

# Prospection Gravimétrique

## Introduction

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le champ de pesanteur de la terre et des autres corps du système solaire, elle est étroitement liée à la géodésie, qui a pour objet l'étude de la forme de la terre et la mesure de ses dimensions, son champ d'applications couvre différents objectifs, parmi lesquels on peut citer l'étude de la structure interne à diverses échelles, l'étude des variations temporelle relèvent du domaine des marées terrestre, les connaissances sur la pesanteur de la terre ont été considérablement accrues ces dernières années grâce aux données spatiales, les observations sont habituellement faites à un mètre au-dessus du sol ou sur un bateau ; des mesures aéroportées et des études souterraines ont été réalisées, la méthode gravimétrique est une méthode utilisant une source naturelle pour laquelle des variations locales de la densité des roches, au voisinage de la surface du sol, provoquent des minuscules changements du champ principal de pesanteur.

## 1 / Principes et théorie élémentaires

### 1.1 / Loi de Newton

La gravimétrie est basée sur la loi de gravitation universelle de Newton :

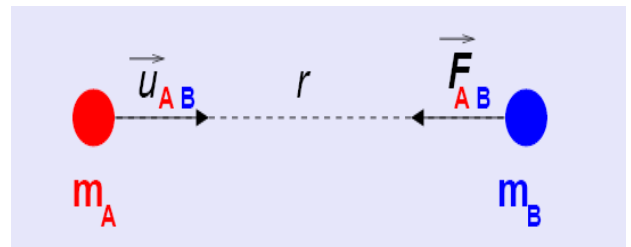
$$F = Gm_A m_B / r^2 \text{ Ou :}$$

F : force newtonienne ou gravitation universelle.

G : constante de gravitation universelle,  $G = 6.67 \cdot 10^{-8} (\text{cm}^3 / \text{g} \cdot \text{s}^2)$  ou  $(\text{dyn} \cdot \text{cm}^2 / \text{s}^2)$

En unités c.g.s.

r : la distance qui sépare les masses  $m_A$  et  $m_B$ .



### 1.2 / Accélération de la pesanteur

Il faut appliquer une force  $F$  à une masse  $m$  pour lui faire subir une accélération  $a$ . Ceci se traduit par la relation :

$$\vec{F} = m \vec{a}$$

L'accélération d'une masse à la surface du sol s'exprime donc par :

$$\vec{a} = -\frac{GM_T}{R_T^2} \vec{r} = \vec{g}$$

D'où la  $M_T$  est la masse de la terre ( $5.977 \times 10^{24} \text{ Kg}$ ) et  $R_T$  le rayon moyen de la terre (6370km),  $g$  est dite accélération de la gravité et vaut en moyenne  $9.81 \text{ m/s}^2$ , en l'honneur de Galilée, on a nommé l'unité d'accélération gravitationnelle le gal avec :

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm} / \text{s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2.$$

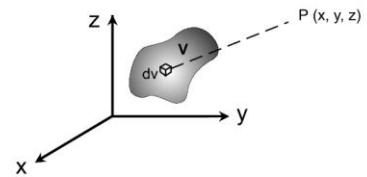
- ❖ Dans cette équation, le symbole  $\mathbf{r}$  (avec la flèche) représente le **vecteur unitaire radial**.

Voici ses caractéristiques :

- **Rôle** : Il indique la **direction** et le **sens** du champ. Il est dirigé du centre de la Terre vers l'extérieur. Le signe "moins" (-) devant la fraction indique que l'accélération  $g$  est dirigée dans le sens opposé à  $r$ , c'est-à-dire vers le centre de la Terre (force attractive).
- **Unité** : Il n'a **aucune unité** (il est adimensionnel). Un vecteur unitaire a par définition une norme (longueur) égale à **1**.

### 1.3/ Potentiel gravifique

Considérons un point de matériel de masse  $m$ , soumis à un ensemble de force  $\vec{f}_1, \vec{f}_2, \dots, \vec{f}_i$ , la résultante de ces forces est donnée par la relation suivante :  $\vec{F} = \sum \vec{f}_i = m \vec{A}$ .



Le vecteur  $\vec{A}$  est alors appelé champ gravifique ou de gravitation, il est considéré comme la force exercée par une masse  $m$  sur une masse unité se trouvant en un point  $P$  situé à une distance  $r$  de  $m$ .

La valeur de  $a$  est donnée par la relation suivante :  $A = Gm/r^2$ .

