

V. REDES GRAVIMETRICAS

Las redes gravimétricas nacionales se dividen en dos órdenes:

Red de Primer Orden. Consta de todas las Estaciones Base de Gravedad integradas a la IGSN71. Estas estaciones se establecen en lugares de fácil acceso según necesidades. (Figura 10, Red Gravimétrica de Primer Orden, INEGI, 2009).



Figura 10.- Red Gravimétrica de Primer Orden.

Redes de segundo orden. Se ligan a la red de primer orden. Los levantamientos para formar estas redes son conocidos como levantamientos regionales, se realizan en puntos determinados por el proyecto considerando mediciones en puntos de fácil acceso como carreteras, vías férreas, etc. (Figura 11.- Red Gravimétrica de Segundo Orden, INEGI, 2009)

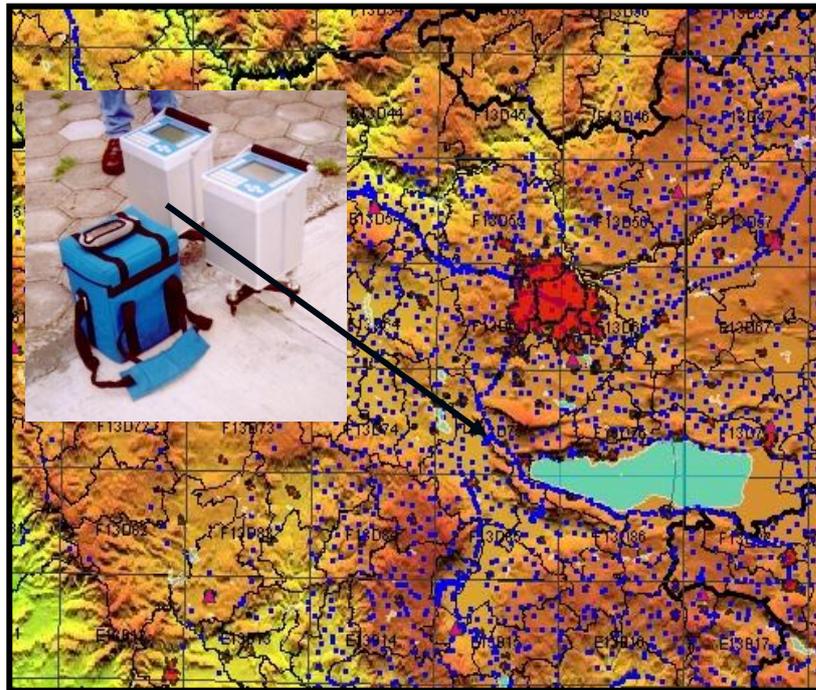


Figura 11.- Red Gravimétrica de Segundo Orden.

V.1 Interacción de Superficies Geodésicas en el Sistema Global de Referencias

V.1.1 Tipos de Alturas

La altura de un punto sobre la superficie terrestre es la distancia existente sobre la línea vertical entre éste y una superficie de referencia (datum vertical). Su determinación se realiza mediante un procedimiento conocido como nivelación el cual a su vez, puede ser barométrico, trigonométrico, geométrico o espacial. Sin embargo debido a la influencia del campo de gravedad terrestre en el proceso de medición, los resultados obtenidos deben ser cualificados involucrando correcciones gravimétricas.

En el proceso convencional de determinación de alturas el telescopio del instrumento es tangente a la superficie equipotencial local y la línea de la plomada coincide con el vector de la fuerza de gravedad, el cual es perpendicular a aquellas superficies. De aquí que las diferencias de nivel calculadas no solo reflejan las variaciones topográficas del terreno sino que además consideran las alteraciones gravitacionales de la Tierra. La desviación que estas alteraciones generan sobre las alturas medidas pueda ser cuantificada y tratadas de acuerdo con los conceptos físicos considerados en su procesamiento. Así, las alturas utilizadas en Geodesia se clasifican según su determinación, su aplicación y el modelo matemático o físico considerado en su definición. Dentro de este marco se distinguen alturas de tipo geométrico (niveladas y elipsoidales) y alturas de tipo físico (dinámicas, normales y ortométricas).

