Université de Ferhat Abbas sétif1
Institut d'architectur et des sciences de la terre
Département des scieneces de la terre.

COURS DE GRAVIMETRIE

Présenté par : Dr. HAMLAOUI MAHMOUD

Gravimétrie, introduction...

Du Latin gravis = lourd,
et du Grec : μ ε τ ρ ε ω = mesurer

La gravimétrie a pour objet l'étude du champ de gravité de la Terre. Plusieurs techniques telles que l'orbitographie (i.e. l'analyse des perturbations d'orbite des satellites artificiels) et l'altimétrie fournissent des informations complémentaires sur le champ de gravité.

Définition:

Le terme gravimétrie désigne les techniques de mesure directe de la pesanteur ainsi que les méthodes de réductions (corrections) conduisant à des quantités résiduelles (anomalies) propres à l'interprétation.
En gravimétrie, on mesure généralement le module de l'accélération de la pesanteur : $g = |\vec{g}|$

Les lois de Newton

Première loi de Newton

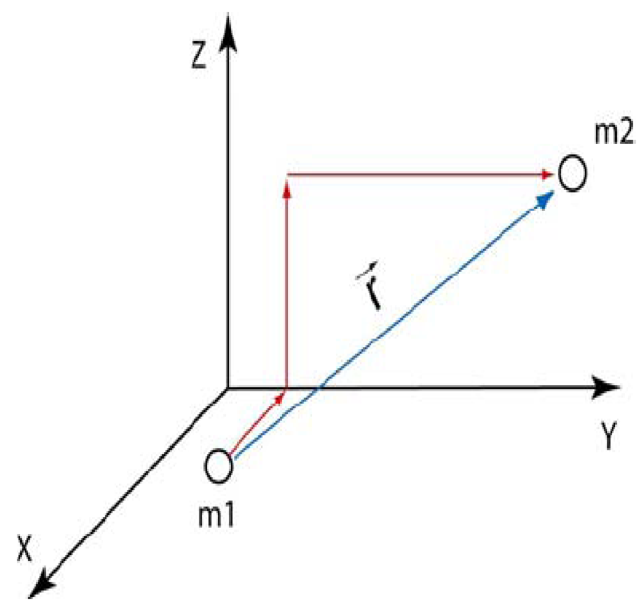
Deux particules de masse m_1 et m_2 séparées par une distance r sont attirées l'une vers l'autre par une force F telle que:

$$\vec{F} = -\frac{G\, m_1\, m_2}{r^2}\,\vec{r}$$

où F est la force appliquée sur la masse m_2, le vecteur unitaire, r, la distance entre les masses m_1 et m_2, et G, la constante universelle de la gravité. r et G sont données par:

$$|r| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$$

$$G = 6.67\times 10^{-11} \quad \mathrm{m^3kg^{-1}s^{-2}}$$



Seconde loi de Newton

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 m à la surface du sol s'exprime donc par:

$$\vec{a} = -\frac{G\,M}{R^2}\,\vec{r} = \vec{g}_N$$

où M est la masse de la terre et R le rayon moyen de la terre (6370 km). g_N est dite "accélération de la gravité" et vaut en moyenne 9.81 m/s^2.

En l'honneur de Galilée, on a nommé l'unité d'accélération gravitationnelle le gal avec:

1 gal = 1 cm/s^2 = 10-2 m/s^2
1 mgal = 10-3 gal = 10-5 m/s^2

Cette accélération de la pesanteur est la résultante de deux forces:

La force gravitaire $Fn = G(mM_T)/R_T^2$

$G = 6{,}67.10^{-11}$ (SI)

La force centrifuge $Fc = m\varpi^2(R_T\cos\lambda)$

or Fn>>>Fc d'où:

g dépend donc essentiellement de la répartition des masses de la Terre

Unités, ordre de grandeur:

Dans le Système International d'Unités (SI): **mètre/(seconde)^2 : $m.s^{-2}$.**
Pour les anomalies de pesanteur, on utilise souvent le **$\mu m.s^{-2} = 10^{-6}$ $m.s^{-2}$**.

Mais on continue en géodésie et géophysique à utiliser **le Gal**
(unité dérivée du Gal, rappelant le nom de Galilée, 1 Gal = 1 $cm.s^{-2}$)
et surtout le **milliGal** (ou milligal) :
1 milliGal = 10^{-5} $m.s^{-2}$

Potentiel gravitationnel

Le champ gravitationnel est un champ CONSERVATIF, c'est à dire que le travail fournit pour déplacer une masse dans ce champ est INDÉPENDANT du chemin parcouru. Il n'est fonction que des points de départ et d'arrivée. Donc, si on revient au point de départ, la dépense énergétique est nulle.
La force qui engendre un champ conservatif peut être dérivée de la fonction scalaire du potentiel par :

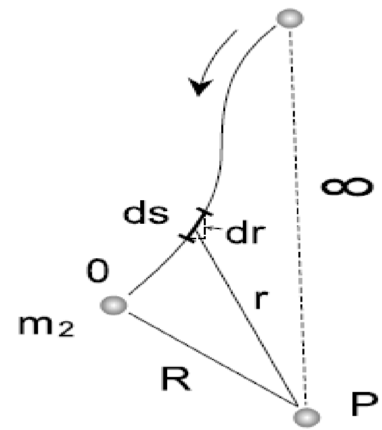
$$\nabla U = \vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} \tag{1.5}$$

où l'opérateur ∇ est donné par :

$$\nabla U = \frac{\partial U}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial U}{\partial x}\vec{j} + \frac{\partial U}{\partial z}\vec{k} \tag{1.6}$$

L'équation du potentiel nous donne donc (m_2 : masse unité) :

$$U = \int_{\infty}^{R} \vec{g} \cdot \vec{r}\, dr = -Gm_1 \int_{\infty}^{R} \frac{dr}{r^2} = Gm_1 \left[\frac{1}{r} \bigg|_{\infty}^{R} \right] = \frac{Gm_1}{R} \tag{1.7}$$



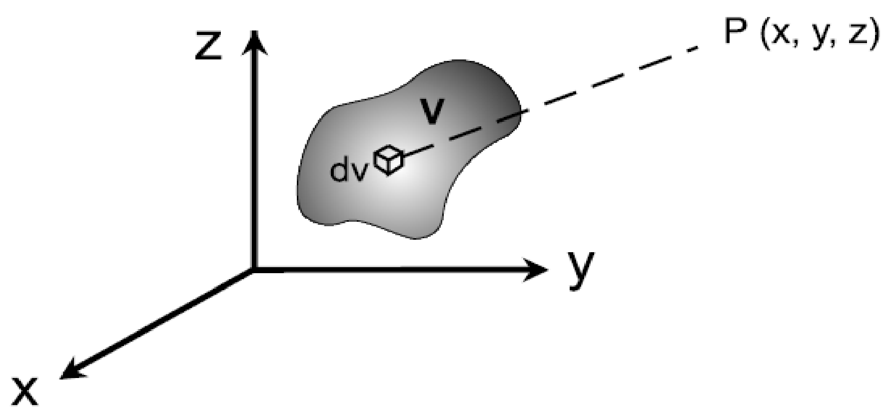
S'il y a plusieurs masses :

$$U = \sum_{i=1}^{N} U_i = G \sum_{i=1}^{N} \frac{m_i}{R_i} \tag{1.8}$$

Si l'on a une distribution continue de masse dans un volume V extérieur au point (voir figure 1.3), le potentiel U au point P est :

$$U = G \int_V \frac{\rho}{r} dv \tag{1.9}$$

où ρ est la densité (g/cm^3) et dv l'élément de volume (cm^3).



