

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA



"PROCEDIMIENTOS PARA LA DETERMINACION DE LA
DENSIDAD EN LA EXPLORACION GRAVIMETRICA"

T E S I S

Que para obtener el Titulo de
INGENIERO GEOFISICO
P r e s e n t a

L U I S A G U I L A R M E N D E Z



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

	PAG.
RESUMEN	1
INTRODUCCION	2
CAPITULO I PROPIEDADES DE LA MATERIA	6
I.1 Densidad	6
I.1.1 Rocas Sedimentarias	6
I.1.1.a Composición	6
I.1.1.b Edad Geológica y Profundidad de la Forma-- ción	7
I.1.2 Rocas Igneas	8
I.1.2.a Composición	8
I.1.2.b Textura	8
I.1.2.c Mineralización	9
I.1.2.d Porosidad y Fracturamiento	9
I.1.3 Rocas Metamórficas	9
I.2 Contraste de Densidad	10
I.3 Densidad de Bouguer	10
CAPITULO II PROCEDIMIENTOS DE DETERMINACION DE LA DEN- SIDAD	13
II.1 PROCEDIMIENTOS DE LABORATORIO	13
II.1.1 Antecedentes Teóricos	13
II.1.2 Balanza de Jolly	14
II.1.3 Balanza de Brazo	14
II.1.4 Picnómetro	16
II.1.5 Método de Flotación	17
II.2 PROCEDIMIENTOS DE REGISTROS	17
II.2.1 Registro Gamma Gamma	17

II.2.1.a	Antecedentes Teóricos	17
II.2.1.b	Sonda	19
II.2.1.c	Principio de Funcionamiento de la Sonda..	20
II.2.1.d	Presentación del Registro	21
II.2.1.e	Factores que Afectan el Registro de Densi- dad Compensada o Gamma Gamma	22
II.2.2	Registro de Gravedad	23
II.2.2.a	Medidas	23
II.2.2.b	Principio Matemático del Registro de Gra- vedad	23
II.2.2.c	Fórmula para Obtener la Densidad	25
II.2.2.d	Correcciones de los Datos de Gravedad de- Pozos	27
II.2.2.e	Origenes de Error	31
II.2.2.f	Equipo Usado en Registros de Gravedad ...	36
II.3	PROCEDIMIENTOS DE CAMPO	37
II.3.1	Antecedentes Teóricos	37
II.3.2	Método de Parasnis	38
II.3.2.a	Fundamentos	38
II.3.2.b	Elementos que se Necesitan	39
II.3.2.c	Ventajas	40
II.3.2.d	Inconvenientes	40
II.3.3	Método de Nettleton	40
II.3.3.a	Fundamentos	40
II.3.3.b	Elementos que se Necesitan	41
II.3.3.c	Ventajas	42
II.3.3.d	Inconvenientes	42
II.3.4	Forma Generalizada del Método de Nettle- ton	43
II.3.4.a	Fundamentos	44
II.3.4.b	Elementos que se Necesitan	44

	PAG.
II.3.4.c	Ventajas 44
II.3.4.d	Inconvenientes 45
II.3.5	Método de Siegert 45
II.3.5.a	Fundamentos 45
II.3.5.b	Elementos que se Necesitan 50
II.3.5.c	Ventajas 51
II.3.5.d	Inconvenientes 52
II.3.6	Método de Promedio Simple 52
II.3.6.a	Fundamentos 52
II.3.6.b	Elementos que se Necesitan 53
II.3.6.c	Ventajas 54
II.3.6.d	Inconvenientes 55
CAPITULO III	EJEMPLOS 56
III.1	Perfil Gravimétrico de un Valle 56
III.1.1	Solución con los Métodos de Campo 57
III.2	Perfil Gravimétrico de una Loma 65
III.2.1	Solución con los Métodos de Campo 66
III.3	Programa de Computadora de los Métodos - de Campo 74
CAPITULO IV	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 75
BIBLIOGRAFIA 76
APENDICE 78

RESUMEN

El campo gravitacional terrestre cambia de un lugar a otro. El valor de gravedad en un punto cualquiera de la superficie de la tierra depende de la latitud, altitud, efectos de marea, topografía que rodea al punto y la distribución de la densidad por debajo de la superficie. Es por esto que en el procesamiento de datos de estudios gravimétricos, se considerarán las siguientes correcciones: de Latitud, de Aire Libre, de Bouguer, de Terreno y por efecto de Marea; encontrándose la densidad implícita en las correcciones de Bouguer y de Terreno. La densidad es un factor muy importante en la prospección gravimétrica ya que la exactitud de las anomalías de Bouguer y la interpretación, depende en gran parte de las densidades atribuidas a las rocas.

En este trabajo se describirán los diferentes métodos utilizados para cuantificar la densidad, en prospección gravimétrica.

El texto está organizado de la siguiente manera: en el Capítulo I, se trata sobre las propiedades de la materia, enfatizado sobre la densidad, en el Capítulo II, se desarrollan los procedimientos para la determinación de la densidad, dividiéndose en métodos de laboratorio, métodos de registros y métodos de campo; en el Capítulo III, se presentan unos ejemplos resueltos con los métodos de campo y también se presenta un programa de computadora de los métodos de campo, finalmente en el Capítulo IV, se obtienen las conclusiones y recomendaciones al respecto.

INTRODUCCION

La densidad es una propiedad física de la materia. - Refiriendonos específicamente a las rocas podemos definir la densidad como una propiedad intrínseca de las rocas que denota la relación entre masa y la unidad de volumen.

Como la materia es muy compleja tendremos diferentes tipos de densidad:

DENSIDAD EN UN PUNTO.- Si consideramos una cantidad de materia en el espacio, cabe hablar entonces del valor de las propiedades en un punto. Supongamos que alrededor de un punto consideramos volúmenes cada vez más pequeños y que en cada caso medimos la relación masa/volumen. Esta relación -- tiende a un límite, el cual lo podemos definir como la densidad en ese punto.

$$\rho_p = \lim_{V \rightarrow 0} \frac{M}{V} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \delta \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD ESPECIFICA O ABSOLUTA.- Es la masa de un cuerpo por unidad de volumen.

$$\rho_{\text{abs}} = \frac{M}{V} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \delta \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD RELATIVA.- Es la relación entre el peso o masa, del cuerpo al peso o masa de un mismo volumen de agua destilada a la temperatura de 4°C

$$\rho_r = \frac{W}{V_{H_2O}} \quad \delta \quad \frac{M}{V_{H_2O}} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \delta \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD VERDADERA.- Es la relación entre la masa y el volumen de un material sólido, considerando solamente el volumen sin considerar la porosidad (p).

$$\rho_v = \frac{M}{V - p} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \text{o} \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD APARENTE.- Es la relación entre el peso de la parte impermeable entre el volumen de la roca.

$$\rho_a = \frac{W_i}{V_R} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \text{o} \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD DE MASA.- Es el peso entre la unidad de volumen de un material permeable en el aire incluyendo los vacíos normales del material permeable e impermeable. Esto se puede expresar como peso entre unidad de volumen incluyendo agua.

$$\rho_m = \frac{W}{V_T} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \text{o} \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD DE GRANO.- Es la relación de la masa de granos entre el volumen de granos

$$\rho_g = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} M_{g_i}}{\sum_{i=1}^{i=n} V_{g_i}} \quad \rho_g = \sum_{i=1}^{i=n} \rho_i v_i \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \text{o} \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD MINERALOGICA.- Es la relación entre la masa de la sustancia de fase sólida y su volumen.

$$\rho_{\text{min}} = \frac{M_s}{V} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

DENSIDAD VOLUMETRICA.- Es la relación entre la masa de la sustancia de la fase sólida y el volumen de la sustancia de las fases líquida o Gaseosa

$$\rho = \frac{M_s}{V_f} \quad \frac{\text{kg. seg}^2}{\text{m}^4} \quad \delta \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

CONTRASTE DE DENSIDAD.- Es la diferencia entre la densidad de un cuerpo y la del medio circundante.

$$\rho = \rho_c - \rho_m \quad \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

PESO ESPECIFICO.- Es la relación del peso de una sustancia sólida en el aire comparada con el peso de un volumen igual de agua.

$$\gamma = \frac{W_s}{W_v}$$

PESO ESPECIFICO APARENTE.- Es la relación del peso de una sustancia sólida seca en el aire entre la diferencia de el peso de la sustancia sólida seca y el peso de la sustancia sólida sumergida en el agua

$$\gamma_a = \frac{W_s}{W_{sa} - W_{sum}}$$

PESO ESPECIFICO DE MASA.- Es la relación del peso de una sustancia sólida seca en el aire entre la diferencia del peso de una sustancia sólida saturada y el peso de la sustancia sólida sumergi

CAPITULO I

PROPIEDADES DE LA MATERIA

I.1 DENSIDAD

La densidad es la relación de la masa en la unidad de volumen, sus unidades son: $(\text{kg} \cdot \text{seg}^2) / \text{m}^4$ ó (gr/cm^3) .

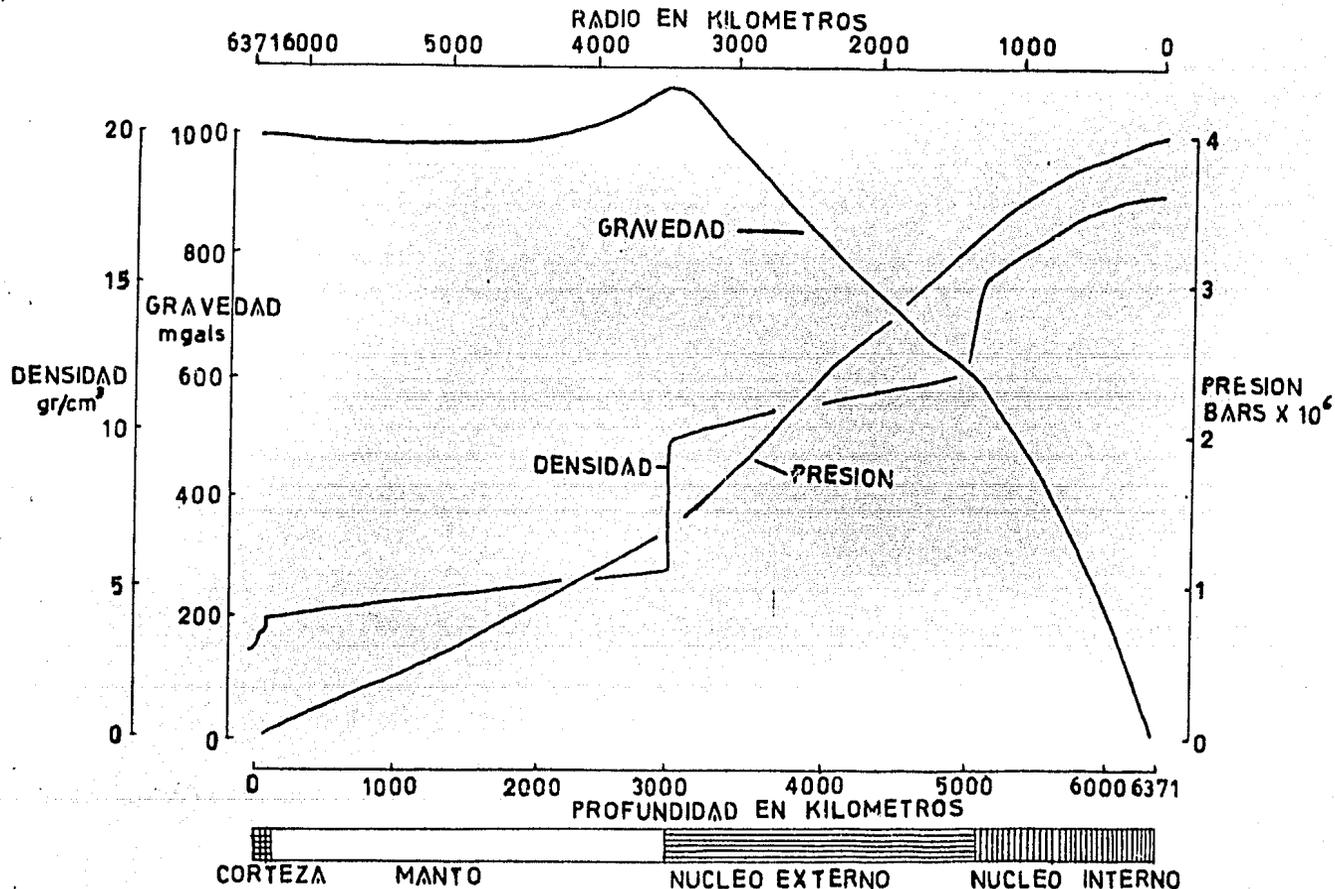
La densidad de las rocas depende de su composición química-mineralógica, de la porosidad, de la humedad y de la temperatura. Los factores que más influyen en la densidad de las rocas son los granos que forman la masa rocosa, porosidad y el fluido en los poros. La profundidad es un factor también importante para la densidad, debido a que hay un aumento progresivo de la densidad con la profundidad a causa de la compacidad de las rocas en la corteza terrestre. En la (gráfica 1.) podemos en forma general apreciar como es que varía la densidad con la profundidad en el interior de la tierra.

Basados en el tipo de roca se hará una división de cada una, tratando de explicar someramente sus características.

I.1.1 ROCAS SEDIMENTARIAS

I.1.1.a Composición.- Gravitacionalmente las rocas sedimentarias y tomando en cuenta su composición, se dividen en cuatro -

INTERIOR DE LA TIERRA



GRAFICA DE GRAVEDAD DENSIDAD Y PRESION
 FIGURA 1.

grupos de acuerdo con el incremento de la densidad.

- Arcillas y Limos
- Areniscas y Conglomerados
- Lutitas
- Calizas y Dolomitas.

Otra consideración se hace entre la densidad de la roca húmeda totalmente, impregnada de agua y la roca seca. En el caso de materiales altamente permeables, la diferencia de densidad puede llegar a ser del orden de 30 a 40%, aunque como regla, para fines de interpretación se usa siempre la densidad de la roca húmeda, con excepción de los casos en que el nivel freático es muy profundo.

I.1.1.b Edad geológica y Profundidad de la formación. Los efectos de estos factores no pueden separarse; los sedimentos que permanecen enterrados por períodos largos, por lo general se consolidan y litifican resultando una reducción de la porosidad y un aumento en la densidad. En areniscas y calizas existe infiltración de material cementante en forma de carbonato de calcio o bióxido de silicio ($\text{CaCO}_3, \text{SiO}_2$), que origina un cambio volumétrico, mientras que en las arcillas y lutitas el proceso dominante, es la compactación, dando como resultado cambios en densidad. Las areniscas son las que dan muy pequeños cambios gravimétricamente hablando, pero por el contrario las lutitas y las arcillas que son muy comprensibles arrojar grandes cambios.

I.1.2 ROCAS IGNEAS

Los cambios en la densidad de las rocas ígneas esta- controlada por los siguientes factores: Composición, Textura, - Mineralización y Porosidad.

I.1.2.a Composición.- La densidad de las rocas ígneas general- mente crece con el decenso de el contenido de Sílice. Teniendo se los siguientes tipos de rocas:

- Basaltos
- Riolitas
- Diabasas
- Gabros y
- Granitos

Las variaciones extremas rara vez exceden de 0.5 --- gr/cm³ ó en un rango del 20%.

I.1.2.b Textura.- Las rocas que se han solidificado en grandes profundidades (rocas holocristalinas) son más densas que las - rocas efusivas aún cuando tengan la misma composición química, es decir que las rocas intrusivas son más pesadas que las ex- trusivas. En términos de textura las afaníticas son más lige- ras que las faneríticas; por ejemplo, el vidrio volcánico es - más ligero que el granito. El efecto de la textura sobre la -- densidad no es muy grande, en porcentaje es menos de un 10%, -

aunque puede ser muy variable. Una de las causas de porque las rocas extrusivas tiene densidades bajas es por la presencia de minerales amorfos.

I.1.2.c Mineralización.- Es fácil estimar el efecto de la mineralización sobre la densidad de las rocas. Las densidades de las rocas son altas cuando contienen minerales metálicos, debido a que estos minerales tienen una alta densidad.

I.1.2.d Porosidad y Fracturamiento.- Las rocas ígneas por lo general son poco porosas, es por esto que no tiene mucha importancia al diferenciar la densidad de una muestra seca o húmeda. Sin embargo, aparece un factor muy importante y es el fracturamiento y afecta grandemente a la densidad de las rocas, el grado de variabilidad de la densidad depende del grado de fracturamiento de la roca.

I.1.3 ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas se comportan de una manera muy irregular con respecto a la densidad, gravitacionalmente son las más heterogéneas y son muy susceptibles a reglas de clasificación. De una manera muy general, la densidad de estas rocas muestran un incremento con el grado de metamorfismo, debido a la desaparición de los espacios vacíos y de la cristalización del material en formas más densas; por ejemplo las cuarcitas son más pesadas que las areniscas y el mármol que las dolomitas.

I.2 CONTRASTE DE DENSIDAD

Si el material de la tierra fuera homogéneo y estuviera dispuesto en capas horizontales la densidad sería uniforme en la superficie. Sin embargo, la densidad no es uniforme porque existen irregularidades, esto da como consecuencia que tengamos contrastes de densidad. Para ejemplificar el concepto de contraste de densidad se presenta dos tipos de irregularidades (Figura 2a. 2b.), si asumimos que las capas de la figura 2a. tienen sucesivamente valores de densidad más altas tendremos $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ y los contrastes de densidad serán las áreas sombreadas en la (Figura 2a.).

I.3 DENSIDAD DE BOUGUER

Se le da el nombre de densidad de Bouguer, a la densidad atribuida a las rocas para encontrar su anomalía de Bouguer. Como la anomalía depende directamente de la densidad, ésta debe de encontrarse con la mayor exactitud posible.

La corrección de topografía se puede hacer con la densidad de Bouguer o con una densidad variable.

Hacer la corrección de topografía con la densidad de Bouguer es bastante rápido y rinde buenos resultados. Sin embargo es mejor utilizar una densidad propia de cada lugar.

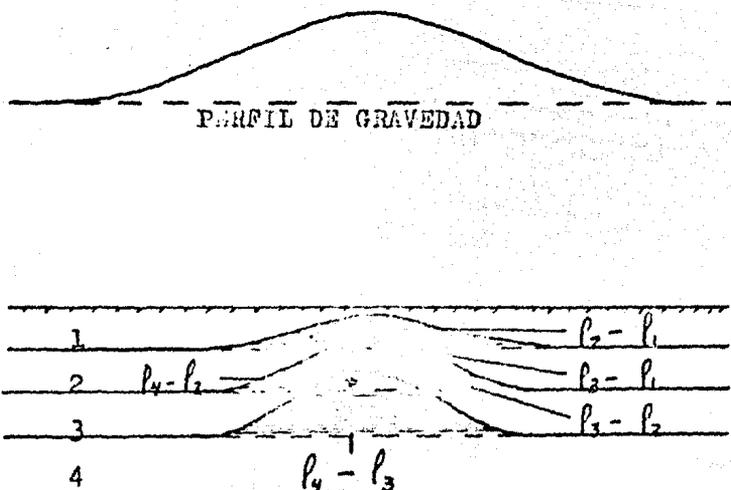


FIGURA 2a. CONTRASTES DE DENSIDAD Y ANOMALIA DE GRAVEDAD
(NETTLETON, 1971).

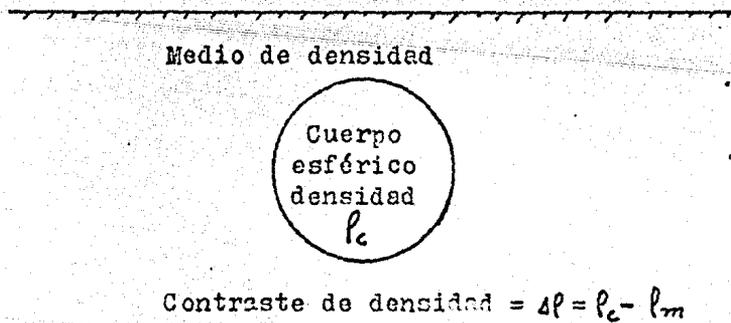


FIGURA 2b. CONTRASTE DE DENSIDAD

CAUSAS DE LA VARIACION DE LA DENSIDAD

Los valores de la densidad obtenidos a lo largo de varios perfiles, en una misma área, generalmente muestran pequeñas diferencias. Lo más común es aceptar el promedio de estos contrastes, como densidad de Bouguer. Sin embargo, ésta puede variar significativamente en áreas relativamente cortas. Esto puede deberse a la diferencia litológica característica en cada lugar de la formación rocosa, esto se muestra en la (figura 3). La profundidad también es un factor importante en la densidad, si tenemos un estrato horizontal erosionado con diferentes elevaciones, tendremos diferentes densidades en la superficie (figura 4).