## 2 / Pesanteur

### 2.1 / Forme de la terre

Déduite des mesures géodésiques et des observations satellite est pratiquement sphéroïdale, avec un renflement à l'équateur et un aplatissement aux pôles, on sait qu'à la surface de la terre la valeur de la pesanteur dépend de cinq facteurs : la latitude, l'altitude, la topographie, les marées et les variations de densité en surface, seul le dernier facteur est significatif en prospection gravimétrique. La variation de la pesanteur de l'équateur aux régions polaires est d'environ 5 gals, alors que l'influence de l'altitude peut atteindre 0.1 gals.

#### a) L'ellipsoïde de référence

La surface de la terre est définie comme une surface mathématique en fonction de la valeur de la pesanteur en chaque point de la surface, c'est une surface équipotentielle, autrement dit la pesanteur est partout normale à cette surface, en tout point de l'ellipsoïde on peut calculer une valeur théorique de l'accélération de la pesanteur, ce calcul a été réalisé par Clairaut, cette valeur théorique ne dépend que de la latitude sur l'ellipsoïde elle s'écrit :  $g = g_0 ( 1 + K_1 \sin^2 \varphi - K_2 \sin^2 2\varphi )$

$g_0$  est la pesanteur à l'équateur et  $k_1$  et  $k_2$  sont des constantes qui dépendent de la forme et de la vitesse de rotation de la terre.

### Les variables de l'équation

- $g$  : La pesanteur théorique calculée à une latitude donnée.
- $g_0$  : La pesanteur théorique à l'équateur (où  $\varphi = 0$ ).

- $\varphi$ : La latitude du point de mesure.
- $K_1$  et  $K_2$  : Des constantes numériques qui dépendent du système géodésique de référence utilisé (comme le **WGS84** ou le **GRS80**).

## 2. Pourquoi cette formule ?

La Terre n'étant pas une sphère parfaite mais un ellipsoïde en rotation, la pesanteur varie pour deux raisons principales :

1. **La forme (aplatissement)** : Le rayon terrestre est plus court aux pôles qu'à l'équateur, donc on y est plus proche du centre de masse.
2. **La force centrifuge** : Elle est maximale à l'équateur et nulle aux pôles, tendant à diminuer la valeur de  $g$  mesurée à la surface.

## 3. Valeurs standards (Système GRS80 / WGS84)

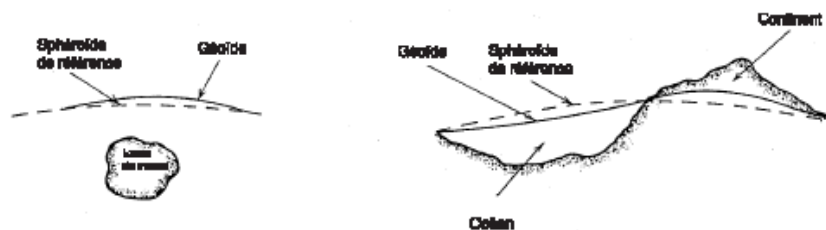
Dans les modèles modernes, les valeurs sont approximativement :

- $G_0 = 9,780327 \text{ m/s}^2$
- $K_1 = 0,0053024$
- $K_2 = 0,0000058$

### b) Le géoïde

On sait que la surface de la terre a des bosses et des creux de plusieurs dizaines de mètres et que la densité peut varier suivant

toutes les directions. Ceci nous amène alors à définir le concept de géoïde que l'on définit par la surface équipotentielle correspondant à la surface des océans aux repos. Le géoïde et le sphéroïde ne coïncident pas en tout point. Il existe des cartes de la hauteur de géoïde par rapport au sphéroïde. Les deux plus grandes variations sont au sud de l'Inde (-105m) et en Nouvelle-Guinée (+73m). Jusqu'ici, aucune interprétation reliant les lignes de contour du géoïde à la surface du globe (frontières océan-continent, rides mid-océaniques, etc...) ne s'est avérée possible. On a émis l'hypothèse qu'elle pourrait être expliquée par des hétérogénéités du manteau inférieur.



## 3 / Les corrections gravimétriques

Pour étudier un ensemble de mesures, il est nécessaire de les ramener au même niveau de référence (géoïde) pour qu'elles soient comparables entre elles. Les variations de la pesanteur observée sur la carte obtenue après correction sont essentiellement dues à des hétérogénéités localisées essentiellement dans l'écorce terrestre mais aussi au niveau du manteau supérieur. Ces variations seront l'illustration des traits structuraux que nous cherchons à mettre en évidence. Les corrections devront être apportées aux mesures brutes de la pesanteur.

