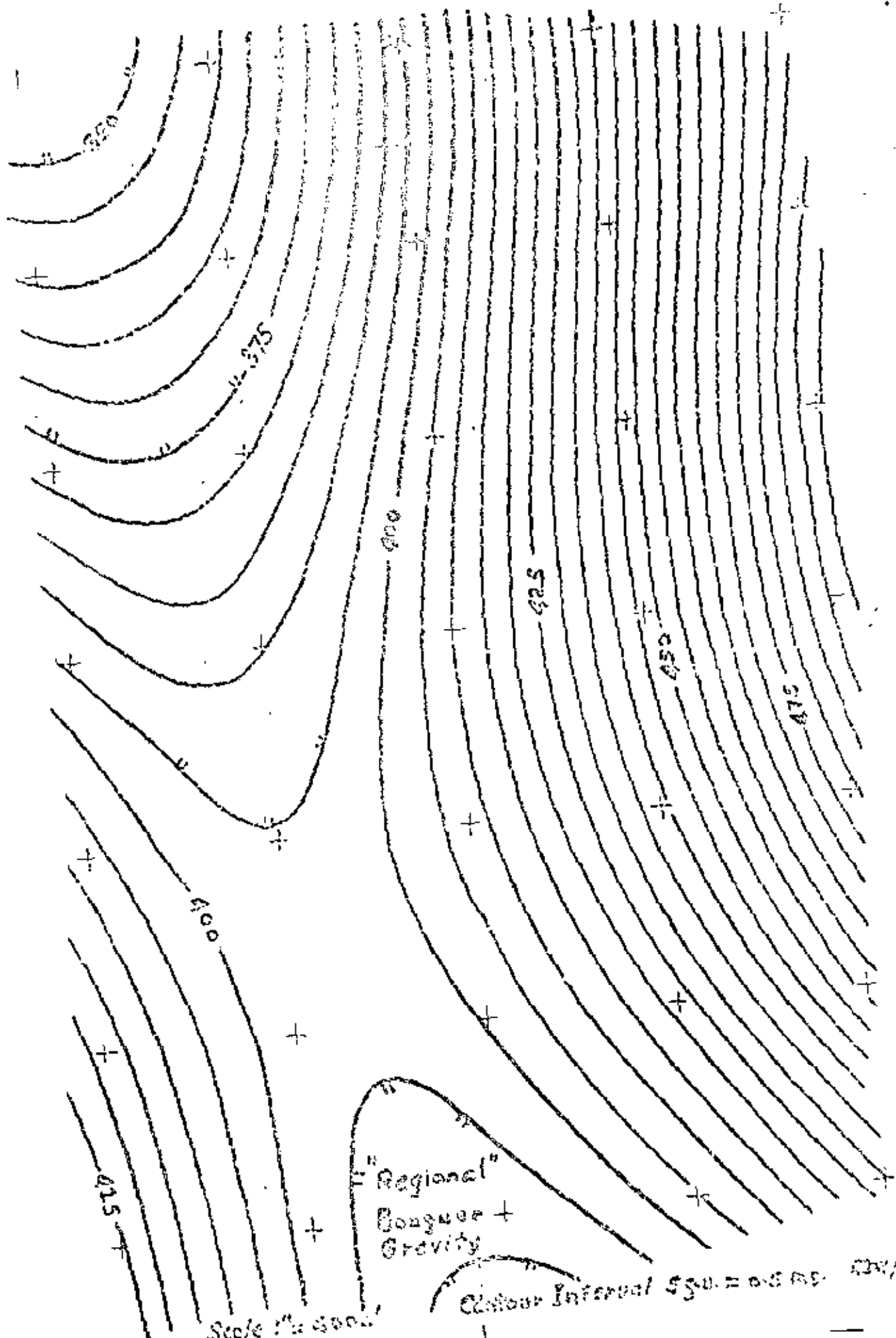
Junio, 1981

PROBLEMA 1

Obtenga a partir del plano de anomalías de Bouguer adjunto los perfiles AA', BB' y CC'. Estos perfiles deben indicar una anomalía característica de una falla, del análisis de estos perfiles deduzca la traza de la falla indicando la posición del bloque caído y del bloque levantado. También calcule la profundidad Z a que se encuentra la falla y su espesor t . Considere un contraste de densidad de 0.150 gr/cm^3 .



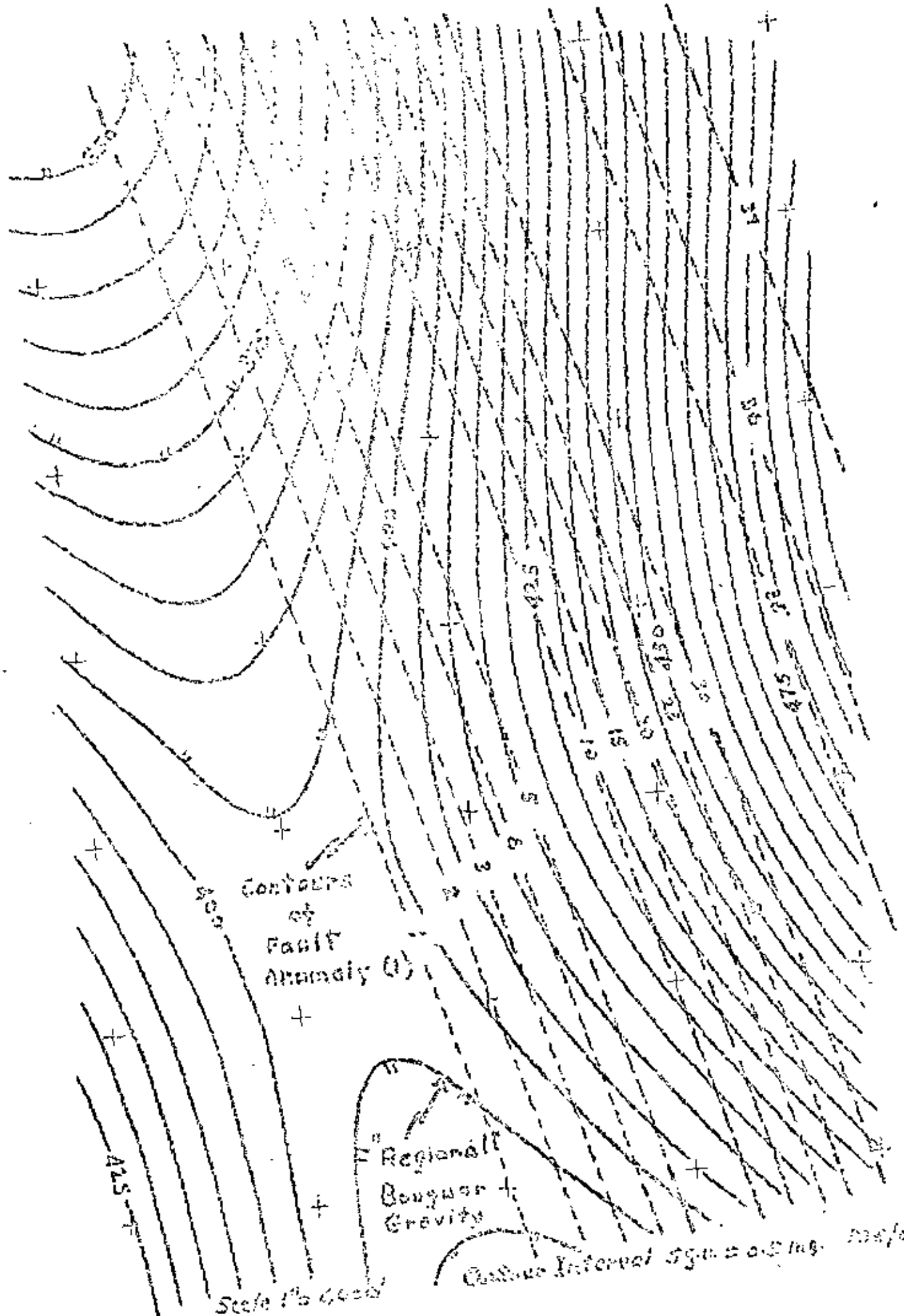




Scale 1" = 500'

"Regional"
Bouguer +
Gravity

Contour Interval 50. = 0.5 m. m/s



Contours of Fault Anomaly (1)

Regional Bouguer Gravity

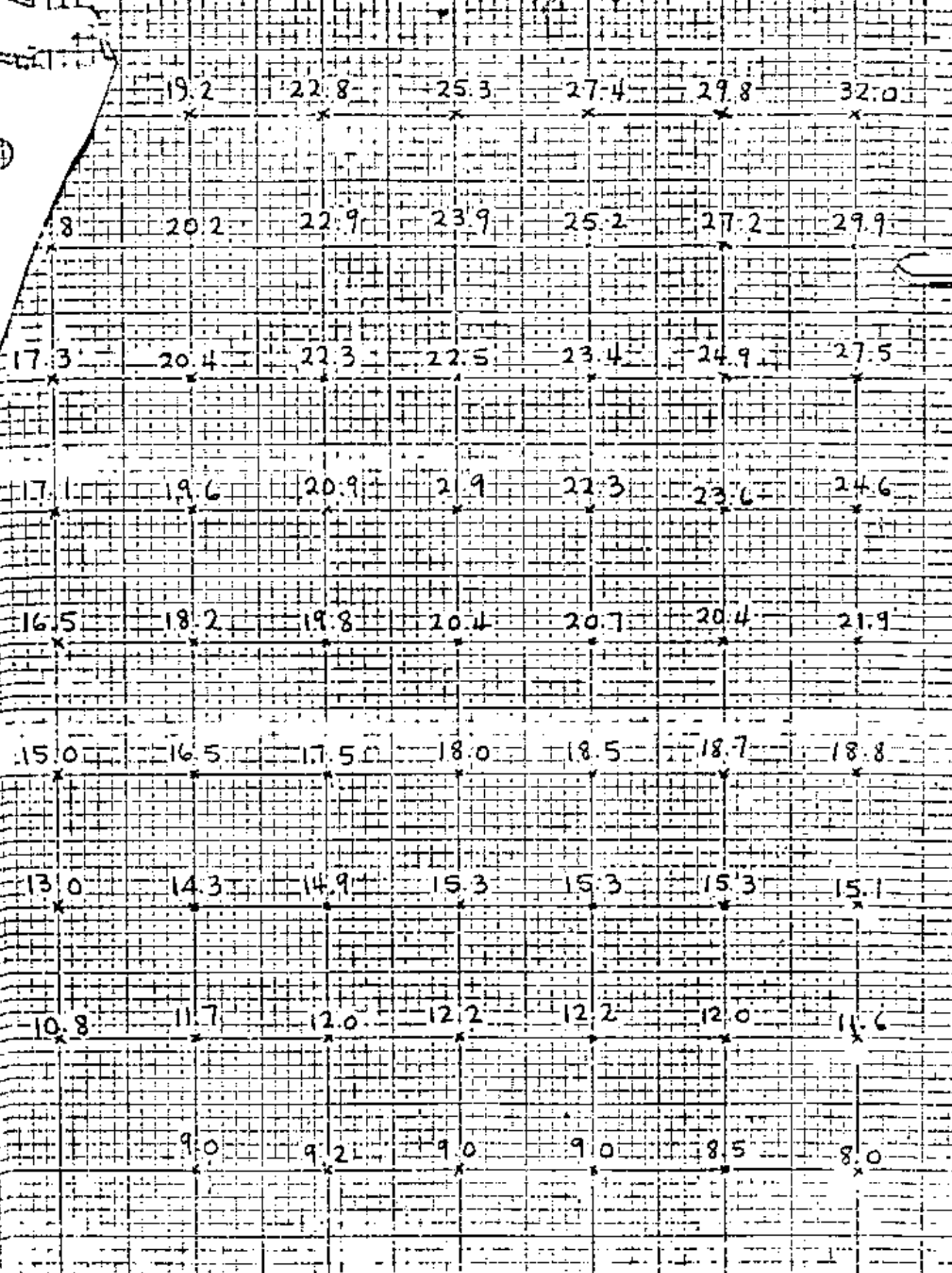
Scale 1:50,000

Contour Interval 5 g.u. = 0.5 mgals

PROBLEMA 2

Considerando que el plano de anomalías de Bouguer corresponde a un área donde existen domos salinos, encuentre:

- 1.- La configuración del plano de anomalías de Bouguer.
- 2.- La separación regional - residual por el método gráfico.
- 3.- Si resulta una anomalía aproximadamente circular, obtenga las dimensiones del domo salino considerando un contraste de densidad de 0.2 gr/cm^3 .