Hay áreas donde el fallamiento es el factor principal en la formación de el relieve topográfico (Figura 5). En tales áreas los bloques superiores tienen densidades promedio altas que los más bajos. Si la topografía está formada por una moderada erosión de los pliegues (figura 6), las densidades altas son relativas a elevaciones altas. Sin embargo, si la erosión corta el mismo pliegue, la topografía dentro del pliegue de casi la misma elevación, pueden tener diferentes valores de densidad, como se ilustra en la (figura 7).

Una combinación de fallas, plegamientos, erosión y cambios litológicos, pueden complicar los contrastes de densi

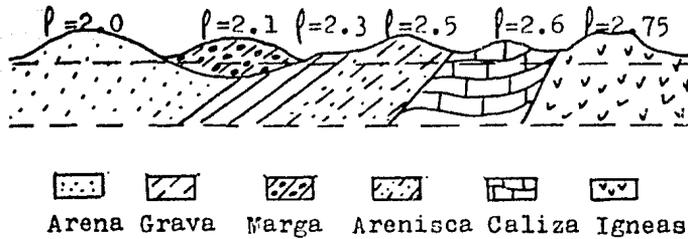


FIGURA 3. VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA SUPERFICIE DEBIDO A CAMBIOS LITOLOGICOS (RAOUL VAJK, 1951).

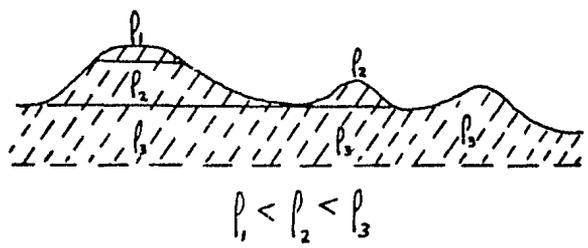


FIGURA 4. VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA SUPERFICIE DEBIDO A EROSION (RAOUL VAJK, 1951).

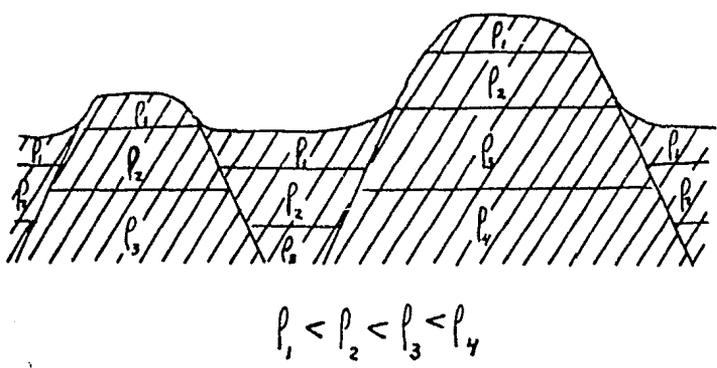
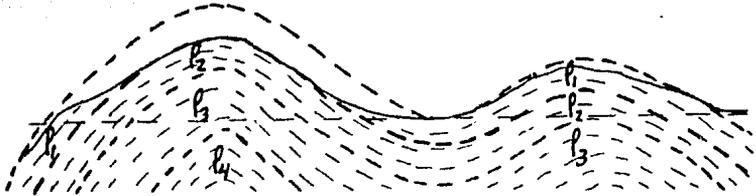
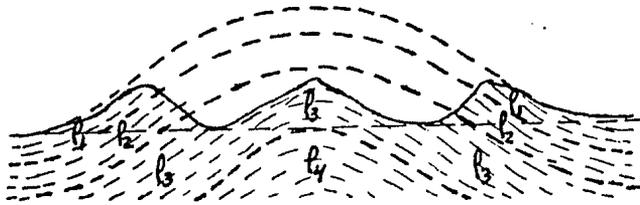


FIGURA 5. VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA SUPERFICIE DEBIDO A FALLAS (RAOUL VAJK, 1951).



$$p_1 < p_2 < p_3 < p_4$$

FIGURA 6. VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA SUPERFICIE DEBIDO A UNA MODERADA EROSION DE PLIEGUES (RAOUL VAJK, 1951).



$$p_1 < p_2 < p_3 < p_4$$

FIGURA 7. VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA SUPERFICIE DEBIDO A LA EROSION DE UN ANTICLINAL (RAOUL VAJK, 1951).

dad distribuida en la superficie rocosa, estas causas principalmente son de interés teórico.

CORRECCION TOPOGRAFICA

La corrección topográfica de datos de gravedad se efectúa con el fin de eliminar efectos de gravedad de la topografía y de transformar todos los datos de gravedad al mismo nivel.

La corrección topográfica debe de hacerse con una densidad propia de cada lugar, ya que como se vió anteriormente la densidad puede cambiar en distancias relativamente cortas, principalmente la corrección de Bouguer, debido a que la corrección de terreno generalmente es pequeña, y en muchos casos se pasa por alto. Pero hacer la corrección topográfica con una densidad propia de cada lugar no es muy práctico, por la gran cantidad de cálculos que se hacen, es por esto que se utiliza una densidad promedio (densidad de Bouguer).

CAPITULO II

PROCEDIMIENTOS DE DETERMINACION DE LA DENSIDAD

II.1 PROCEDIMIENTOS DE LABORATORIO

II.1.1. ANTECEDENTES TEORICOS

Los datos de peso específico obtenidos en laboratorio, pueden ser bastante ciertos dependiendo de algunos factores; siempre hay que procurar que las variedades típicas de las rocas y de los minerales de la región que se investiga, estén caracterizadas en lo posible por varias decenas de determinaciones de peso específico, esto permite tener una idea del contraste de densidad de las distintas variedades de rocas.

Las muestras que nos sirven para determinar el peso específico en el laboratorio, se toman de los afloramientos, de las excavaciones mineras o de los pozos de sondeo. Al seleccionar muestras de los afloramientos hay que prestar mucha atención a que las muestras sean recientes y lo más representativas posible.

El peso específico de las muestras puede determinarse de diferentes maneras, pero las más usadas son: por medio de la balanza de Jolly, la Balanza de Brazo, un Picnómetro y el método de Flotación. También existen algunas balanzas de mayor precisión pero que son utilizadas para muestras pequeñas -

(Balanza de Berman), como no es nuestro objetivo obtener pesos específicos de este tipo de muestras no los tomaremos en cuenta.

II.1.2 BALANZA DE JOLLY

Uno de los mejores métodos para obtener el peso específico de una muestra es empleando una balanza de Jolly (figura 8), en la cual se obtienen los datos necesarios para los cálculos; El principio se basa en la medición del alargamiento de un muelle helicoidal; el cual es proporcional al peso en el aire, que es leído en la escala de la balanza al ser estirado el resorte y colocando la muestra en el platillo superior; posteriormente la muestra es transferida al platillo inferior y se sumerge en agua, el alargamiento del resorte es ahora proporcional al peso del fragmento en el agua, y es leído en la escala de la balanza. Con los datos obtenidos y la fórmula siguiente obtenemos el valor del peso específico de la muestra.

$$\gamma = \frac{W_a}{W_a - W_{H_2O}}$$

donde W_a = Peso en el aire

W_{H_2O} = Peso en el agua

γ = Peso específico-
6 Densidad.

II.1.3 BALANZA DE BRAZO

La balanza de brazo es muy conveniente para la obtención del peso específico, porque es un instrumento de gran pre-

- a - Resorte
- b - Vaso
- c - Base
- d - Escala
- e - Plato

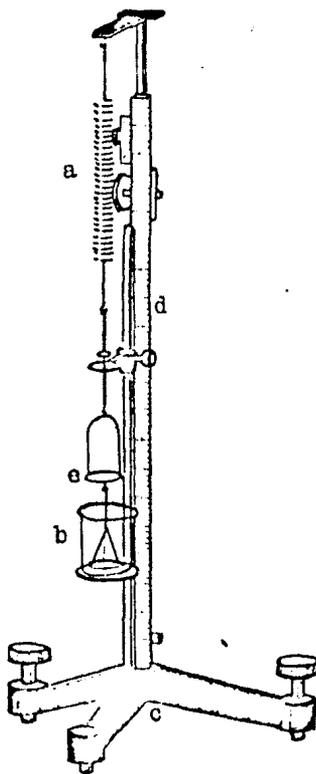


FIGURA 8. BALANZA DE JOLLY (BERRY AND MASON, 1959).

cisión y por su sencillez de construcción.

El funcionamiento de esta balanza es el siguiente: - el brazo de madera o latón, se apoya en el punto b, en un alambre fino o una aguja, la que permite moverse con soltura, el - brazo bc, está dividido en escala decimal; el brazo corto lleva dos platillos suspendidos de tal forma que uno de ellos queda en el aire y el otro en el agua. Una pieza de plomo colocada en el brazo más corto sirve de contrapeso al brazo más largo. Cuando los platillos están vacíos se lleva el brazo a la - posición horizontal, marcada en c, por medio del caballero d. Son necesario algunos contrapesos pero, teniendo en cuenta que es su posición sobre el brazo y no sobre su peso real lo que - se registra no necesita designaciones específicas. Una vez que se ha ajustado el brazo por medio del caballero d, se coloca - una muestra de roca o mineral en el platillo superior y se escoge un contrapeso que al colocarse cerca del extremo del brazo, lo vuelve nuevamente a su posición horizontal. Por la posición del contrapeso en la escala se tiene W_a , que es proporcional al peso del mineral o muestra en el aire. A continuación la muestra se traslada al platillo inferior, y el mismo - contrapeso se lleva al punto más próximo ab en que el brazo -- recobre nuevamente su posición horizontal. La posición del contrapeso da ahora un valor W_{H_2O} , proporcional al peso del mineral o muestra en el agua. Para obtener el peso específico de - la muestra utilizamos la siguiente fórmula:

- b - Caballero
- bc - Brazo
- c - Contra pesos
- f - Vaso

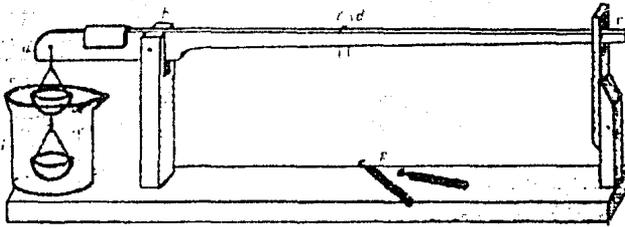


FIGURA 9. BALANZA DE BRAZO (CORNELIUS S. H; JR. 1981).

$$\gamma = \frac{W_a}{W_{H_2O}}$$

donde W_a = Peso en el aire
 W_{H_2O} = Peso en el --
 agua

II.1.4 PICNOMETRO

El picnómetro generalmente se usa cuando no se puede obtener muestras con una masa homogénea lo suficiente grande, -- que permita usar los métodos anteriores.

El picnómetro consiste en una botella, con tapón de -- vidrio esmerilado a través del cual pasa un capilar. (figura -- 10).

Para determinar el peso específico, se pesa primera-- mente la botella vacía con su tapón P. Los fragmentos de la muestra se introducen dentro de la botella y se efectua una nueva medida W_1 . La botella se llena parcialmente de agua destilada y se calienta durante un minuto con el fin que desaparezca -- cualquier burbuja de aire que hubiese en la muestra. Una vez en -- friada, el picnómetro se llena completamente con agua destilada y se pesa W_2 teniendo especial cuidado de que el agua llegue -- hasta la parte superior del capilar, pero no debe de haber exce-- so de agua. La última medición W_3 se efectúa después de vaciar-- la botella y volver a llenar solamente con agua destilada. El --

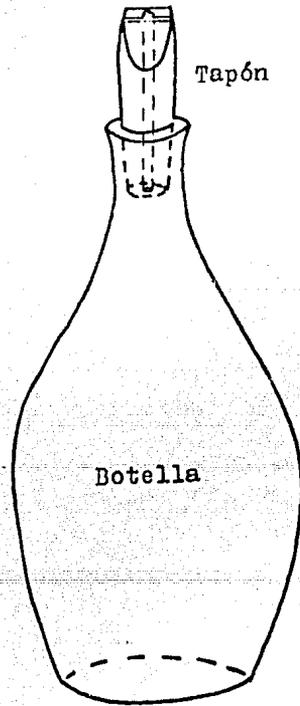


FIGURA 10. PIGNOMETRO.

peso específico de los fragmentos de la muestra se determina - por la siguiente expresión:

$$\gamma = \frac{W_1 - P}{W_3 + W_1 - P - W_2}$$

II.1.5 METODO DE FLOTACION

El método de flotación es empleado principalmente -- para la determinación de el peso específico de muestras muy -- pequeñas.

El procedimiento de este método es el siguiente: La muestra se mezcla con un líquido de gran peso específico o densidad, diluyendolo hasta que la muestra quede en la parte media de la cantidad de líquido, en ese momento el peso específico del líquido es igual al peso específico de la muestra; el valor del peso específico o densidad se determina por un hidrómetro. Ejemplo de soluciones empleadas: Bromo en forma de ---- (CHBr_3); $\gamma = 2.9$, Mercurio- Potasio-Iodo ($2\text{HgI}_2 \cdot 2\text{KI} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), $\gamma = 3.2$, Bario-Mercurio-Iodo ($\text{HgI}_2 \cdot 2\text{BaI}$), $\gamma = 3.59$.

II.2 PROCEDIMIENTO DE REGISTROS

II.2.1 REGISTRO GAMMA GAMMA

II.2.1.a ANTECEDENTES TEORICOS

Una de las propiedades de los rayos gamma es que via

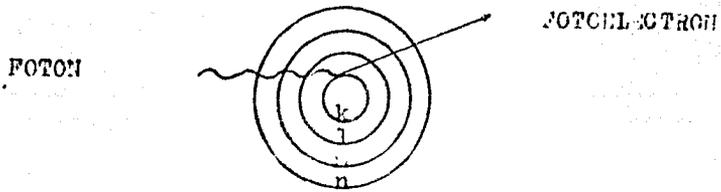


FIGURA 11. ABSORCION DE RAYOS GAMMA POR EFECTO FOTOLECTRI-
CO (ORLANDO G. RIVERA, 1975).

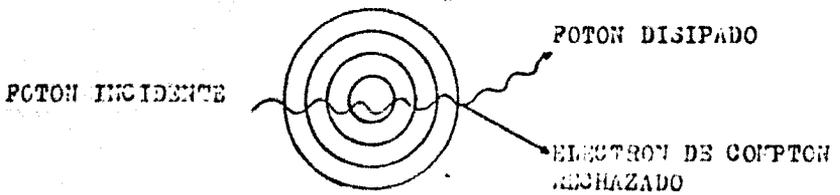


FIGURA 12. ABSORCION DE RAYOS GAMMA POR EFECTO COMPTON
(ORLANDO G. RIVERA, 1975).

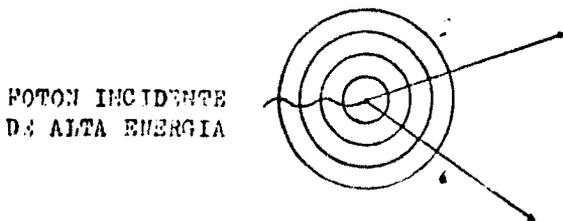


FIGURA 13. ABSORCION DE RAYOS GAMMA POR PRODUCCION DE PA-
RES (ORLANDO G. RIVERA, 1975).

jan en línea recta, hasta que se colisionan y son desviados. - Los rayos gamma pueden ser absorbidos de 3 maneras: Cuando el nivel de energía del rayo gamma es bajo (menor de 100 kev.), - el mecanismo que predomina es el efecto fotoeléctrico, que -- consiste en la expulsión de un electrón de un átomo por un rayo gamma, acelerando éste al electrón a un nivel de energía -- que une al electrón con su medio ambiente (figura 11). En es-- tas condiciones el electrón recibe el nombre de fotoelectrón. .

A niveles de energía de alrededor de (100 kev. y 2-Mev.), la absorción se lleva a cabo por efecto Compton. Se pro-- ducen electrones y rayos gamma adicionales (figura 12), estos-- nuevos rayos gamma a su vez pueden ser absorbidos por cualquie-- ra de los mecanismos, pero debido a que tiene menor energía -- que los rayos gamma originales son absorbidos dentro de una -- cierta distancia fija.

La última forma de absorción se efectúa cuando los-- niveles de energía son altos, mayores de (2 Mev.), se llama pro-- ducción de pares. Ocurre cuando un fotón, debido a la alta --- energía, penetra el material a mayor profundidad antes de cho-- car, al ocurrir la colisión se produce un par de partículas -- llamadas positrón y un electrón de altas energías. El positrón -- tiene aproximadamente la misma masa que el electrón pero de vi-- da y capacidad de penetración cortas; al chocar con el elec--- trón se produce como un par de rayos gamma de menor energía. -

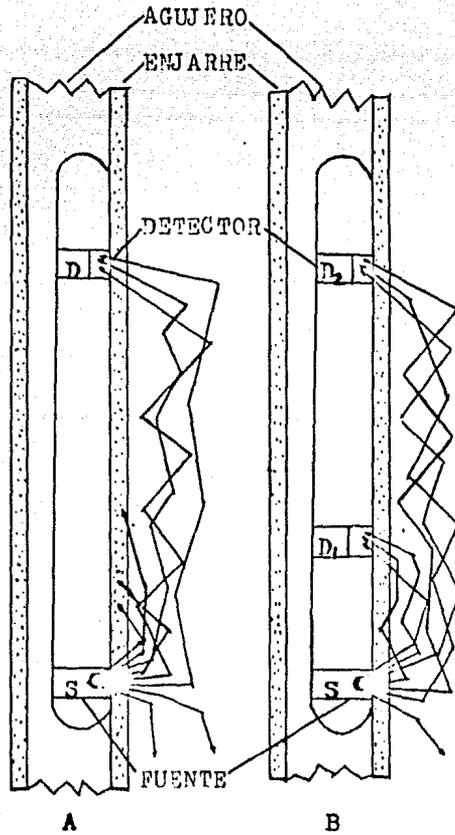


FIGURA 14. ESQUEMA DE LA SONDA DE UN DETECTOR (A) Y DE DOS DETECTORES (B) (LARRY A. BEYER, 1981).

El electrón de alta energía es capaz de ionizarse y de chocar con otros electrones. De acuerdo con esto se puede decir que los rayos gamma de alta energía pueden hacerse sucesivamente - cada vez más lentos, durante este proceso de degradación de energía, los efectos Compton y Fotoeléctrico pueden presentarse. Por lo contrario los rayos gamma de baja energía no tienen la posibilidad de presentar el efecto Compton o de producción de pares (figura 13).

El registro gamma gamma se le llama también registro de densidad, es un registro radioactivo. Por medio de este registro se obtiene la densidad total de la formación.

II.2.1.b SONDA

En la (figura 14) se muestra los dos tipos de sondas en forma esquemática.

El registro de densidad se obtiene a través de una sonda que va pegada a la pared del pozo. La sonda más usada es la que consta de una fuente emisora de rayos gamma colocada en la parte inferior de la sonda y dos detectores de rayos gamma, el registro que nos entrega esta sonda se le llama registro de densidad compensada. Los elementos antes mencionado se encuentra en un patín blindado, con aperturas únicamente frente a los elementos, para permitir el contacto con las formaciones.

El patín se mantiene presionado por medio de un brazo resorte, y está diseñado de tal forma que, cuando se mueva en el pozo, va cortando el enjarre; así el contacto del patín con la formación es más directo. La profundidad de investigación de la sonda es de aproximadamente de 15 cm. El registro obtenido con esta sonda tiene más ventajas que el registro obtenido con una sonda de un solo detector, es por esta razón que nos dedicaremos solamente al registro de densidad compensada.

II.2.1.c PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO DE LA SONDA

Para generar los rayos gamma se emplea cesio. Los rayos gamma al salir de la fuente S hacia la formación (figura 14), colisionan con los electrones del material de la formación a través del cual tratan de pasar; en este intento, los rayos pierden algo de energía y cambian de dirección por efecto Compton; cuando alcanza a llegar al detector D han sufrido ya un cierto número de colisiones y cambios de dirección. De acuerdo con esto, mientras mayor sea la probabilidad de que los rayos gamma colisionen, pierdan energía o sean capturados: el resultado es que llegan al detector una cantidad de rayos gamma menor que los que salieron originalmente de la fuente. El número de rayos gamma que retornan al detector está controlado por la densidad de electrones de los materiales. La densidad de electrones, que es el número de electrones por unidad de volumen de el material, está dado por la

siguiente ecuación (Schlumberger, 1972). Para una sustancia de un solo elemento:

$$\rho_e = \frac{2z}{A} \rho_m$$

donde ρ_e = Densidad de electrones
 ρ_m = Densidad de masa
 z = Número atómico
 A = Peso atómico

Para una sustancia molecular:

$$\rho_e = \rho_m \frac{2 \sum z, S}{\text{Mol. Wt}}$$

donde $\sum z, S$ = Suma de números atómicos de átomos que forma la molécula
Mol. Wt = Peso molecular

Como síntesis podemos decir que la intensidad de los rayos gamma registrados por el detector será inversamente proporcional a la densidad de la formación.