Alturas elipsoidales

Las alturas elipsoidales (h) representan la separación entre la superficie topográfica terrestre y el elipsoide. Dicha separación se calcula sobre la línea perpendicular a este último. Las alturas elipsoidales son obtenidas a partir de las coordenadas geocéntricas cartesianas (X , Y , Z) definidas sobre un elipsoide de referencia (p. ej. el modelo Geodetic Reference System 1980, GRS80, o el World Geodetic System 1984, WGS84, los cuales en la práctica, son iguales) y determinadas a partir del posicionamiento satelital de los puntos de interés. (Figura 12).

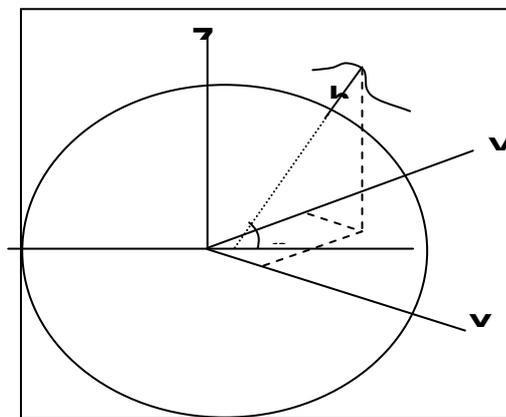


Figura 12.- Relación de Alturas.

Debido a la utilización masiva de la técnica GPS es indispensable considerar este tipo de alturas en los registros oficiales de las cantidades directamente medidas. Sin embargo, como éstas no consideran el campo de gravedad terrestre en su determinación, pueden presentar valores iguales en puntos con niveles diferentes o viceversa, haciendo que su aplicación en la práctica sea mínima. Tal circunstancia exige que éstas sean complementadas con otro tipo que sí considere el campo de gravedad terrestre.

Alturas de tipo físico

Una manera de determinar las distancias reales entre las superficies de nivel es cuantificando sus diferencias de potencial, las cuales al ser sumadas en un circuito cerrado siempre serán cero y los resultados obtenidos, por diferentes trayectorias serán iguales. Esto debido a que los valores de potencial son unívocos y dependen solamente de la posición. En la práctica estas diferencias corresponden con los resultados de las nivelaciones clásicas combinadas con los valores de gravedad registrados en la zona de interés. La diferencia de potencial entre cada punto de cálculo y el geoide (principal superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre) se conoce como número geopotencial.

Alturas dinámicas

Las alturas dinámicas se calculan al dividir los números geopotenciales por un valor constante de gravedad. La ventaja de las alturas dinámicas radica en que, valores iguales de éstas representan una superficie equipotencial del campo de gravedad, es decir; una superficie de agua en calma en cualquier elevación sobre el geoide tiene siempre la misma altura dinámica. Estas alturas se obtienen a partir de las niveladas mediante la aplicación de correcciones que expresan los incrementos o decrementos en altura, generados por involucrar un valor constante de gravedad.

Alturas normales

En las alturas normales los números geopotenciales no son divididos por un valor constante de gravedad sino por el valor medio de la gravedad normal entre la superficie de referencia y el punto en consideración.

Alturas Ortométricas

El cálculo de las alturas ortométricas es similar al de las normales, sólo que los números geopotenciales son divididos por el valor medio de la gravedad verdadera (g') entre el punto evaluado y el geoide.

El inconveniente que presentan estas alturas se basa en que no es posible conocer el valor de g . Normalmente, la gravedad real es medida sobre la superficie topográfica y continuarla, hacia abajo a lo largo de la línea de la plomada, requiere de la formulación de modelos sobre la distribución de densidad de las masas terrestres. De esta manera los valores de altura ortométrica calculados dependen de las hipótesis utilizadas en la modelación de la densidad.

La manera de transformar el valor de altura geodésica (h) que proporciona un receptor GPS en un valor de altura ortométrica (H), es mediante la resta del valor de altura geoidal (N) dada por un modelo digital de elevación geoidal. (Figura 13, 14 y 15).