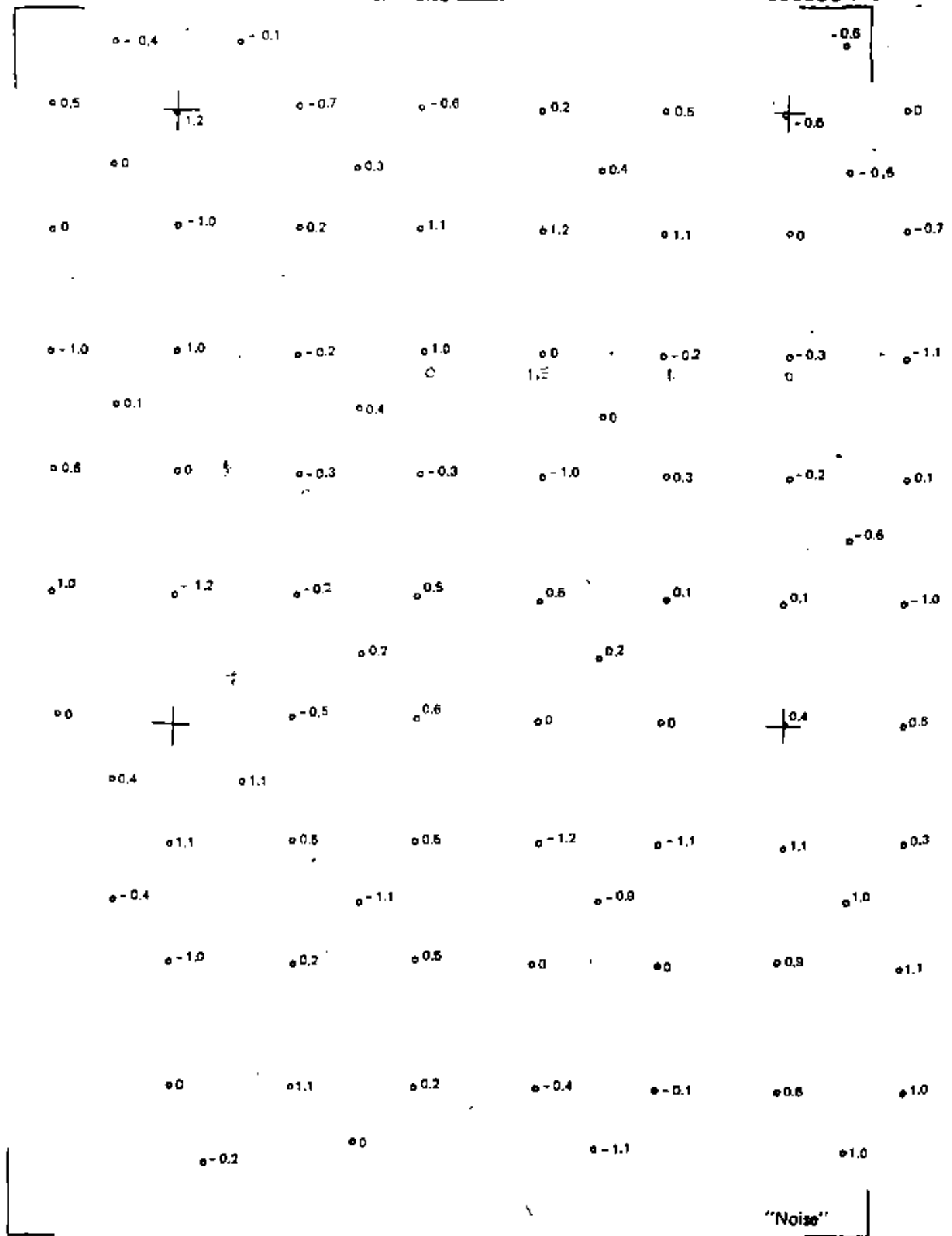


1 km

ANOMALIAS DE
BOUGUER

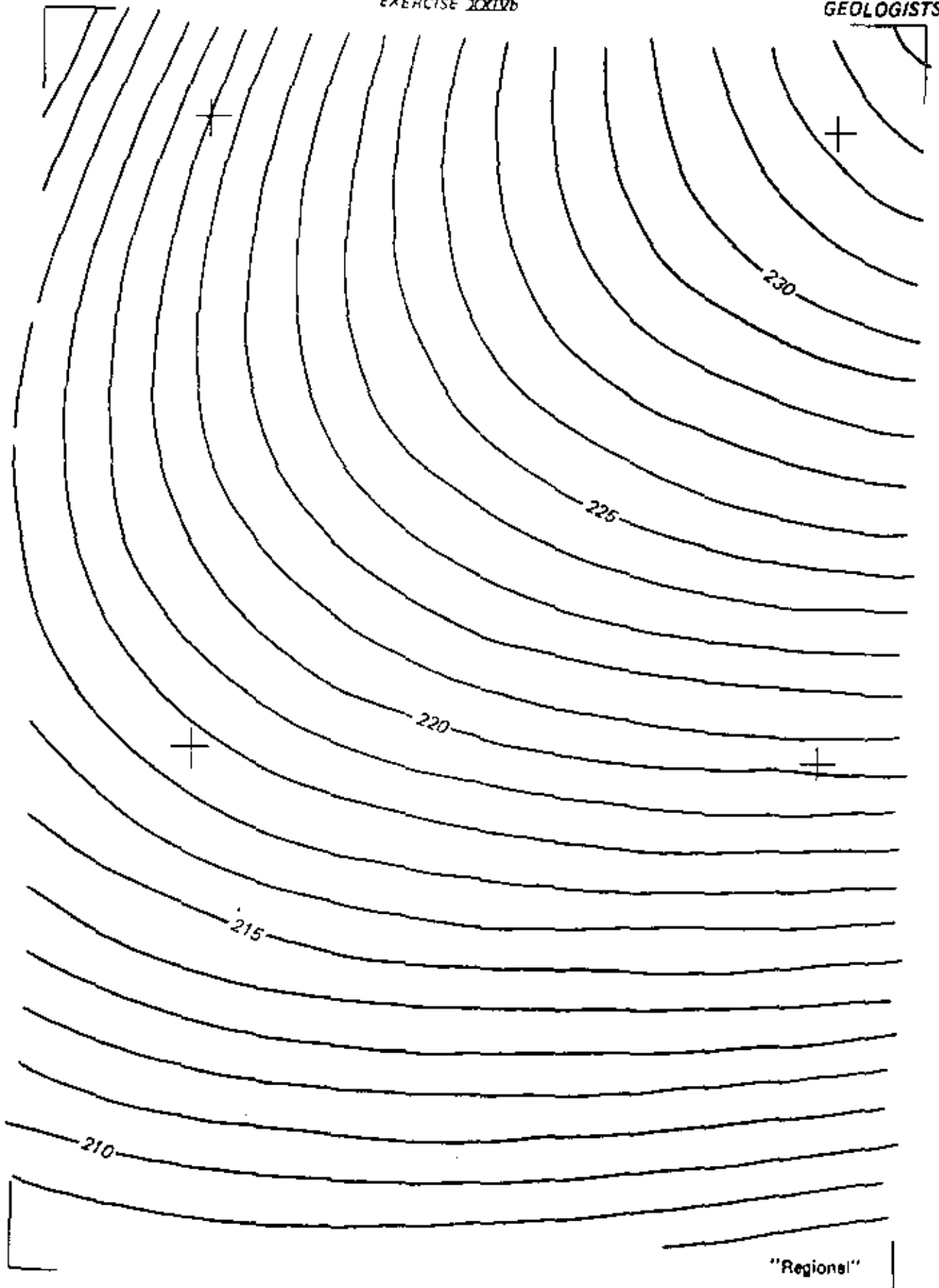
PHASE V
INTERPRETATION
EXERCISE XXIVc

SEISMIC INTERPRETATION
FOR
GEOLOGISTS



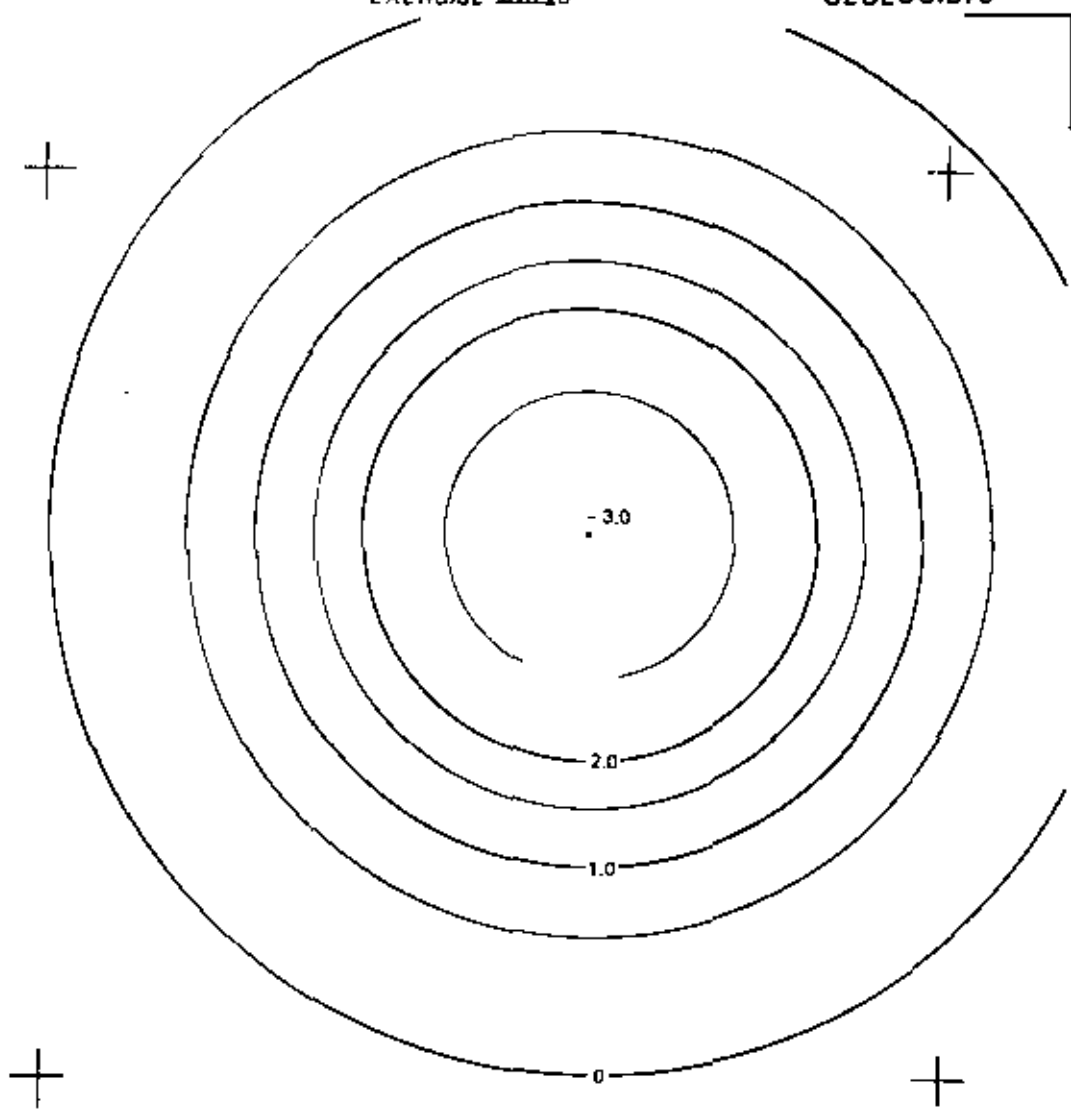
PHASE V
INTERPRETATION
EXERCISE XXIVb

SEISMIC INTERPRETATION
FOR
GEOLOGISTS



PHASE V
INTERPRETATION
EXERCISE XXIVd

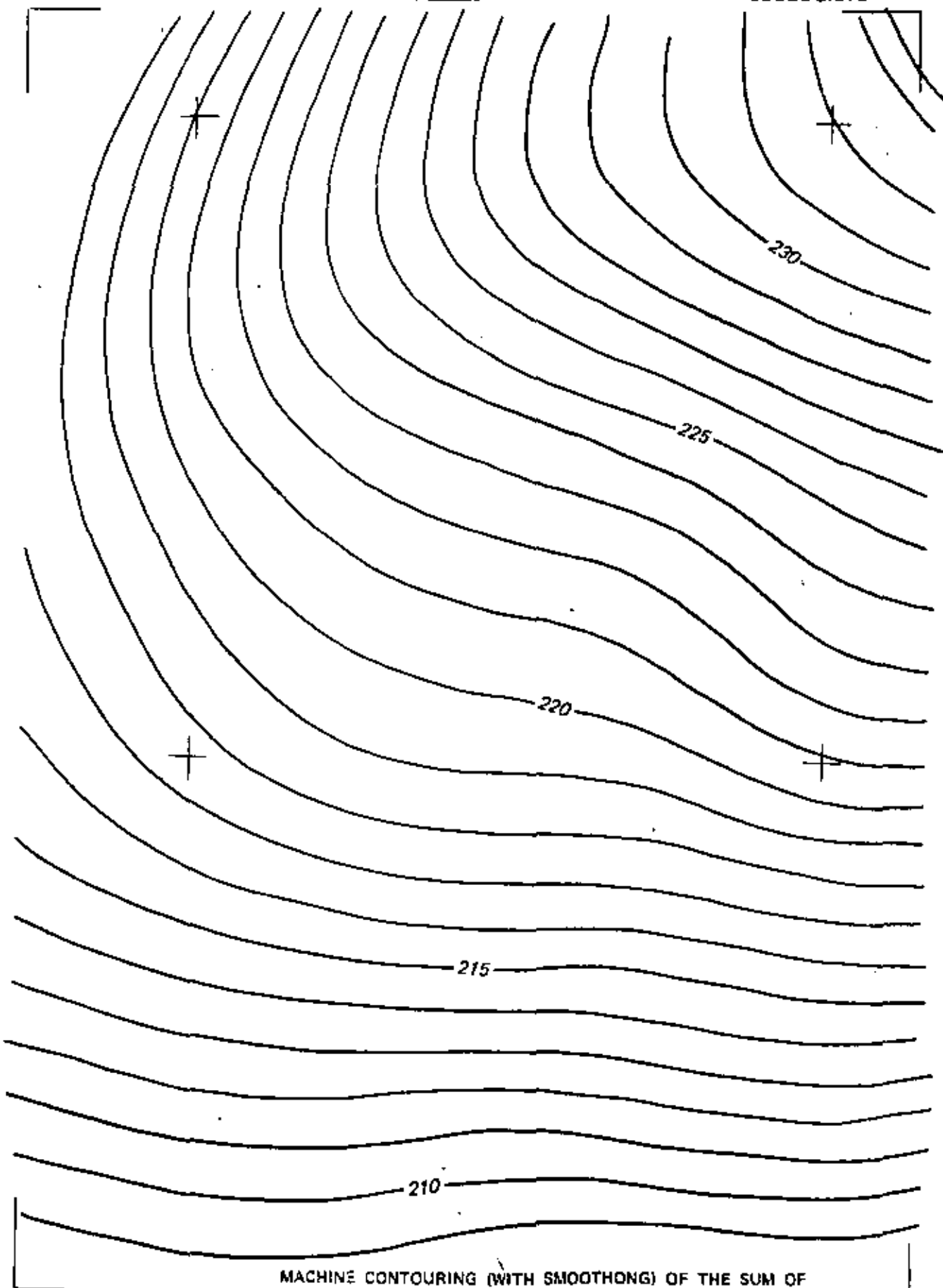
SEISMIC INTERPRETATION
FOR
GEOLOGISTS



"Anomaly"

PHASE V
INTERPRETATION
EXERCISE XXIVa

SEISMIC INTERPRETATION
FOR
GEOLOGISTS



MACHINE CONTOURING (WITH SMOOTHING) OF THE SUM OF
REGIONAL, "NOISE", AND ANOMALY



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

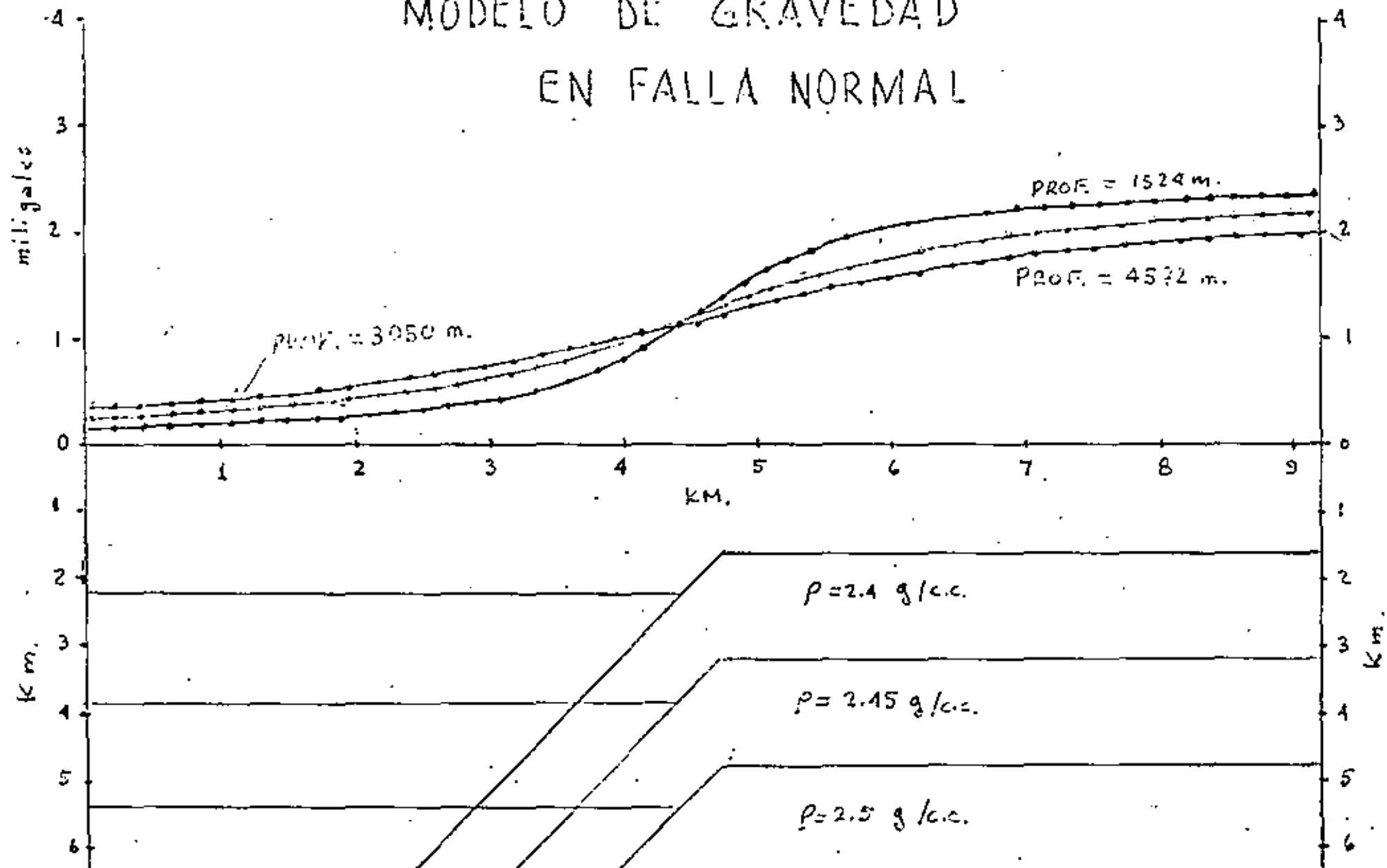
CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS
GEOMETRICOS REGULARES