II.2.1.d PRESENTACION DEL REGISTRO

En la (figura 15) presentamos un registro de densidad compensada. En la parte derecha (columna 2 y 3) se obtiene la curva de densidad total de la formación y la curva de compensación, o sea la corrección que automáticamente se le aplicó para obtener la densidad; la unidad de la escala es --

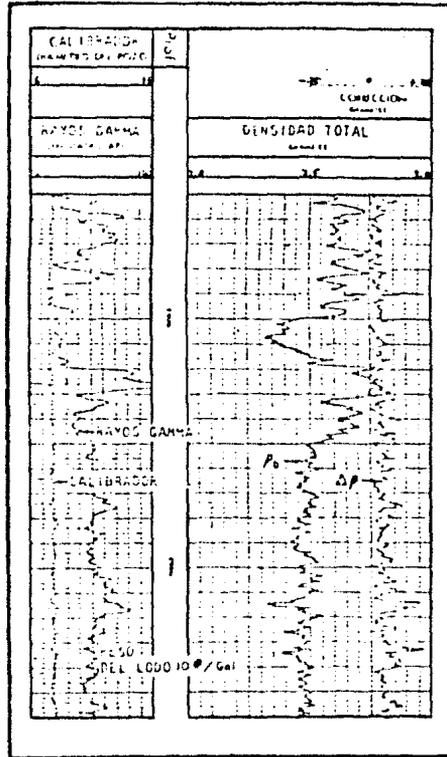


FIGURA 15. REGISTRO DE DENSIDAD COMPENSADA (SCHLUMBERGER).

gr/cm³. Al mismo tiempo que se obtiene el registro ----- anterior también podemos obtener una curva de rayos gamma y - un registro de calibración del agujero (columna 1) a la iz--- quierda.

II.2.1.e FACTORES QUE AFECTAN EL REGISTRO DE DENSIDAD COMPENSADA.

La densidad total que se obtiene en el registro de densidad compensada, depende directamente de las densidades de las rocas o contrastes de densidad y de los fluidos que -- contiene, aunque también puede estar afectado por el enjarre del lodo y el diámetro del agujero. El enjarre muy pocas ve-- ces afecta al registro de densidad, ya que debido a la pres-- sión que ejerce la sonda en la pared del pozo, queda una capa muy delgada de enjarre. Esto representa una ventaja por que - no se necesita hacer corrección por este concepto.

El diámetro del agujero, para registros que se to-- man en pozos, vacíos o llenos de lodo, varía de 15 a 23 cm, - éste no tiene influencia sobre el registro de densidad compen-- sada. Cuando el diámetro del agujero es menor de 15 cm, la -- curvatura del agujero es mayor que la curvatura del patín de la sonda, quedando una delgada película de lodo entre el patín y la formación; éste efecto también se corrige automática-- mente, como si fuera una corrección por enjarre. Pero cuando-

el agujero tiene un diámetro mayor a 23 cm, es necesario hacer una corrección aditiva a los valores de la densidad obtenidos en el registro, por medio de las gráficas de la (figuras 16. y 17).

En el caso de formaciones, porosas el registro gamma gamma o densidad, mide la densidad total de la zona invadida por el filtrado de lodo. Por lo tanto cuando la formación contiene hidrocarburos es necesario introducir una corrección por saturación residual de hidrocarburos.

II.2.2 REGISTRO DE GRAVEDAD

II.2.2.a MEDIDAS

El estudio de gravedad en pozos son dirigidos por un registro, las medidas de gravedad tomadas en el pozo son una serie de estaciones hacia abajo del agujero. La distancia de las estaciones de gravedad son seleccionadas dependiendo del objetivo. Esta técnica conduce a una diferencia de gravedad (Δg) y a una diferencia de profundidad (Δz) medidas que constituyen el intervalo del gradiente vertical de gravedad ($\Delta g/\Delta z$) entre estaciones sucesivas, (figura 18.).

II.2.2.b. PRINCIPIOS MATEMATICOS DE REGISTRO DE GRAVEDAD

La ecuación fundamental de gravedad en pozos es:

$$\Delta g = F\Delta z - 4\pi k\rho\Delta z \quad (1)$$

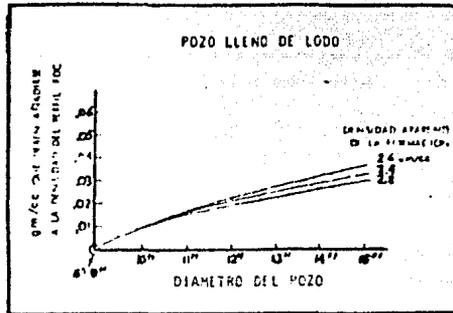


FIGURA 16. GRAFICA DE CORRECCION POR EFECTO DE AGUJERO, EN POZOS LLENOS CON LODO (SCHLUMBERGER).

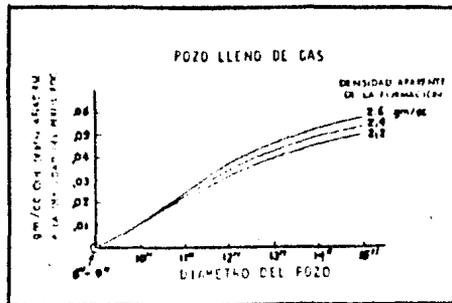
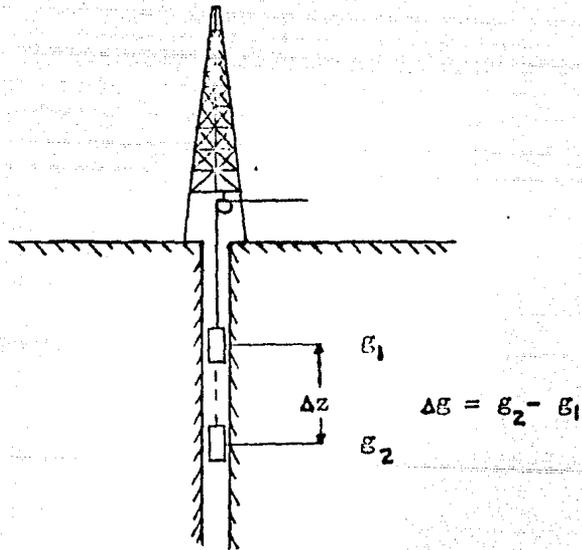


FIGURA 17. GRAFICA DE CORRECCION POR EFECTO DE AGUJERO, EN POZOS VACIOS (SCHLUMBERGER).



$\Delta g / \Delta z =$ Intervalo de gradiente vertical

FIGURA 13. ESQUEMA DE LA OBTENCION DEL GRADIENTE VERTICAL
(LARRY A. BEVER, 1931)

donde se escribe como una diferencia de gravedad. Según la ecuación (1) la gravedad aumenta hacia abajo en un tanto por ciento determinado por la diferencia entre el gradiente vertical al aire libre (F), que es esencialmente una constante y un gradiente de signo positivo ($4\pi k \rho$), que varía con la densidad de los cambios de las rocas adyacentes. El término positivo $F\Delta z$ se incrementa en gravedad hacia abajo causado por el centro de la masa de la tierra. El término negativo ($-4\pi k \rho \Delta z$) es dos veces la atracción de una capa horizontal extendida infinitamente de espesor (Δz). La ecuación $g = 2\pi k \rho \Delta z$ pertenece a la capa horizontal ver (figura 19), los términos G_1 y G_2 representan otras aceleraciones gravitacional dadas por el medidor de gravedad en la parte superior y la parte inferior de la capa, debido a la capa misma. La aceleración debido a la capa es directamente ascendentes, es por esto que tenemos un signo negativo en g_2 . Si la densidad de la capa horizontal se incrementa, en la ecuación $\Delta g = F\Delta z - 4\pi k \rho \Delta z$ la diferencia de gravedad decrece y viceversa. Retornando a la ecuación fundamental concluimos que

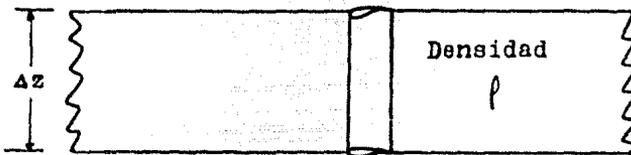
$$\Delta g / \Delta z = F - 4\pi k \rho \quad (2)$$

aumenta la densidad de la capa correspondiente a un decrecimiento en el intervalo del gradiente vertical ($\Delta g / \Delta z$), y viceversa. Esta simple relación entre la medida del intervalo del gradiente ($\Delta g / \Delta z$) y la densidad (ρ) de la capa horizontal es válido en muchos casos prácticos.

$$\Delta g = g_2 - g_1$$

$$\Delta g = (G_2 - G_1) - 4\pi k \rho \Delta z$$

$$g_1 = G_1 + 2\pi k \rho \Delta z$$



$$g_2 = G_2 - 2\pi k \rho \Delta z$$

FIGURA 19. ESQUEMA DE UNA CAPA EXTENDIDA INFINITAMENTE
(LARRY A. BEYER, 1981)

II.2.2.c FORMULA PARA OBTENER LA DENSIDAD

La ecuación fundamental de gravedad de pozo no es estrictamente correcta, cuando se aplica a un modelo. La ecuación fundamental se modifica, incluyendo las alteraciones de masa en el modelo

$$\Delta g / \Delta z = F - 4\pi k \rho + \Delta G_g + \Delta G + \Delta G_b \quad (3)$$

$(\Delta g / \Delta z)$ es la medida del gradiente vertical en un intervalo;
F es el gradiente vertical de aire libre (0.3086 mgals/m); --

$4\pi k\rho$ es el gradiente vertical del intervalo debido a, lateralmente adyacente capas horizontales extendidas infinitamente de densidad (ρ). (ΔG_b) es la parte fraccional del intervalo observado, gradiente vertical debido a perturbaciones de masas en el pozo, columnas de cemento y del fluido etc. (ΔG_t) parte fraccional del intervalo observado, gradiente vertical debido a la superficie topográfica relativa a un nivel que generalmente se toma como la cima del pozo y (ΔG_g), gradiente vertical debido a variaciones locales o regionales de densidad lateral.

Si las correcciones de terreno y efectos de pozo no los consideramos en la ecuación fundamental nos queda

$$\Delta g / \Delta z = F - 4\pi k\rho + \Delta G_g \quad (4)$$

despejando la densidad, obtendremos que la densidad de un intervalo (Δz) es

$$\rho = 3.680 + 39.127 (\Delta G_g - \Delta g / \Delta z)$$

(tomando como unidades pies, miligales, gr/cm^3)

$$\rho = 3.680 + 11.926 (\Delta G_g - \Delta g / \Delta z)$$

(tomando como unidades metros, miligales, gr/cm^3)

El factor (ΔG_g) en caso de no conocerse se puede despreciar, para poder obtener la densidad. En la práctica la densidad (ρ) es considerada como el valor representativo de la formación "in situ" de un intervalo (Δz).

II.2.2.d CORRECCION DE LOS DATOS DE GRAVEDAD DE POZOS
CORRECCION POR CALIBRACION

Puesto que todas las lecturas se hacen en divisiones de una escala arbitraria, hay que calibrar previamente el - - instrumento utilizado. Por lo general el fabricante suministra la información, en este trabajo presentamos una tabla de cali-
bración que pertenece al gravímetro Lacoste and Romberg, BH-6

TABLA DE CALIBRACION

Lectura Contador	Valor en mgals.	Factor por intervalo
000	000.00	0.86674
050	043.33	0.86619
100	86.64	0.86570
150	129.93	0.86532
200	173.19	0.86496
250	216.44	0.86469
300	259.68	0.86447
350	302.90	0.86430
400	346.12	0.86418
450	389.33	0.86410
500	432.53	0.86403
550	475.73	0.86399
600	518.93	0.86397
650	562.13	0.86399
700	605.33	0.86402
750	648.53	0.86405
800	691.74	0.86412
850	734.94	0.86420
900	778.15	0.86426

950	821.37	0.86428
1000	864.58	0.86431
1050	907.80	0.86436
1100	951.02	0.86446
1150	994.24	0.86462
1200	1037.47	0.86475
1250	1080.71	0.86480
1300	1123.95	0.86487
1350	1167.20	0.86495
1400	1210.45	0.86408
1450	1253.70	0.86519
1500	1296.96	0.86534
1550	1340.23	0.86549
1600	1383.50	0.86564
1650	1426.78	0.86579
1700	1470.07	0.86593
1750	1513.37	0.86604
1800	1556.67	0.86617
1850	1599.98	0.86627
1900	1643.29	0.86636
1950	1686.61	0.86644
2000	1729.93	0.86648
2050	1773.26	0.86651
2100	1816.58	0.86650
2150	1859.91	0.86643
2200	1903.23	0.86646
2250	1946.55	0.86662
2300	1989.88	0.86672
2350	2033.22	0.86674
2400	2076.55	0.86670
2450	2119.89	0.86666
2500	2163.22	0.86664
2550	2206.55	0.86662
2600	2246.88	0.86662
2650	2293.21	0.86660

2700	2336.54	0.86653
2750	2379.87	0.86642
2800	2423.19	0.86625
2850	2466.50	0.86604
2900	2509.80	0.86579
2950	2553.09	0.86555
3000	2596.37	-----

Conversión del contador de un gravímetro Lacoste and Romberg,
BH-6

Conversión del contador medidor de gravedad en unidades a miligales:

Para una lectura del contador de 957.892

i) Restamos la lectura anterior a 957.892 (columna 1) - -
 $957.892 - 950.000 = 7.892$

ii) Multiplicar por el factor de calibración de 950 (columna 3)
 $(7.892)(0.86428) = 6.821$

iii) Sumar el resultado a el valor en miligales de 950 columna 2) $6.821 + 821.37 = 828.191$ miligales

CORRECCION POR EFECTO DE MAREA

El valor normal de la gravedad en cualquier punto de la tierra varia cíclicamente durante el día, la máxima propor-

ción de cambio de la gravedad es de 0.3 miligales por 6 horas. Este cambio de gravedad es originado por las mareas solares y lunares. Para poder realizar la corrección por efecto de marea, es necesario hacer una serie de observaciones gravimétricas en una estación fija, dentro del área o pozo para determinar el efecto de las mareas. Existen dos métodos: uno consiste en elaborar gráficas diarias de la variación de la intensidad de la gravedad por la marea en una estación fija, y corregir todas las lecturas de las estaciones móviles de acuerdo con aquella estación. El otro método, consiste en utilizar el mismo instrumento de medida, volviendo a la estación de base con la frecuencia suficiente para que los efectos de las mareas queden incorporadas a la curva de deriva del instrumento.

DERIVA DEL INSTRUMENTO

Las lecturas del aparato, que se realizan en el pozo, requieren de una corrección debido a la deriva del gravímetro. Todo gravímetro tiene una deriva propia, dependiendo de los factores como gradiente de temperatura alrededor del sensor, choques mecánicos, vibraciones etc.

Para encontrar la curva de deriva se colocan en un diagrama todas las lecturas obtenidas en el pozo, incluyendo las lecturas repetidas hechas en una misma estación, en función del tiempo. La curva que representa la variación tempo-

ral de las lecturas para una misma estación se llama curva de deriva.

CORRECCION POR EFECTO DE POZO (ΔG_g)

En pozos de diámetro convencionales, los disturbios de masa son relativamente uniforme de arriba hacia abajo del pozo, en este caso no es necesario hacer la corrección por efecto de pozo (ΔG_g), ya que por lo general se cancelan durante la sustracción de los sucesivos valores de gravedad en el pozo. Sin embargo, las correcciones pueden ser necesarias para las estaciones próximas a la cima o fondo por disturbios de masas como columnas de cemento, una veta encajonada, una columna de líquido o cambios extremadamente grandes en el diámetro del pozo. Cuando se hace la corrección por efecto de pozo son de alrededor de (0.005 mgals) muy pequeños, es por esto que en la mayoría de los casos se desprecia esta corrección.

CORRECCION DE TERRENO (ΔG_t)

La corrección de terreno se calcula de una manera sencilla y se aplican directamente a medidas individuales de gravedad en pozos. Generalmente la corrección de terreno es pequeña, se comporta uniformemente para profundidades regulares de varios metros en áreas de moderados relieves, y para profundidades grandes de varios kilometros en áreas de altos relieves. La corrección de terreno no es muy crítica para la determinación de la densidad a partir de medidas de gravedad en pozos.

La precisión de la densidad en algunos casos ---- es mejor al aplicarse la corrección por terreno pero en otros casos no.

El mecanismo de la corrección de terreno se puede ver en cualquier libro de geofísica aplicada.

CORRECCION POR DESVIACION DEL POZO

Los pozos siempre son desviados al perforarse, es por esto que se debe de considerar una corrección de desviación del pozo con respecto a la vertical. Para hacer la corrección de desviación de pozo se utiliza la siguiente ecuación

$\Delta z \text{ vertical} = (\Delta s \text{ obs}) \cos \vartheta$ donde es el ángulo de desviación de la vertical (ϑ).

Basados sobre un mínimo error de 0.5 por ciento en Δz , las correcciones para desviaciones de menos de 6° son innecesarias.

II.2.2.e ORIGENES DE ERRORES

Los datos de gravedad obtenidas en los pozos acarrea an ciertos errores, que se reflejan en la precisión de la densidad. En términos generales podemos evaluar los orígenes de los errores acarreados.

Hay cuatro tipos de orígenes de error en la determinación de la densidad, por medidas de la vertical subterránea proporcional a cambios de gravedad.

ERRORES EN LAS LECTURAS DE GRAVEDAD

Estos provienen de dos orígenes; i) La precisión del instrumento, ii) La exactitud absoluta de la calibración. El origen (i) es en esencia fortuito; en (ii) es sistemático.

i) De la ecuación $\rho = 3.680 + 39.127 (\Delta G_g - \Delta g / \Delta z)$ vemos que requiere de la precisión del instrumento, dependiendo directamente sobre el intervalo de observación, y sobre la precisión deseada de la densidad. Para una precisión deseada de 0.1 unidades c.g.s. en la densidad, tenemos la siguiente relación entre precisión de la medida de gravedad y el correspondiente intervalo de profundidad.

Precisión (Δg) mgals	0.01	0.10	0.25	0.50	1.00
Intervalo (Δz) pies	4	40	100	200	400

En los datos anteriores vemos que si las diferencias de gravedad son medidas para una precisión de 0.25 mgals en intervalos de 100 pies, las densidades de las capas de 100 pies de rocas pueden ser determinadas para 0.1 unidades c.g.s. Es claro que las diferencias de gravedad implica la diferencia de 2 lecturas la precisión requerida convencional del instrumento expresada como el probable error de una sola observación puede ser sobre 40 por ciento o más alto.

ERROR DE CALIBRACION DEL GRAVIMETRO

Causa error sistemático en los valores de densidad. Resolviendo la siguiente ecuación $\Delta g = F\Delta z - 4\pi k\rho\Delta z + \Delta G_g$ para la proporción de cambio de el cálculo de la densidad con respecto a la proporción de cambio de escala constante del gravímetro (C); nosotros encontramos; $d\rho/\rho = -(F/4\pi k\rho - 1) dC/C$ la escala constante es definida por la relación $\Delta g = C\Delta s$ donde Δs es la diferencia de lecturas de gravedad por división de escala. De estas ecuaciones obtenemos los siguientes resultados:

ρ	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	3.687	4.0
$d\rho/\rho/dC/C$	-2.687	-1.458	-0.844	-0.475	-0.229	-0.053	0.0	0.078

Para densidades de 3.687, el cálculo de la densidad es independiente de el error en la calibración porque para esta densidad en particular el cambio de gravedad con la profundidad es cero. En la prospección de petróleo encontramos que un error de calibración de 1% introduce un error en la densidad de 0.5 %, que es considerado como insignificante para la mayoría de los casos.

ERROR POR ELEVACION DE INTERVALO

El término (Δz) se encuentra en la ecuación $\rho = 3.680 + 3.127(\Delta G_g - \Delta g/\Delta z)$. El intervalo de altura (Δz) varía un poco con la densidad de las rocas.

La exactitud requerida depende principalmente sobre la precisión deseada y el intervalo medido. La relación aproximada es $E_z/\Delta z = E_p/(3.687 - \rho)$ donde E_z es el error en Δz y E_p es el error resultado de (ρ) . Para determinar la densidad con una exactitud de 0.1 unidades c. g. s. sobre intervalos de 100 pies, los intervalos de elevación casi se conocen a una exactitud según se muestra en la siguiente tabla:

c.g.s.	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
E_z Pies	4	5	6	8	15

Errores de estos orígenes pueden ser fortuito en esencia.