Champ gravitationnel

Soit une particule immobile en un point A de l'espace. Toutes les particules se trouvant autour de la masse m de A subissent une accélération (voir figure 1.4). Chaque point de l'espace est alors caractérisé par un vecteur accélération. L'ensemble de ces vecteurs constitue le **Champ Gravitionnel** de la masse m.

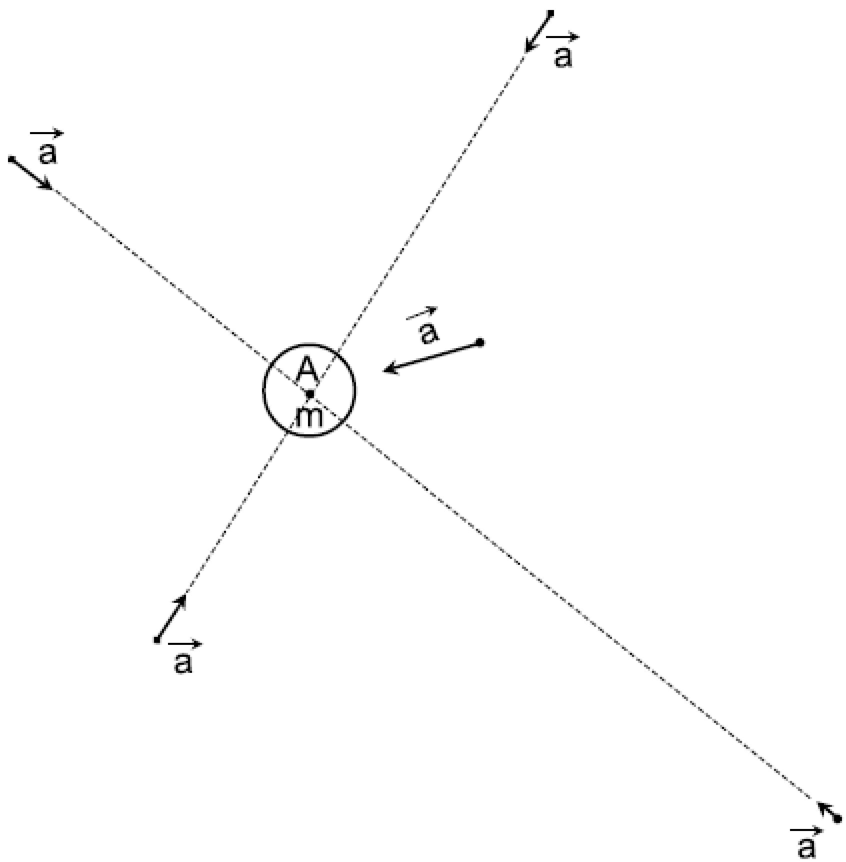
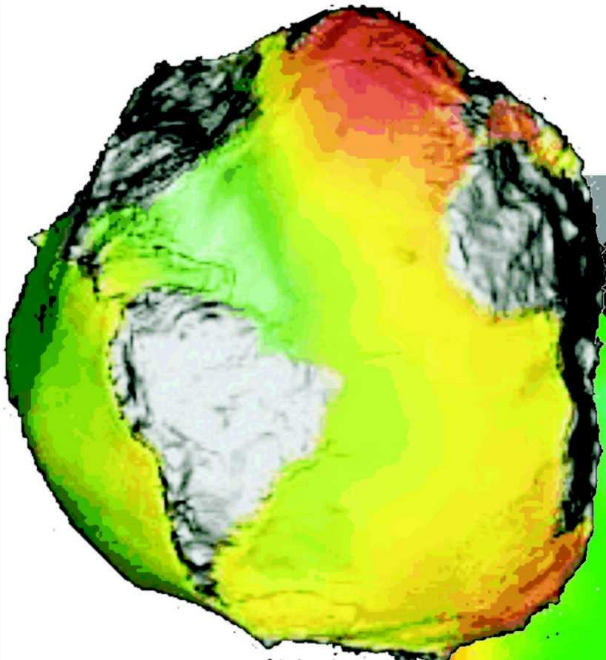
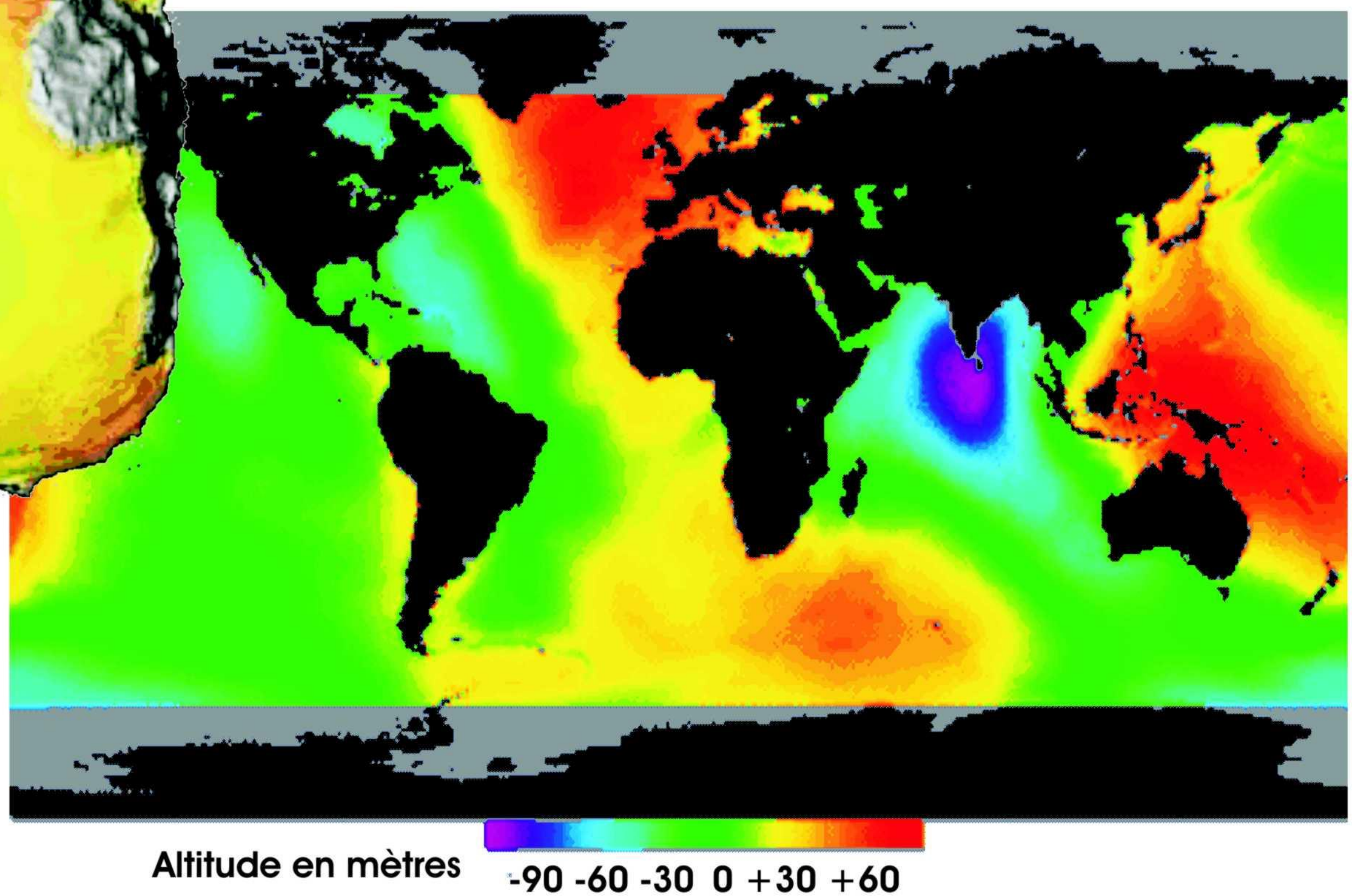