### 3.1 / Correction normale ou de latitude ( $g_{th}$ )

Elle permet de corriger la mesure, de l'influence de l'aplatissement de la terre, elle ne dépend que de la latitude de la station. Elle est donnée par la formule suivante :

$$g_{th} = 978031.85(1 + 0.0053024\sin^2 \varphi - 0.0000059\sin^2(2\varphi))$$

Où :  $[\varphi]$  = degrés, représente la latitude de la station.

978031.85 mgals : représente la valeur de la pesanteur à l'équateur.

### 3.2 / Correction d'altitude

Elle tient compte du fait que la surface réelle de la terre est différente du sphéroïde conventionnel ; elle se décompose en deux correction :

#### A) correction a l'air libre ( $A_F$ )

Elle permet d'éliminer l'influence de l'altitude (h) de la station, sans tenir compte des masses situées entre celle ci et le niveau de référence, elle ne dépend que de cette altitude, elle est donnée par la relation suivante :

$$A_F = 0.3086h \text{ ou : } A_F = mgals ; \mathbf{h} = \text{mètre}$$

#### B) Correction de plateau (P)

Elle consiste à supprimer l'effet de la partie du terrain située au dessus de la surface de référence (ou à combler le vide provoqué par une surface de sol sous la surface de référence), en d'autre termes elle supprime l'influence des masses en relief, elle dépend de l'altitude (h) de celle-ci et de la densité (d) du terrain corrigé elle est donnée par la relation suivante :

$$P = 0.0419dh \text{ D'où : } P = mgals, d = g/cm^3, h = \text{mètre}$$

### 3.3 / Correction topographique

Elle tend à corriger l'influence des masses topographiques situées dans le voisinage de la station, en effet corriger séparément l'influence des reliefs se trouvant au dessous et au dessus du plan horizontal passant par le point de mesure, permet de considérer dans la correction de plateau un terrain homogène et d'épaisseur constante, l'excès de masse situé au dessus s du plan horizontal passant par la station, de même que le déficit se trouvant au dessous de celui-ci ont un effet négatif sur la mesure.

### 3.4 / Correction de Bouguer

Les mesures et les corrections faites conduisent à obtenir pour g des variations finale appelées « anomalie de Bouguer » qu'on peut définir par simple et complète. Par définition, l'anomalie de Bouguer simple sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique corrigée de la correction à l'air libre et de la correction de plateau, soit :

$$AB_s = g_m - (g_0 - 0.3086h + 0.0419\rho h)$$

L'anomalie de Bouguer complète sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique corrigée de la correction à l'air libre et de la correction de plateau et des corrections de terrain soit :

$$AB_C = g_m - g_0 + 0.3086h - 0.0419\rho h + \rho T$$

$\rho$ , T étant les corrections de terrain (toujours positives).

#### 4 / Isostasie

A partir des mesures de la pesanteur sur le globe, on a constaté que l'anomalie moyenne de Bouguer, sur terre au voisinage du niveau de la mer, est proche de zéro. En mer, elle est généralement positive, alors que dans les régions de grande altitude, elle est surtout négative. Ces effets étendus résultent de variations de densité dans la croûte ; ils indiquent aussi que les matériaux, sous les océans, ont une densité supérieure à la moyenne et que, sous les montagnes, c'est le contraire, des hypothèses ont été avancées il y a celle de la théorie scientifique G.B Airy qui dit que l'écorce terrestre est formée de radeaux de différentes hauteurs, flottant sur un magma visqueux ; la base de ces radeaux sera dès lors à des profondeurs variables qui sont fonction de leur altitude. A des montagnes correspondraient des racines R et sous les océans existeraient des remontées du manteau appelée anti - racine (AR) cette théorie repose sur le principe de l'équilibre hydrostatique.

#### 5 / Le choix de la densité

Le paramètre significatif pour une étude gravimétrique est la variation locale de la densité, il intervient dans le calcul de certaines corrections et dans l'interprétation quantitative. Dans tous les cas, la valeur de ce paramètre est choisie et ce choix est prépondérant pour la bonne qualité et la précision des résultats de la campagne gravimétrique, il existe plusieurs méthodes de choix de la densité, citons pour mémoire :

- Les mesures aux affleurements.
- Les mesures indirectes à l'aide d'un gravimètre.
- La méthode de profil de Nettleton.
- La méthode des triplets.