- TAREAS -

Ing. M en C Ricardo Díaz Navarro

JUNIO, 1981

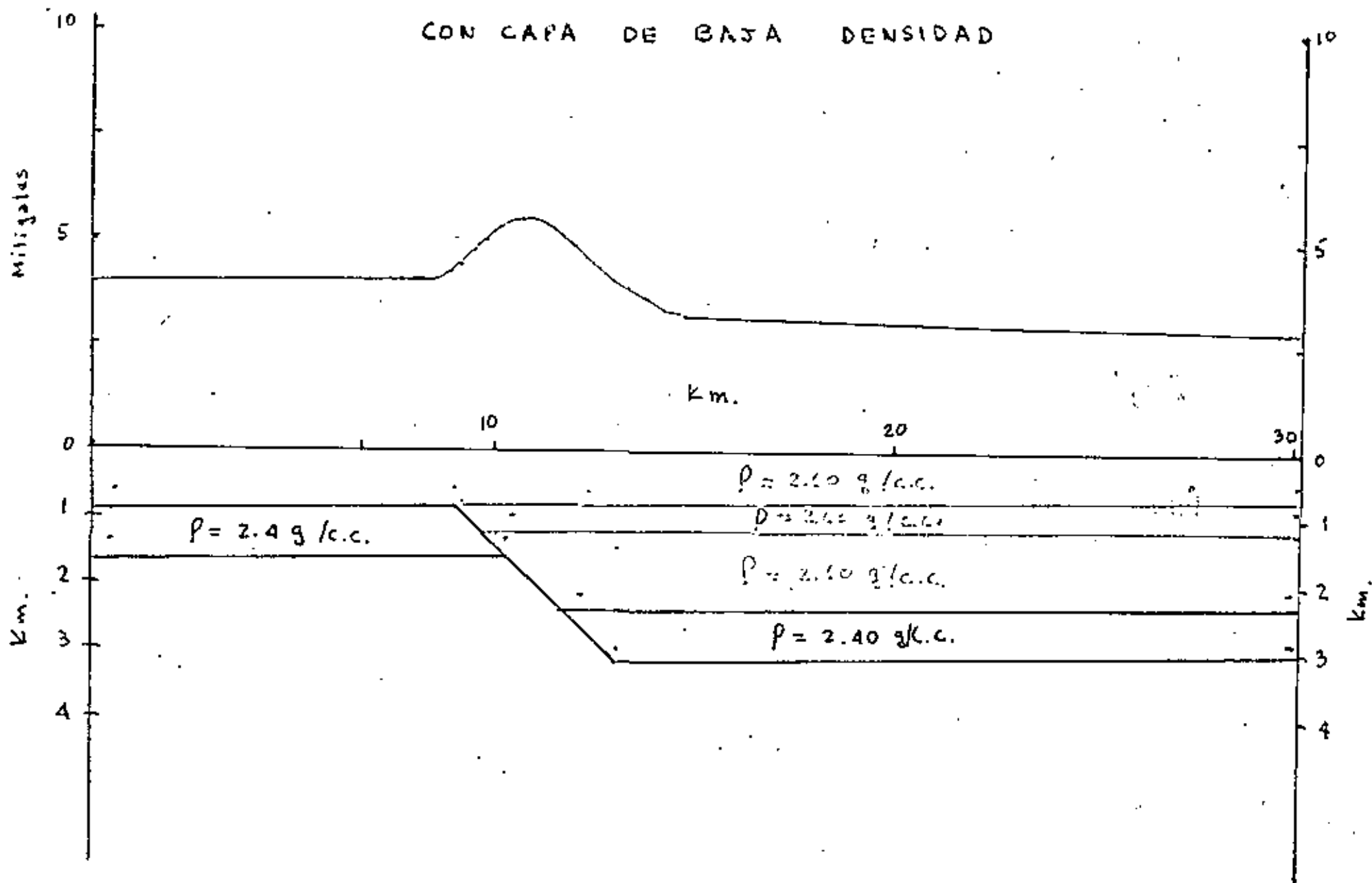
MODELO DE GRAVEDAD EN FALLA NORMAL



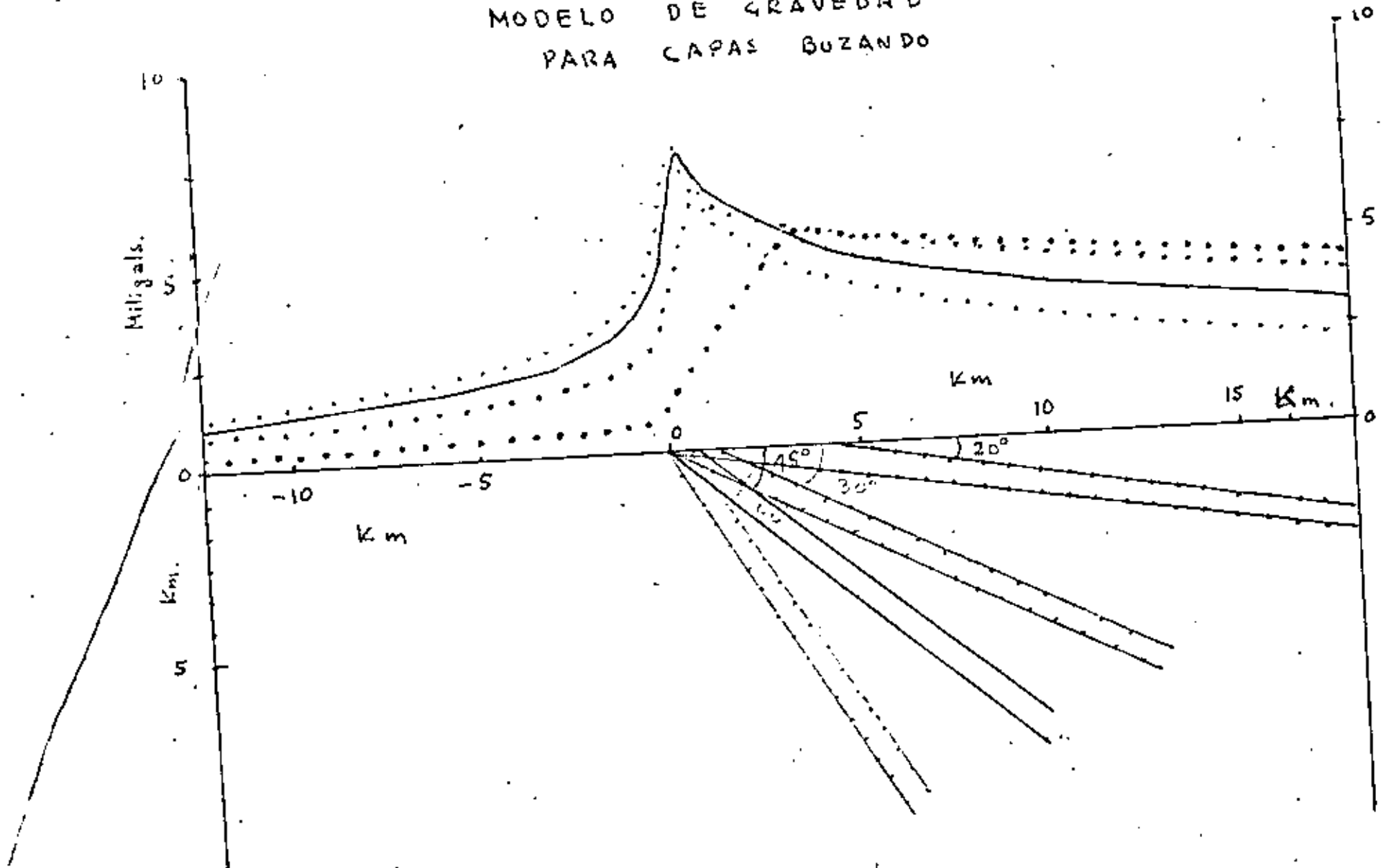
EFEECTO DE VARIACION CON LA PROFUNDIDAD

MODELO DE FALLA NORMAL

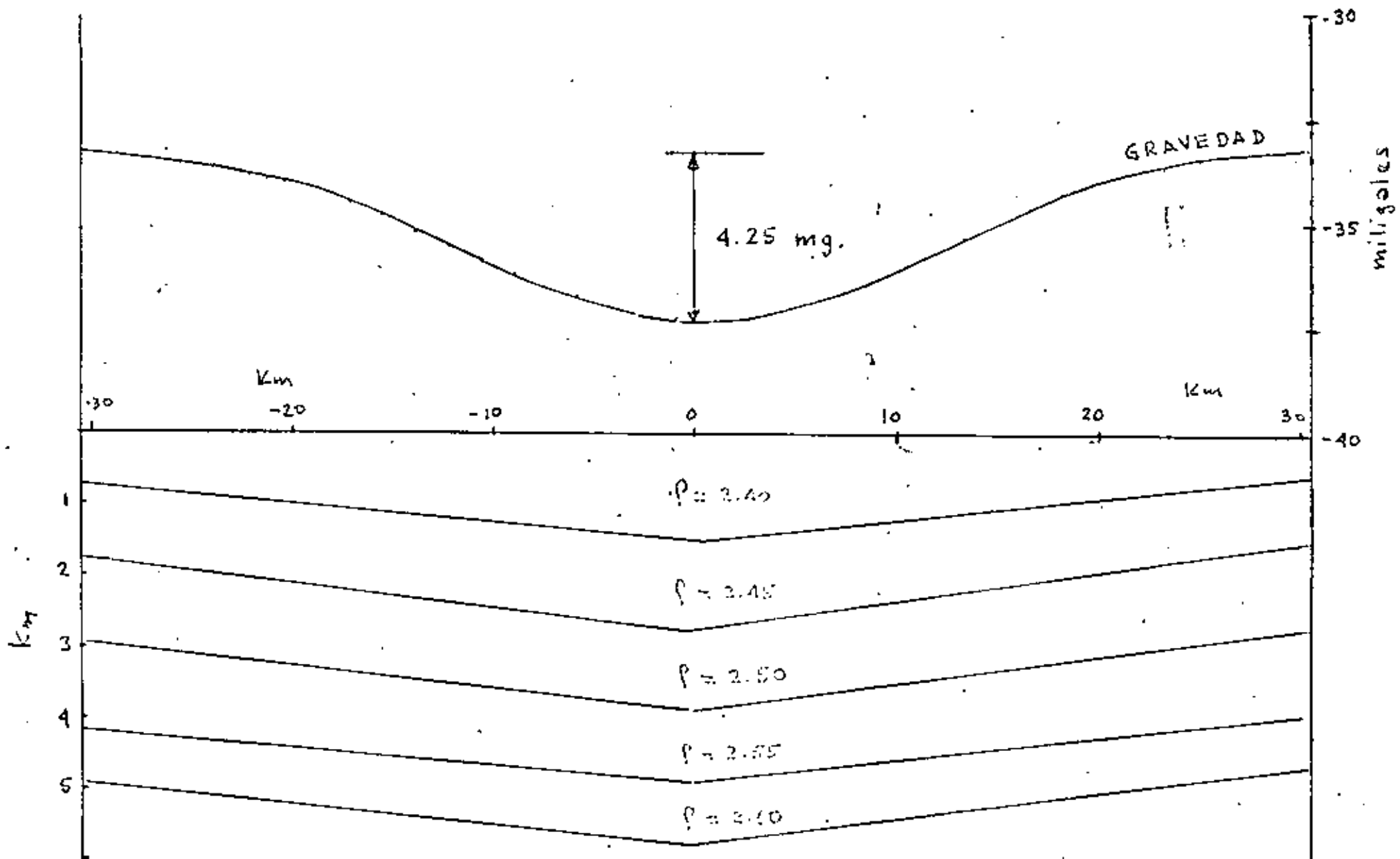
CON CAPA DE BAJA DENSIDAD

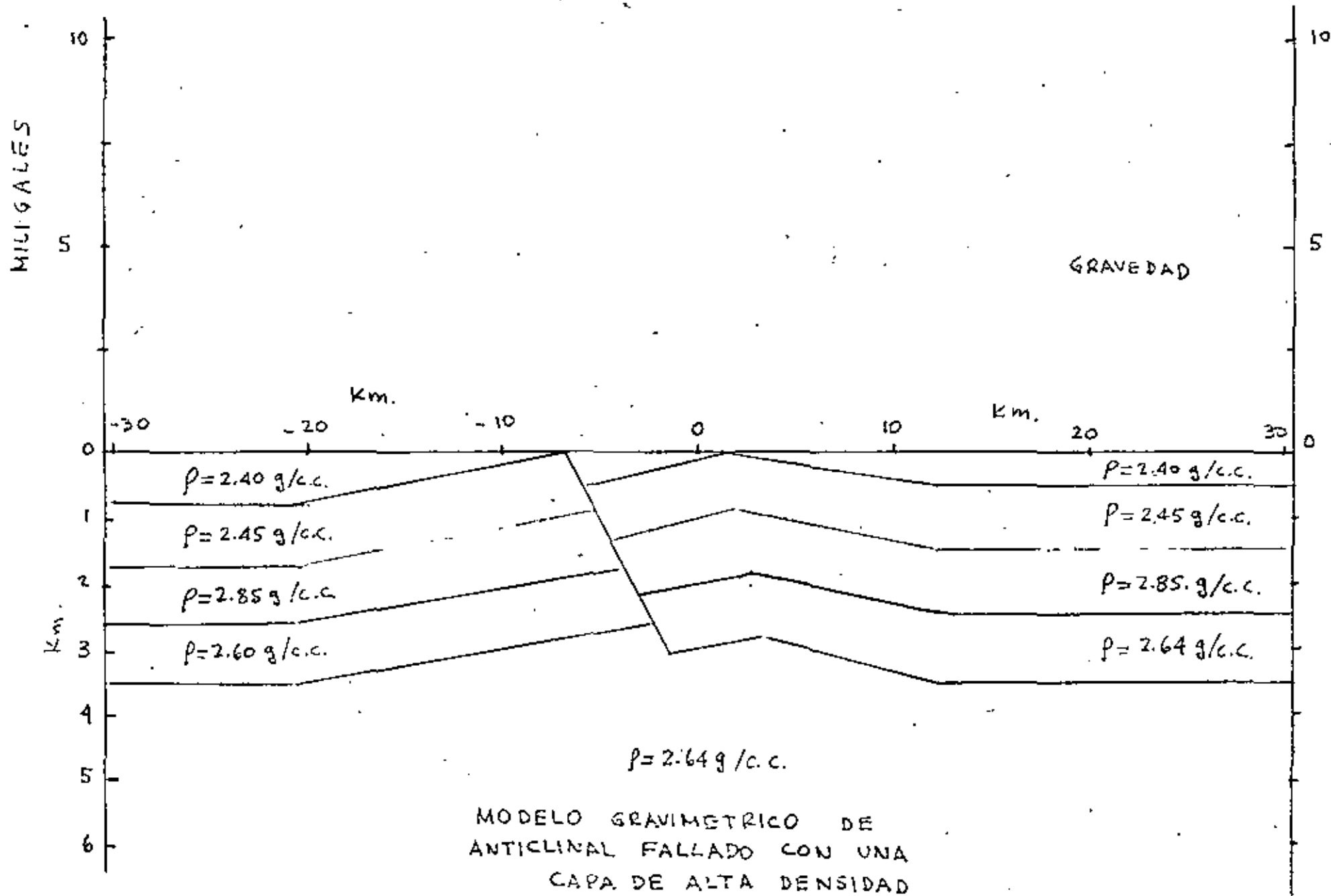


MODELO DE GRAVEDAD
PARA CAPAS BUZANDO

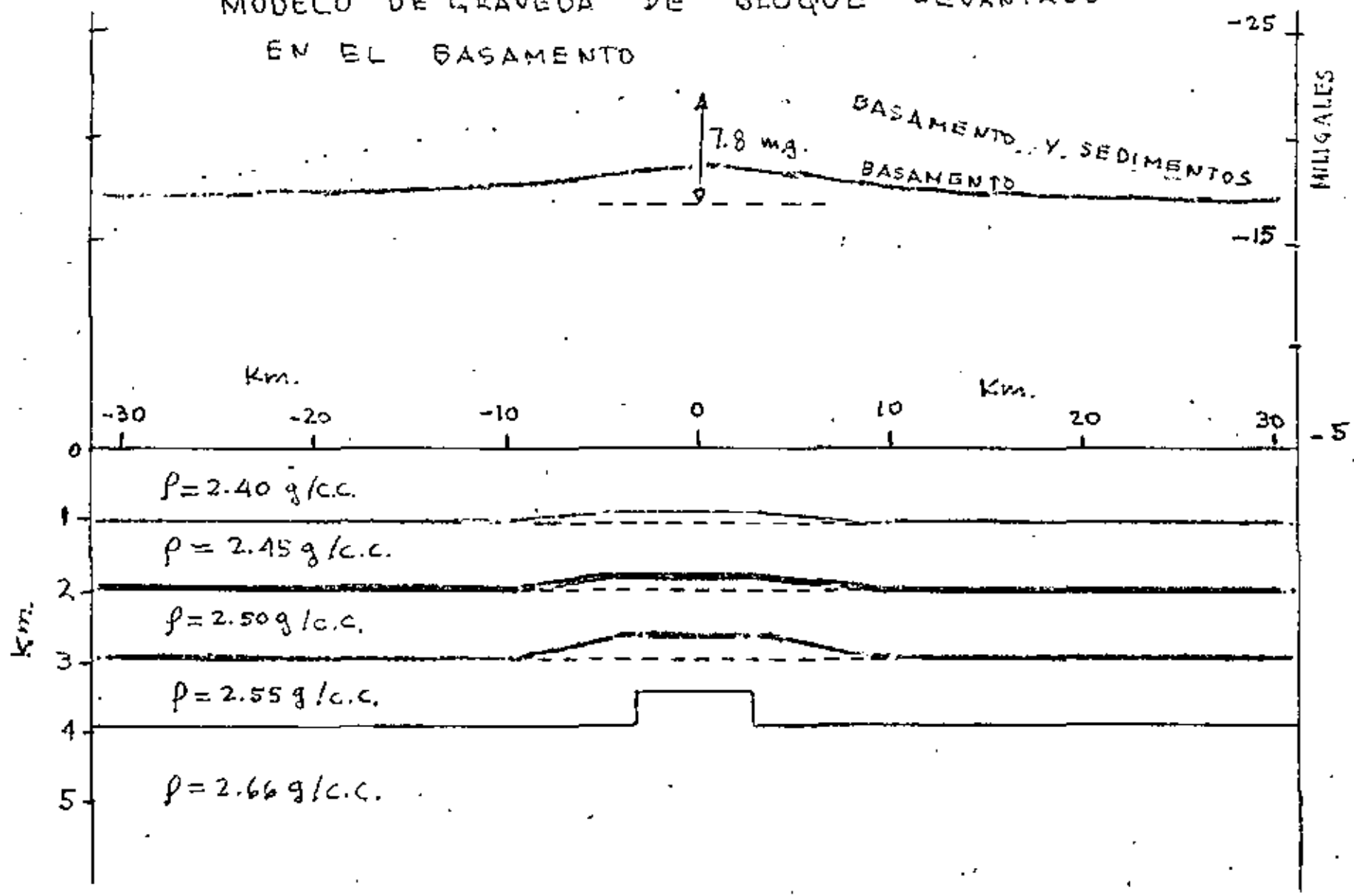