Figure 1.4:

Gravimétrie, géoïde...

Le géoïde terrestre: topographie d'un océan planétaire...





Altitude comparée à un elipsoïde régulier d'aplitissement 1/298,27

Un ellipsoïde de révolution : le sphéroïde

Pour prédire le champ gravitationnel de la terre en tout point, sa forme et ses variations de densité doivent être connus. A cause de sa rotation, la terre n'est pas sphérique. Sa forme peut être approximée par une ellipsoïde de révolution quelques fois appelée sphéroïde et caractérisé par son coefficient d'aplatissement :

$$\frac{R_{eq} - R_{po}}{R_{eq}} = \frac{1}{298.247} \tag{1.10}$$

où R_{ep} est le rayon de la terre à l'équateur (6378.139 km) et R_{po} le rayon de la terre au pôle

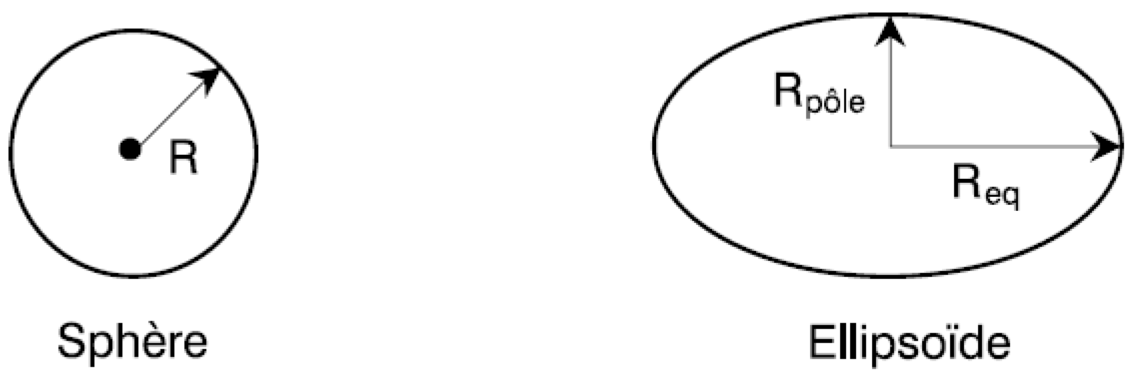
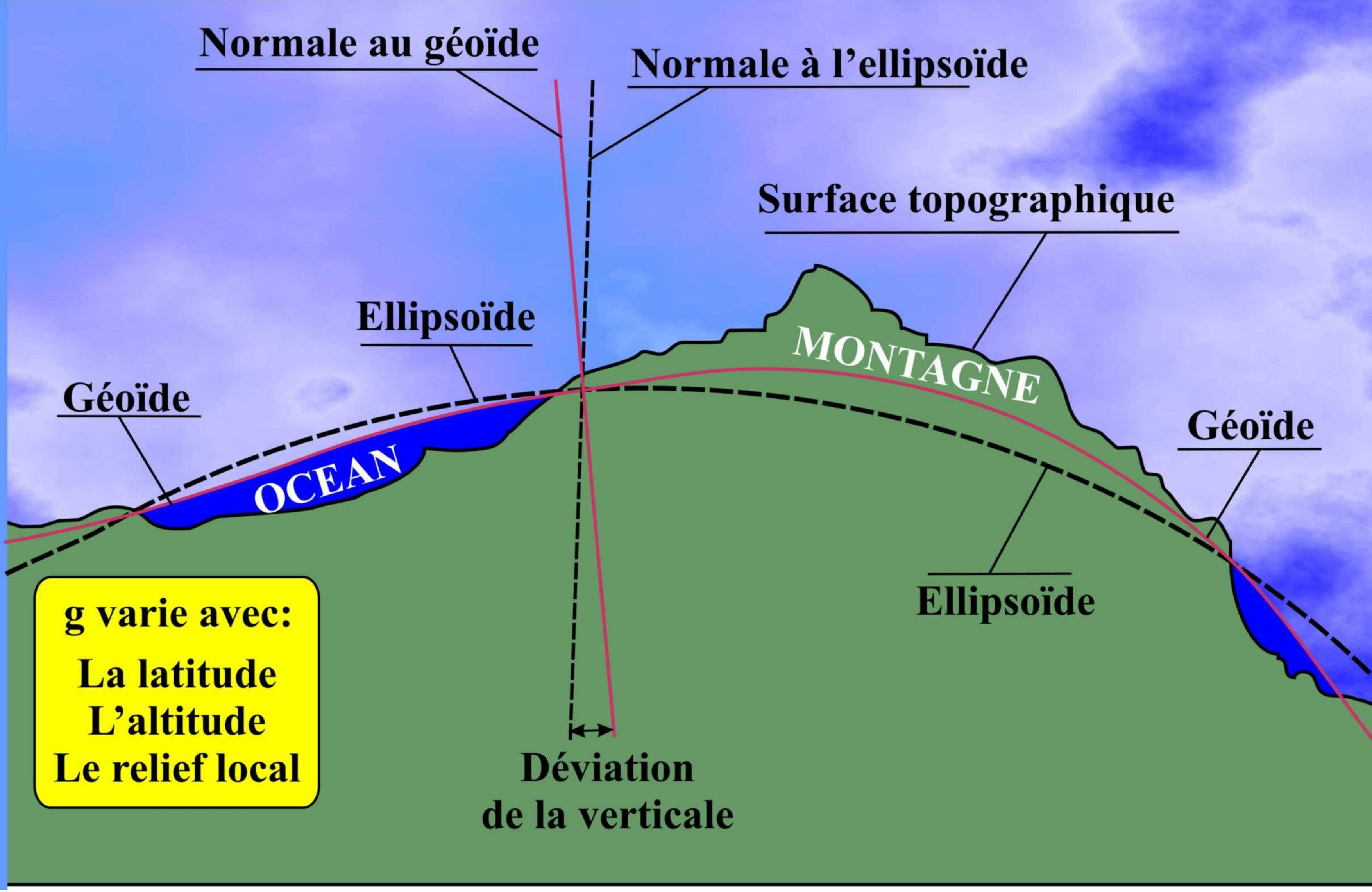