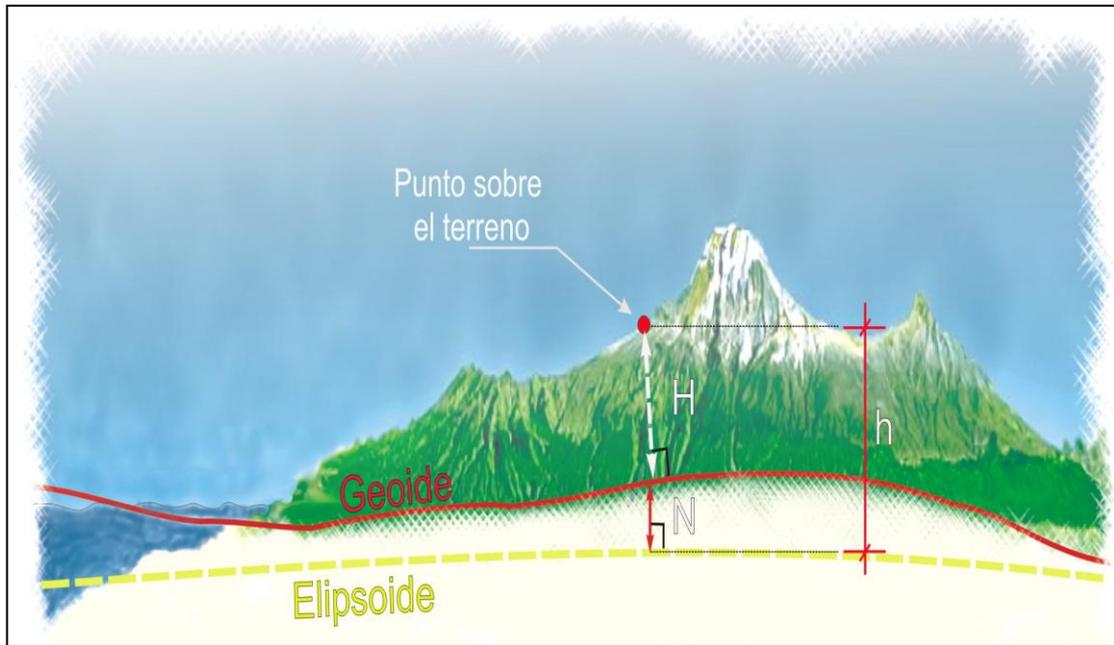


Figura 13.- Determinación de Alturas Ortométricas.