MODELO DE GRAVEDAD DE UN SINCLINAL

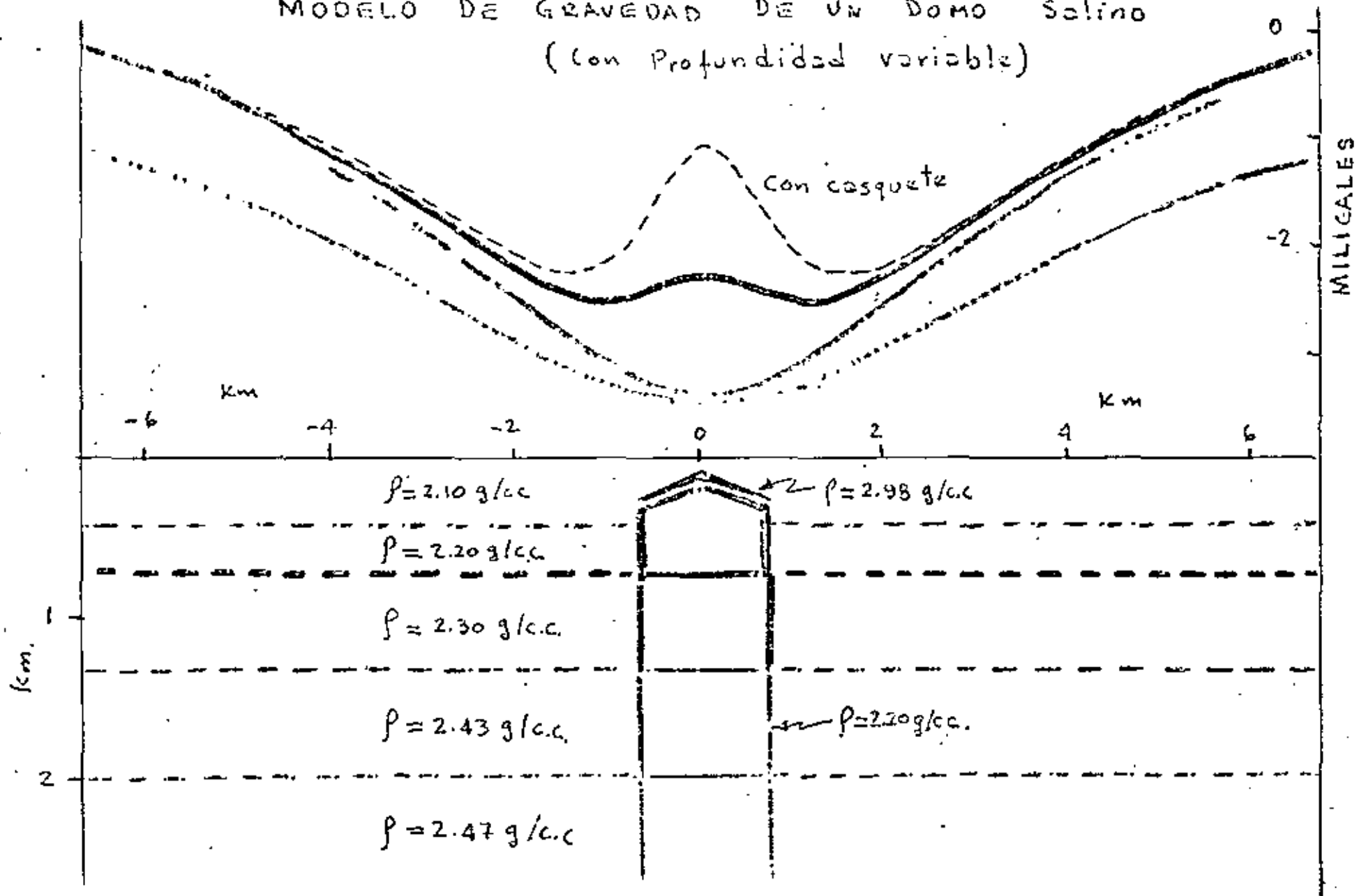


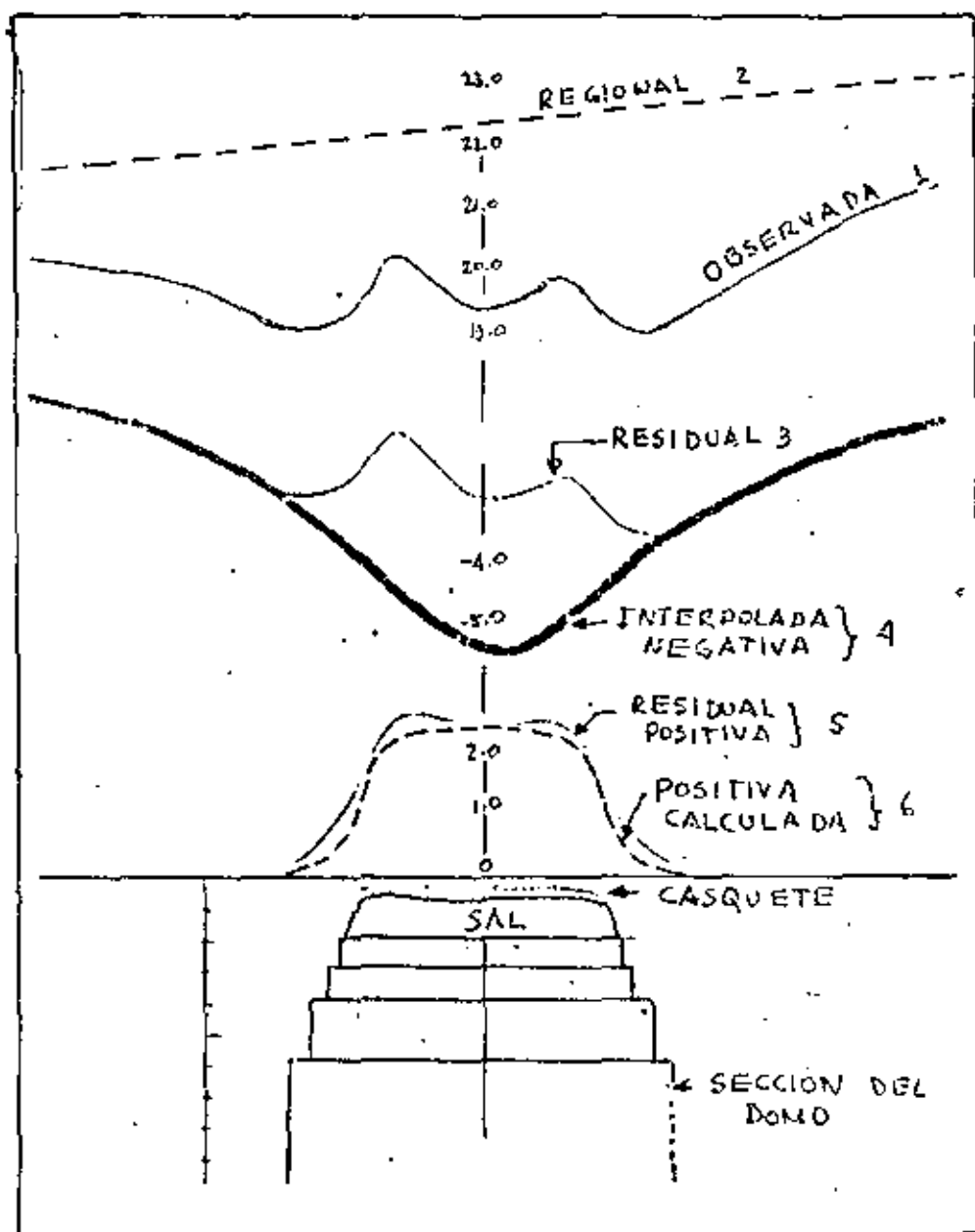


MODELO DE GRAVEDAD DE BLOQUE LEVANTADO EN EL BASAMENTO



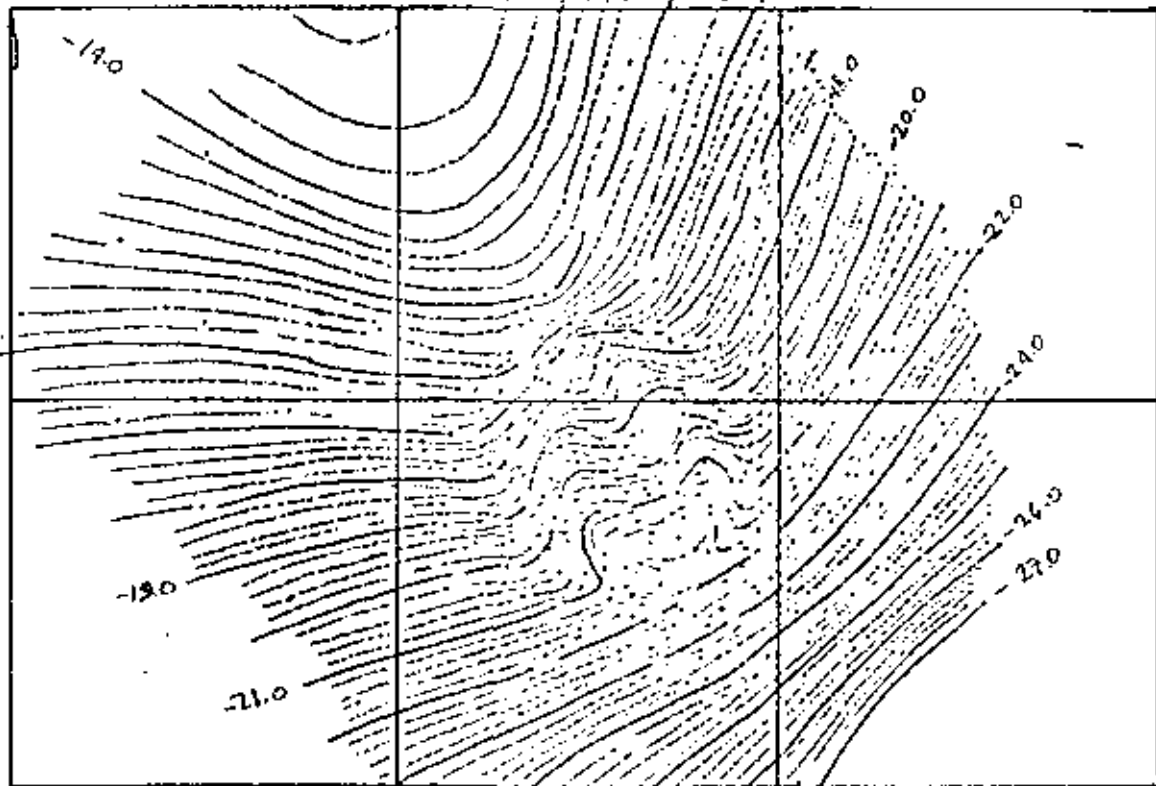
MODELO DE GRAVEDAD DE UN DOMO Salino
(con Profundidad variable)



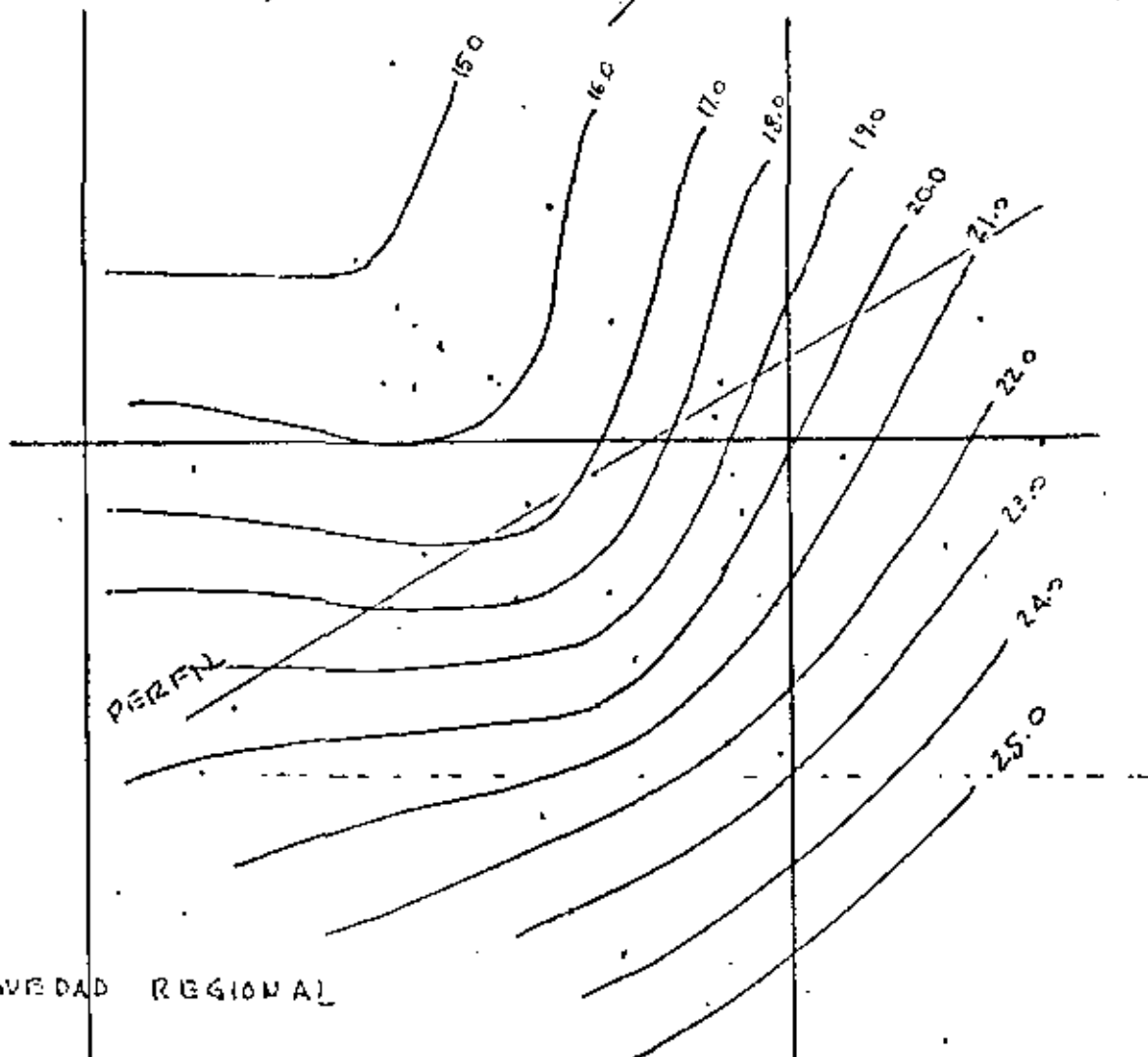


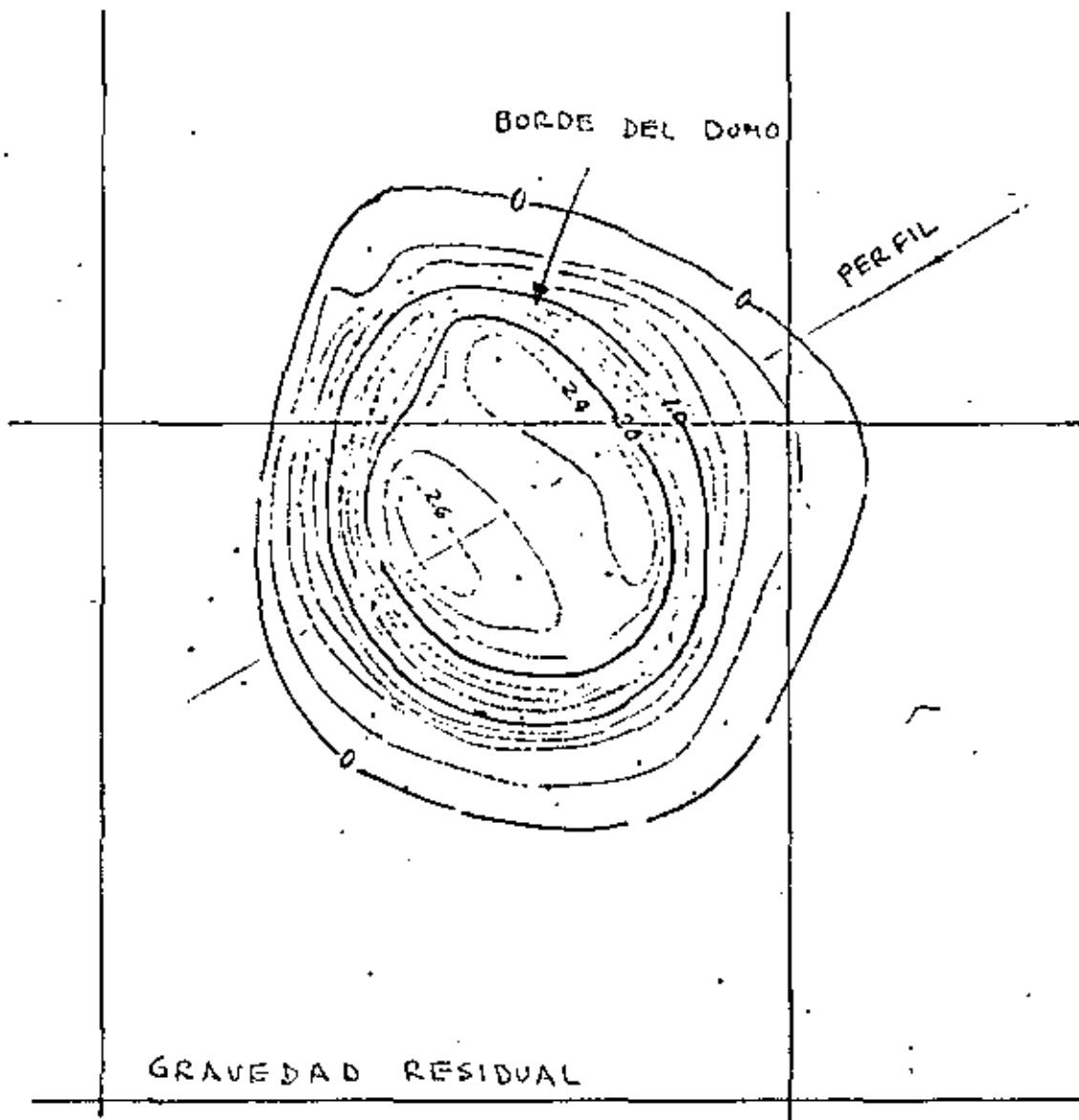
PERFIL DE GRAVEDAD DE
UNA SECCION DOMICA