Figure 1.5:

Gravimétrie, géoïde...



g varie avec:

La latitude
L'altitude
Le relief local

Sur l'ellipsoïde, la gravité de référence g_o pour un point de latitude φ est (formule acceptée depuis 1967 par l'Union International de Geologie et de Geophysique (I.U.G.G.)) :

$$g_{th}(\varphi) = 9.7803 \left[1 + 5.2789 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi + 23.462 \times 10^{-6} \sin^4 \varphi\right] \tag{1.11}$$

La valeur de la gravité ainsi obtenue est celle qui serait observée au niveau de la mer sur une terre de forme **sphéroïdale** (approximant de près sa forme réelle) et dont la densité ne varie qu'en profondeur et non pas latéralement.
La différence de 5170 mgals entre la valeur aux pôles et à l'équateur est causée par :

1. L'effet de la rotation de la terre : Plus on approche du pôle, plus la force centrifuge est faible, donc $\vec{g}$ est maximum (voir figure 1.6).
2. La différence entre le rayon équatorial et le rayon polaire, i.e. par la différence entre la vraie forme de la terre et une sphère.

La différence de 5170 mgals se répartie environ 2/3 pour la force centrifuge et 1/3 pour l'aplatissement.

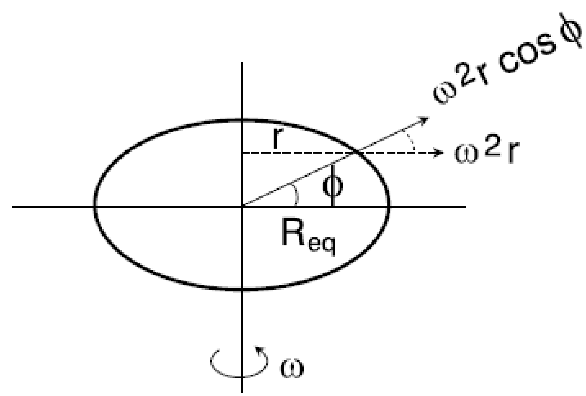
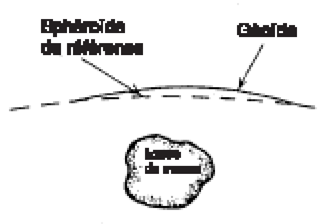


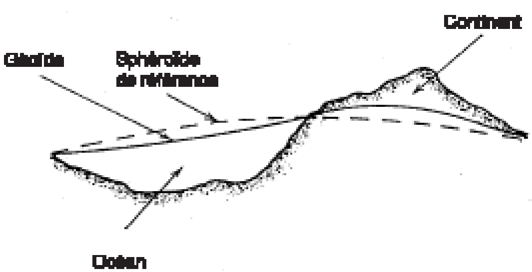
Figure 1.6: ω est la vitesse angulaire ; $\omega^2 r$ la force centrifuge ; $\omega^2 r \cos\varphi$ la composante dans la direction de $\vec{g}$

Le géoïde

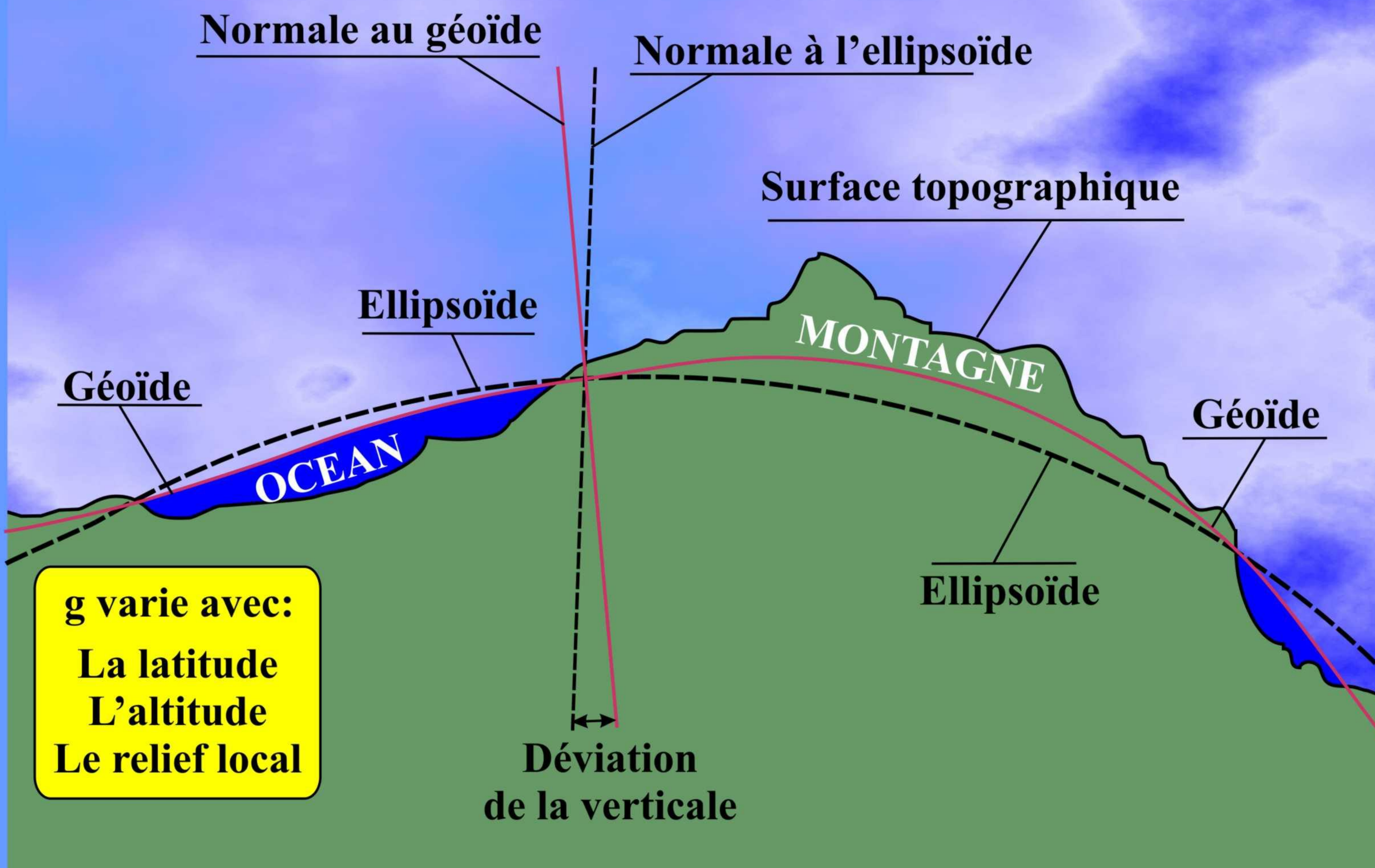
La formule de g_{th} donnée précédement suppose (1) que le niveau des océan est lisse et (2) que la densité ne varie qu'en profondeur. Or, il n'en est rien. On sait que cette surface a des bosses et des creux de plusieurs dizaines de mètres et que la densité peut varier suivant toutes les directions. 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. Sur les continents, le géoïde correspond à la surface définie par l'eau contenue dans un canal étroit reliant les océans de part et d'autre du continent. Par définition, le géoïde est partout perpendiculaire à la verticale telle qu'indiquée par le fil à plomb.