En général, la vitesse des ondes P augmente avec la densité des roches ; dans la gamme de vitesses 2000 à 7000 m/s, la densité augmente de 1.9 à 2.8 g/cm<sup>3</sup>.

#### 6 / Appareils

La détection des anomalies en prospection gravimétrique nécessite la mesure de variation de g au moins aussi petites que 0,1 mgals ; il n'est alors pas possible de déterminer  $\Delta g$  et la valeur absolue de g avec le même appareil. Une mesure absolue est exécutée sur des installations fixes et demande une détermination très précise du temps d'oscillation d'un pendule ou de la chute d'un corps.

Les mesures relatives peuvent se faire de diverses manières, trois types d'appareils ont été très utilisés il s'agit de la balance de torsion, du pendule et du gravimètre. Ce dernier est l'unique appareil dont on se sert actuellement en prospection.

##### 6.1 / Les gravimètres

Développés pour mesurer  $\Delta g_z$  sur un terrain (1930), le système correspond essentiellement à une balance extrêmement sensible dans laquelle une masse est reliée à un ressort. Les variations de la gravité se traduisent alors par une élongation du ressort amplifiée mécaniquement ou électriquement. Les gravimètres modernes utilisent deux ressorts : un dont la tension correspond à une valeur moyenne pour la région et un autre plus sensible relié à une vis micrométrique qui sert à faire la lecture. On retrouve deux types de gravimètres : les

gravimètres stables et les instables. Voici quelque exemple de gravimètre utilisé en prospection gravimétrique :

#### a) Lacoste – Romberg

Développé en 1934 par J.B. LaCoste, il est basé sur le principe du ressort de longueur zéro : la tension / longueur du ressort. Son degré de précision est de 0,01 mgals, voire mieux. Ils sont fabriqués en métal avec faible extension thermique et sont isolés et thermostatés. Les premiers pesaient environ 80 lbs (1940), maintenant, seulement 6 lbs.

#### b) Worden

Développé en 1948, il possède un mécanisme en quartz (très léger, le mécanisme est gros comme un poing). Sa sensibilité aux T et P est réduite parce que le mécanisme est sous vide. Il possède également un système de compensation thermique. Le mouvement est similaire au LaCoste – Romberg.

#### c) Gravimètre Scintrex

Gravimètre électronique : les mesures sont automatiques et multiples (nivellement automatique, correction de marées, interface avec ordinateur) Sensibilité  $1\mu\text{gal}$  ; Précision  $3\mu\text{gals}$  ; Version autonivelante hélicoptérée pour les régions d'accès difficiles : l'Heligrav de Scintrex.

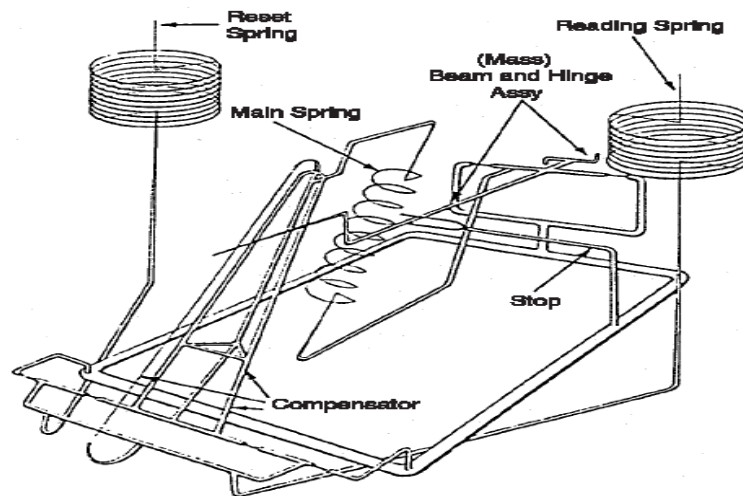


FIG : Schéma du gravimètre Scintrex

### 6.2 / Etalonnage du gravimètre

Étalonner un gravimètre consiste à connaître la loi de proportionnalité entre les lectures faites sur l'appareil et les variations de la pesanteur. Cette loi est en général linéaire, cela revient à déterminer une constante  $K$ , pour les instruments « automatique », la constante est en général en mémoire dans les microprocesseurs du gravimètre. Pour étalonner un gravimètre, on doit faire des lectures aussi précises que possible sur des stations où la pesanteur est parfaitement connue. L'étalonnage est réalisé par le fabricant, mais il doit être régulièrement vérifié car le comportement des différents éléments du gravimètre peut varier avec le temps.