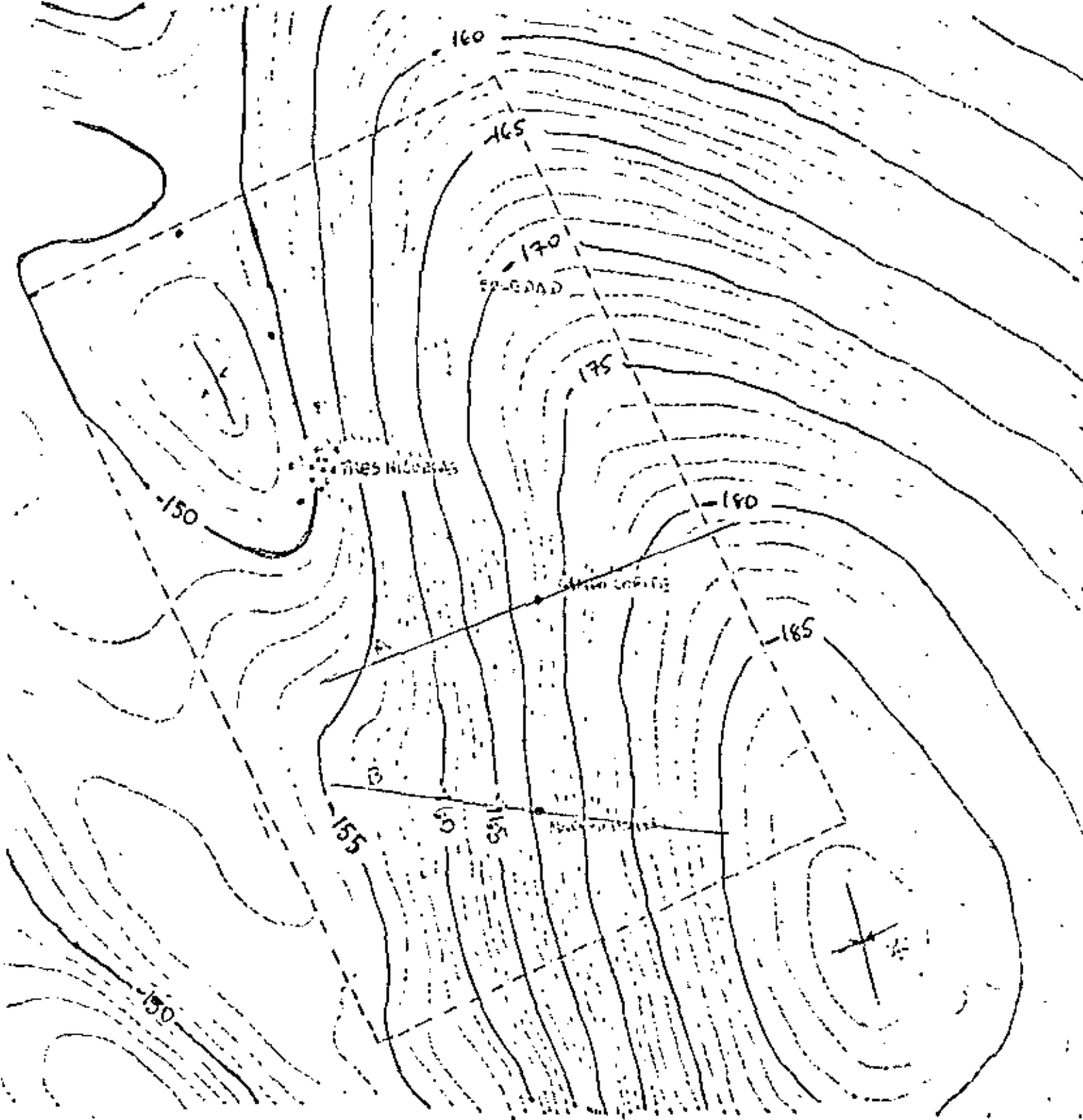
GRAVEDAD DE BUQUEZ



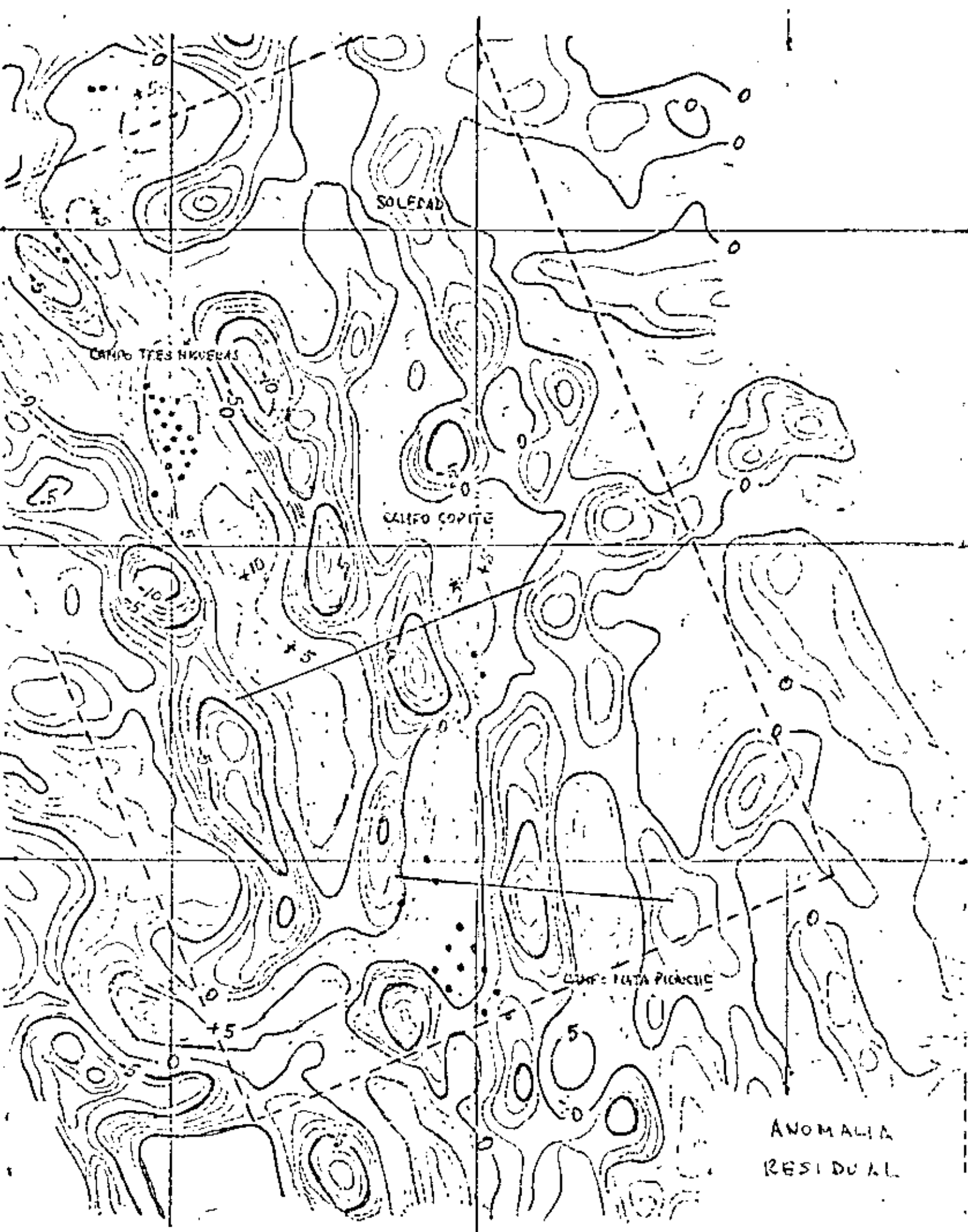
GRAVEDAD REGIONAL







EFFECTO DE LA ANOMALIA REGIONAL



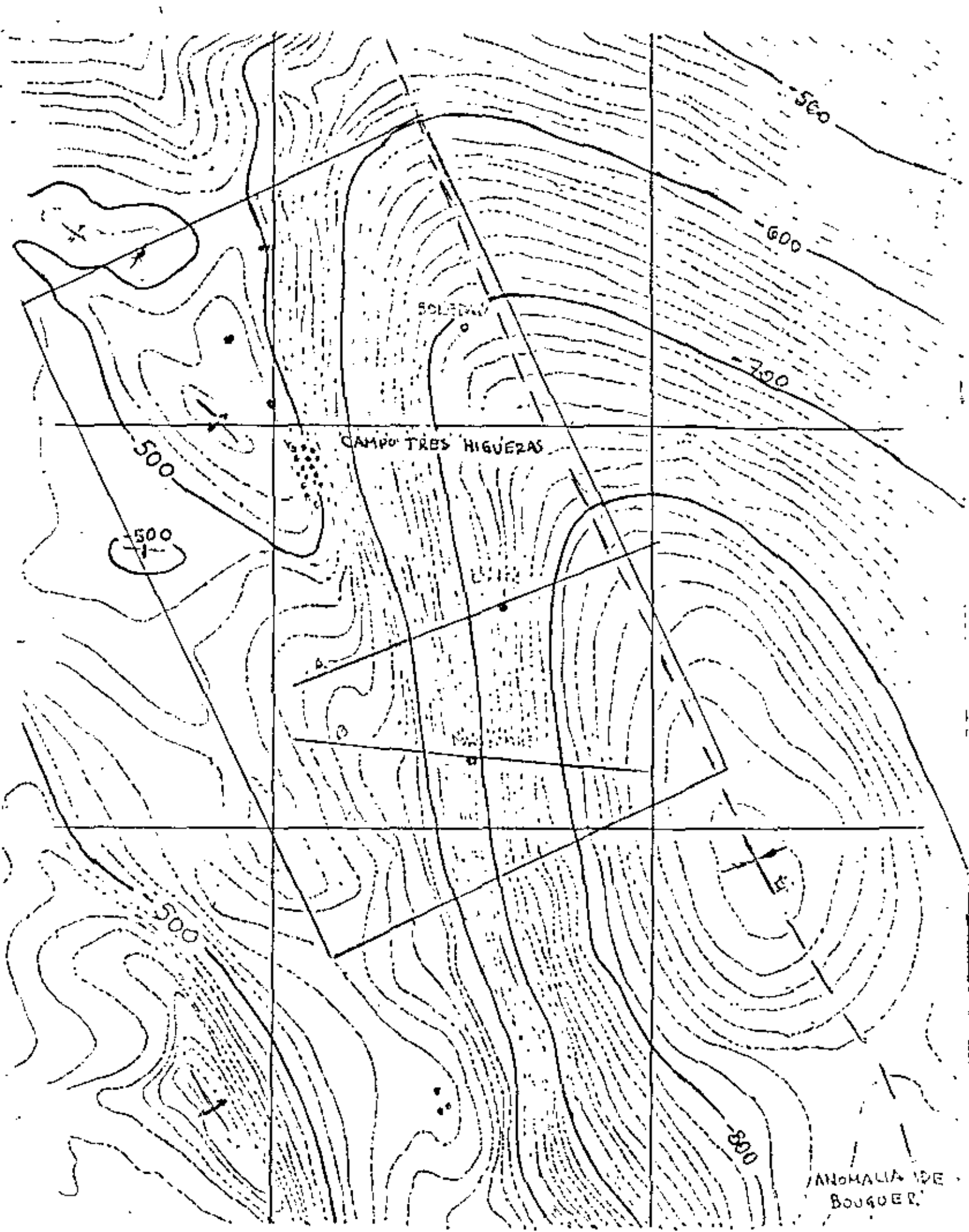
SOLEDAD

CAMPO TRES HUEVAS

CAMPO COPITE

CAMPO PATA PICAJUE

ANOMALIA
RESIDUAL



CAMPO TRÉS HIGUERAS

SOLEDAV

ESTR

M...