ERRORES DE GRADIENTE VERTICAL ANOMALO

El valor del gradiente vertical de aire libre es un factor fundamental en la determinación de la densidad, (rango de observaciones de cambios de gravedad con la profundidad). El valor normal de (0.3068 Mgals/ m) se usa por lo general. Sin embargo, este valor se acelera por las anomalías de gravedad local y regional, observándose cambios de 1.5 por ciento. Es por esto que el gradiente vertical sí es considerado causa principal de un error sistemático en las determinaciones de la densidad. La influencia de la variación del gradiente vertical, en la determinación de la densidad, puede ser deducida de la siguiente ecuación $\Delta g = F \Delta z - 4 \pi k \rho \Delta z + \Delta G_g$. Una forma de expresar el resultado es $E_p/\rho = -(F/4 \pi k \rho) (\Delta F/F)$ donde E_p/ρ es el error fraccionario en la densidad causado por una anomalía ΔF sobre el valor del gradiente vertical. Sustituyendo el va-

lor normal de (0.3086) para F en el primer factor nosotros calculamos:

P	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.4	4.0
$EP/P / \Delta F/F$	-3.68	-2.46	-1.84	-1.48	-1.23	-1.05	-0.92

Esto muestra que para una densidad de 2.0, uno por ciento de la anomalía del gradiente vertical causa un cambio de casi 2% en el cálculo del valor de la densidad. Por lo tanto este factor no puede ser ignorado sin investigación adicional.

II.2.2.f. EQUIPO USADO EN REGISTROS DE GRAVEDAD

HISTORIA

Los medidores de gravedad fueron desarrollados en el año de 1930, y se uso en tierra firme.

El primer medidor de gravedad de alta precisión, está basado en el principio de vibraciones de una cuerda del cual una masa es suspendida. Los cambios de gravedad externos de la masa genera cambios en la tensión de la cuerda que altera la frecuencia natural de vibración. Pero esta técnica de vibración de la cuerda tuvo ciertas desventajas como fragilidad etc.

En 1966 se mejoró la precisión de 0.1 mgal. actualmente los gravímetros son resultados de modificaciones de los primeros medidores de gravedad. El gravímetro de pozo consta de un péndulo horizontal con un teóricamente período infinito, y tiene un sistema de nivelado dentro del pozo, a control remoto. En los últimos años se ha desarrollado la técnica de pe-

queños diámetros en los gravímetros de pozo, que ha sido de gran ayuda para los registros de gravedad.

CARACTERISTICAS DEL GRAVIMETRO DE POZO

El gravímetro de pozo está, cuidadosamente aislado, desmagnetizado, protegido contra campos magnéticos, compensado por cambios de presión y nivelado con suspensiones.

El tiempo para obtener una lectura depende de las condiciones del gravímetro y de la experiencia del operador, generalmente las lecturas se toman en 5 ó 8 minutos.

II.3 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO

II.3.1 ANTECEDENTES TEORICOS

Para poder obtener la densidad de masas de rocas en el terreno se idearon métodos, que se basan en la anomalía de Bouguer $g_B = \Delta g_{obs} + dg_p + (0.3086 - 0.04191 \rho) \Delta h + T \rho$ de un perfil; estos métodos son el de Parasnis y el de Nettleton, con estos métodos obtenemos la densidad directamente "in situ" de una masa de roca; existen otros métodos basados en un perfil de gravedad, estos son el método de Siegert y el de Promedio Simple, estos métodos obtienen el valor de K, constante de la corrección de altitud; la constante K está en función de la densidad. Puesto que las correcciones de Aire Libre y Bouguer son proporcionales a la altitud sobre el nivel de referencia,

las combinamos y nos da como resultado la siguiente ecuación

$$C = 0.3086h - 0.04191 \rho h$$

reagrupando términos tenemos

$$C = (0.3086 - 0.04191 \rho) h$$

igualando la parte derecha de la ecuación anterior con el término Kh nos queda

$$(0.3086 - 0.04191 \rho) h = Kh$$

despejando la densidad tenemos finalmente la siguiente ecuación en función de K .

$$\text{Densidad} = \rho = (0.3086 - K) / 0.04191 \text{ (gr/cm}^3 \text{)}.$$

La diferencia de altura es igual a:

$$\Delta h = h_{\text{est}} - h \text{ (estación base)}$$

La diferencia de gravedad observada es igual a:

$$\Delta g_{\text{obs}} = g_{\text{obs}} - g_{\text{obs}} \text{ (estación base)}$$

II.3.2. METODO DE PARASNIS

II.3.2.a FUNDAMENTOS

El método de Parasnis, también recibe el nombre de Línea recta, es un método gráfico.

Supone que la anomalía de Bouguer en las estaciones situadas a lo largo de una línea es cero exactamente.

$$\text{Anomalía de Bouguer relativa} = g_B$$

$$g_B = g_{\text{obs}} \pm dg_{\text{obs}} + (0.3086 - 0.04191 \rho) \Delta h + T \rho$$

$$0 = \Delta g_{\text{obs}} \mp dg_{\phi} + (0.3086 - 0.04191 \rho) \Delta h + T \rho$$

$$\Delta g_{\text{obs}} \mp dg_{\phi} = (0.04191 - 0.3086 \rho) \Delta h - T \rho$$

$$\Delta g_{\text{obs}} + dg_{\phi} = (0.04191 \Delta h - T) \rho - 0.3086 \Delta h$$

Esta expresión es análoga a la expresión de una línea recta de la forma $Y = \rho X + b$ donde $\rho = \text{densidad} =$ a la pendiente de la recta. Si graficamos $Y = \Delta g_{\text{obs}} \mp dg_{\phi} + 0.3086 \Delta h$ en función de $X = (0.04191 \Delta h - T)$ y unimos estos puntos con una línea recta, la pendiente de ésta nos dará la densidad. Una solución analítica puede ser la siguiente $\rho = \sum (Y/X) / n$ donde $n =$ número de estaciones.

II.3.2. b. ELEMENTOS QUE SE NECESITAN.

- i) Levantamiento topográfico y gravimétrico de un perfil, para lelo al rumbo de los estratos.
- ii) $h =$ altura
- iii) $g_{\text{obs}} =$ lectura de gravedad observada
- iv) $\Delta g_{\text{obs}} =$ diferencia de gravedad observada respecto a una gravedad base
- v) $dg_{\phi} =$ corrección de latitud
- vi) $\Delta h =$ diferencia de altura respecto a un nivel base
- vii) $T =$ Valor de la corrección de terreno
- viii) No debe ser zona anómala.

- ix) Su extensión debe estar entre los 350 m. y 1500 m.
- x) Las estaciones deben estar equiespaciadas.

II.3.2.c VENTAJAS.

- i) Se obtiene la densidad "in situ" de una masa rocosa
- ii) Obtenemos la densidad de masas relativamente grandes
- iii) No necesitamos rasgos topográficos notables.
- iv) Este método puede extenderse al caso bidimensional, por un desarrollo de áreas en rejillas, como un polinomio de orden bajo y resolviendo para ρ por mínimos cuadrados.

II.3.2.d INCONVENIENTES.

- i) Los puntos obtenidos no coinciden todos sobre la línea recta trazada, para unirlos.
- ii) Es un método muy inexacto.

II.3.3 METODO DE NETTLETON

II.3.3.a FUNDAMENTOS.

Consiste en calcular la anomalía de Bouguer en una línea, para una serie de valores hipotéticos de densidad, comparando la forma de la curva de la anomalía con la topografía a lo largo del perfil. La densidad que corresponda a la cur--

va, que muestre menor correlación con la topografía se adopta como densidad media verdadera de las rocas superficiales de la zona.

$$g_B = \Delta g_{\text{obs}} \pm dg_g + (0.3086 - 0.04191 \rho_0) \Delta h + T \rho_0 \quad (\text{mgals})$$

El método original de Nettleton es gráfico pero (Jung) ha indicado que puede traducirse al lenguaje matemático, haciendo igual a cero el coeficiente de correlación, entre la --

Δg_{corr} y h .

$$\rho = \rho_0 + \frac{\sum (\Delta g_{\text{corr}} - \bar{\Delta g}_{\text{corr}}) (h - \bar{h})}{0.4191 \sum (h - \bar{h}) (h - \bar{h} + T - \bar{T})}$$

donde ρ_0 = un valor supuesto y apropiado a la densidad al cual debe de aplicarse un término correctivo para obtener la ρ densidad verdadera.

II.3.3.b ELEMENTOS QUE SE NECESITAN.

- i) Levantamiento topográfico y gravimétrico de un perfil, paralelo al rumbo de los estratos.
- ii) Si el rasgo topográfico es abrupto habra que hacer corrección topográfica.
- iii) Es indiferente una loma o valle.

- iv) Es recomendable una loma suve de entre 15 y 45 mts de altura.
- v) No debe ser zona anómala.
- vi) Su extensión debe estar entre 750 y 1500 m.
- vii) Las estaciones deben estar equiespaciadas.
- viii) h = altura.
- ix) g_{obs} = lectura de gravedad observada
- x) Δg_{obs} = diferencia de gravedad observada respecto a una gravedad base.
- xi) dg_{θ} = corrección por latitud.
- xii) Δh = diferencia de altura respecto a nivel base.
- xiii) T = valor de la corrección de terreno.
- xiv) ρ_0 = densidad supuesta.

II.3.3.c VENTAJAS.

- i) Se obtiene la densidad "in situ" de una masa grande de roca.
- ii) Obtenemos la densidad de masas relativamente grande de roca.

II.3.3.d INCONVENIENTES.

- i) Se necesitan diferencias de gravedad muy exactas.
- ii) Es un método muy tardado por la gran cantidad de cálculos que se tienen que realizar para encontrar la anomalía de Bouguer.

II.3.4 FORMA GENERALIZADA DEL METODO DE NETTLETON.

II.3.4.a FUNDAMENTOS.

En este método a diferencia del anterior, trabajaremos con mapas en lugar de un simple perfil. Como nuestro fin es encontrar a la densidad, entonces calcularemos varios mapas de la área, de anomalía de Bouguer con diferentes valores de densidad, la densidad que pertenezca al mapa que presentemos correlación con la topografía, se adopta como la densidad verdadera.

La solución analítica esta dada por las siguientes fórmulas:

$$\text{FORMULA 1} \quad \rho = \rho_0 - \frac{\sum L(B_0)L(E)}{\sum L(E)^2}$$

$$\text{FORMULA 2} \quad \rho = \rho_0 - \frac{\sum L(B_0)L(E) / \sum L(E)_0 - ((\overline{\delta B_0} / \delta z) / 420)}{1 - ((\overline{\delta E} / \delta z) / 420)}$$

$$\text{FORMULA 3} \quad \rho = \rho_0 - \frac{\sum (\delta^2 B_0 / \delta z^2) (\delta E / \delta z) (E)}{\sum (\delta^2 E / \delta z^2) (\delta E / \delta z) (E)}$$

donde $L(B_0)$ = Anomalía de Bouguer para una ρ_0

$$L(E) = (T - 0.04191 \Delta h)$$

$$L(E)_0 = (T - 0.04191 \Delta h) \rho_0$$

Para fines prácticos el valor que proporciona la fórmula 1. es suficiente, pero para fines teóricos o de mayor --

exactitud de la densidad, tenemos las otras dos fórmulas. El desarrollo para obtener estas fórmulas se puede ver en el artículo de (Helmut Linsser).

II.3.4.b ELEMENTOS QUE SE NECESITAN.

- i) Levantamiento topográfico y gravimétrico de una área.
- ii) Estaciones equiespaciada.
- iii) h = altura
- iv) g_{obs} = lectura de gravedad observada
- v) dg_g = corrección por latitud
- vi) Δh = diferencias de altura respecto a elevación base.
- vii) Δg_{obs} = diferencia de gravedad observada respecto a una gravedad base.
- viii) T = valor de la corrección de terreno.
- ix) ρ_s = densidad supuesta

II.3.4.c. VENTAJAS.

- i) Se obtiene la densidad "in situ" de una masa -- grande de roca.
- ii) Toma cuenta toda la área de estudio para obte-

ner la densidad.

- iii) Es más exacto que el método de Nettleton simple.

II.3.4.d INCONVENIENTES.

- i) Es demasiado lento por la gran cantidad de cálculos que hay que realizar. Sin embargo, se puede utilizar la computadora.

II.3.5 METODO DE SIEGERT.

II.3.5.a FUNDAMENTOS.

En el método de Siegert obtenemos a la constante K - por mínimos cuadrados, es un método gráfico analítico.

El método de Siegert se basa en el principio de que la variación de la gravedad observada refleja los accidentes topográficos del área.

El mecanismo del método consiste en hacer observaciones topográficas y gravimétricas sobre una línea recta. Los valores obtenidos de gravedad y elevación de N estaciones son trazados contra la distancia de las estaciones a partir de un

punto principal arbitrario. Para obtener a K nos basamos en que las estaciones 1 y 3 deben de estar unidas por una línea recta, la gravedad y elevación representada por la línea recta en la estación 2 se conocen como valores de gravedad y elevación interpolados para la estación 2, será positivo si el valor observado esta arriba del valor interpolado. Este procedimiento es repetido con todos los datos obtenidos, de la siguiente forma, uniendo las estaciones 1,3;2,4;3,5 etc a fin de obtener $g_2, h_2; g_3, h_3$ etc. ver (figura 20).

Si la gravedad observada varia linealmente con la distancia entonces Δg y Δh satisfacen la ecuación $\Delta g = K \Delta h$ en cada estación.

Para obtener la constante K aplicamos mínimos cuadrados. La gravedad observada es representada por un perfil curvo, la curvatura del perfil de gravedad sin corregir es más grande que el de elevación, además el máximo y mínimo de gravedad no son correlacionados con anomalías de terreno. Por lo tanto incluimos los efectos de la curvatura del perfil de gravedad observada en los errores observacionales y aplicamos el método de mínimos cuadrados, estableciendo que $\sum_{\lambda=2}^{N-1} (\Delta g_{\lambda} + K \Delta h_{\lambda})$ llegue a ser un mínimo. (1)

La ecuación (1) es la más apropiada ya que minimizan la diferencia entre los valores observados y los interpolados

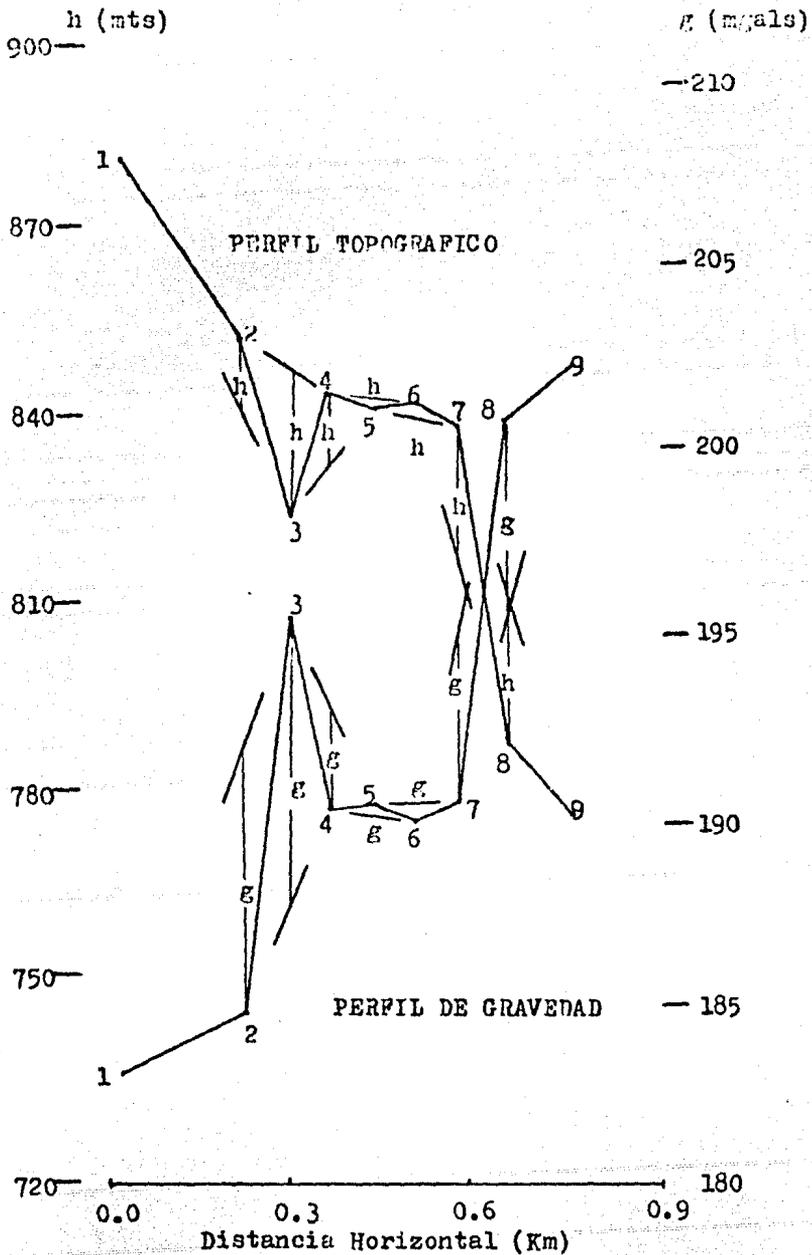


FIGURA 20. (A. J. F. SIEGERT, 1941).

de la gravedad corregida.

Partiendo de la ecuación $\Delta g = -K \Delta h$

$$\Delta g + K \Delta h = \xi$$

$$\xi = \Delta g + K \Delta h \approx 0$$

elevando al cuadrado a ambos términos y teniendo en cuenta la sumatoria, obtenemos

$$\xi^2 = \sum_{i=2}^{N-1} (\Delta g_i + K \Delta h_i)^2$$

derivando con respecto a K y igualando a cero

$$\frac{\partial \xi^2}{\partial K^2} = \sum_{i=2}^{N-1} 2 (\Delta g_i + K \Delta h_i) \Delta h_i = 0$$

$$2K \sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i \Delta h_i = -2 \sum_{i=2}^{N-1} \Delta g_i \Delta h_i$$

despejando a K

$$K = - \frac{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta g_i \Delta h_i}{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2} \quad (\text{migals / m}) \quad (2)$$

K se determina de una manera tal que el perfil de gravedad -- observada sea tan suave como sea posible. Pero teóricamente -- el significado matemático de suave se consigue eliminando la-

correlación entre gravedad corregida y elevación. De tal manera que el valor correcto de la K es obtenida seleccionando un valor K' de tal forma que elimina la correlación entre la cantidad $\Delta g_{\lambda} + K \Delta h_{\lambda}$ y la Δh_{λ} . Los coeficientes de correlación tienden a cero si

$$\sum_{\lambda=2}^{N-1} (\Delta g_{\lambda} + K' \Delta h_{\lambda} - (\bar{g} + K' \bar{h}) (\Delta h_{\lambda} - \bar{h})) = 0 \quad (3)$$

donde

$$\bar{g} = 1/n \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \right) \quad \text{y} \quad \bar{h} = 1/n \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} \right), \quad n = N-2$$

por lo tanto tenemos

$$\sum_{\lambda=2}^{N-1} (\Delta g_{\lambda} + K' \Delta h_{\lambda}) \Delta h_{\lambda} - n \bar{h} (\bar{g} + K' \bar{h}) - n \bar{h} (\bar{g} + K' \bar{h}) + n \bar{h}^2 = 0$$

$$\sum_{\lambda=2}^{N-1} (\Delta g_{\lambda} + K' \Delta h_{\lambda}) \Delta h_{\lambda} - n \bar{h} (\bar{g} + K' \bar{h}) = 0 \quad (4)$$

el cual nos lleva a

$$K' = - \frac{\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \Delta h_{\lambda} - n \bar{h} \bar{g}}{\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda}^2 - n \bar{h}^2} \quad (5)$$

FORMULA TEORICA

En los trabajos de campo no es necesario utilizar la fórmula teórica (5), es suficiente emplear la fórmula (2) siempre y cuando el perfil de gravedad observada sea mucho --

más suave que el perfil topográfico.

Para saber que tan exacto es el valor de K , necesitamos conocer el error probable ξ en K .