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).





Gravimétrie, géoïde...

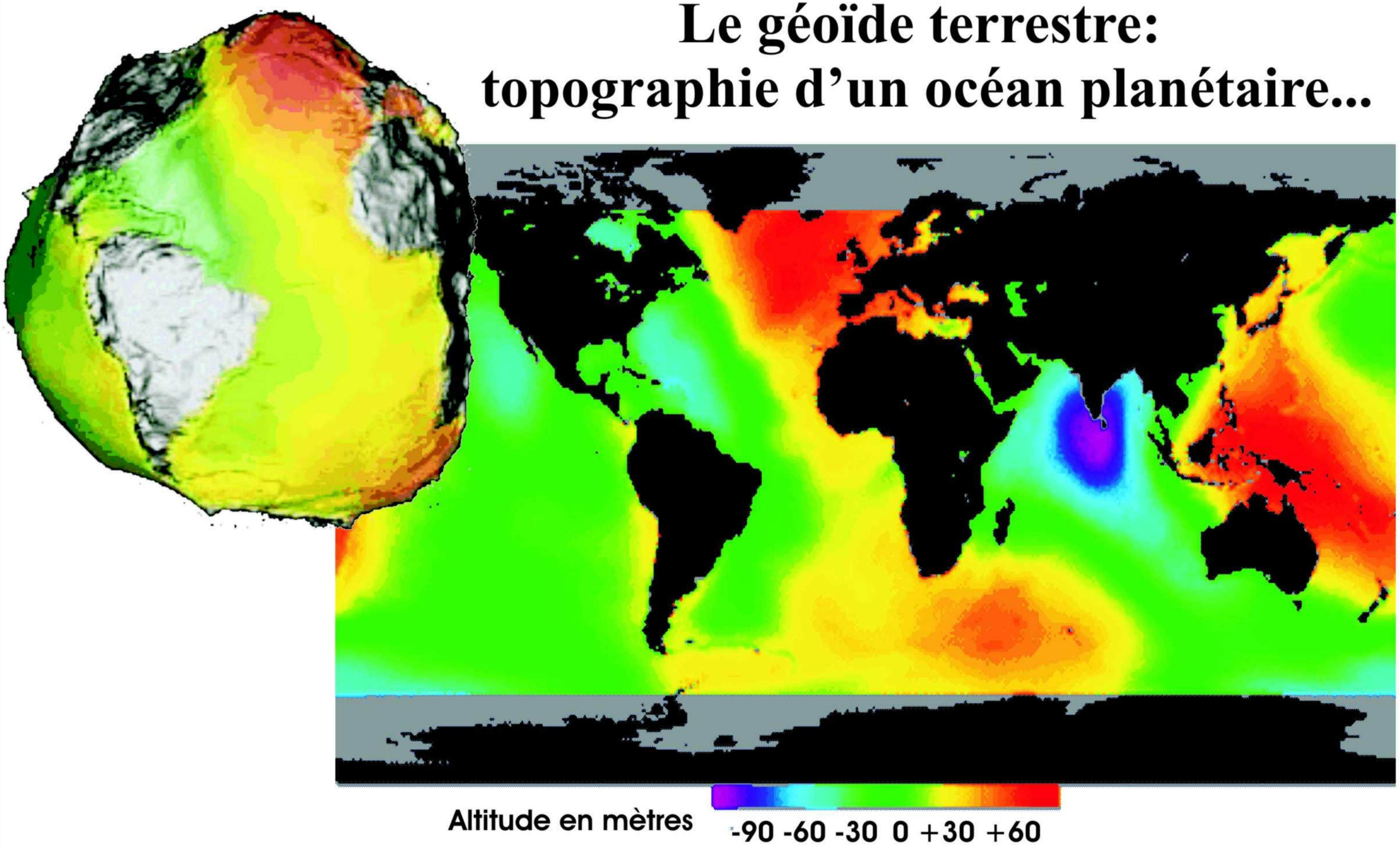


g varie avec:

La latitude
L'altitude
Le relief local

Gravimétrie, géoïde...

Le géoïde terrestre: topographie d'un océan planétaire...