500

600

700

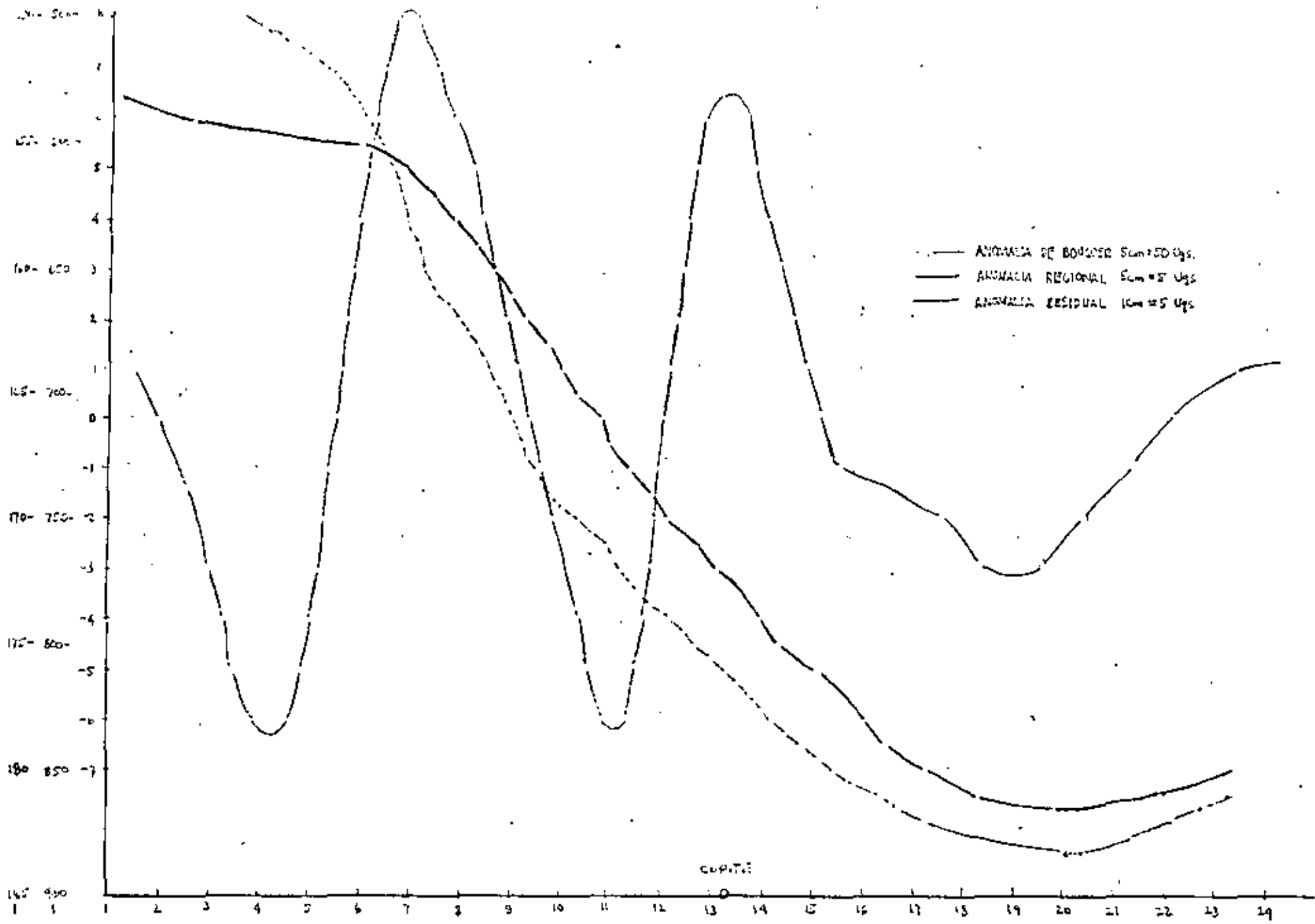
500

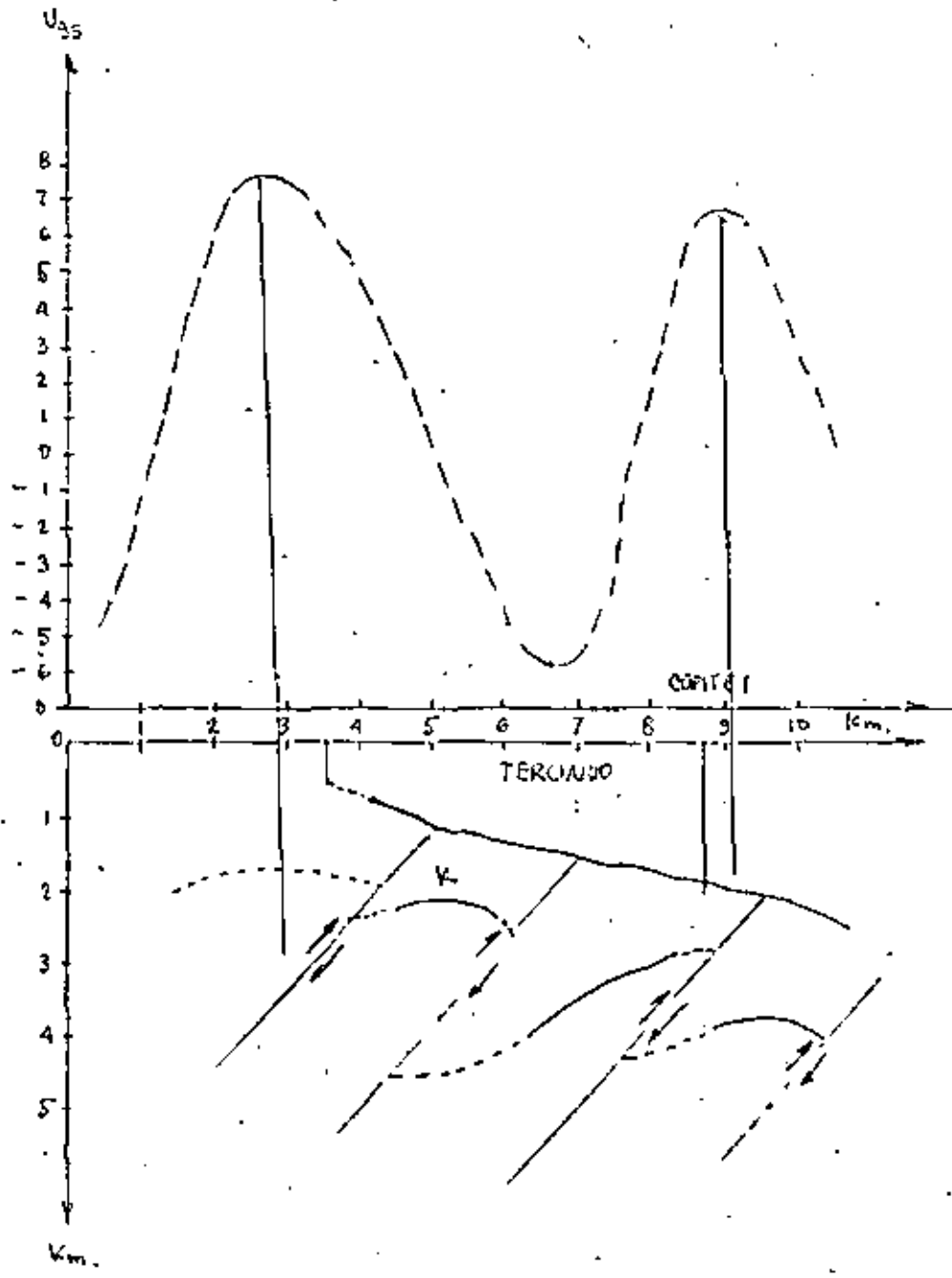
500

500

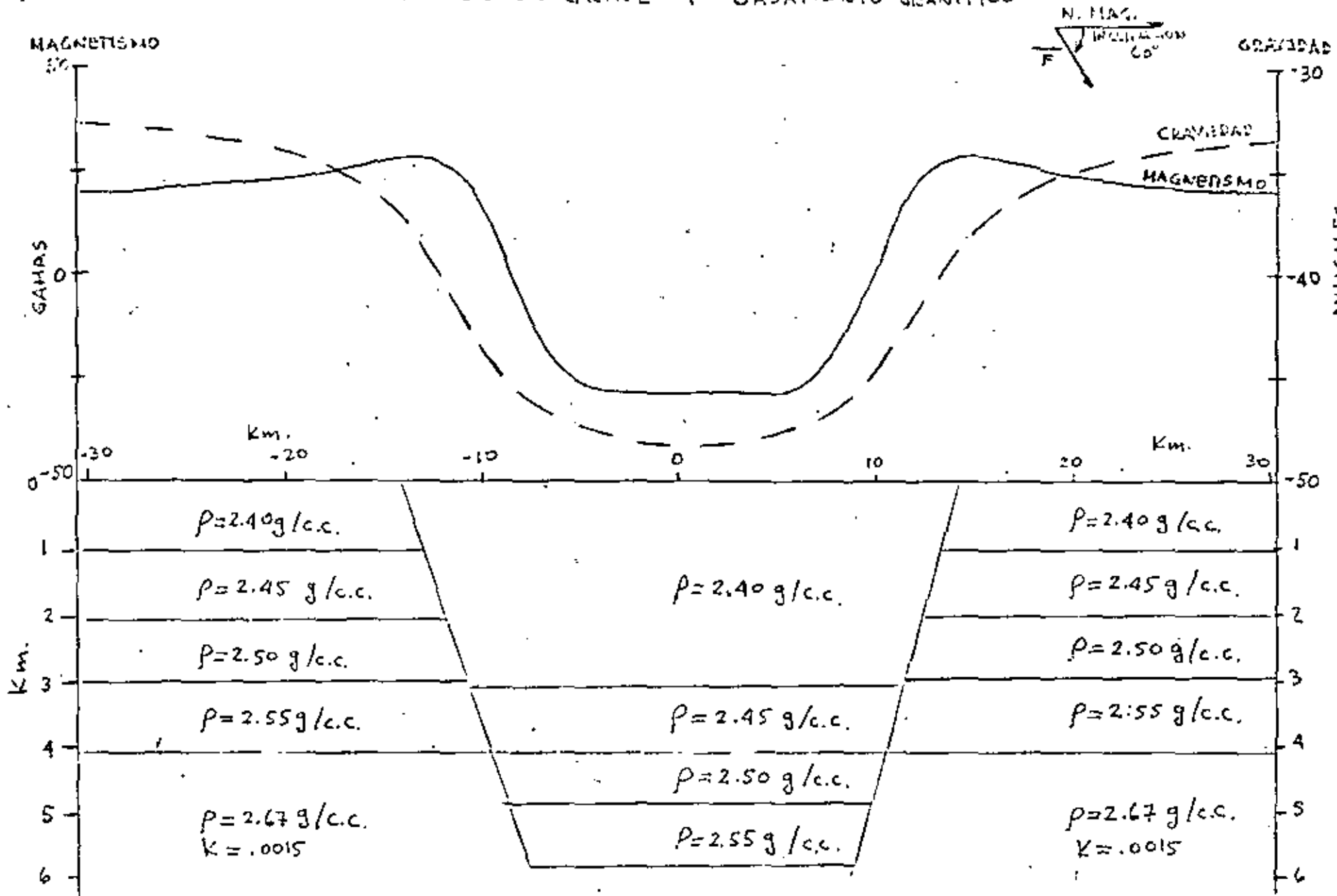
800

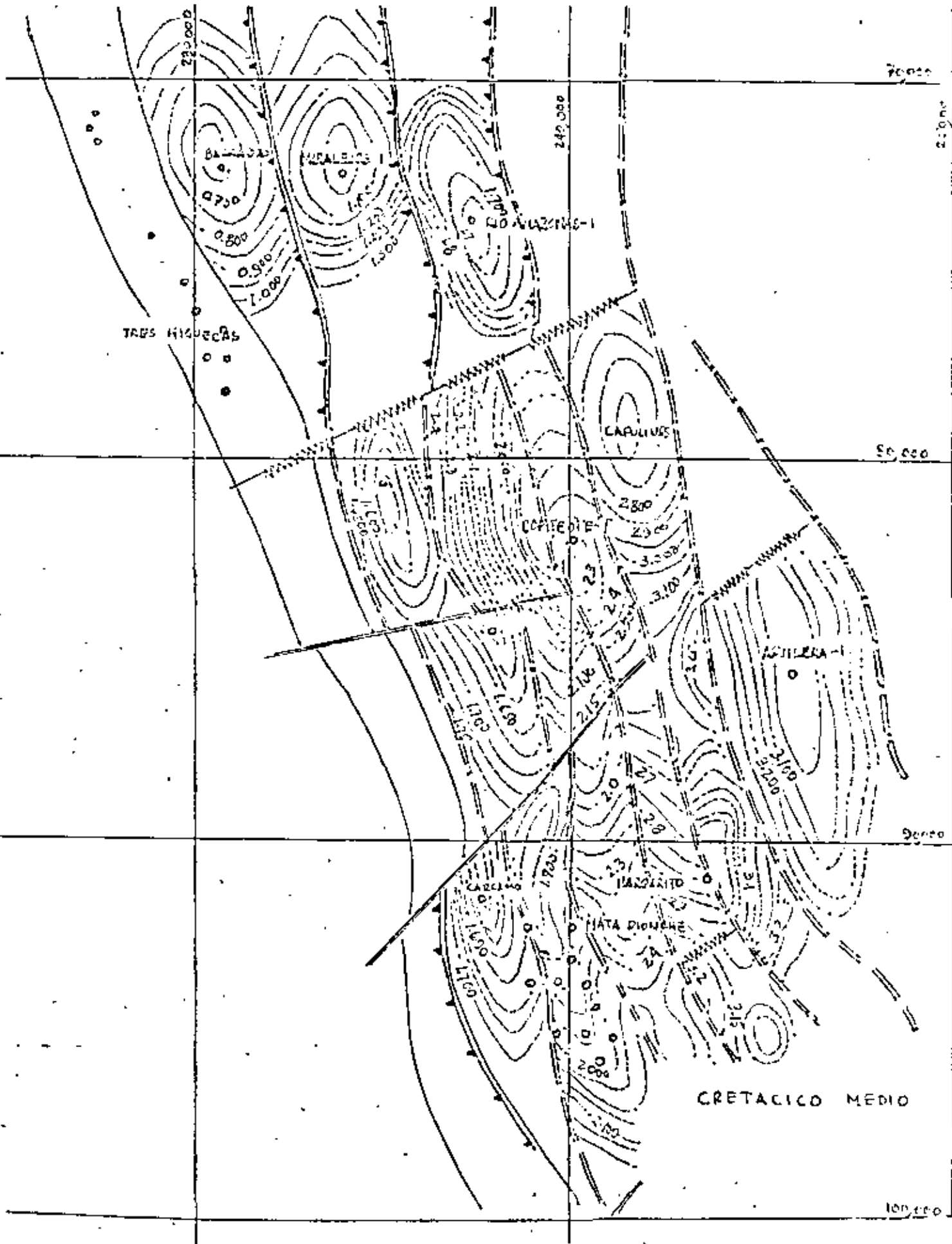
ANOMALIA DE BOUQUER



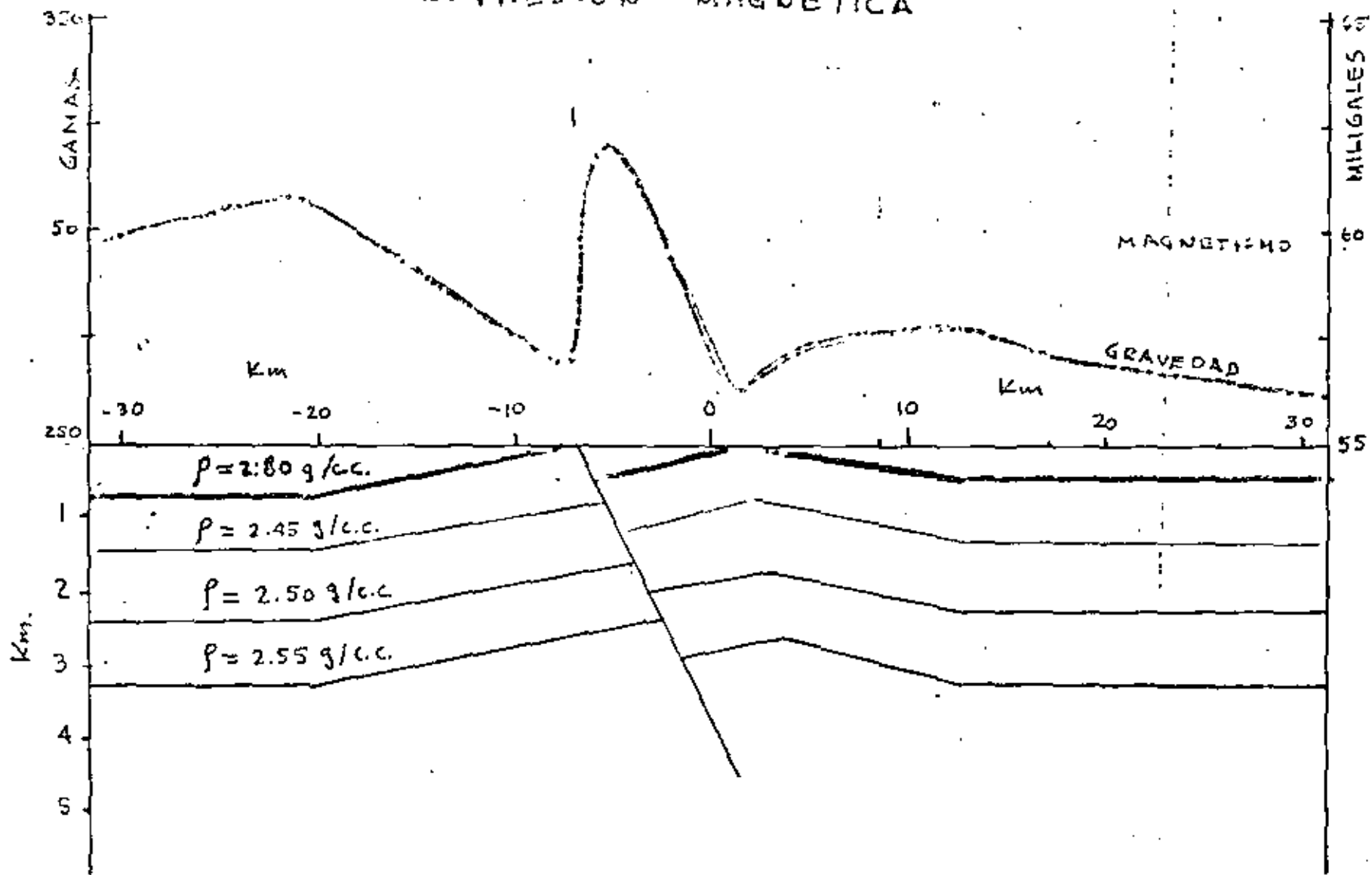


MODELO DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO EN UNA CUENCA CON UN GRAVE Y BASAMENTO GRANITICO

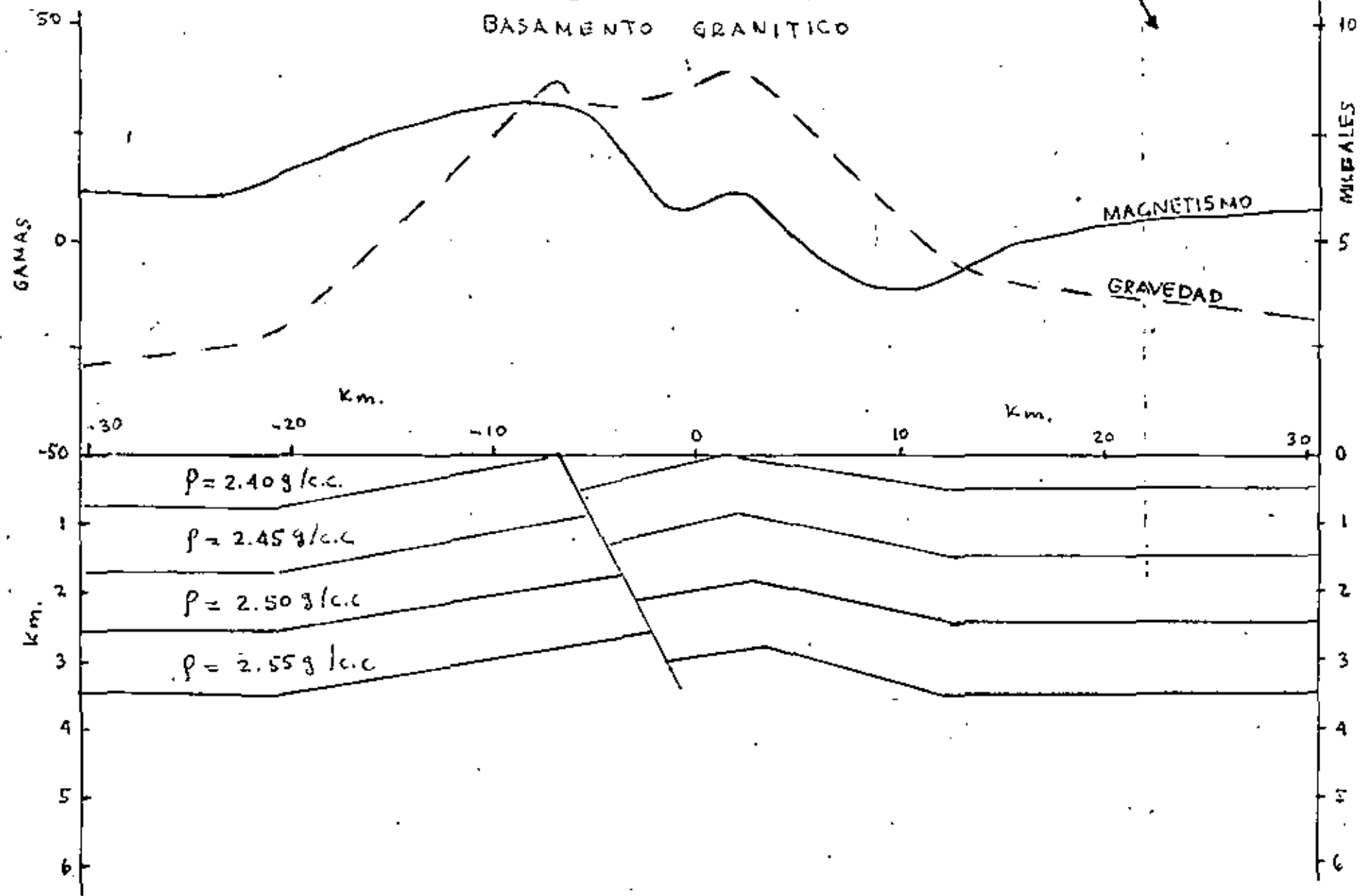
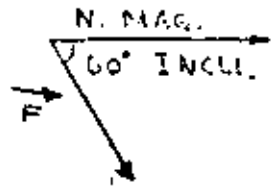




MODELO DE GRAVEDAD DE ANTICLINAL FALLADO
 CON DERRAME VOLCANICO EN LA SUPERFICIE
 ASI COMO EXPRESION MAGNETICA



MODELO GRAVIMETRICO Y MAGNETICO
DE ANTICLINAL FALLADO Y
BASAMENTO GRANITICO





DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN LA EXPLORACION PETROLERA

- APENDICE -

Ing. Fidencio Romero Martínez

JUNIO, 1981

Measurement of Gravity at Sea and in the Air.

Lucien J. B. LaCoste

Reviews of Geophysics, v.5, No.1, pp. 477-519

SHIPBOARD AND AIRPLANE GRAVITY METERS

Eotvos Effect

Before considering any details of shipboard or airplane gravity meters, it is desirable to discuss some problems that are common to all types of moving instruments. One problem is caused by the motion of the ship or airplane over a curved rotating earth. This motion results in a centripetal acceleration, which must be corrected for. This correction, known as the Eotvos correction, is [Thompson and LaCoste, 1940; Nettleton et al., 1950].

$$\Delta g = -R_e^{-2}(R_e + h)(2V_e V_s + V_s^2)/g \quad (1)$$

where R_e is the earth's radius at latitude ϕ , h is the height above sea level, V_e is the speed of rotation of the earth's surface at latitude ϕ , and V_s is the easterly component of V , the total speed of the vehicle. At speeds less than 15 knots the Eotvos correction can be approximated by 7.5 mgals per knot of east-west speed to be added to the observed gravity values for eastward velocities. The Eotvos correction is typically in the range of -20 to -50 μ gal for measurements at sea and of the order of 10^{20} μ gal for airplane observations.

It is therefore apparent that navigational errors are often the most serious limitation in the accuracy of gravity measurements made on moving platforms. If there is a 1-knot error in the east-west speed of a ship, it will introduce a 7.5-mgal error in the Eotvos correction at the equator and a somewhat smaller error at higher latitudes. Errors in ship velocity of 1 knot can easily occur if a ship is out of range of land and accurate electronic aids to navigation and trust depend on astronomical sights. The use of satellite and inertial navigation will reduce navigational errors in the future.

In (1) the term containing V_s^2 as a factor would occur even if the earth were not rotating. However, the term containing $V_e V_s$ as a factor is present because of the rotation of the earth. This term is actually the vertical component of the Coriolis force $2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}$, where $\boldsymbol{\omega}$ is the vector representing the angular rotation of the earth and \mathbf{V} is the vector representing velocity relative to the earth. The horizontal component of the Coriolis force is directed in the east-west direction; it is produced by north-south motion over the earth. Since the horizontal component is at right angles to gravity, its effect on gravity is generally negligible. It can always be discarded in ship measurements and is only of the order of a μ gal in airplane measurements.

BIBLIOGRAFIA

- BACA U., MANUEL, Introducción a la Gravimetría, en Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración.
- CAMARGO Z., ANTONIO, Curso de Entrenamiento "Introducción a la Gravimetría", Cia. Mexicana de Exploraciones S. A. (1972)
- GARLAND, G.D., Introduction to Geophysics. Saunders (1971)
- GARLAND, G. D., The Earth's Shape and Gravity. Pergamon Press (1965)
- GEMPERLE, H., Apuntes para el curso de "El Campo Gravífico de la Tierra". Oregon State University
- DOBRIK, M.B., Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill (1976)
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R. E., KEYS, D. A., Applied Geophysics. (1976)
- LA COSTE, L.J.B., Measurement of Gravity at Sea and in the air. Reviews of Geophysics, V.S., No. 4, pp. 477-519
- MONGES CALDERA, JULIO. Red de estaciones gravimétricas básicas en la República Mexicana. Tesis. Facultad de Ingeniería, UNAM. México 1965
- BURKARD RICHARD K. La Geodesia al alcance de todos. U.S. Coast & Geodetic Survey. 1960
- JACQUES, SCHOEFFLER, Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et a la prospection pétrolière et minière. Edition Technip. 1975. París
- NETTLETON. Gravity & Magnetics in Oil Prospecting. Mac Graw Hill. International Series in Earth & Planetary Sciences. 1976
- CORDELL, L., AND R. G. HENDERSON. Iterative Three-dimensional Solution of Gravity Anomaly Data Using a Digital Computer, Geophysics, vol. 33, 1968.
- DARBY, E.K., AND E.B. DAVIES, The Analysis and Design of Two-dimensional Filters for Two-dimensional Data, Geophys. Prospect., 1967
- DEAN, W.C., Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation, Geophysics, 1958.
- ELKINS, T. A., The Second Vertical Derivative Method of Gravity Interpretation, Geophysics, 1951.
- FULLER, BRENT D., Two-dimensional Frequency Analysis and Design of Grid Operators, Min. Geophys, vol. 2 Theory (Society of Exploration Geophysics), 1967
- GRANT, F. S., Review of Data Processing and Interpretation Methods in Gravity and Magnetics, 1964-1971.
- HENDERSON, ROLAND G., A Comprehensive System of Automatic Computation in Magnetic and Gravity Interpretation, Geophysics, 1960.
- HUBBERT, M. KING. Line-Integral Method of Computing Gravity, Geophysics, 1948a
- MESKO, C. A. Two-dimensional Filtering and the Second Derivate Method, Geophysics, 1966.
- MUFTI, IRSHAD R., Design of Small Operators for the Continuation of Potential Field Data, Geophysics, 1972

- NAGI, J. G., Convergence and Divergence in Downward Continuation, Geophysics, 1967
- NETTLINTON L. L., Regionals, Residuals and Structures, Geophysics, 1942
- PETERS, L. J. The Direct Approach to Magnetic Interpretation and Its Practical Application, Geophysics, 1949
- ROSENBAUM, OTTO. A Contribution to the Computation of "Second Derivative" from Gravity Data, Geophysics 1953.
- ROY, A., Convergence in Downward Continuation for Some Simple Geometries, Geophysics, 1967.
- TALWANI, MANIK, Computer Usage in the Computation of Gravity Anomalies in Bruce A. Bolt (ed.), "Methods in Computational Physics, Academic Press, Inc. New York, 1973
- and HAURICE EWING, Rapid Computation of Gravitational Attraction of Three-dimensional Bodies of Any Shape, Geophysics, 1960.
 - and MARK LANDISMAN. Rapid Gravity Computations for Two-dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophys. Res., 1959.
- ZURFLUEH, E. G. Application of Two-dimensional Linear Wavelength Filtering (Residual Regional Bandpass), Geophysics, 1967.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GRAVIMETRICOS EN LA EXPLORACION PETROLERA

CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD Y MOVIMIENTO VERTICAL DE LA CORTEZA

- COMPLEMENTO -

JUNIO 1981

Phenomena	Gradient	Long Term
Atmospheric pressure	-0.9 to -2.3 cm/mbar	
Sea currents		
Wind stress effect	several meters	few decimeters in monthly averages
Temperature	1.0 to 2.7 cm/C°	5.6 cm US Pacific Coast.
River discharge		
Changes in bathymetric configuration.		
Eustatic water rise		
Long period tides:		
Lunar nodal tide	0.7 cm/18.613 yr	
Annual (elliptical)	0.5 cm/solar yr	
Semi-annual(declinational)	2.38 cm/solar yr	
Chandlerian	1.11 cm/T	
Lunar perigee	1.98 cm/8.847-yr	

Table 1.

Source of error	gradient	control procedure
biasing due to earth's magnetic field.	40 μ gal (max)	demagnetization and orientation of the gravimeter.
calibration	-----	routine recalibration and use of several gravimeters
effect of varying voltage	- 4 μ gal/V	
outer temperature	-1.0 μ gal/K	limiting observations to seasons of the year with minimum temp. changes.
outer pressure	0.3 μ gal/Torr	same as above.
spring relaxation	-----	5 min. period between unclamping and reading
transportation vibration	different amounts depending on the vehicle	air cushioned case

Table 2.

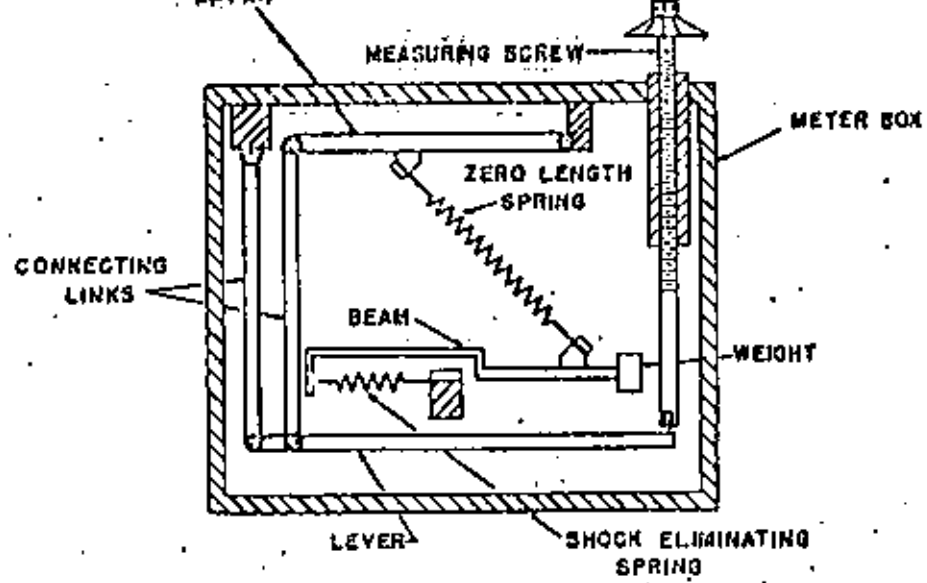


FIGURE 1.
Diagrammatic cross section of LaCoste and Romberg gravity meter. (LaCoste and Romberg.)