Para valores medidos de Δg asumimos el error de distribución usual como

$$P(\Delta g_i) d\Delta g_i = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\Delta g_i + K \Delta h_i^2)^2}{2\sigma^2}} d\Delta g_i \quad (6)$$

donde $p(\Delta g_i) d\Delta g_i$ es la probabilidad de medir un valor de gravedad entre Δg_i y $\Delta g_i + d\Delta g_i$; σ es llamado la desviación estandar. K se considera como una suma $K = \sum_{i=2}^{N-1} c_i \Delta g_i$ con $c_i = \frac{\Delta h_i}{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2}$. Según un teorema de desviación (probabilidad), la desviación estandar σ de la suma de K

es igual a

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=2}^{N-1} c_i^2} = \sqrt{\left[\frac{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i}{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2} \right]^2} = \frac{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i}{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2} \quad (7)$$

la desviación estandar σ es determinado para los valores observados

$$\sigma = \sqrt{(1/n) \left[\sum_{i=2}^{N-1} (\Delta g_i + K \Delta h_i^2) \right]^2} \quad (8)$$

donde n es el número de términos en la suma. Al sustituir la ecuación (8) en la (7) tenemos

$$\sigma = \sqrt{(1/n) \left[\left(\frac{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta g_i}{\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2} - K \right)^2 \right]}$$

El error probable en K es

$$\xi = 0.67 \sqrt{(1/n) \left[\left(\sum_{i=2}^{N-1} \Delta G_i^2 / \sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2 \right) - K^2 \right]} \quad (9)$$

Si las estaciones están en un perfil continuo $n = N-2$.

El valor de el error en K' será

$$\xi' = 0.67 \sqrt{(1/N-2) \left[\left(\sum_{i=2}^{N-1} \Delta G_i^2 / \sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2 \right) - K^2 \right]} \quad (10)$$

N = número de estaciones.

Las K y K' se recomienda calcularlos para 3 decimales y los errores también.

Si se quiere mejorar la exactitud de K debe de hacerse más estaciones de lectura, esto queda al juicio del calculista.

Para encontrar la densidad sustituimos el valor de K o K' en la ecuación de altitud.

II.3.5.b ELEMENTOS QUE SE NECESITAN.

i) Levantamiento topográfico y gravimétrico de un perfil en línea recta, paralelo al rumbo de los estratos.

ii) n número de estaciones de (g) y (h) adecuados,-

equiespaciadas.

- iii) g_{obs} = lectura de gravedad observada.
- iv) Δg_{obs} = diferencia de gravedad observada respecto a una gravedad base.
- v) Δg_{in} = diferencia de gravedad interpolada
- vi) h = altura
- vii) h_{in} = altura interpolada
- viii) Δg_{λ} donde $\lambda = 2, 3, \dots, m$ diferencia de gravedad entre el valor observado y el interpolado, $m = n-1$
- ix) Δh_{λ} donde $\lambda = 2, 3, \dots, m$ diferencia de altura entre el valor observado y el interpolado, $m = n-1$.
- x) No debe ser zona anómala

II.3.5.c VENTAJAS

- i) Se obtiene la densidad "in situ" de una masa grande de roca.
- ii) Obtenemos la densidad de masas de roca relativamente grande.
- iii) No necesitamos buenos relieves topográficos, se puede aplicar aún con pequeñas diferencias de elevación.
- iv) Es un método bastante rápido en sus cálculos y exacto.

- v) Se conoce el error de K o K'
- vi) Se determina directamente a K o K'

II.3.5.d INCONVENIENTES

i) Al leerse los valores de Δg_{in} y h_{in} en la gráfica, siempre se cometen errores de lectura. Este error se anula al programarse.

II.3.6 METODO DE PROMEDIO SIMPLE

II.3.6.a FUNDAMENTOS.

Con este método también obtenemos la constante K , es un método gráfico analítico.

Si la gravedad observada varía linealmente con la distancia entonces Δg_{λ} y Δh_{λ} satisfacen la ecuación.

$$\Delta g_{\lambda} = - K \Delta h_{\lambda} \quad (1)$$

en cada estación. Si despejamos a K de la ecuación (1) obtenemos que

$$K = - \Delta g_{\lambda} / \Delta h_{\lambda} \quad i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (2)$$

tomando en cuenta el teorema de el promedio aritmético que dice: $a_1, a_2, \dots, a_n \geq 0$. El promedio aritmético es

$$p = a_1 + a_2 + \dots + a_n / n$$

Aplicando este concepto a la ecuación (2) obtenemos-

$$\Delta g_i = \sum_{i=1}^n \Delta g_i / n \quad \text{y} \quad \Delta h_i = \sum_{i=1}^n \Delta h_i / n \quad \text{sustituyendo en (2)}$$

$$k = - \left(\sum_{i=1}^n \Delta g_i / n \right) / \left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i / n \right) = \sum_{i=1}^n \Delta g_i / \sum_{i=1}^n \Delta h_i \quad (\text{migals} / \text{m})$$

como Δg_i y Δh_i tienen que ser ≥ 0 tomamos los valores absolutos, y la constante K queda definida como

$$K = \left| \left(\sum_{i=1}^n \Delta g_i \right) \right| / \left| \left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i \right) \right| \quad i = 1, 2, 3, \dots, n$$

donde Δg_i y Δh_i se define como

$$\Delta g_i = (\Delta g_{\text{obs}} \pm dg_g) - \Delta g_{i.l.g.} Y$$

$$\Delta h_i = (h_i - h_{i.l.g.}) \quad i = 1, 2, \dots, n$$

Para obtener el valor de la densidad sustituimos el valor de K en la ecuación de altitud.

III.3.6.b ELEMENTOS QUE SE NECESITAN.

i) Levantamiento topográfico y gravimétrico de un perfil, paralelo al rumbo de los estratos.

ii) Estaciones equiespaciadas.

- iii) No debe ser zona de faja.
- iv) g_{obs} = gravedad ~~observada~~
- vi) Δg_{obs} = diferencia de gravedad observada respecto a gravedad base.
- vii) dg_{ϕ} = corrección por latitud.
- viii) $h_{i.L.B.}$ altura línea base.
- ix) $\Delta g_{i.L.B.}$ diferencia de gravedad línea base
- x) Δh_{λ} = diferencia de altura entre el valor observado y el valor línea base, $\lambda = 2, 3, \dots, m$ donde $m = n-1$.
- xi) Δg_{λ} = diferencia de gravedad entre el valor observado y el valor línea base, $\lambda = 2, 3 \dots m$ donde $m = n-1$.

II.3.6.c VENTAJAS.

- i) Se obtiene la densidad "in situ" de una masa de roca.
- ii) No necesita rasgos topográfico notables.
- iii) Obtenemos la densidad de masas relativamente grandes.
- iv) Es un método bastante rápido en sus cálculos.
- v) Determina directamente a K

II.3.6.d INCONVENIENTES.

i) Es un método no muy exacto por el proceso matemático en que se basa.

ii) Al leer los valores de $\Delta q_{i,t}$ y $h_{i,t}$ en la línea-base de la gráfica, generalmente se cometen errores de lectura, estos errores son anulados al programarse.

CAPITULO III

EJEMPLOS

A continuación se presentan dos ejemplos correspondientes a un Valle y una Loma, estos ejemplos se resolverán con los métodos de Parasnis, Nettleton, Siegert y Promedio -- Simple.

III.1 PERFIL GRAVIMETRICO DE UN VALLE

DATOS

Estación	Distancia Respecto a la Est. X (km)	Altura h (mts)	Corr. de Terr. ($\rho = 2.0$)	Diferencia de g Δg_{obs} (mgals)
1	0.00	302.1	0.06	-12.38
2	0.56	310.0	0.19	-14.97
3	0.94	267.3	0.11	- 5.97
4	1.49	239.3	0.17	- 0.92
5	1.86	232.0	0.64	- .00
6	2.13	238.1	1.94	- 2.50
7	2.41	392.9	2.32	-35.37
8	2.51	385.9	1.03	-31.98
9	2.97	378.0	0.44	-30.14
10	3.71	345.6	0.20	-23.58

El perfil pasa de Norte a Sur

Latitud 40°30'N.

(5) Estación base.

Calcular la densidad.

III.1.1. SOLUCION CON LOS METODOS DE CAMPO.

METODO DE PARASNIS

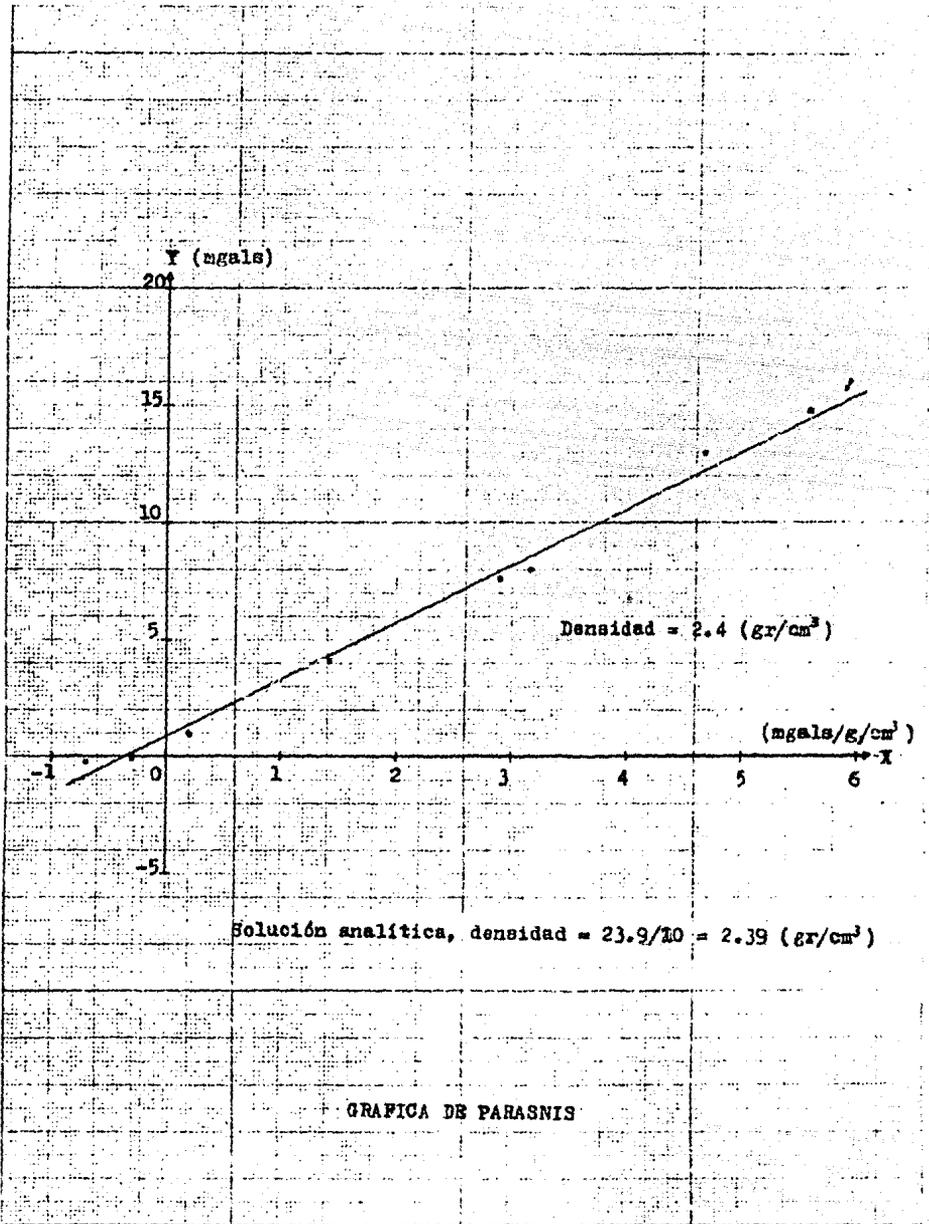
Para poder aplicar el método de Parasnis, tenemos -- que calcular los siguientes elementos Δh , Δg_{obs} , T, Y y X.

Para el cálculo de la corrección de latitud utilizamos la ecuación $0.8122 \text{ Seno } (2\theta)$ (mgal/km), $\theta = 40^{\circ}30'$. La corrección de latitud se resta a las estaciones que están hacia el Norte de la estación Base (5) y se suma a las estaciones que están hacia el Sur de la estación Base.

El valor de T se encuentra empleando la ecuación: --
 Corr. de Terr. = $\int T$ despejando a T; $T = C.T. / \rho$ don --
 $\rho = 2.0$, densidad supuesta, con que se realizó la corrección.

La diferencia de altura será $\Delta h = h_{est.} - h$ (estación Base).

Por último obtenemos a Y y X empleando las siguientes igualdades $Y = \Delta g_{obs} \mp dg_{\theta} + 0.3086 \Delta h$ y $X = 0.04191 \Delta h - T$.



ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR LA DENSIDAD, POR EL METODO DE PARASNIS.

Estación	Δg_{obs}	dg_{ρ}	Δh	T	X	Y	Y/X
1	-12.38	-1.49	70.1	0.03	2.91	7.76	2.66
2	-14.97	-1.04	78.0	0.09	3.18	8.06	2.53
3	- 5.97	- .074	35.3	0.05	1.43	4.18	2.92
4	- 0.92	-0.30	7.3	0.08	0.23	1.03	4.47
5	0	0	0	0.32	-0.32	0	0
6	- 2.50	0.22	6.1	0.97	-0.72	-0.4	0.55
7	-35.37	0.44	160.9	1.16	5.59	14.72	2.63
8	-31.98	0.52	153.9	0.51	5.94	16.03	2.69
9	-30.14	0.89	146.0	0.22	5.90	15.80	2.67
10	-23.58	1.48	113.6	0.10	4.66	12.98	2.78
Suma							23.90

METODO DE NETTLETON

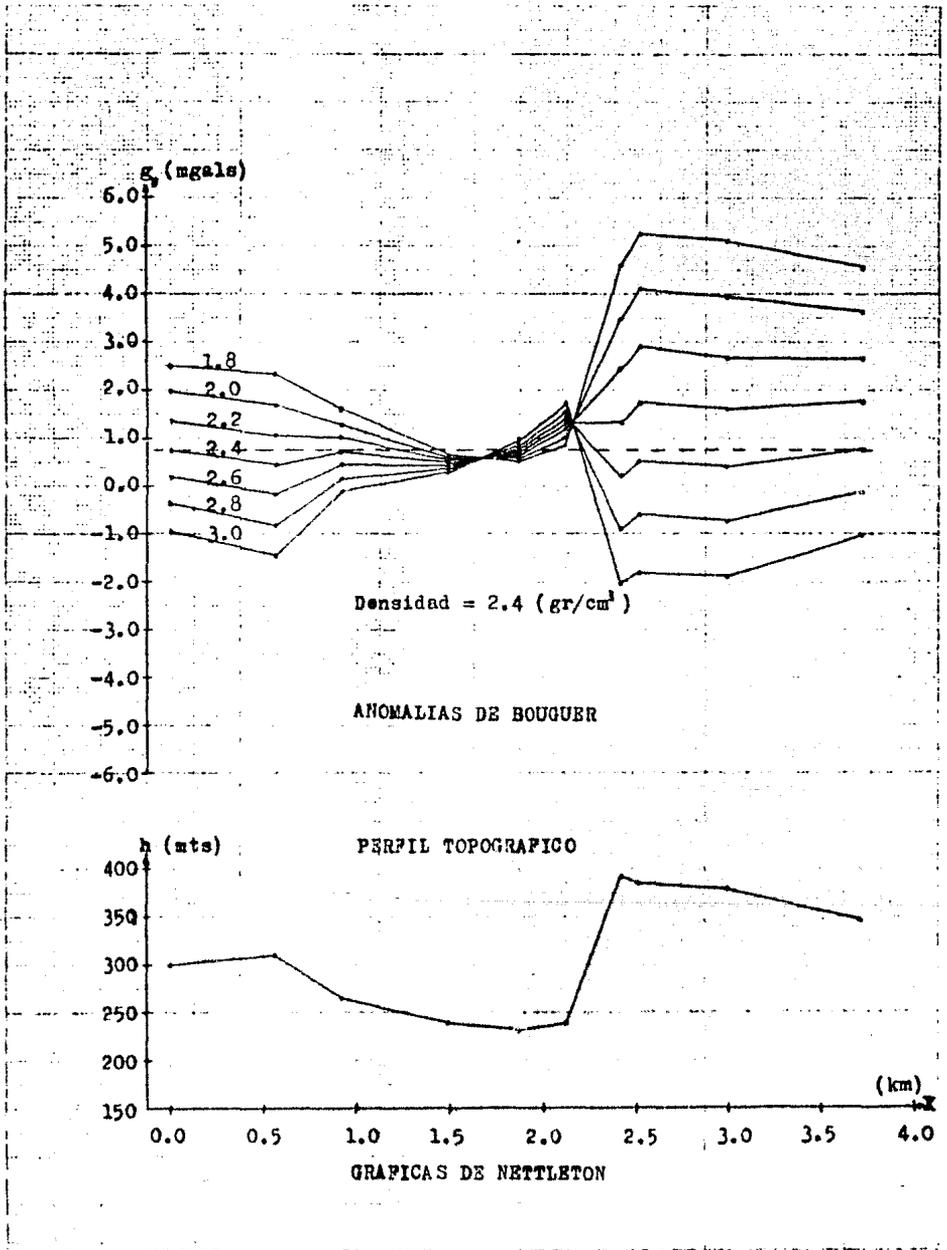
Para poder aplicar el método de Nettleton necesitamos calcular los siguientes elementos Δg_{obs} , Δh , dg_{ρ} , T. Estos elementos ya se calcularon en el método de Parasnis.

ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR LA DENSIDAD, POR EL METODO DE NETTLETON

Estación	Δg_{obs}	dg_g	Δh	T
1	-12.38	-1.49	70.1	0.03
2	-14.97	-1.04	78.0	0.09
3	- 5.97	-0.74	35.3	0.05
4	- 0.92	-0.30	7.3	0.08
5	0	0	0	0.32
6	- 2.50	0.22	6.1	0.97
7	-35.37	0.44	160.9	1.16
8	-31.98	0.52	153.9	0.51
9	-30.14	0.89	146.0	0.22
10	-23.58	1.48	113.6	0.10

Para calcular la anomalía de Bouguer usamos la siguiente fórmula $g_B = \Delta g_{obs} \pm dg_g + (0.3086 - 0.4191 \rho_o) \Delta h + \rho_o T$ y las siguientes densidades:

$$\rho_o = 1.8, \rho_o = 2.0, \rho_o = 2.2, \rho_o = 2.4, \rho_o = 2.6, \rho_o = 2.8, \rho_o = 3.0.$$



ANOMALIA DE BOUGUER CON DIFERENTES DENSIDADES

Estación	g_B ($\rho_0=1.8$)	g_B ($\rho_0=2.0$)	g_B ($\rho_0=2.2$)	g_B ($\rho_0=2.4$)	g_B ($\rho_0=2.6$)	g_B ($\rho_0=2.8$)	g_B ($\rho_0=3.0$)
1	2.53	1.95	1.37	0.78	0.20	-0.38	-0.96
2	2.34	1.70	1.07	0.43	-0.20	-0.84	-1.48
3	1.61	1.32	1.04	0.75	0.46	0.18	-0.10
4	0.63	0.58	0.54	0.49	0.45	0.40	0.35
5	0.58	0.64	0.70	0.77	0.83	0.90	0.96
6	0.29	1.03	1.17	1.31	1.46	1.60	1.75
7	4.67	3.56	2.44	1.32	0.21	-0.92	-2.03
8	5.34	4.15	2.97	1.78	0.59	-0.59	-1.79
9	5.19	4.00	2.73	1.65	0.47	-0.71	-1.89
10	4.57	3.63	2.70	1.77	0.84	-0.09	-1.03

Perfil más recto, el de densidad = 2.4 (gr/cm³).