● **Remarque sur les mesures gravimétriques :** plus que les autres mesures géophysiques, les mesures gravimétriques sont affectées d'erreurs, variable dans le temps, une mesure faite

en un même endroit a des instants différents présentera une variation appelée "dérive", la dérive provient de multiple facteurs, signalons principalement :

#### **a) La dérive instrumentale**

La dérive provient surtout de modifications dans les ressorts, aux vibrations et secousses, a l'imperfection de la stabilisation de température. Les résultats de la dérive est que pour une période couvrant des jours ou même des heures, des lectures répétées a une station donneront une série de valeur différentes. Il est donc nécessaire, au cours d'une campagne gravimétrique de réoccuper périodiquement certaines stations pour tracer la courbe de dérive de l'appareil. L'intervalle de temps maximal entre deux lecture répétées dépend de la précision recherchée mais doit rarement dépasser deux a trois heures ; si l'appareil a subi un choc, il est recommandé d'aller immédiatement a une station connue.

On peut calculer la dérive d'après la formule suivante :  $D = (g_1 - g_2) - K(n_1 - n_2)$ .

#### **b) L'effet luni-solaire**

Seuls la lune et le soleil exercent des attractions significatives. Ces effets sont périodiques du fait de la rotation de la terre dans les champs gravifiques de la lune et du soleil, une conséquence bien connue est le phénomène de la marée océanique. Mais l'influence de la lune et du soleil se traduit également par la déformation de la terre solide, qui peut faire varier le rayon terrestre jusqu'à 56cm. Les variation de pesanteur qui résultent de l'effet dit l'uni solaire sont donc périodiques, on parle de « marées terrestre » elle dépendent principalement de la latitude et sont plus forte au voisinage de l'équateur. L'amplitude maximale de la marée terrestre est de l'ordre de 0.3mGal, on peut la prédire par un calcul théorique en tous point du globe pour n'importe quelle date avec une précision pouvant atteindre quelque microgals, l'étude des marées terrestres nous renseigne sur la structure et la dynamique interne de la terre, l'effet luni-solaire peut être corrigé grâce aux tables (EAEG).

### **7 / Mise en œuvre d'une campagne gravimétrique**

Pour effectuer une étude gravimétrique il est nécessaire de définir les paramètres suivants :

#### **7.1 / Position du problème**

La préparation de l'étude gravimétrique obéit au critère essentiel qu'est l'objectif qui lui est assigné (étude de reconnaissance, levé de détail, cible particulières, etc.), il est nécessaire de bien poser le problème a résoudre, ce qui déterminera l'approche nécessaire et la manière de réaliser le levé (carte, profils, etc.).

#### **7.2 / Connaissance géologique et géophysiques**

Il est nécessaire de réaliser la synthèse de toutes les études géophysiques et géologiques réalisées dans la région pour mieux replacer le problème dans son contexte géologique régional et local.

#### **7.3 / Choix de la nature du levé**

On choisit la forme du levé gravimétrique en fonction de la nature du problème, on peut par exemple, faire des mesures selon un maillage régulier ou non si l'on veut étudier des structures géologiques étalées et plus ou moins connues. Ce maillage sera défini en fonction des dimensions de ces structures en veillant à ce qu'elle soit couvertes par plusieurs points.

#### **7.4 / Choix des itinéraires**

Dépend de plusieurs facteurs tels que la nature du terrain, la distance entre les points, les moyens de transport, etc.

#### **7.5 / Etablissement d'un réseau de bases de référence**

En Algérie il existe une base de référence faisant partie du réseau mondiale est située à Bouzaréa (CRAAG), à partir de cette dernière, un réseau a été réalisé pour le Nord de l'Algérie, sachant que le gravimètre est un appareil de mesures relatives (il ne mesure pas le champ de pesanteur mais sa variation), il est indispensable de disposer d'au moins une base de référence ou l'on connaît la pesanteur avec précision pour pouvoir l'utiliser.