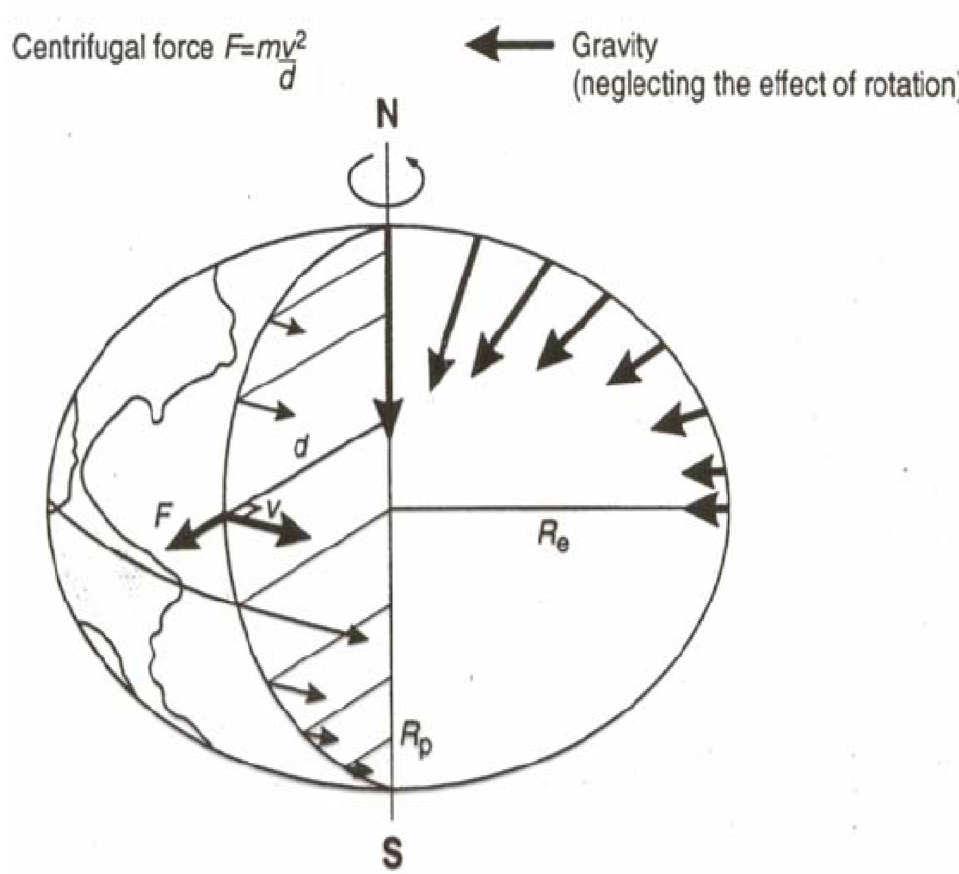


Altitude comparée à un elipsoïde régulier d'aplitissement 1/298,27

La gravité terrestre

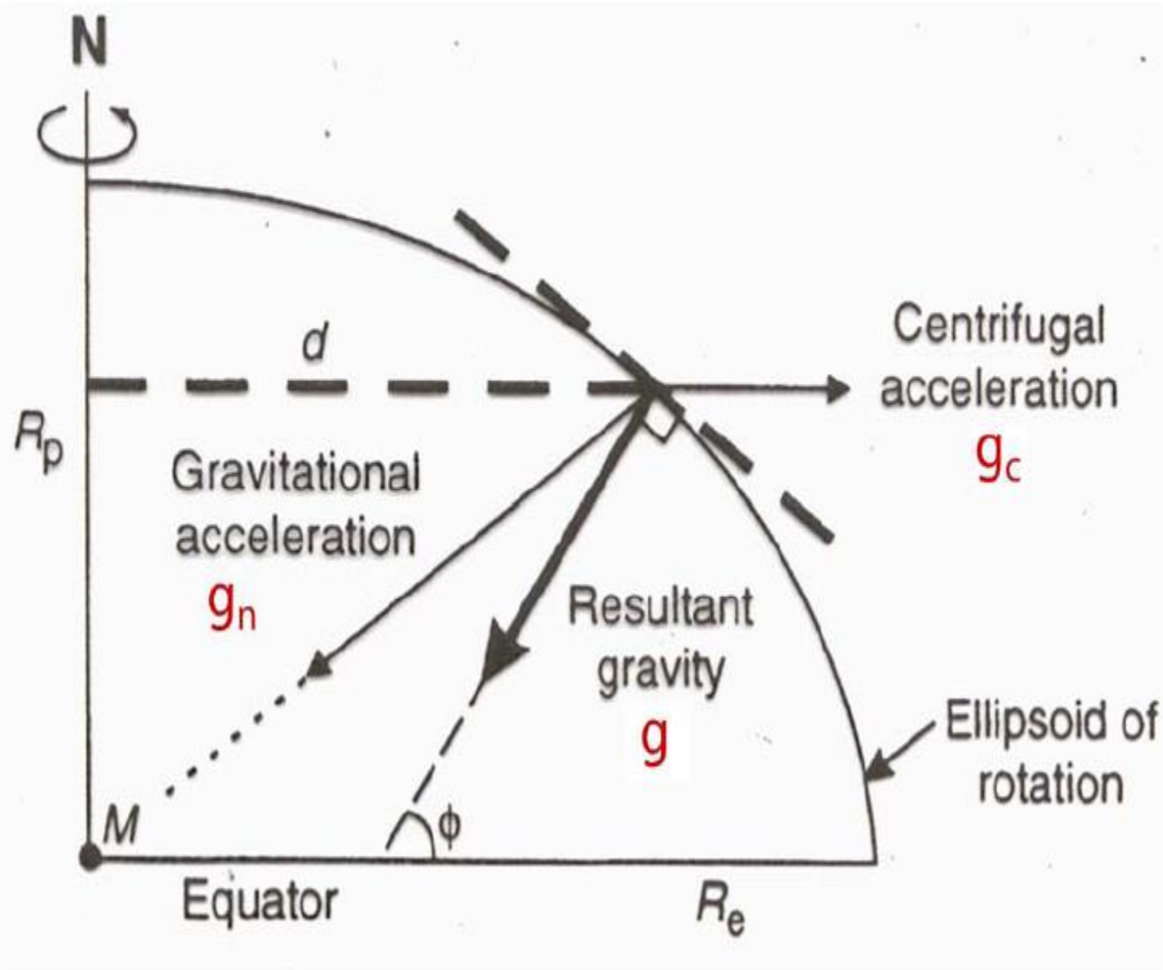
Pour prédire le champ gravitationnel de la terre en tout point, sa forme et ses variations de densité doivent être connus. À cause de sa rotation, la terre n'est pas sphérique. Sa forme peut être approximée par un ellipsoïde de révolution quelques fois appelée sphéroïde.

Le sphéroïde donne la gravité qui serait observée au niveau de la mer sur une terre de forme sphéroïdale (approximant de près sa forme réelle) et dont la densité ne varie qu'en profondeur et non pas latéralement.



Les lois de Newton nous donnent déjà la définition de g_N. De part la rotation de la terre, une force centrifuge existe également ce qui crée une composante supplémentaire g_c pour le champ de gravité. La gravité mesurée à la surface de la terre g est donc la somme de g_N (Newton, voir plus haut) et de g_c (voir figure ci-dessous).

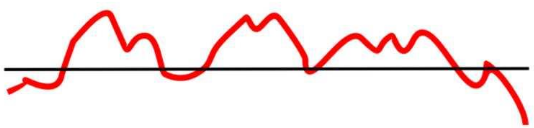
On note que de l'équateur aux pôles, g_N croît et g_C décroît.



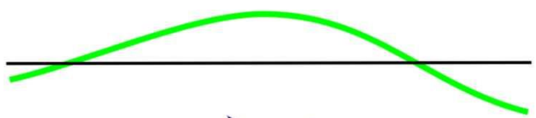
N
d
R_p
Centrifugal acceleration
g_c
Gravitational acceleration
g_n
Resultant gravity
g
Ellipsoid of rotation
M
ϕ
Equator
R_e

Gravimétrie, modèle...