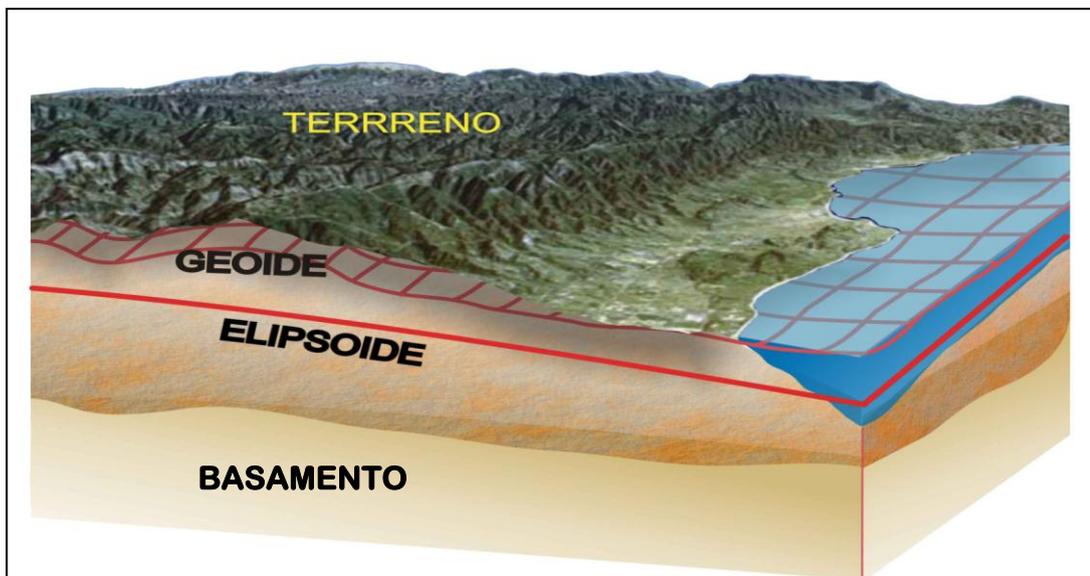


Figura 14.- Interacción de Superficies Geodésicas.

Para el caso de los perfiles gravimétricos desarrollados en el área de estudio fue posible obtener las alturas ortométricas y geoidales de las estaciones, combinando información de un modelo de alturas geoidales con alturas geodésicas obtenidas mediante técnicas de posicionamiento satelital

La manera de transformar el valor de altura geodésica (h) que proporcionó el equipo GPS en un valor de altura ortométrica (H), fue mediante la resta del valor de altura geoidal (N) dada por un modelo digital de elevación geoidal, publicada en la página de Internet del INEGI (www.inegi.gob.mx, Geoide Gravimétrico Mexicano 2006). También se puede obtener de manera puntual utilizando la formula: $H=h-N$ (Norma Técnica de Levantamientos Geodésicos del INEGI, 2006) (Figura 13).