METODO DE SIEGERT

Para aplicar el método de Siebert, tenemos que calcular Δg_i y Δh_i , $i = 2, 3, \dots, n$. Graficando los valores de g_{obs} y h obtenemos los valores interpolados de Δg_{in} y h_{in} la diferencia entre estos será los valores de Δg_i y Δh_i . Una vez obtenidos los valores de Δg_i y Δh_i los sustituimos en la ecuación $K = - \left(\sum_{i=2}^{N-1} \Delta g_i \Delta h_i \right) / \left(\sum_{i=2}^{N-1} \Delta h_i^2 \right)$ obteniendo el va-

lor de K. Si queremos obtener K' utilizamos la ecuación

$$\bar{K}' = - \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \Delta h_{\lambda} - n \bar{h} \bar{g} \right) / \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} - n \bar{h}^2 \right)$$

$$\bar{h} = \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} / n \quad \text{y} \quad \bar{g} = \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} / n$$

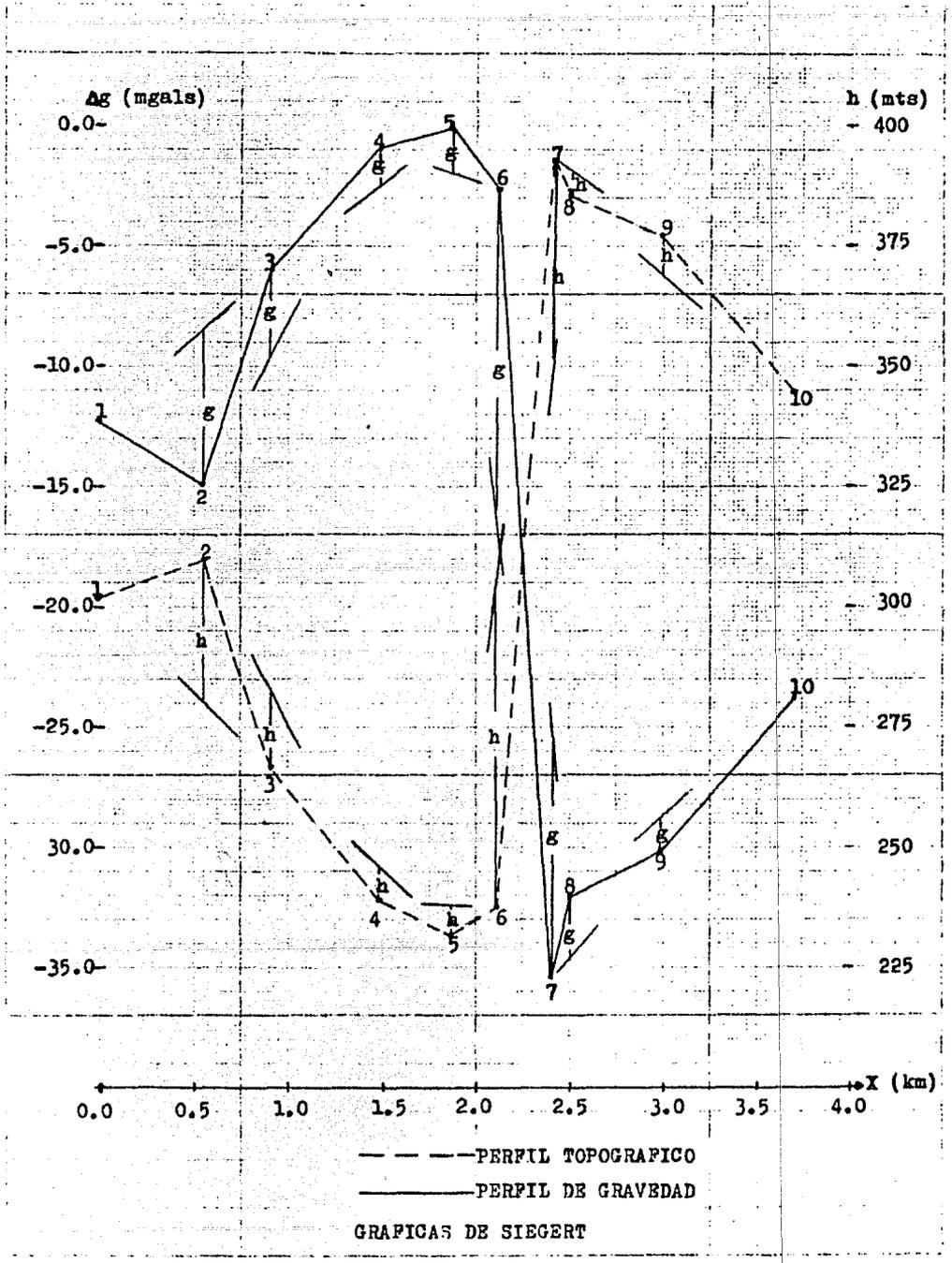
Como necesitamos el valor de la densidad sustituimos el valor de K o K' en la ecuación $\rho = (0.3086 - K) / 0.04191$.

Para calcular el error de K o K' utilizamos las siguientes expresiones:

$$\xi = 0.67 \sqrt{1/n \left[\left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} / \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda}^2 \right) - K^2 \right]}$$

o'

$$\xi' = 0.67 \sqrt{1/N-2 \left[\left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} / \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda}^2 \right) - K^2 \right]}$$



ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR A K O K' Y SUS RESPECTIVOS ERRORES, CON EL METODO DE SIEGERT.

Estación	Δg_i	Δh_i	$\Delta g_i \Delta h_i$	Δh_i^2	Δg_i^2
2	-6.47	29.0	-187.63	841.0	41.860
3	3.63	-14.7	- 53.361	216.09	13.176
4	1.48	- 6.7	- 9.916	44.89	2.190
5	1.9	- 7.0	- 13.3	49.0	3.6100
6	13.7	-66.9	-916.53	4475.61	187.690
7	-11.07	47.9	-530.253	2294.41	122.544
8	2.43	- 4.1	- 9.922	16.81	5.856
9	-1.54	8.0	- 12.32	64.0	2.371
Suma	4.05	-14.5	-1733.232	8001.81	379.297

$$K = - (1733.232) / (8001.81) = 0.216 \text{ (mgals/m)}$$

$$\xi = 0.67 \sqrt{1/8 [(379.297/8001.81) - 0.046]} = 6.705 \times 10^{-8}$$

$$\rho = (0.3086 - 0.216) / 0.04191 = 2.209 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$$

$$K' = - (-1733.232 - 8 (-1.812) (0.506)) / (8001.81 - 8 (3.283)) = 0.216 \text{ (mgals/m)}$$

$$\bar{g} = 1/8 (4.05) = 0.506 \quad \bar{h} = 1/8 (-14.5) = -1.812 \quad n = 10 - 2 = 8$$

$$\xi' = 0.67 \sqrt{1/8 [(379.297/8001.81) - 0.046]} = 6.705 \times 10^{-8}$$

$$\rho = (0.3086 - 0.216) / 0.04191 = 2.209 \text{ (gr/cm}^3\text{)}.$$

METODO DE PROMEDIO SIMPLE

Para poder aplicar el método de promedio simple al ejemplo debemos calcular $dg_{\bar{g}}$, $\Delta g_{\lambda.L.S}$, $h_{\lambda.L.S}$, Δg_{λ} y Δh_{λ} . La $dg_{\bar{g}}$ es igual al obtenido en el método de Parasinis. Para calcular a Δg_{λ} y Δh_{λ} graficamos los perfiles de Δg_{obs} y h contra la distancia y unimos los extremos de los perfiles con una línea, esta línea se le llama base. Los valores correspondientes a cada estación sobre la línea base serán los valores $\Delta g_{\lambda.L.S}$ y $\Delta h_{\lambda.L.S}$. Como necesitamos las diferencias utilizamos las siguientes ecuaciones para el cálculo de Δg_{λ} y Δh_{λ} .

$$\Delta g_{\lambda} = ((\Delta g_{obs} + dg_{\bar{g}}) - \Delta g_{\lambda.L.S}) \text{ y } \Delta h = (h - h_{\lambda.L.S})$$

Utilizando la siguiente ecuación encontramos a K

$$K = \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \right| / \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} \right|$$

La densidad lo encontramos utilizando la ecuación de altitud.

$$\rho = (0.3086 - K) / 0.04191$$

METODO DE PROMEDIO SIMPLE

Para poder aplicar el método de promedio simple al ejemplo debemos calcular $dg_{\bar{g}}$, $\Delta g_{\lambda.L.B}$, $h_{\lambda.L.B}$, Δg_{λ} y Δh_{λ} . La $dg_{\bar{g}}$ es igual al obtenido en el método de Parasinis. Para calcular a Δg_{λ} y Δh_{λ} graficamos los perfiles de Δg_{obs} y h contra la distancia y unimos los extremos de los perfiles con una línea, esta línea se le llama base. Los valores correspondientes a cada estación sobre la línea base serán los valores $\Delta g_{\lambda.L.B}$ y $\Delta h_{\lambda.L.B}$. Como necesitamos las diferencias utilizamos las siguientes ecuaciones para el cálculo de Δg_{λ} y Δh_{λ} .

$$\Delta g_{\lambda} = ((\Delta g_{obs} + dg_{\bar{g}}) - \Delta g_{\lambda.L.B}) \quad \text{y} \quad \Delta h = (h - h_{\lambda.L.B})$$

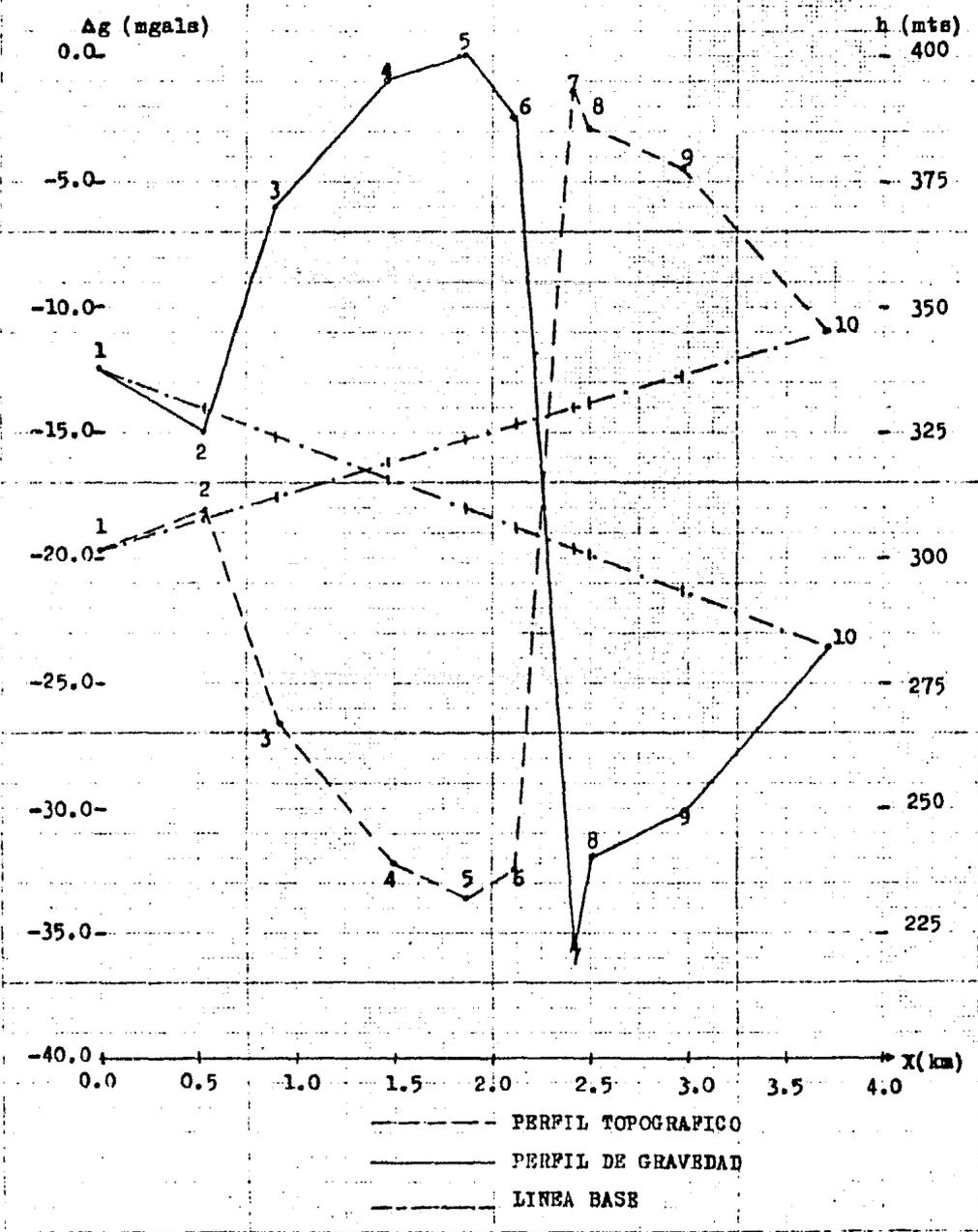
Utilizando la siguiente ecuación encontramos a K

$$K = \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \right| / \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} \right|$$

La densidad lo encontramos utilizando la ecuación de altitud.

$$\rho = (0.3086 - K) / 0.04191$$

GRAFICAS PROMEDIO-SIMPLE



ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR A K

Est.	h	Δg_{obs}	dg_{f}	$h_{i.l.0}$	$\Delta g_{i.l.0}$	Δh_i	Δg_i
1	302.1	-12.38	-1.49	302.1	-12.38	0.0	0.0
2	310.0	-14.97	-1.04	308.0	-14.0	2.0	0.97
3	267.3	-5.97	-0.74	313.0	-15.2	45.7	9.23
4	239.3	-0.92	-0.30	319.0	-16.8	79.7	15.88
5	232.0	0.0	0.0	324.0	-18.0	92.0	18.0
6	233.1	-2.50	0.22	328.0	-18.8	89.9	16.30
7	392.9	-35.37	0.44	330.0	-19.6	62.9	15.77
8	395.9	-31.98	0.52	332.0	-19.8	53.9	12.18
9	378.0	-30.14	0.89	337.0	-21.4	41.0	8.74
10	345.6	-23.58	1.48	345.6	23.58	0.0	0.0
Suma						467.1	97.07

$$K = 97.07 / 467.1 = 0.2078 \text{ (mgals/m)}$$

$$\rho = (0.3086 - 0.2078) / 0.04191 = 2.405 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$$

III.2 PERFIL GRAVIMETRICO DE UNA LOMA

DATOS

Estación	Distancia X (km)	Altura h (mts)	Diferencia de g Δg (mgals)
1	0.0	0.0	0.0
2	0.025	5.35	-1.11
3	0.050	10.61	-2.2
4	0.0750	16.44	-3.31
5	0.100	21.64	-4.47
6	0.125	27.42	-5.67
7	0.150	33.41	-6.83
8	0.175	37.56	-7.74
9	0.200	41.22	-8.51
10	0.225	43.82	-9.13
11	0.250	46.34	-9.64
12	0.275	47.90	-10.00
13	0.300	45.50	-9.55
14	0.325	41.57	-8.71
15	0.350	36.71	-7.67
16	0.375	30.96	-6.42
17	0.400	23.30	-4.76
18	0.425	16.07	-3.08
19	0.450	11.81	-2.14
20	0.475	7.41	-1.29

El perfil pasa de Norte a Sur.

Latitud 0° , Corrección por Terreno 0.

(1) Estación Base.

Calcular la densidad.

III.2.1. SOLUCION CON LOS METODOS DE CAMPO

METODO DE PARASNIS

Para poder aplicar el método de Parasnis al ejemplo de la loma, necesitamos calcular los siguientes elementos; --

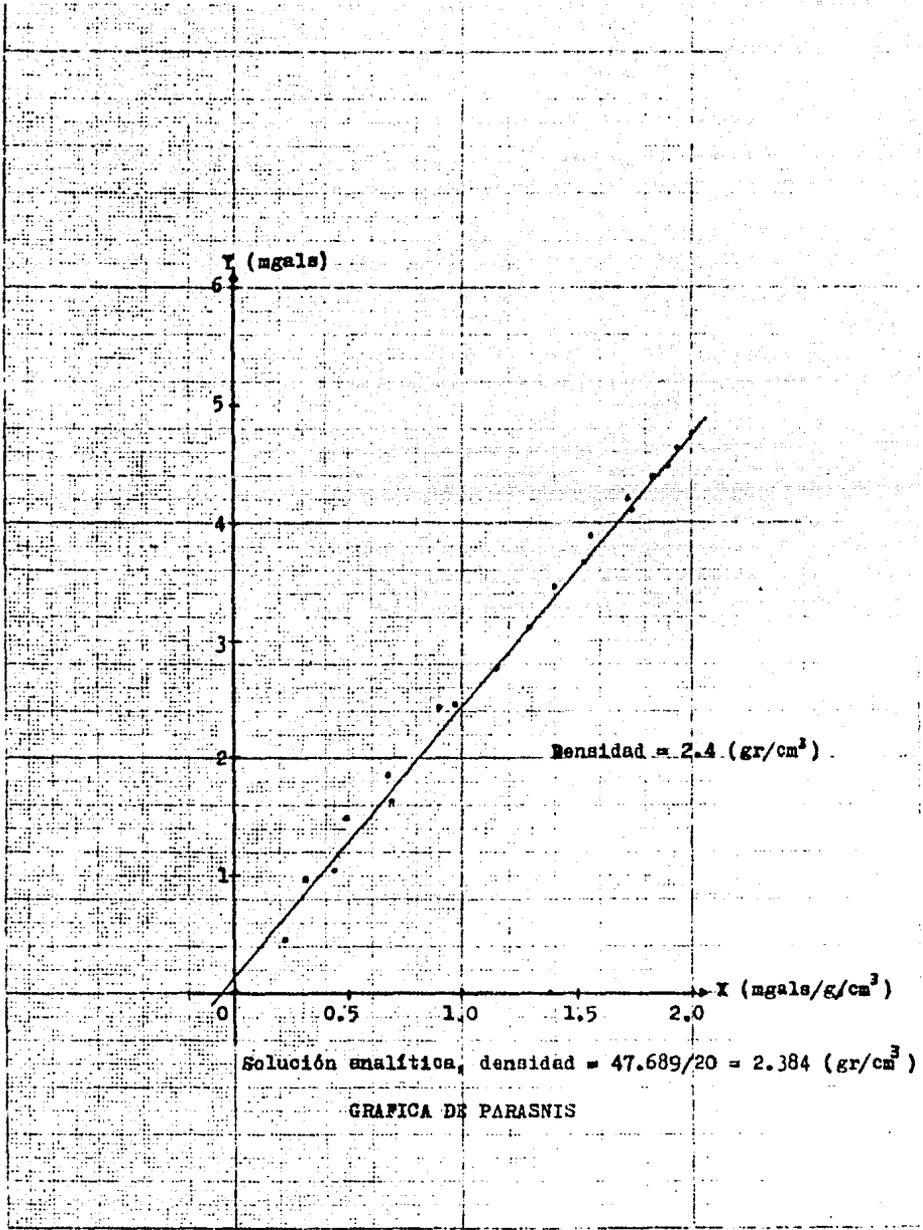
Δg_{obs} , Δh , Y y X . Δg_{obs} ya nos lo dan en el problema, Δh lo calculamos con la siguiente ecuación $\Delta h = h_{est.} - h_{base}$ y para calcular la Y y X utilizamos las siguientes fórmulas:

$$Y = \Delta g_{obs} + dg_{\beta} + 0.3086 \Delta h, dg_{\beta} = 0; X = 0.04191 \Delta h - T, T = 0$$

ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR LA DENSIDAD, CON EL METODO DE PARASNIS.

Estación	Δg_{obs}	Δh	X	Y	Y/X
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	-1.11	5.35	0.224	0.541	2.415
3	-2.20	10.61	0.444	1.074	2.418
4	-3.41	16.44	0.689	1.663	2.413
5	-4.47	21.64	0.906	2.200	2.428
6	-5.67	27.42	1.149	2.791	2.429
7	-6.83	33.41	1.400	3.480	2.485
8	-7.74	37.56	1.574	3.851	2.446
9	-8.51	41.22	1.727	4.210	2.437
10	-9.13	43.82	1.836	4.392	2.392
11	-9.64	46.34	1.942	4.660	2.399
12	-10.00	47.90	2.007	4.781	2.382
13	-9.55	45.50	1.906	4.491	2.356
14	-8.71	41.57	1.742	4.118	2.363
15	-7.67	36.71	1.538	3.658	2.378
16	-6.42	30.96	1.297	3.134	2.416
17	-4.76	23.30	0.976	2.430	2.489
18	-3.08	16.07	0.673	1.879	2.791
19	-2.14	11.81	0.494	1.504	3.040
20	-1.29	7.41	0.310	0.996	3.212
Suma					47.689

$$\rho = 47.689 / 20 = 2.384 \text{ (g/cm}^3\text{)}$$



METODO DE NETTLETON

Para aplicar el método de Nettleton necesitamos calcular los siguientes elementos Δg_{obs} , Δh , $dg_{\sigma} = 0$ y $T = 0$

Δg_{obs} Δh se calculan de la misma manera que se hizo en el método de Parasnis.

ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR LA DENSIDAD CON EL METODO DE NETTLETON.