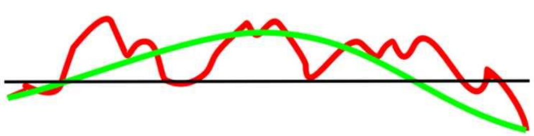
Mesures



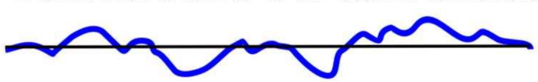
Modèle théorique



Mesures - Model



= résiduelles ou anomalies



La première modélisation du champ de pesanteur terrestre (modèle essayant de reproduire les mesures réelles) se base sur un ellipsoïde d'aplatissement 1/298,27.

Modèle de Clairaut:

$$g_{\text{théorique}} = g_0[1+(5/2.u-f)\sin^2\lambda]$$

g_0 : g à l'équateur (9,780327ms^{-2}) u : rapport Fc/g_0

f : aplatissement de l'ellipsoïde (1/298,27) λ : latitude du point

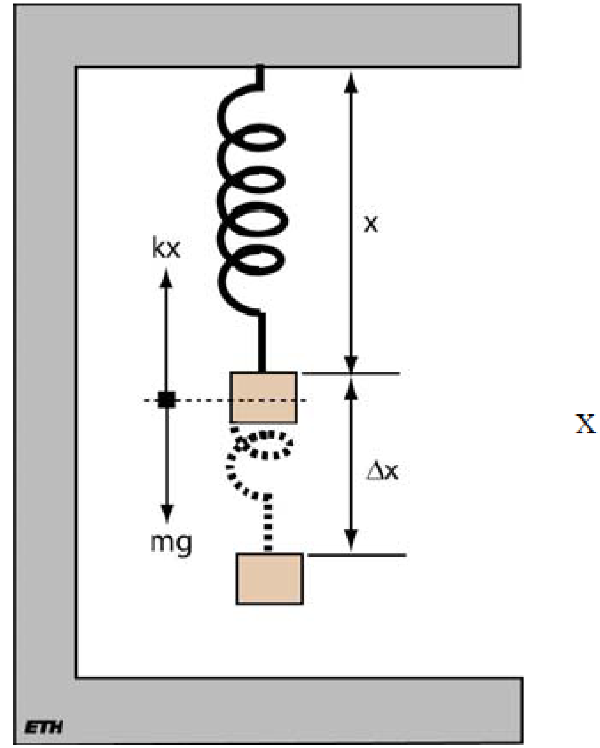
$$g_{\text{théorique}} = g_0[1+\beta_2\sin^2\lambda-\beta_1\sin^2 2\lambda]$$

β_2=0,0053024 β_1=0,0000058

Pour reproduire le champ mesuré, ce modèle devra être affiné (corrigé) en tenant compte des particularités locales: Après une correction *XX* du modèle de départ, les données résiduelles seront nommées anomalies *XX*.

Mesure de la gravité : le gravimètre

Il existe des gravimètres absolus, qui mesurent le champ de gravité total g. Les gravimètres absolus ne sont pas utilisés pour une prospection gravimétrique car trop volumineux et de mesure très complexe. On utilise des gravimètres relatifs qui mesurent des différences relatives du champ de gravité.



Un gravimètre relatif peut être schématisé par un ressort portant une masse. Un petit changement d'attraction, Δg, causera un déplacement de la masse et aussi un changement de la longueur du ressort d'une petite quantité Δx. Pour mesurer Δg avec une précision de 0,01 mGals le changement relatif de la longueur du ressort $\Delta x/x$, doit être mesuré avec une précision de 1 part par 108, ce qui est extrêmement précis. Les gravimètres sont donc des instruments très complexes et coûteux.

Les appareils modernes (type CG5 Autograv de Scintrex) sont capables de se mettre à niveau automatiquement, de mesurer la gravité en répétant les mesures afin d'améliorer la qualité des données (6 mesures par seconde) le bruit incohérent étant atténué et de filtrer ces données. Ces appareils utilisent un système plus élaborés que celui décrit ci-dessus pour mesurer la gravité.

Il existe maintenant sur le marché des appareils très précis que l'on appelle des micro-gravimètres. Leur précision est alors de l'ordre de 2 à 5 millièmes de milligals, ces appareils peuvent êtres utiles pour les prospections archéologiques. Cependant, pour garder cette précision, il faut impérativement connaître l'altitude des points de mesure avec une précision du cm.

Mesures de g sur Terre...

Gravimètres absolus: pour des points de référence...