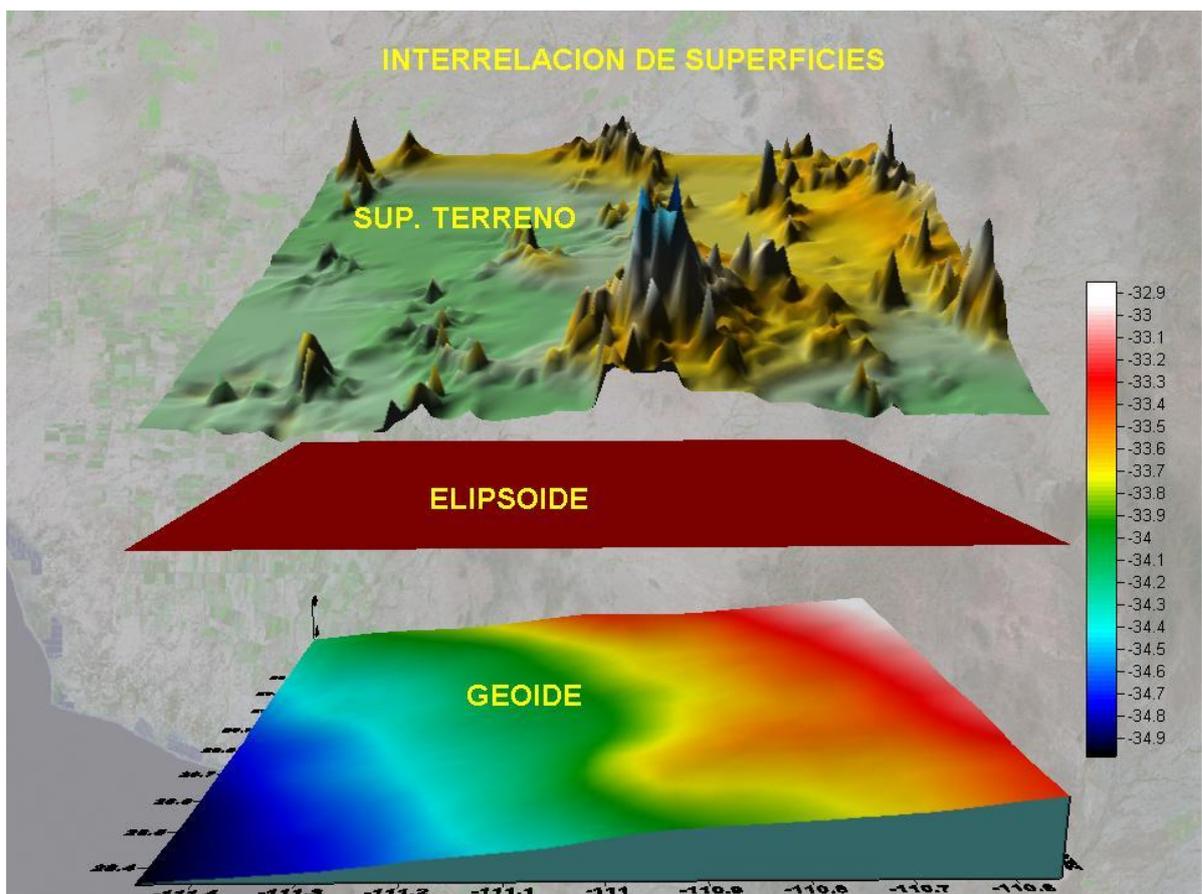


Figura 15.-Interacción de Superficies Geodesias en el Área Cuenca La Poza.

En este esquema se presentan las tres superficies geodésicas interactuadas en la zona de estudio donde se manifiestan en la parte superficial el terreno superficial con un promedio de 120 metros sobre el nivel medio del mar. En la parte intermedia se muestra la superficie de referencia a las cuales están asociada las mediciones de posición de los puntos correspondiente al elipsoide de revolución con un valor promedio de 100 metros y en la parte inferior se muestra la superficie geoidal, las cuales se encuentran a -33 metros por debajo del elipsoide.

V.2 Proceso Para Obtener el Valor de la Media Pesada Para la Gravedad

Procedimiento estadístico utilizado para promediar las observaciones y distribuir los pesos de los mismos para cada uno de los puntos observados. Este procedimiento promedia el valor mas probable de las mediciones donde se consideran las desviaciones estándar para cada estación, (Bases Teóricas y Cálculo de Ajustes en Ingeniería Topográfica, Rafael Sosa Torres, octubre 1984).

En el siguiente esquema mostramos un ejemplo de unas observaciones aleatorias con el fin de conceptualizar el procedimiento.

Paso numero 1:

Primeramente se determina el peso para cada valor de la desviación estándar de las observaciones, utilizando la ecuación siguiente:

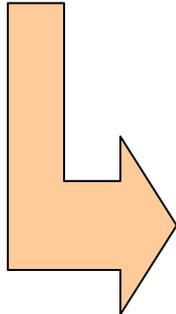
$$P_i = 1 / (Sd_i)^2$$

Donde:

P_i = peso de la desviación estándar

Sd_i = desviación estándar del punto

| LAT | LONG | ALT. | GRAV. | SD. | TILT.X | TILT.Y | TEMP | TIDE | DUR | REJ | TIME | DEC.TIME+DATE | TERRAIN |
|--------|----------|------|----------|-------|--------|--------|------|--------|-----|-----|----------|---------------|---------|
| 29.092 | -111.047 | 180 | 2183.737 | 0.016 | 0.7 | 2.8 | 0.37 | -0.058 | 4 | 0 | 10:55:07 | 1786.45421 | 0 |
| 29.092 | -111.047 | 180 | 2183.763 | 0.016 | 1.0 | 3.3 | 0.37 | -0.058 | 4 | 0 | 10:55:22 | 1786.45439 | 0 |
| 29.092 | -111.047 | 180 | 2183.760 | 0.009 | 1.2 | 3.7 | 0.37 | -0.058 | 4 | 0 | 10:55:27 | 1786.45445 | 0 |
| 29.092 | -111.047 | 180 | 2183.744 | 0.007 | 1.5 | 3.9 | 0.37 | -0.058 | 4 | 0 | 10:55:33 | 1786.45451 | 0 |



| SD. | Pi |
|-------|-----------|
| 0.016 | 3906.250 |
| 0.016 | 3906.250 |
| 0.009 | 12345.679 |
| 0.007 | 20408.163 |

Paso numero 2.