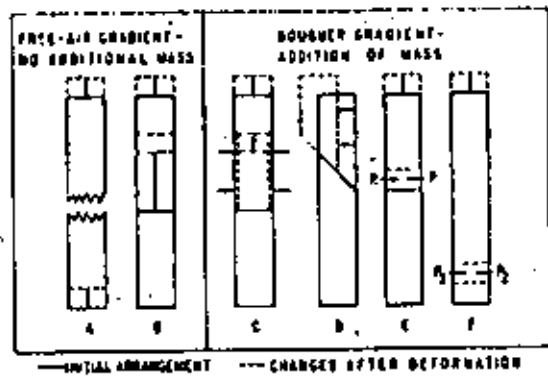


Fig. 3. Diagrams illustrating possible processes that can cause different changes in gravity during crustal elevation.

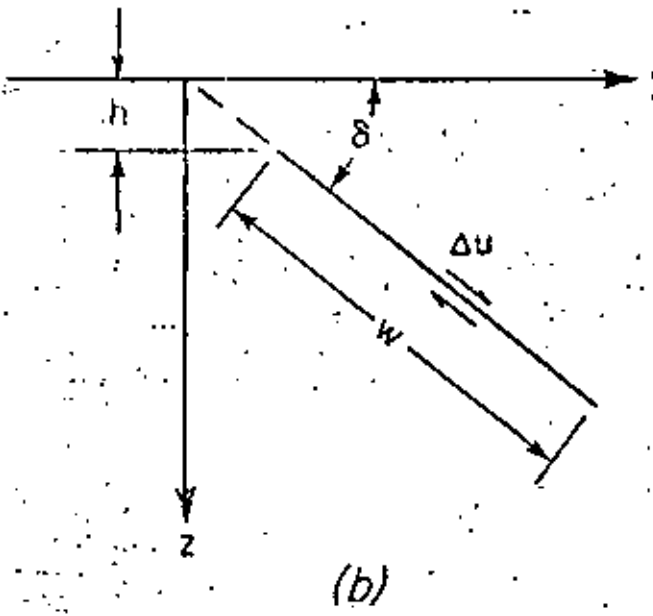
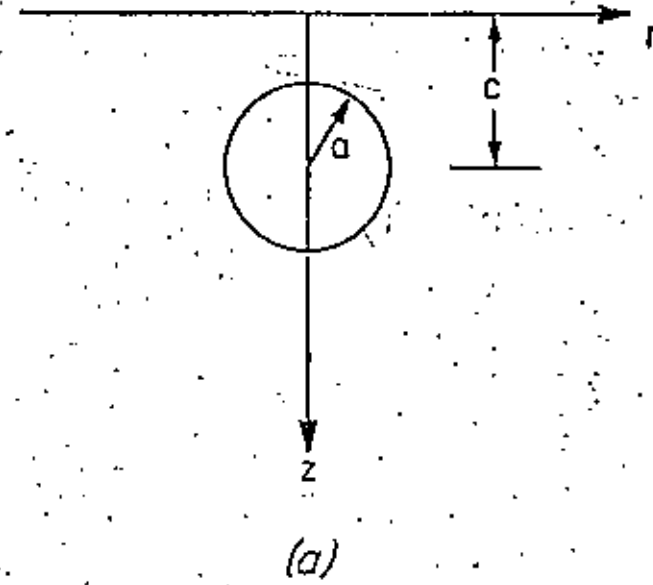


Fig. 2. Models of deformation in a homogeneous, elastic half space. a) a dilating sphere at depth c , radius a , expands. b) an infinitely long thrust fault dipping at an angle θ ; h is minimum depth, W is the planform width, and δu is the dislocation displacement.

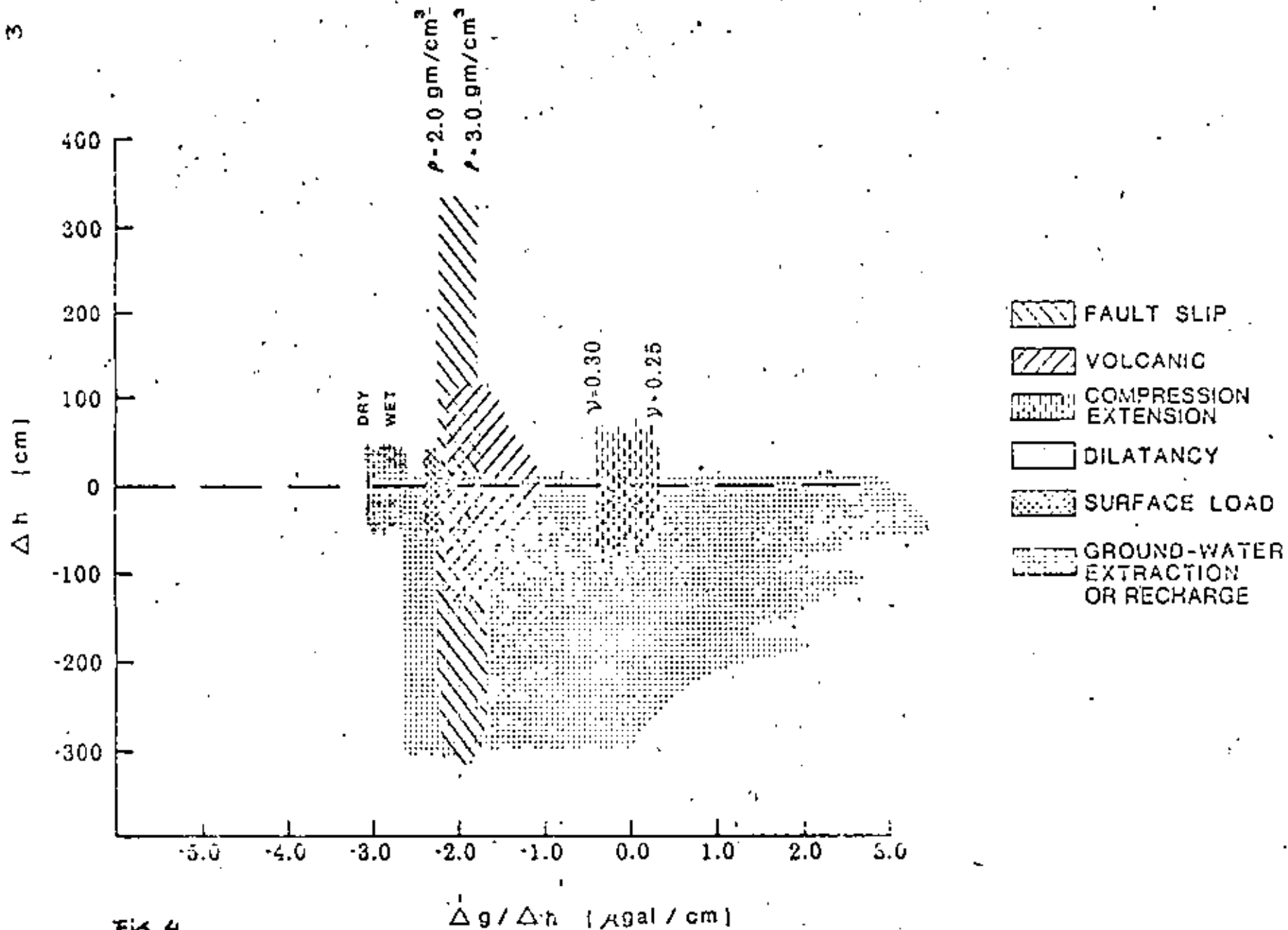


FIG. 4

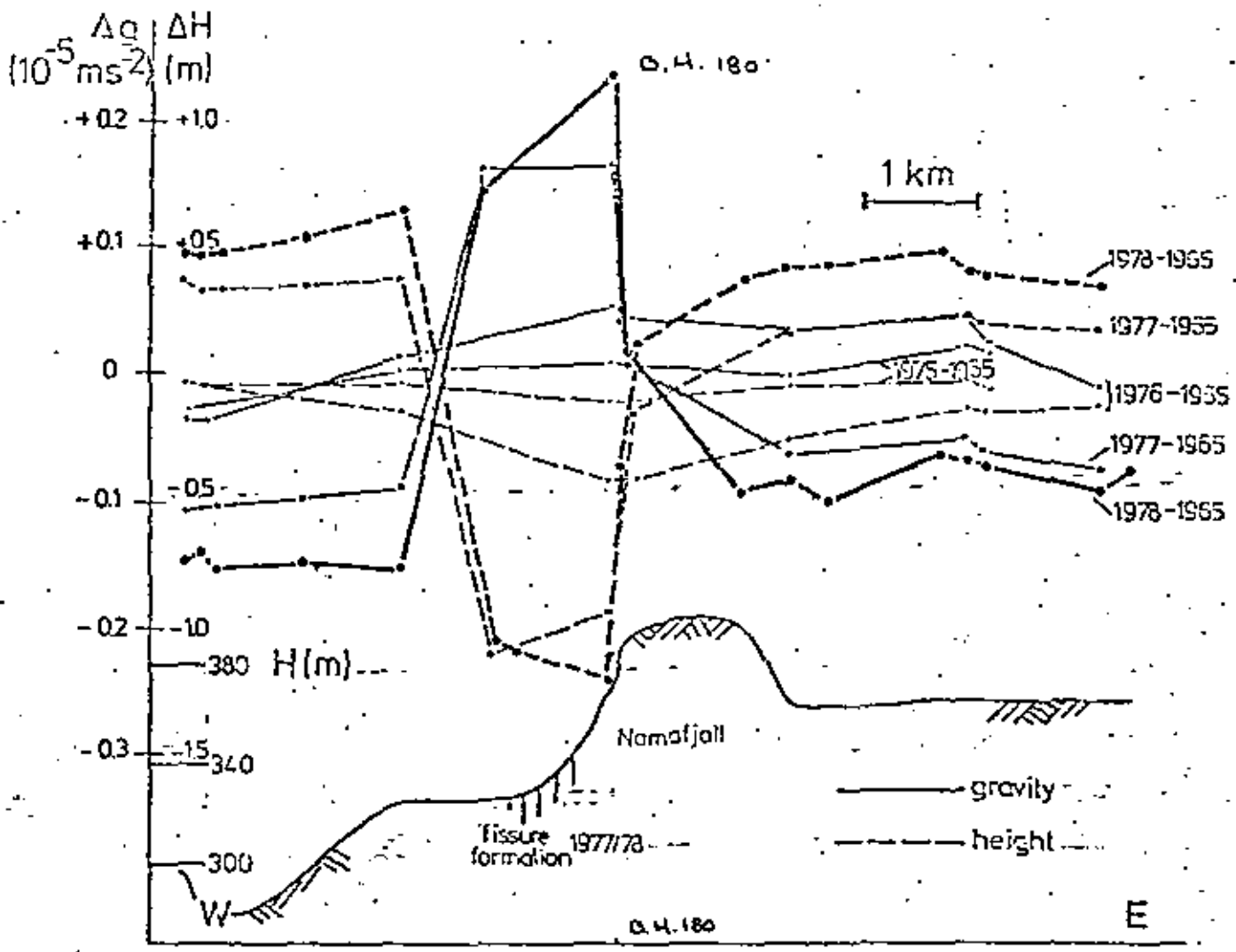
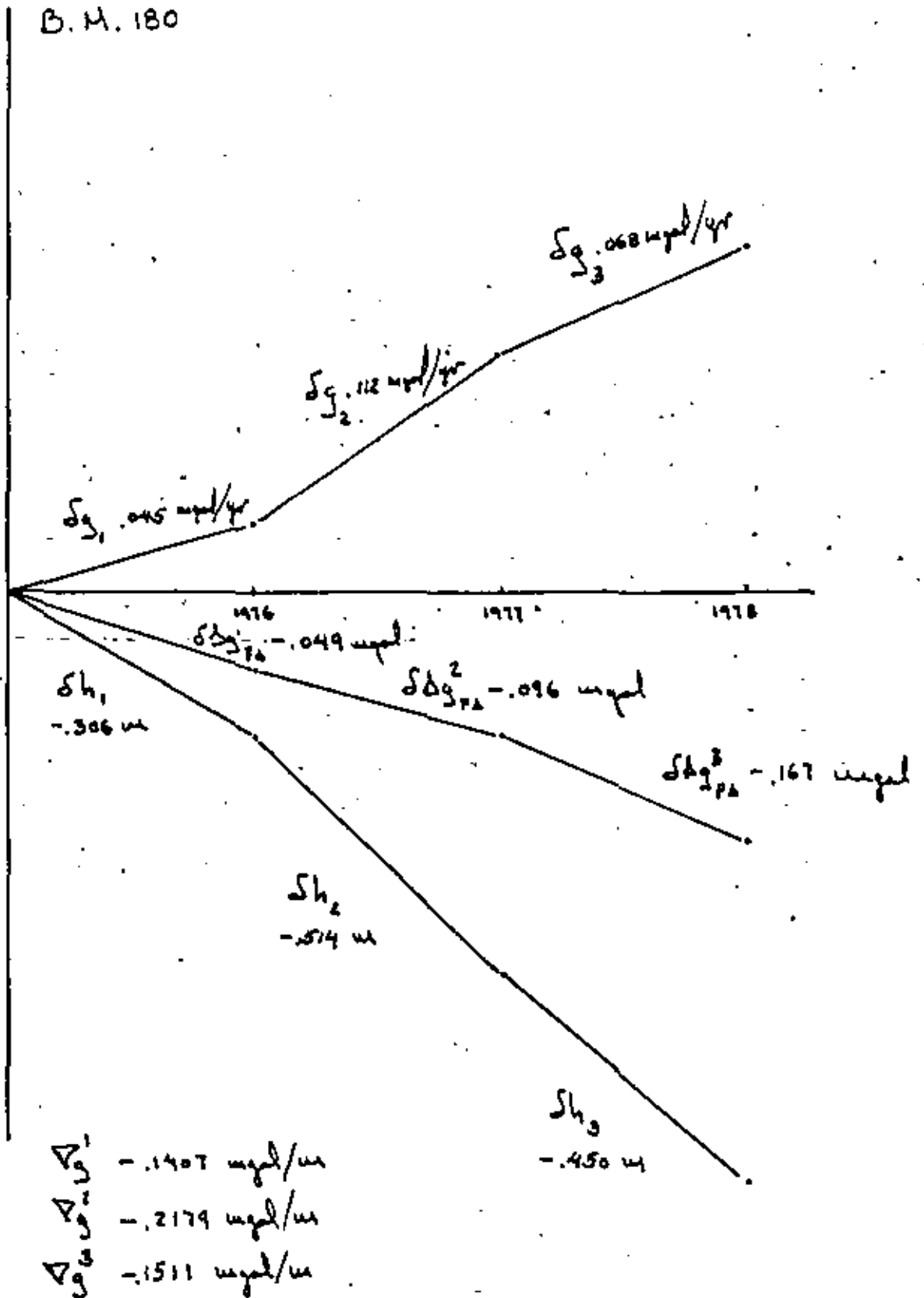
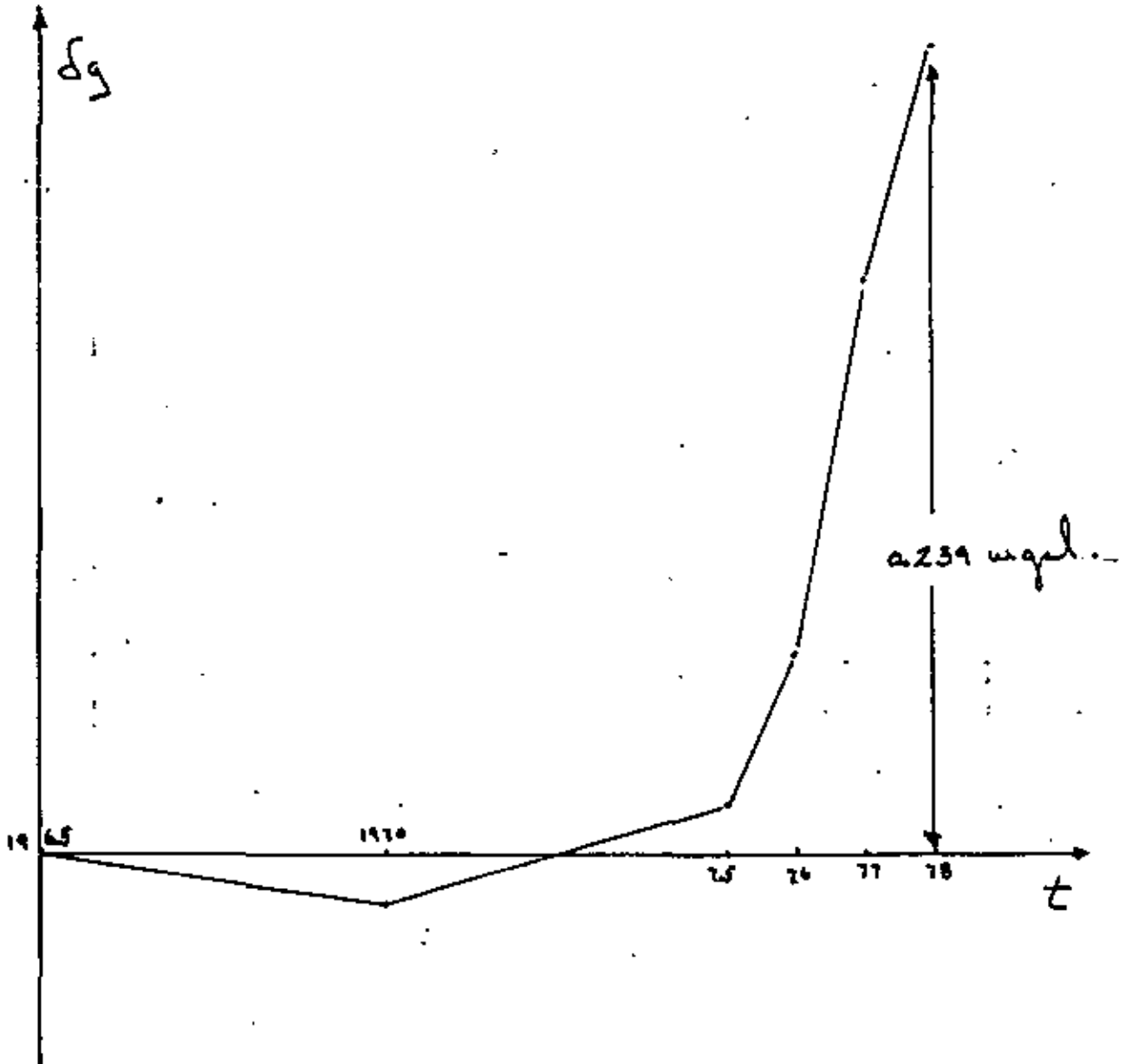


Fig. 5 : Námajall gravity profile, northern Iceland: Gravity and height variations between 1975 and 1978, referring to epoch 1965. Additional intermediate values interpolated from previous epoch, assuming linear behaviour of variations. Height datum 1978 fitted to gravity datum in western profile part.