Estación	Δg_{obs}	Δh
1	0.0	0.0
2	-1.11	5.35
3	-2.20	10.61
4	-3.41	16.44
5	-4.47	21.64
6	-5.67	27.42
7	-6.83	33.41
8	-7.74	37.56
9	-8.51	41.22
10	-9.13	43.82
11	-9.64	46.34
12	-10.00	47.90
13	-9.55	45.50
14	-8.71	41.57
15	-7.67	36.71
16	-6.42	30.96
17	-4.76	23.30
18	-3.08	16.07
19	-2.14	11.81
20	-1.29	7.41

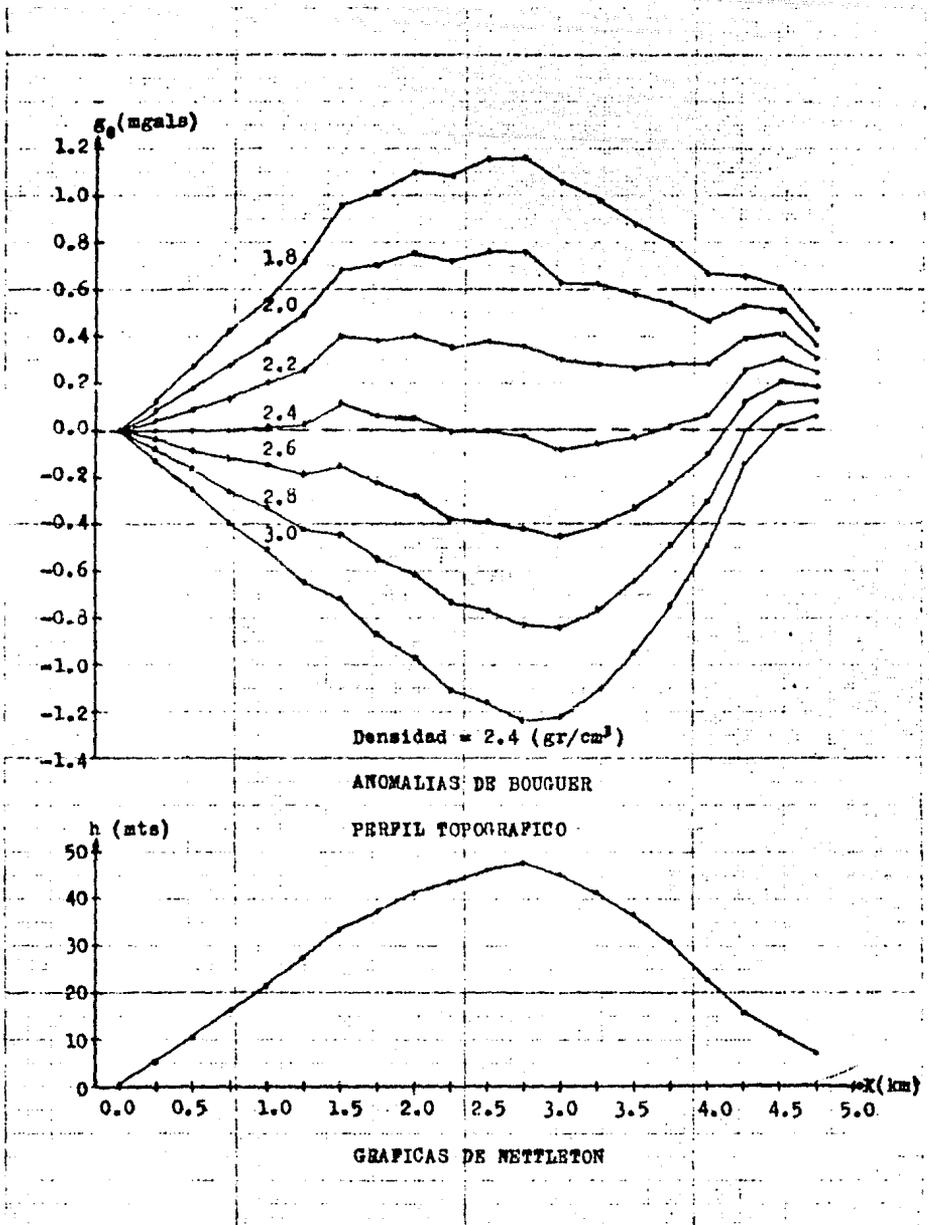
Para calcular la anomalía de Bouguer usamos la siguiente fórmula $g_B = \Delta g_{\text{obs}} \pm dg_g + (.3086 - 0.04191 \rho_o) \Delta h + \rho_o T$ y las siguientes densidades

$$\rho_o = 1.8, \rho_o = 2.0, \rho_o = 2.2, \rho_o = 2.4, \rho_o = 2.6, \rho_o = 2.8, \text{ y } \rho_o = 3.0$$

ANOMALIA DE BOUGUER CON DIFERENTES DENSIDADES

Estación	g_B ($\rho_o=1.8$)	g_B ($\rho_o=2.0$)	g_B ($\rho_o=2.2$)	g_B ($\rho_o=2.4$)	g_B ($\rho_o=2.6$)	g_B ($\rho_o=2.8$)	g_B ($\rho_o=3.0$)
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.137	0.093	0.048	0.003	-0.041	-0.086	-0.131
3	0.274	0.186	0.097	0.008	-0.080	-0.169	-0.258
4	0.422	0.285	0.147	0.009	-0.128	-0.266	-0.404
5	0.569	0.388	0.206	0.025	-0.155	-0.336	-0.518
6	0.722	0.493	0.263	0.033	-0.196	-0.426	-0.656
7	0.960	0.680	0.400	0.120	-0.160	-0.440	-0.720
8	1.017	0.703	0.383	0.073	-0.241	-0.556	-0.871
9	1.101	0.756	0.410	0.065	-0.280	-0.625	-0.971
10	1.087	0.720	0.352	-0.014	-0.381	-0.748	-1.116
11	1.164	0.776	0.387	0.000	-0.389	-0.777	-1.166
12	1.168	0.767	0.365	-0.035	-0.437	-0.838	-1.240
13	1.060	0.637	0.297	-0.083	-0.464	-0.845	-1.227
14	0.982	0.634	0.285	-0.062	-0.411	-0.759	-1.108
15	0.889	0.582	0.274	-0.033	-0.340	-0.648	-0.956
16	0.799	0.540	0.280	0.021	-0.238	-0.497	-0.757
17	0.673	0.478	0.282	0.087	-0.107	-0.302	-0.498
18	0.667	0.533	0.398	0.263	0.129	0.000	-0.140
19	0.614	0.516	0.417	0.318	0.219	0.120	0.022
20	0.438	0.376	0.314	0.252	0.190	0.128	0.066

Perfil más recto, el de densidad = 2.4 (gr/cm³)



MÉTODO DE SIEGERT

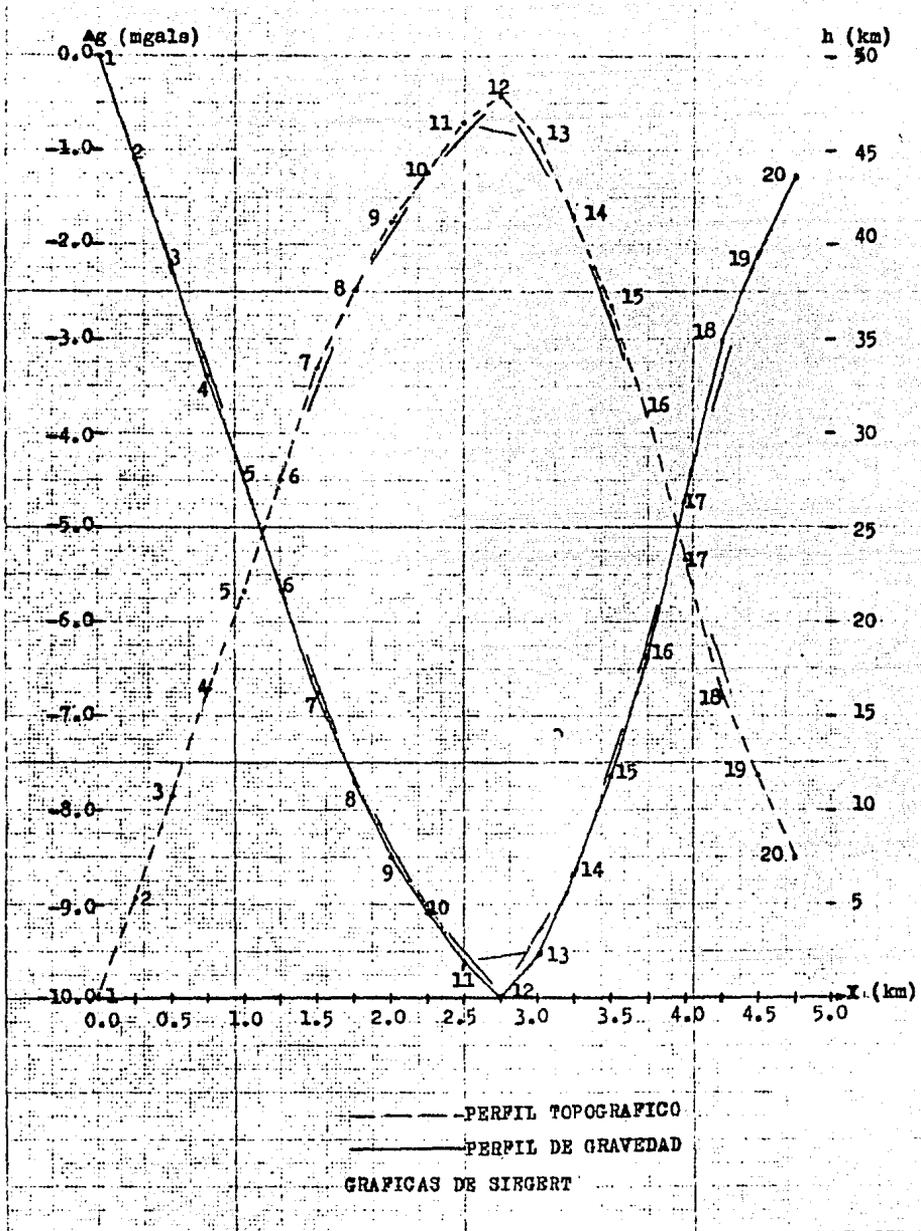
Para aplicar el método de Siegert, tenemos que calcular Δg_λ y Δh_λ , $\lambda = 2, 3, \dots, m$. Graficando los valores de g y h obtenemos los valores interpolados de g_{in} y h_{in} , la diferencia entre estos será los valores de Δg_λ y Δh_λ . Una vez obtenido los valores de Δg_λ y Δh_λ los sustituimos en la ecuación $K = - \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_\lambda \Delta h_\lambda \right) / \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_\lambda \right)$ obteniendo el valor de K . si queremos obtener el valor de K' utilizamos la ecuación $K' = - \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_\lambda \Delta h_\lambda - n \bar{h} \bar{g} \right) / \left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_\lambda - n \bar{h}^2 \right)$ --
 $\bar{h} = \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_\lambda / n$ y $\bar{g} = \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_\lambda / n$

Como necesitamos el valor de la densidad sustituimos el valor de K o K' en la ecuación $\rho = (0.3086 - K) / 0.04191$.

Para calcular el error de K o K' empleamos las siguientes expresiones:

$$\xi = 0.67 \sqrt{1/n \left[\left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_\lambda / \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_\lambda \right) - K^2 \right]}$$

$$\xi' = 0.67 \sqrt{1/N-2 \left[\left(\sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_\lambda / \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_\lambda \right) - K'^2 \right]}$$



ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR A K O K' Y SUS RESPECTIVOS ERRORES, CON EL METODO DE SIEGERT

Estación	Δg_{λ}	Δh_{λ}	$\Delta g_{\lambda} \Delta h_{\lambda}$	Δh_{λ}^2	Δg_{λ}^2
2	0.00	-0.04	-0.000	0.001	0.000
3	0.10	-0.09	-0.009	0.008	0.010
4	-0.11	0.44	-0.048	0.193	0.012
5	0.03	-0.61	-0.018	0.372	0.000
6	-0.02	0.02	0.000	0.000	0.000
7	-0.18	1.41	0.253	1.988	0.032
8	-0.09	0.31	0.027	0.096	0.008
9	-0.11	0.47	0.051	0.220	0.012
10	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000
11	-0.14	0.59	0.082	0.348	0.019
12	-0.45	1.90	0.855	3.610	0.202
13	-0.25	1.00	0.250	1.000	0.062
14	-0.06	0.07	0.004	0.004	0.003
15	-0.17	0.96	0.168	0.921	0.028
16	-0.27	0.86	0.232	0.739	0.072
17	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000
18	0.29	-1.43	-0.414	2.044	0.084
19	0.11	0.00	0.000	0.000	0.012
Suma	-1.32	5.86	-2.406	11.544	0.552

$$K = - (-2.406) / (11.544) = 0.208 \text{ (mgals/m)}$$

$$\xi = 0.67 \sqrt{1/18 [(0.552/11.544) - (0.208)^2]} = 0.010, \xi = 1 \%$$

$$\rho = (0.3086 - 0.208) / 0.04191 = 2.400 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$$

$$K' = - (-2.406 - 18(-0.073) (0.325)) / (11.544 - 18(0.105)) = 0.205 \text{ (mgals/m)}$$

$$\bar{g} = 1/18(1.32) = 0.073 \quad \bar{h} = 1/18(5.86) = 0.325$$

$$n = 20 - 2 = 18$$

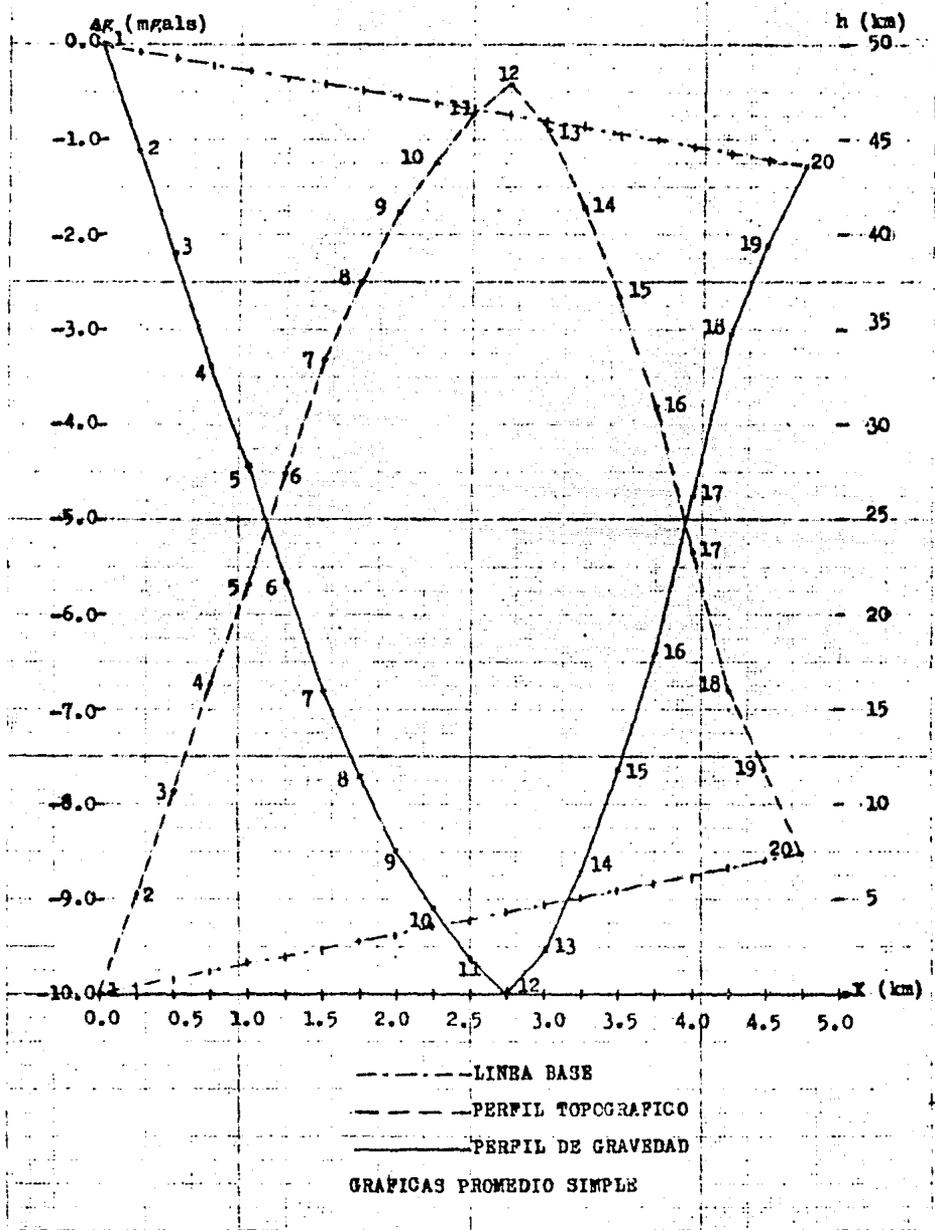
$$\xi' = 0.67 \sqrt{1/18 [(0.552/11.544) - (0.205)^2]} = 0.012, \xi' = 1.2\%$$

$$\rho' = (0.3086 - 0.205) / 0.04191 = 2.471 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$$

METODO DE PROMEDIO SIMPLE

Para poder aplicar el método de promedio simple necesitamos calcular $\Delta g_{i.L.S.}$, $h_{i.L.S.}$, Δg_i , Δh_i , $dg_g = 0$ y $T = 0$. Graficando a $\Delta g_{obs} h$ contra la distancia y uniendo a los extremos de los perfiles obtenemos la línea base. Los valores correspondientes a cada estación sobre la línea base serán los valores $\Delta g_{i.L.S.}$ y $h_{i.L.S.}$. Como nos interesa las diferencias, utilizamos las siguientes ecuaciones para encontrar Δg_i y Δh_i

$$\Delta g_i = ((\Delta g_{obs} + dg_g) - \Delta g_{i.L.S.}) \text{ y } \Delta h_i = (h - h_{i.L.S.})$$



Utilizando la siguiente ecuación encontramos a K

$$K = \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta g_{\lambda} \right| / \left| \sum_{\lambda=2}^{N-1} \Delta h_{\lambda} \right|$$

La densidad lo encontramos sustituyendo el valor de K en la ecuación de altitud $\rho = (0.3086 - K)/0.04191$

ELEMENTOS QUE SE NECESITAN PARA ENCONTRAR A K

Estación	h	Δg_{Obs}	$h_{\lambda \cdot L.O.}$	$\Delta g_{\lambda \cdot L.O.}$	Δh_{λ}	Δg_{λ}
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	5.35	-1.11	0.50	0.07	4.85	1.03
3	10.61	-2.20	0.75	0.15	9.98	2.05
4	16.44	-3.41	1.25	0.20	15.19	3.21
5	21.64	-4.47	1.50	0.27	20.14	4.19
6	27.42	-5.67	2.00	0.35	25.42	5.32
7	33.41	-6.83	2.25	0.40	31.16	6.43
8	37.56	-7.74	2.75	0.47	34.81	7.26
9	41.22	-8.51	3.25	0.55	37.97	7.96
10	43.82	-9.13	3.50	0.60	40.32	8.53
11	46.34	-9.64	4.00	0.70	42.34	8.94
12	47.90	-10.0	4.50	0.75	43.40	9.25
13	45.50	-9.55	4.75	0.80	40.75	8.75
14	41.57	-8.71	5.00	0.85	36.57	7.86
15	36.71	-7.67	5.50	0.95	31.21	6.72
16	30.96	-6.42	5.75	1.00	25.21	5.42
17	23.30	-4.76	6.25	1.10	17.05	3.66
18	16.07	-3.08	6.75	1.15	9.32	1.93
19	11.81	-2.14	7.00	1.20	4.81	0.94
20	7.41	-1.29	7.41	1.29	0.00	0.00
Suma					470.50	99.45

$$\kappa = 99.45/470.50 = 0.211 \text{ (mgals/m)}$$

$$\rho = (0.3086 - 0.211) / 0.04191 = 2.328 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$$

III.3 PROGRAMA DE COMPUTADORA DE LOS METODOS DE CAMPO

El programa que en este trabajo se presenta está diseñado para que efectue el cálculo de la densidad por los métodos de Parasnis, Nettleton, Siegert y Promedio Simple.

Las correcciones de gravedad se hacen en el programa de la manera convencional con excepción de la corrección por Latitud, ya que para efectuar esta corrección se utiliza la estación (1) como base.

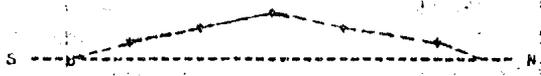
Lo más recomendable es hacer perfiles en lomas, es por esto que el programa está pensado para este tipo de característica topográfica.

 PROGRAM PARA EL CALCULO AUTOMATICO DE PERFILES DE DENSIDAD

ESTE PROGRAMA UTILIZA DATOS TOPOGRAFICOS Y GRAVIMETRICOS PARA EL CALCULO DE LA DENSIDAD UTILIZANDO LOS METODOS DE:

- 1.-LA LINEA RECTA DE PARANIS
- 2.-PERFILES DE METTLERTON
- 3.-APROXIMACION DE SIEGEL
- 4.-METODO DE PROMEDIO SIMPLE

LOS DATOS DE ENTRADA SE DEBE DE ESCRIBIR DE LA SIGUIENTE MANERA EN EL PRIMER RENGLON, NUMERO DE ESTACIONES Y LA LATITUD DE LA ESTACION BASE (LA ESTACION BASE PARA ESTE PROGRAMA ES LA QUE ESTE MAS AL SUR). EN LOS RENGLONES POSTERIORES SE ESCRIBE LA DISTANCIA, DIFERENCIA DE GRAVEDAD OBSERVADA, DIFERENCIA DE ALTURA, RUMBO Y LA CONSTANTE DE LA CORRECCION TOPOGRAFICA.