Se realiza la sumatoria para la desviación estándar, el peso, el tiempo decimal y el producto del peso por la gravedad.

| SD. | Pi | DEC.TIME+DAT | GRAV. | Pi * GRAV |
|------|----------|--------------|---------|-------------|
| 0.01 | 3906.25 | 1786.4542 | 2183.73 | 8530222.65 |
| 0.01 | 3906.25 | 1786.4543 | 2183.76 | 8530324.21 |
| 0.00 | 12345.67 | 1786.4544 | 2183.76 | 26960000.00 |
| 0.00 | 20408.16 | 1786.4545 | 2183.74 | 44566204.08 |

SUMATORIAS

| SD | P | DEC.TIME+DAT | Pi * |
|------|----------|--------------|-------------|
| 0.04 | 40566.34 | 7145.81 | 88586750.95 |

| SD. | DEC.TIME+DATE |
|-------|---------------|
| 0.012 | 1786.45439 |

Paso numero 3.

Se obtiene el promedio para la desviación estándar y el tiempo decimal

Paso numero 4.

Se calcula la media pesada utilizando la formula siguiente:

$$MP = \Sigma (P_i * GRAV) / \Sigma (P_i)$$

| SD. | Pi | DEC.TIME+DATE | Pi * GRAV |
|-------|-----------|---------------|--------------|
| 0.048 | 40566.342 | 7145.818 | 88586750.957 |

$$MP = 88586750.957 / 40566.342 =$$

El valor de la media pesada corresponde a la gravedad observada de la estación

Paso numero 5.

Por ultimo una vez calculada la media pesada para todos Los puntos, se obtiene la siguiente tabla donde se generan los datos finales para posteriormente incorporarlos a las bases de datos e iniciar con las correcciones gravimétricas correspondientes:

| PUNTO | LAT | LONG | ALT | MEDIA PESADA | SD | DEC-TIME |
|-----------|--------|---------|-----|--------------|-------|------------|
| 9999.000N | 29.092 | 111.047 | 180 | 2183.750 | 0.012 | 1786.45438 |
| 37.000N | 29.092 | 111.047 | 180 | 2183.748 | 0.012 | 1786.45883 |
| 38.000N | 29.069 | 110.922 | 217 | 2173.025 | 0.011 | 1786.49826 |
| 39.000N | 29.069 | 110.922 | 212 | 2173.578 | 0.011 | 1786.50583 |
| 40.000N | 29.069 | 110.923 | 209 | 2173.732 | 0.008 | 1786.51401 |
| 9998.000N | 29.070 | 110.921 | 215 | 2183.841 | 0.014 | 1786.63290 |

Tabla 2.- Procedimiento para Determinar La Media Pesada.

V.3 Deriva Dinámica

Si se hace una lectura en un punto y se deja el gravímetro en reposo por una hora y luego se vuelve al mismo punto, es probable que esta segunda lectura difiera de la primera lectura. Esta variación de los valores de la gravedad en función del tiempo, es a la que se le denomina “deriva instrumental”, y se debe a que los resortes o fibras de torsión del gravímetro no son perfectamente elásticos y están sometidos a un lento proceso de recuperación y también puede deberse a la presión y a la temperatura (pero en menor proporción). Para corregir este problema en las estaciones gravimétricas en la zona de estudio, se empleo el siguiente procedimiento:

El cálculo de la deriva dinámica:

Se realizó determinando el valor de la deriva dinámica para todos los puntos levantados durante un día, utilizando la siguiente fórmula:

$$\text{Deriva} = \frac{G_i - G_f}{T_i - T_f}$$

Donde:

G_i = Gravedad inicial en la base (al inicio del día)

G_f = Gravedad final en la base (al final del día)

T_i = Tiempo inicial

T_f = Tiempo final

V.4 Gravedad Corregida

$$\text{Gravcorr} = G_p + (\text{deriva} * (T_i - T_p))$$

$$\text{Difgrav} = \text{gravcorr} - G_i$$

$$\text{Gravcorregida} = \text{gravbase} + \text{difgrav}$$

Donde:

G_p = gravedad del punto

T_p = tiempo en el punto

Gravbase = Valor absoluto de la base de partida.