B.M. 180



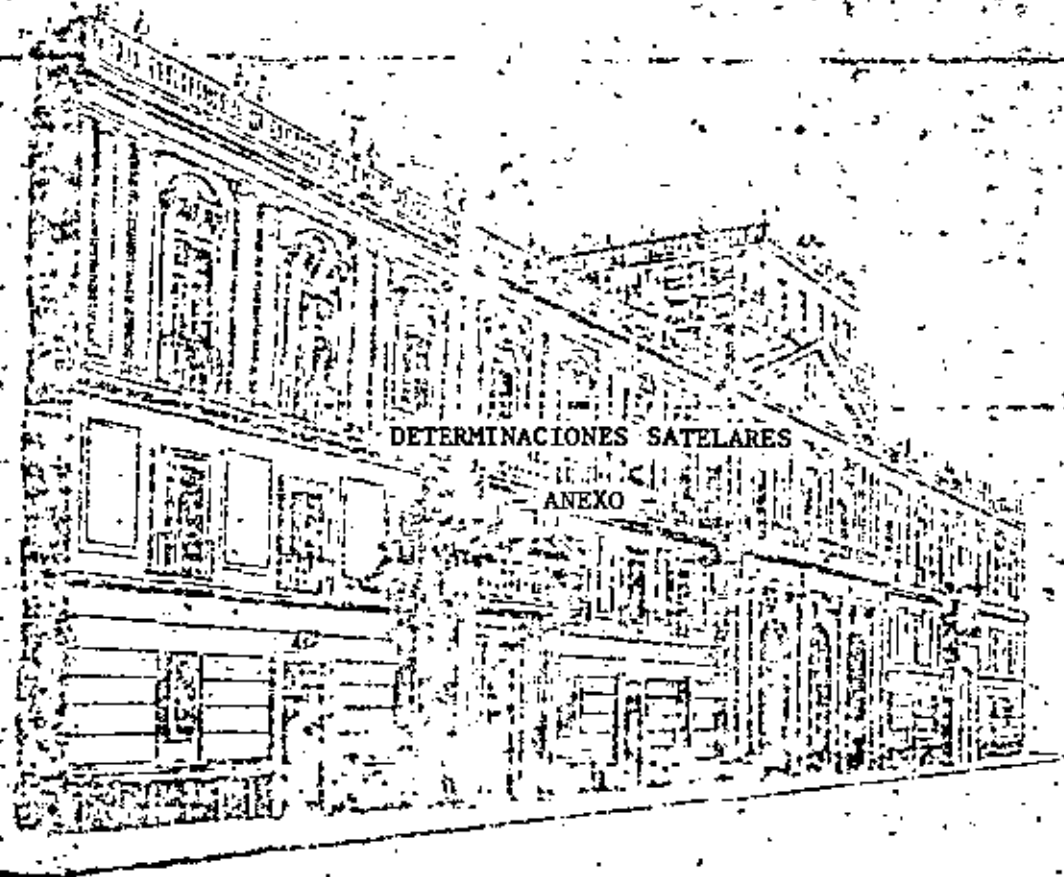
B. U. 180





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA



JUNIO 1981

Determinaciones Satelares

Introducción

La presentación de la teoría necesaria para comprender las determinaciones del campo de gravedad terrestre a través de técnicas satelares es una empresa que rebasa en mucho los alcances y duración de este curso. Aquí nos limitaremos a mencionar brevemente algunos aspectos de la geometría orbital y la representación del campo de gravedad en términos de armónicos esféricos. La interpretación geométrica de cada componente de los armónicos es fundamental al realizar análisis globales del campo de gravedad.

Geometría Orbital

La trayectoria de cualquier satélite se encuentra completamente determinada por seis elementos orbitales :

semi-eje mayor	a
eccentricidad	e
argumento del perigeo	w
inclinación.	i
longitud del nodo	Ω
anomalía ecéntrica E o anomalía verdadera f	

El semi-eje mayor a especifica la escala de la órbita; La eccentricidad e especifica la forma de la elipse, mientras que la localización del satélite sobre la órbita la determina cualquiera de las anomalías. Por otra parte, la localización de la elipse kepleriana con respecto a un sistema astronómico está dada por tres ángulos eulerianos: el argumento del perigeo w , la inclinación i y la longitud del nodo Ω .

Estos tres ángulos juegan un papel importante en la transformación de coordenadas entre la elipse kepleriana y los sistemas de referencia terrestres.

Si el campo de atracción de la tierra fuera central todos los elementos orbitales permanecerían constantes. Sin embargo, el campo no es central y las variaciones o perturbaciones en términos de los elementos orbitales están dadas por:

$$\frac{da}{dt} = \frac{2}{na} \frac{\partial F}{\partial M}$$

$$\frac{de}{dt} = \frac{1-e^2}{na^2} \frac{\partial F}{\partial M} - \frac{(1-e^2)^{3/2}}{na^2 e} \frac{\partial F}{\partial \omega}$$

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{-\cos i}{na^2 (1-e^2)^{3/2} \sin i} \frac{\partial F}{\partial i} + \frac{(1-e^2)^{3/2}}{na^2 e} \frac{\partial F}{\partial e}$$

$$\frac{di}{dt} = \frac{\cos i}{na^2 (1-e^2)^{3/2} \sin i} \frac{\partial F}{\partial \omega} - \frac{1}{na^2 (1-e^2)^{3/2} \sin i} \frac{\partial F}{\partial \Omega}$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \frac{1}{na^2 (1-e^2)^{3/2} \sin i} \frac{\partial F}{\partial i}$$

$$\frac{dM}{dt} = \frac{-(1-e^2)}{na^2 e} \frac{\partial F}{\partial e} - \frac{2}{na} \frac{\partial F}{\partial a}$$

Donde

$$F = V - T$$

$$F = -\frac{GM}{r} + R - T$$

siendo F la función fuerza, el recíproco de la energía tal y como se usa en física. V es el recíproco de la energía potencial y T es la energía cinética. R incluye todos los términos no centrales de V.

Además

$$u = (\frac{GM}{a})^{1/2} a^{-3/2}$$

es el movimiento medio.

Nos limitaremos durante este desarrollo a mencionar que existen dos métodos para integrar las ecuaciones de movimiento de un satélite: el método analítico y el numérico.

Siendo nuestro producto final una expresión del tipo:

$$R = - \frac{GM}{a} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \left[J_n P_n(\cos\theta) + \sum_{m=1}^n J_{nm} \cos m\lambda + K_{nm} \sin m\lambda \right] P_{ni}(\cos\theta)$$

o también.

$$V = \frac{GM}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \left[J_n P_n(\cos\theta) + \sum_{m=1}^n J_{nm} \cos m\lambda + K_{nm} \sin m\lambda \right] P_{ni}(\cos\theta) \right\}$$

Geometría de los armónicos esféricos.

Es necesario dar una interpretación geométrica de los armónicos esféricos para evaluar su ayuda en la interpretación del campo de gravedad.

Existen diferentes clases de armónicos esféricos: zonales, téserales y sectoriales.

Los armónicos zonales tienen simetría rotacional, tal que $n=0$.

Los armónicos téserales dividen la esfera en compartimientos positivos y negativos, $n = m = 0$.

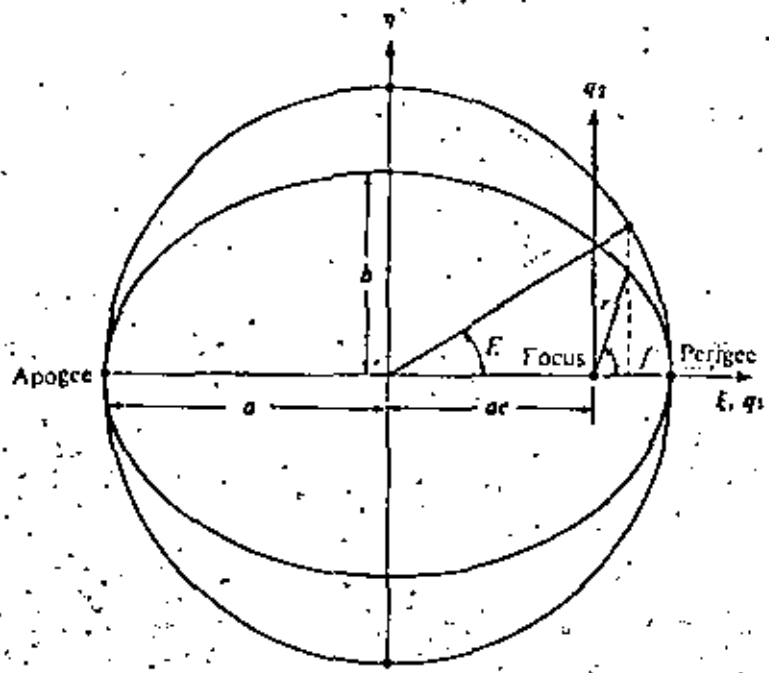
Finalmente los armónicos sectoriales dividen la esfera en forma de sectores en los que no hay variaciones con respecto a la latitud, tal que $n = m$.

En la fig. 2 se muestran ejemplos de cada caso.

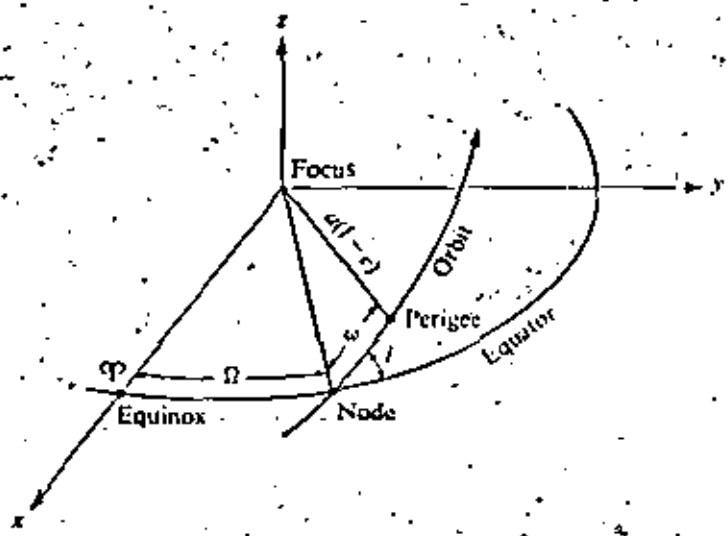
5

Bibliografía recomendada :

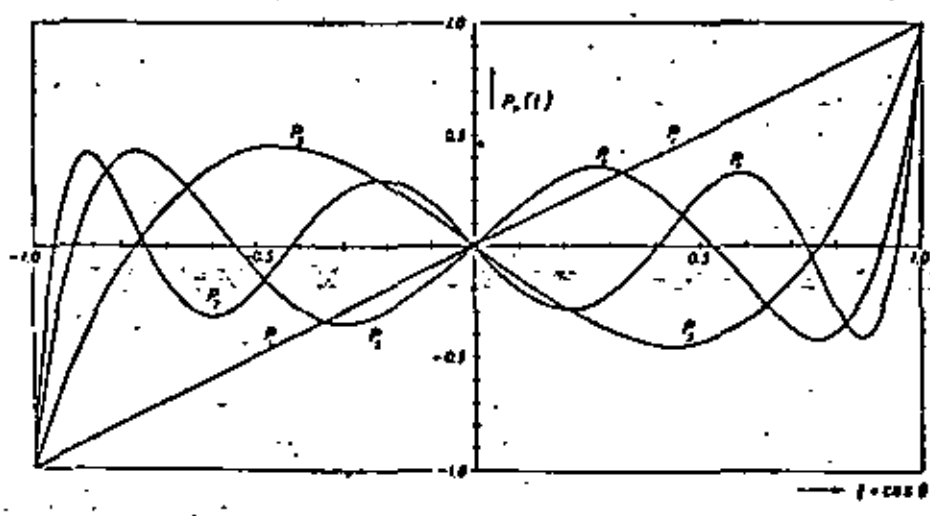
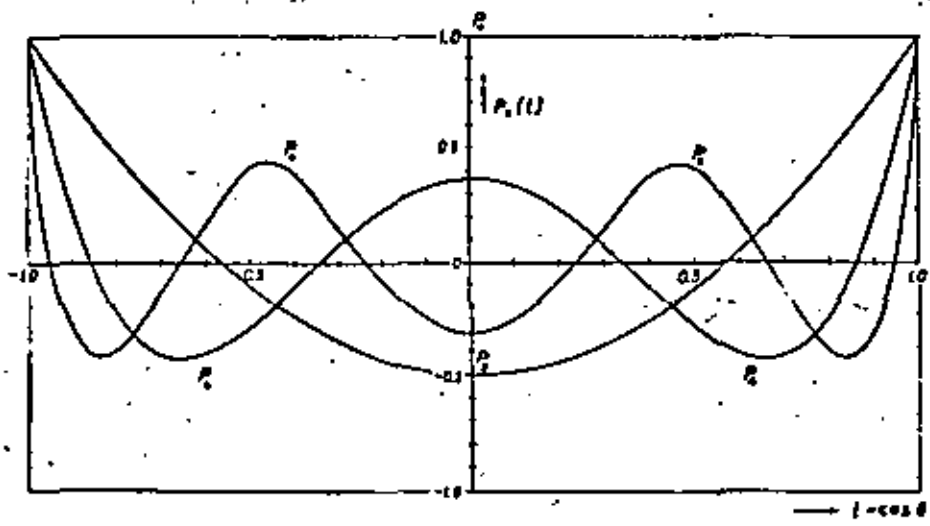
1. Vanicek, P.(1975) Gravimetric Satellite Geodesy. UNB Lecture Notes
2. Heiskanen W. and H. Moritz (1967) Physical Geodesy. Freeman
3. Kaula, W. (1966) Theory of Satellite Geodesy. Blaisdell.
4. Levallois J. et J. Kovalevsky (1971) Géodésie Générale, Tome IV.
Eyrolles.

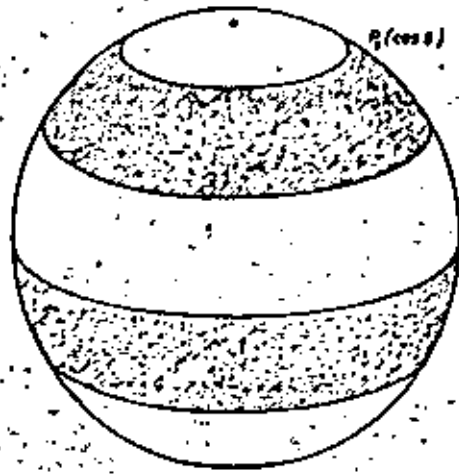


Orbital ellipse.



Orbital orientation.

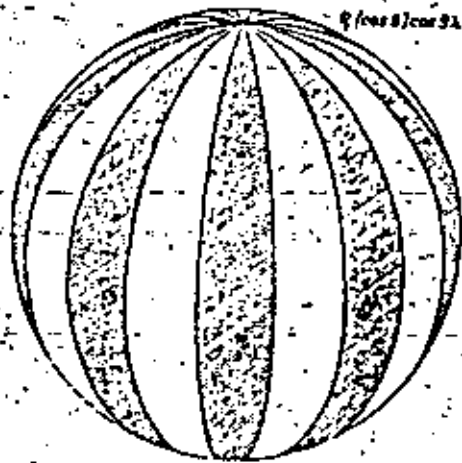




(a)



(b)



(c)

DIRECTORIO DE ASISTENTES
EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

1. José de Jesús Arredondo Fragoso
Geofísico
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, piso 7
Col Nápoles
México 18, D F
536 93 15
Río Santiago 5746
Col Pinar de la Calma
Guadalajara, Jal
2. Andrés Cordova Calderón
Perforadata, S A
Ing Geofísico
Río Pánuco 36
Col Cuauhtémoc
México 5, D F
535 77 93
Doña Cecilia 207 Altos, Pte
Col Carrillo Puerto
Cd Madero, Tampe
578 26
3. Marco Antonio González Juárez
Geoevaluaciones, S A
Jefe de Brigada
Av Amacuzac 615
Col San Andrés Tetepilco
México 13, D F
532 39 19
Angel García Aburto 190
Col Balderrama
Hermosillo, Son
4. José Gutiérrez y Acosta
Instituto Mexicano del Petróleo
Av de los Cien Metros 152
México 14, D F
567 82 61
Manizales 8
Fraccionamiento Villas de la Hacienda
Edo de México
5. Gerardo Herrera Lugo
Perforadata, S A
Ing Geólogo
Río Pánuco 36
Col Cuauhtémoc
México 5, D F
535 77 93
Cebadales 83
Edificio 1, entrada D-201
Col Granjas Coapa
México 22, D F
6. José Luis Hernández Dehesa
Perforadata, S A
Río Panuco 36
Col Cuauhtémoc
México 5, D F
Norte 26, No. 317-7
Col Industrial
México 14, D F
7. Rodolfo Marines Campos
Instituto Mexicano del Petróleo
Av Lázaro Cárdenas 152
México 14, D F
567 82 61
Atenas 332
Col Valle Dorado
Tlalnepantla
Edo de México
379 69 45

8. Víctor Manuel Martínez Ramírez
Geoevaluaciones, S A
Jefe de Brigada Gravimétrica
Av Amacuzac 615
Col San Andrés Tetepilco
México 13, D F
532 39 19
Coahuila 117-205
Col Roma
México 7, D F
564 62 97
9. Aníbal Orozco López
Cia Explotadota del Itsmo
Ayudante de Geólogo
Apartado Postal 293
Coatzacoalcos, Ver
2 09 01
Apartado Postal
293
Coatzacoalcos, Ver
2 09 00
10. Carlos Pacheco Aguilar
Perforadata, S A
Río Pánuco 36,
Col Cuauhtémoc
México 19, D F
535 77 93
Edificio F-35, entrada 1-32
Unidad Lomas de Plateros
México 19, D F
593 76 37
11. Oswaldo Palma Pérez
Comisión Federal de Electricidad
Ingeniero Geofísico
Oklahoma 85, piso 7
Col Nápoles
México 18, D F
Víctor Hugo 135-6
Col Portales
México 13, D F
532 77 52