NOTA: LA ESTACION BASE (1) DEBE TENER LOS VALORES DE DISTANCIA=0, DIFERENCIA DE GRAVEDAD=0, DIFERENCIA DE ALTURA=0, ALTURA (1) MAYOR QUE LA ALTURA (N).

DIMENSION G(20), GL(20), DIST(20), Z(20), RUMBO(20), KHOT(20), AB(20,20), T(20), H(20)

READ(5,*) N,PHI
 READ(5,*) (DIST(I),G(I),Z(I),RUMBO(I),T(I),I=1,N)

C-----CORRECCION POR LATITUD
 PHI=PHI*3.14159/180

GRA=0.121951*(2.0+PHI)
 DO 10 I=1,N

RUM=RUMBO(I)+3.14159/180
 IS=EDIST(I)*COS(RUM)

GL=YSN*GRA
 GL(I)=G(I)+CL

10. CONTINUE

C-----METHODO DE PARANIS
 LA LINEA DE AJUSTE SE HACE PASAR POR LA PRIMERA ESTACION

SUM1=0
 DO 50 I=2,N

CAL=0.3086+2(I)
 CR=0.0414+2(I)

RHO(I)=(GL(I)+CAL)/(CB-T(I))
 SUM1=SUM1+RHO(I)

50. CONTINUE
 PRUEBAS (SUM1)/N

WRITE(6,105)
 WRITE(6,107)PRU

WRITE(6,109)
 WRITE(6,110)(I,RHO(I),I=1,N)

```

1 C-----METODO DE HILLTON
2 DO 70 I=1,N
3 J=1
4 DO NO RO=1,3,4,0.2
5 ABJ(I,J)=GL(I)+DELZ(I)*(0.01V1+Z(I)+ABJ(I,1)+
6
7 80 CONTINUE
9 70 CONTINUE
10 WRITE(6,115)
11 WRITE(6,118)((RO),RO=1,3,4,0.2)
12 DO 90 I=1,N
13 WRITE(6,120)(ABJ(I,J),J=1,10)
14 CONTINUE
15 90 CONTINUE
16 C-----METODO DE STEGERI
17 SUM1=0.
18 SUM2=0.
19 SUM3=0.
20 DO 100 K=1,N-2
21 G=(G(K+2)-G(K))/(DIST(K+2)-DIST(K))
22 PZ=(Z(K+2)-Z(K))/(DIST(K+2)-DIST(K))
23 GTPG=(DIST(K+1)-DIST(K))*G(K)
24 Z1=PZ*(DIST(K+1)-DIST(K))+Z(K)
25 DELG=G(K+1)-G1
26 DELZ=Z(K+1)-Z1
27 SUM1=SUM1+DELG*DELZ
28 SUM2=SUM2+DELG**2
29 SUM3=SUM3+DELZ**2
30 100 CONTINUE
31 CONS=ABS(SUM1/SUM3)
32 DENSI=(0.3086-CONS)/0.04191
33 ERN=0.67*SUM1/ABS((SUM2/SUM3)-CONS**2)/N)
34 WRITE(6,125)
35 WRITE(6,130)DENSI
36 WRITE(6,135)ERN
37 C
38 METODO DE PROMEDIO SIMPLE
39 PBZ=(GL(N)-GL(1))/DIST(N)
40 PBZ=(Z(N)-Z(1))/DIST(N)
41 SUM1=0.
42 SUM2=0.
43 DO 500 K=2,N-1
44 GB=(PBZ*DIST(K))+GL(1)
45 ZB=(PBZ*DIST(K))+Z(1)
46 DIFG=GL(K)-GB
47 DIFZ=Z(K)-ZB
48 SUM1=SUM1+DIFG
49 SUM2=SUM2+DIFZ
50 500 CONTINUE
51 CONS=ABS(SUM1/SUM2)
52 DENSI=(0.3086-CONS)/0.04191
53 WRITE(6,140)
54 WRITE(6,150)DENSI
55 105 FORMAT(25X,20H***METODO DE PARANISIS***,///)
56 107 FORMAT(25X,19H DENSIDAD PROMEDIU=',F10.5,/)
57 109 FORMAT(25X,15H ERN PRUABLE=',F10.5,/)
58 110 FORMAT(25X,12H ESTACION(,12,')=',F10.5,/)
59 115 FORMAT(//,25X,20H***METODO DE NETILLETUN***,///)
60 118 FORMAT(4A,10F7.2,/)
61 120 FORMAT(4A,10F7.3)
62 125 FORMAT(//,25X,15H***METODO DE STEGERI***,///)
63

```

```

1 130 FORMAT(25X,19H DENSIDAD CALCULADA=',F10.5,/)
2 135 FORMAT(25X,15H ERN PRUABLE=',F10.5,/)
3 140 FORMAT(//,25X,15H***METODO DE PROMEDIO SIMPLE***,///)
4 150 FORMAT(25X,19H DENSIDAD PROMEDIU=',F10.5,/)
5
6 END
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

```

METODO DE PARASIS

DENSIDAD PROMEDIO = 2.3857 (gr/cm³)

DENSIDAD EN CADA ESTACION

ESTACION(1) = 0.00000
 ESTACION(2) = 2.41287
 ESTACION(3) = 2.41585
 ESTACION(4) = 2.41420
 ESTACION(5) = 2.43470
 ESTACION(6) = 2.42941
 ESTACION(7) = 2.46557
 ESTACION(8) = 2.44643
 ESTACION(9) = 2.43729
 ESTACION(10) = 2.39197
 ESTACION(11) = 2.39972
 ESTACION(12) = 2.36205
 ESTACION(13) = 2.35528
 ESTACION(14) = 2.36397
 ESTACION(15) = 2.37807
 ESTACION(16) = 2.41555
 ESTACION(17) = 2.48886
 ESTACION(18) = 2.79023
 ESTACION(19) = 3.03974
 ESTACION(20) = 3.20952

METODO DE NETILETON

	1.80	2.00	2.20	2.40	2.60	2.80	3.00	3.20	3.40	3.60
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.137	0.093	0.048	0.003	-0.042	-0.087	-0.132	-0.176	-0.221	-0.266	-0.311
0.274	0.185	0.096	0.007	-0.082	-0.171	-0.260	-0.349	-0.438	-0.527	-0.616
0.423	0.285	0.146	0.010	-0.128	-0.266	-0.404	-0.541	-0.679	-0.817	-0.955
0.576	0.394	0.213	0.031	-0.150	-0.311	-0.513	-0.694	-0.875	-1.057	-1.238
0.723	0.493	0.264	0.034	-0.196	-0.426	-0.658	-0.886	-1.115	-1.345	-1.574
0.960	0.680	0.400	0.120	-0.160	-0.440	-0.720	-1.000	-1.280	-1.560	-1.840
1.018	0.703	0.388	0.073	-0.242	-0.557	-0.871	-1.186	-1.501	-1.816	-2.131
1.101	0.755	0.410	0.064	-0.281	-0.627	-1.072	-1.318	-1.663	-2.009	-2.354
1.087	0.720	0.353	-0.015	-0.382	-0.749	-1.117	-1.484	-1.851	-2.219	-2.586
1.165	0.776	0.388	-0.001	-0.389	-0.777	-1.166	-1.554	-1.943	-2.331	-2.719
1.168	0.767	0.365	-0.036	-0.436	-0.834	-1.241	-1.642	-2.044	-2.445	-2.846
1.059	0.677	0.290	-0.085	-0.467	-0.848	-1.229	-1.611	-1.942	-2.374	-2.806
0.983	0.634	0.280	-0.063	-0.411	-0.760	-1.106	-1.457	-1.805	-2.153	-2.501
0.889	0.587	0.274	-0.034	-0.341	-0.649	-0.957	-1.265	-1.572	-1.880	-2.188
0.799	0.534	0.280	0.020	-0.239	-0.499	-0.758	-1.018	-1.277	-1.537	-1.796
0.673	0.477	0.282	0.067	-0.109	-0.304	-0.499	-0.694	-0.890	-1.085	-1.280
0.567	0.532	0.396	0.263	0.126	-0.007	-0.141	-0.276	-0.411	-0.545	-0.680
0.614	0.515	0.416	0.317	0.218	0.119	0.020	-0.079	-0.178	-0.277	-0.376
0.438	0.376	0.314	0.251	0.189	0.127	0.065	0.003	-0.059	-0.141	-0.223

METODO DE SIEGERT

DENSIDAD CALCULADA = 2.35555 (gr/cm³)

ERROR PROBABLE = 0.00719

METODO DE PROMEDIO SIMPLE

DENSIDAD PROMEDIO = 2.32568 (gr/cm³)

CAPITULO IV

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Para poder obtener un juicio sobre cual de los procedimientos mencionados en este trabajo es mejor para hallar -- la densidad promedio de un área, se tendría que hacer un estudio de densidad de una área con los procedimientos de laboratorio, procedimientos de registros y procedimientos de campo. Este estudio no se pudo realizar debido a falta de equipo de laboratorio y de registros. Sin embargo, existen suficientes métodos de campo para poder obtener la densidad promedio de una área, estos métodos son el de Parasnis, Nettleton, Siegert y Promedio Simple; como conclusión el que más ventajas nos proporciona basados principalmente en la exactitud para encontrar la densidad es el método de Siegert.

Como recomendación para poder obtener la densidad -- promedio de una área, es que se deben de hacer varios perfiles y es necesario aplicar los cuatro métodos de campo, para tener un mejor criterio de la densidad promedio del área; en caso de contar con equipo de laboratorio y de registros es importante aplicarlos y tomar en cuenta sus resultados para la designación de la densidad promedio de la área explorada con gravimetría..

BIBLIOGRAFIA

HELMNT LINSSER., "Generalized form of Nettleton's density determination": Geophysics, Rio de Janeiro, Brasil, p. 247-258,- 1963.

L. L. NETTLETON; Determination of density for reduction of -- gravimeter observations": Geophysics, 4, p. 176-183, 1939.

A. J. F. SIEGLERT: "Determination of the Bouguer correction -- constant" Geophysics, 7, p. 29-34, 1942.

F. S. GRANT, A. F. ELSAHARTY; "Bouguer gravity corrections -- using a variable density": Geophysics, 27, p. 616, 1962.

RAOUL VAJK; "Bouguer corrections with varying surface density": Geophysics, 21, p. 1004, 1956.

SIGMUND HAMMER; "Density determinations by underground gravity measurements ": Geophysics, 15, p. 637-652, 1950.

HEILAND, C; "Geophysical Exploration", Prentice.- Hall, Inc, Englewood. Cliffs, N. J; 1940.

JAKOSKY, J.J; "Exploration Geophysical", los Angeles, Trija; 1950.

LARRY A. BEYER, "the interpretation and aplication of berehole gravity surveys" Noviembre 1981.

PARASNIS; "Geofísica Minera" D. S. Parninfo.

GRANT, F. S.; and WEST; "Interpretation theory in applied - - Geophysics": McGraw-Hill Book Co.

ORLANDO GOMEZ RIVERO; "Registros de Pozos".

W. M. TELFORD, L. P. GELDART, R. E. SHERIFF, D. A. KEYS; -- "Applied Geophysics": Cambridge University press.

M. B. DOBRIN; "Introduction to Geophysical Prospecting", tercera edición, McGraw -Hill Book Co.

JOSEPH E. BOWIES; "Propiedades geofísicas de los Suelos": - - McGraw-Hill Book Co.

V. S. MIRONOV; "Curso de prospección gravimétrica". Editorial-Reverté, S. A.

CORNELIUS S. HURLBUT, J. R.; "Manual de mineralogía de Dana": Editorial Reverté, S. A.

E. H. KPAUS, W. F. HUNT, L. S. RAMSDELL "Mineralogía": Ediciones del Castillo, S. A.

L. G. BERRY, BRIAN MASON; "Mineralogy": W. H. Freeman and company.

STREETER, L. V., WYLIE B. E.; "Mecánica de los fluidos" Editorial McGraw - Hill.

CLAUDIO MATAIX; "Mecánica de fluidos y máquinas hidráulicas" Editorial Harla.

APENDICE

TABLAS

DENSIDAD DE LOS MINERALES Y ROCAS MAS COMUNES OBTENIDOS CON -
LOS METODOS DE LABORATORIO.

TABLA # 1

DENSIDADES DE MINERALES METALICOS

MINERAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Oro	15.6 - 19.4
Plata	10.5
Bismuto	9.7
Cobre	8.7
Silvanita	8.2
Cinabrio	8.1
Uraminita	8.0 - 9.7
Galena	7.4 - 7.6
Argentita	7.2
Wolframita	7.1 - 7.5
Nagiagita	6.8 - 7.0
Casiterita	6.8
Wulfenita	6.8
Vanadinita	6.9
Antimonio	6.7
Bismutina	6.5
Calomel	6.5
Anglesita	6.4
Esmaltita	6.4 - 6.6
Fosgenita	6.2
Polibasita	6.1
Arsenopirita	6.0 - 6.2
Crocoíta	6.0
Cobaltita	5.8 - 6.2
Pirargirita	5.8
Cuprita	5.7 - 6.0
Proustita	5.6
Valentinita	6.0
Psilomelano	5.5 - 6.0

MINERAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Calcosina	5.5 - 5.8
Millerita	5.3
Senarmontita	5.2
Magnetita	4.9 - 5.2
Franklinita	5.0
Bornita	5.0
Pirolusita	4.7 - 5.0
Hematita	4.9 - 5.3
Pirita	4.9 - 5.2
Tetrahedrita	4.7 - 5.0
Molibdenita	4.8
Marcasita	4.7 - 4.9
Estibina	4.6
Antimonita	4.6 - 4.7
Pirrotina	4.5 - 4.6
Cromita	4.5
Enargita	4.3 - 4.5
Ilmenita	4.3 - 4.9
Smithsonita	4.3 - 4.5
Rutilo	4.3
Calcopirita	4.1 - 4.3
Malaquita	4.0
Zinc-Blenda	3.9 - 4.2
Azurita	3.8
Espinela	3.5 - 4.0
Atacamita	3.8
Covellina	3.8
Siderita	3.7 - 3.9
Rejalgar	3.4 - 3.6
Oropimente	3.5
Esfalerita	3.5 - 4.0

MINERAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Limonita	3.5 - 4.0
Titanita	3.5 - 3.6
Hiperstena	3.4 - 3.5
Fritrina	2.9 - 3.0
Anabergita	3.0 - 3.1
Criolita	2.9 - 3.0
Glauberite	2.7 - 2.8
Vivianita	2.6 - 2.7
Tenardita	2.7
Quieserita	2.5 - 2.6
Brucita	2.3 - 2.4
Crisocola	2.0 - 2.3
Gaylusita	1.9

TABLA # 2
 DENSIDADES DE MINERALES NO METALICOS

MINERAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Barita	4.3 - 4.7
Corindón	3.9 - 4.0
Fluorita	3.1 - 3.2
Magnesita	2.9 - 3.1
Anhidrita	2.9 - 3.0
Kaolinita	2.59
Kaolín	2.5 - 2.6
Bauxita	2.3 - 2.4
Fosfato	2.2 - 3.2
Yeso	2.2 - 2.4
Halita	2.14 - 2.24
Roca de Sal	2.1 - 2.2
Sal de roca antigua	2.1
Sal de roca joven	2.1
Kainita	2.1
Grafito	2.1 - 2.3
Azufre	1.9 - 2.1
Silvina	1.9 - 2.0
Carnalita	1.6 - 1.7
Depósito de Sal de Potasio	1.6

TABLA # 3

DENSIDADES DE MINERALES COMBUSTIBLES Y MATERIALES DIVERSOS

MINERAL O MATERIALES	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Salitre	2.0
Bórax	1.5 - 1.7
Tabique	1.5
Antracita	1.3 - 1.46
Carbón	1.26 - 1.33
Lígnito	1.10 - 1.25
Asfalto	1.1 - 1.2
Turba	1.05
Czokorite	0.94 - 0.97
Hielo	0.88 - 0.92
Madera	0.7 - 1.0
Petróleo	0.6 - 0.9
Nieve	0.125

TABLA # 4

DENSIDADES DE MINERALES FORMADORES DE ROCAS

MATERIAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Zircón	4.6 - 4.7
Granate	3.8 - 4.2
Topacio	3.5 - 3.6
Diamante	3.5 - 3.6
Olivino	3.3 - 3.4
Epidota	3.3 - 3.5
Zoisita	3.3 - 3.4
Augita	3.2 - 3.6
Apatito	3.2
Andalusita	3.1 - 3.2
Turmalina	3.1 - 3.2
Piroxeno y amfíboles	3.0 - 3.5
Ornblenda	3.0 - 3.3
Dolomita	2.85- 2.95
Mica	2.8 - 3.0
Berilio	2.7
Clorita	2.6 - 2.7
Calcita	2.6 - 2.8
Talco	2.6 - 2.8
Nefelina	2.58-2.64
Pedernal	2.54
Cuarzo	2.50-2.65
FELDESPATOS	
Oligoclasa	2.66
Albita	2.61-2.64
Feldespato	2.5 - 2.8
Ortoclasa	2.5 - 2.58
Serpentina	2.5 - 2.7
Leucita	2.45- 2.5

TABLA # 5
DENSIDAD DE ROCAS IGNEAS

MATERIAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
ROCAS INTRUSIVAS	
Augita-Diorita	2.99 - 3.08
Hornblenda-Gabro	2.98 - 3.18
Piroxenita	2.93 - 3.34
Gabro	2.89 - 3.09
Olivino-Gabro	2.85 - 3.0
Nefelinita-Basalto	2.85 - 3.0
Rocas Igneas	2.8
Peridotita	2.78 - 3.37
Diorita	2.72 - 2.99
Norita	2.70 - 3.24
Essexita	2.69 - 3.14
Cuarzo-Diorita	2.62 - 2.90
Cianita	2.60 - 2.95
Anortosita	2.64 - 2.94
Granito	2.56 - 2.74
Nefelina-Cianita	2.53 - 2.70
ROCAS ESTRUSIVAS	
a) Más viejas que el Terciario	
Diabasa	2.73 - 3.12
Porfirítica	2.62 - 2.93
Pórfido	2.60 - 2.89
Cuarzo-Porfirítica	2.55 - 2.73
Cuarzo-Pórfido	2.55 - 2.73
b) Más jóvenes que el Terciario	
Picrite	2.73 - 3.35
Basalto	2.74 - 3.21

MATERIAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Andesita	2.44 - 2.80
Dacita	2.35 - 2.79
Traquita	2.44 - 2.76
Riolita	2.35 - 2.65
VIDRIOS VOLCANICOS	
Vidrio Basaltico	2.75 - 2.91
Andesita y Vidrios Porfiríticos	2.50 - 2.63
Vitrophyre	2.36 - 2.53
Obsidiana	2.21 - 2.42
Vidrio Riolita	2.20 - 2.28

TABLA # 6

DENSIDADES DE ROCAS SEDIMENTARIAS

MATERIAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Arcilla	2.46
Formación del Jurásico	2.3 - 2.5
Formación del Terciario	2.0 - 2.4
Arcilla y Arena	1.72
Aluvión	1.54
Arcilla del Mioceno	1.30
Arenisca y minerales de hierro	2.38
Arenisca	2.59 - 2.72
Grava y Arena compactada	2.5
Conglomerado	2.1 - 2.7
Arena, Cuarzo	2.2 - 2.3
Grava húmeda	1.9 - 2.1
Arena húmeda	1.7 - 1.9
Arena Seca	1.4 - 1.7
Anhidrita	2.9
Dolomita	2.8
Caliza	2.6 - 2.84
Lutita	2.39 - 1.9

TABLA # 7

DENSIDADES DE ROCAS METAMORFICAS

MATERIAL	DENSIDAD (ρ) (g/cm ³)
Eclogite	3.20 - 3.54
Jadeita	3.27 - 3.36
Precámbrico	3.0
Anfibolita	2.91 - 3.04
Serpentina	2.80 - 3.10
Clorita-Lutita	2.75 - 2.98
Lutita	2.7 - 2.85
Filita	2.68 - 2.80
Lutita Cuarcítica	2.63 - 2.91
Mármol	2.63 - 2.87
Gneiss	2.53 - 3.0
Granulite	2.57 - 2.73
Esquisto	2.39 - 2.87
Grauvaca	2.6 - 2.7