Anomalía gravimétrica:

La diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad (en el esferoide para la latitud y la longitud) en la estación se denomina Anomalía gravitatoria. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hayan hecho al valor observado de los puntos, empleando la siguiente expresión:

$$\Delta g = g - \gamma + A$$

Donde:

| | |
|------------|----------------------|
| Δg | Anomalía de gravedad |
| g | Gravedad observada |

| | |
|--|------------------------|
| $\gamma = \gamma_e \frac{1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2 \phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2 \phi}}$ | Gravedad normal |
| $A = 0.8658 - 9.727 \times 10^{-5} H + 3.482 \times 10^{-9} H^2$ | Corrección atmosférica |
| ϕ | Latitud geodésica |
| H | Altura ortométrica |

Anomalía al aire libre:

$$\Delta g_{AL} = \Delta g + CAL$$

Donde:

| | |
|---|--------------------------|
| Δg_{AL} | Anomalía al aire libre |
| CAL | Corrección al aire libre |
| $CAL = 0.3066828004154(1.00001156648136 - 1.4339655277 \times 10^{-3} \text{sen}^2 \phi)H - 7.2125184 \times 10^{-8} H^2$ | |

V.5 Anomalía de Bouguer

Esta corrección tiene en cuenta la atracción del material rocoso situado entre el nivel del mar y la estación situada a una altura h. Se basa en la hipótesis de que la superficie de la Tierra es horizontal en todas partes (paralela al geoide) a una altura h por encima del nivel del mar. Las montañas que sobresalen de esta superficie horizontal imaginaria y los valles que quedan por debajo falsean esta hipótesis, pero su efecto gravitatorio se compensa por la corrección topográfica subsiguiente. Esta corrección se resta porque en realidad estamos eliminando el material situado entre el nivel del mar y el nivel de la estación.

$$\Delta g_B = \Delta g_{AL} + CB$$

Donde:

| | |
|--|--------------------------------|
| CB | Corrección de Bouguer sencilla |
| $CB = 2\pi\rho_0 H^2 (\Omega) = 0.1119H$ | |

Se utilizo esta corrección para corregir los efectos de las colinas y valles próximos al lugar de observación. Esta considera la atracción de las masas situadas por encima de la Estación y corrige también las depresiones situadas por debajo del nivel de la Estación. Puesto que la atracción de las masas más altas se ejerce por encima de la estación y se opone a la gravedad, se la suma a la gravedad observada para anular su efecto. Del mismo modo la

atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar a la corrección de Bouguer. Pero como este material en realidad no existe debemos sumar su atracción para compensar. Por lo tanto la corrección topográfica se suma siempre ya se trate de valle o de una montaña.

$$\Delta g_{CB} = \Delta g_B + CT$$

Donde:

| | |
|--|--------------------------------|
| CT | Corrección topográfica |
| $CT = \frac{G\rho R^2}{2} \iint_{\sigma} \frac{(H-H_p)^2}{l_0^3} d\sigma$ | |
| G | Constante gravitacional |
| $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$ | Densidad promedio de la Tierra |
| R | Radio terrestre promedio |
| H_p | Altura ortométrica promedio |
| $l_0 = 2R \text{sen} \frac{\psi}{2}$ | |
| $\text{sen} \frac{\psi}{2} = \left[\text{sen}^2 \frac{\phi_p - \phi}{2} + \text{sen}^2 \frac{\lambda_p - \lambda}{2} \left(\cos^2 \phi_m - \text{sen}^2 \frac{\phi_p - \phi}{2} \right) \right]$ | |

V.6 Anomalía de aire libre (esta corrección también se llama, corrección por altura).

En las estaciones gravimétricas levantadas en la zona de estudio se les realizó esta corrección para hacer la reducción de la gravedad sin considerar masa entre el punto y el Geoide. Para hacerlo se sumo a la gravedad medida en el punto g, la corrección aire-libre F. El valor de esta corrección se calcula con la expresión:

$$H = 0.30856 h \text{ mgals,}$$

Donde h es la altura en metros.