### **8 / Traitement des données gravimétriques**

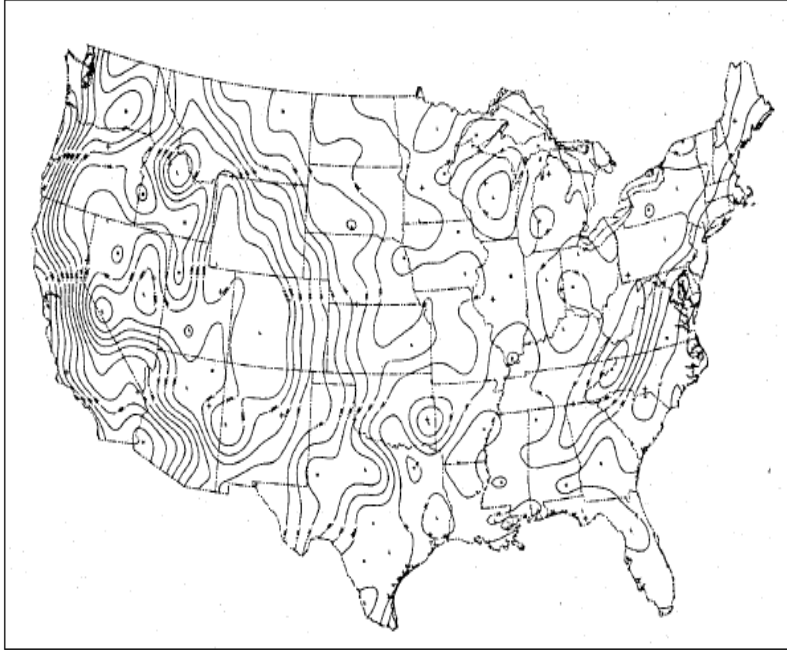
#### **8.1 / Tracé de la carte de l'anomalie de Bouguer**

Après avoir calculé la valeur de l'anomalie de Bouguer en chaque point de mesure de la région étudiée, il faut tracer la carte représentant ses variations sur toute la région. Ce qui consiste à joindre tous les points ayant la même valeur de l'anomalie, avec une même équidistance entre les courbes, en veillant à ce que les courbes ne se recoupent pas. La carte de l'anomalie de Bouguer se présente comme une carte topographique avec des anomalies à la place des altitudes et elle démontre en général deux caractéristiques qui sont :

- Des variations du champ gravitationnel régulières et continues sur de grande distance appelées variations régionales, elle sont produites par les hétérogénéités à grande profondeur.
- Superposées à ces variations régionales, et souvent masquées par celle-ci, on observe de petites perturbations locales du champ gravitationnel qui sont secondaires en dimensions.

#### **8.2 / Tracé automatique de la carte de l'anomalie de Bouguer**

Actuellement les tracés de cartes se font sur ordinateur grâce à plusieurs logiciels, l'avantage principal de ce procédé est la reproductibilité de la carte. Mais il faut savoir qu'aucun des logiciels utilisés ne peut réaliser le tracé de la carte à partir d'un ensemble de données distribuées dans l'espace de manière aléatoire. Celles-ci doivent donc être présentées selon une grille régulière.



**FIG :** Carte de l'anomalie de Bouguer des états- unis d'Amérique. L'intervalle des lignes de contour est de 20 mgal.

## **9 / Interprétation des résultats**

### **9.1 / L'interprétation qualitative**

Dans un premier stade, l'interprétation consistera en une simple analyse rapide de la carte de l'anomalie de Bouguer pour essayer de situer les zones d'anomalies (positives ou négatives) ; les discontinuités (accidents ou ligne d'accidents).

L'interprétation qualitative consiste à séparer ou essayer de séparer deux phénomènes de natures différentes dont la somme représente l'anomalie de Bouguer :

- Les phénomènes de grande longueur d'onde (basse fréquence) générés par des structures profondes ou superficielles mais de grande étendue appelés anomalies régionales.
- Les phénomènes de courtes longueurs d'onde (hautes fréquences) générés par des structures superficielles et de petites dimensions appelés anomalies résiduelles.

La difficulté majeure de l'interprétation qualitative réside dans la définition de la limite entre ces deux phénomènes. En effet cette fonction change en fonction de l'objectif attendu de l'étude gravimétrique.

### **9.2 / L'interprétation quantitative (Modélisation)**

Elle consiste à chercher les structures géologiques les plus probables, pouvant générer les anomalies résiduelles observées. Elle dépend de trois facteurs indépendants qui sont le contraste de densité de la structure, son volume et sa profondeur. En faisant varier ces trois paramètres, le nombre de solutions est infini et on parle souvent de l'indétermination du problème en gravimétrie.