1. Le pendule (utilisé depuis 300 ans jusque dans les années 70)

$$T=2\pi\sqrt{l/g}$$

T, période et l longueur du pendule

Précision 0,1-1 mGal

2. Les appareils à chute libre (utilisés depuis les années 70)

$$mg=m\,\frac{d^2z}{dt^2}$$

z, hauteur et t temps de chute

Précision 1 μGal

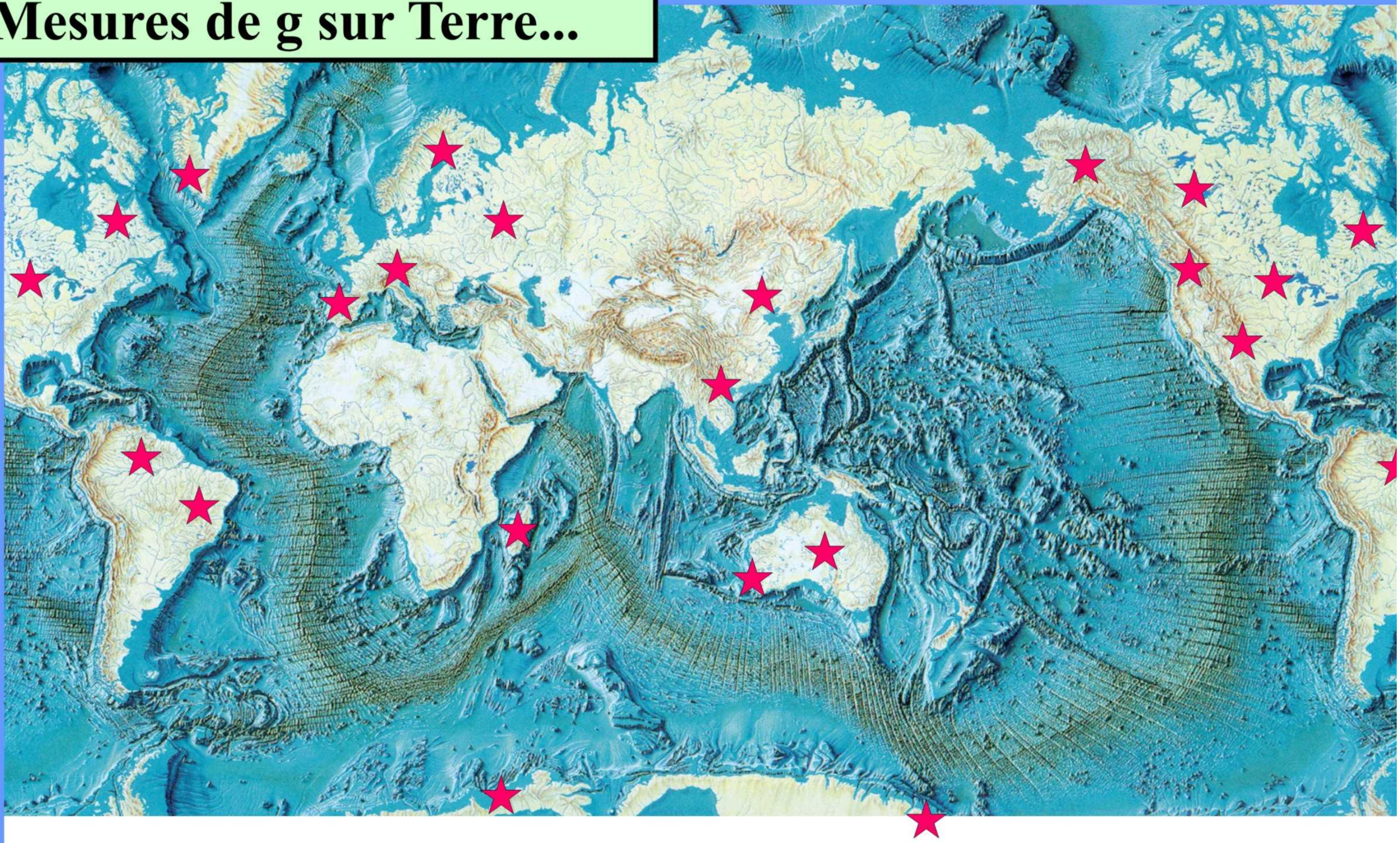
Gravimètres relatifs: pour une utilisation courante...

1. Balance à ressort vertical
2. Balance de torsion
3. Balance de levier (le plus utilisé actuellement)

Mesures de g sur Terre...

Gravimètres relatifs
et
gravimètres absolus

Mesures de g sur Terre...



Réseau mondial des 19 gravimètres absolus.

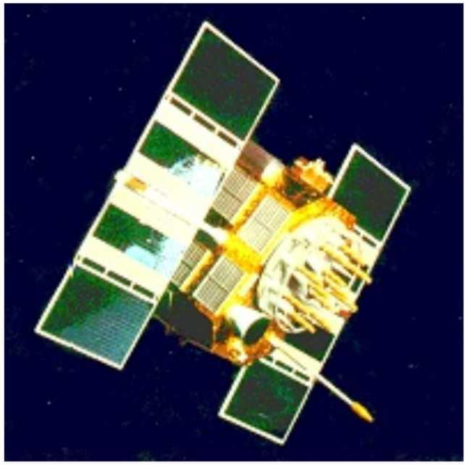
Mesures de g sur Terre...

Données absolues et approche globale...

Peu de stations: utilisations des données issues de l'orbitographie

La surface d'un liquide contenu dans un récipient est d'égale "altitude gravitaire", la surface de la mer correspond donc à une **équipotentielle** de gravité (surface de même g).

Mesurer la topographie des océans, c'est donc mesurer la topographie d'une surface sur laquelle g ne varie pas.



Cette équipotentielle de pesanteur est différente de la topographie physique de la Terre qui tend à l'épouser!

Cette équipotentielle de pesanteur est différente d'un modèle simple d'ellipsoïde aplatie aux pôles!

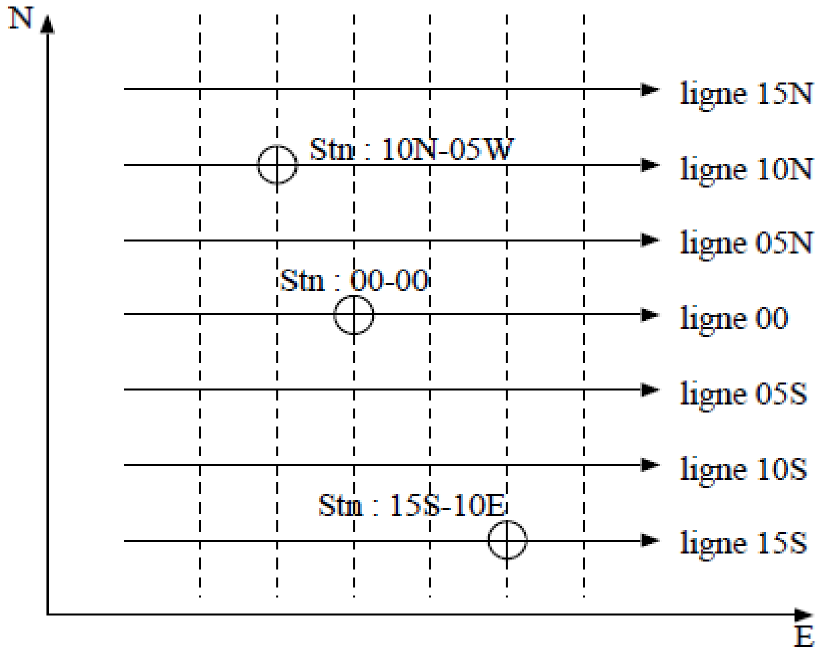
Prospection Gravimétrique

La prospection gravimétrique, c'est la mesure de la gravité selon une série de stations concrétisant une grille ou un profil sur le terrain, il est nécessaire de connaitre la position de chaque station précisément (précision d'environ quelque cm) latéralement et meilleur qu'un cm en altitude, Des GPS sont souvent utilisés). Chaque station est généralement mesurée plusieurs fois selon un cycle de mesures gravimétrique, ces point en relatif peuvent être reliés à une base gravimétrique ou la gravité absolue est déjà connue.
Les données mesurées (g_{obs}) doivent être corrigées pour l'effet de l'attraction de la lune et du soleil ainsi que du gravimètre (propriétés mécanique du ressort évoluent durant la journée), des correction de l'effet de la position (latitude) et des correction de terrain (altitude, plateau, topographique).

Levé gravimétrique

Numérotage des stations

Suivant le genre de levé, le numérotage des stations pose plus ou moins de difficultés. Dans un levé local, le long de traverses bien définies, les points de mesure portent habituellement le numéro de la traverse et un numéro indiquant son ordre sur celle-ci. On aurait par exemple, la station 02 + 09 qui serait la neuvième station sur la traverse deux ou, comme indique sur la figure 2.11, la station "10N-05W" qui serait la station située a 5 unité vers l'ouest par rapport a la station de référence (station 00-00) sur la ligne a 10 unité par rapport a la ligne de référence (ligne 00).



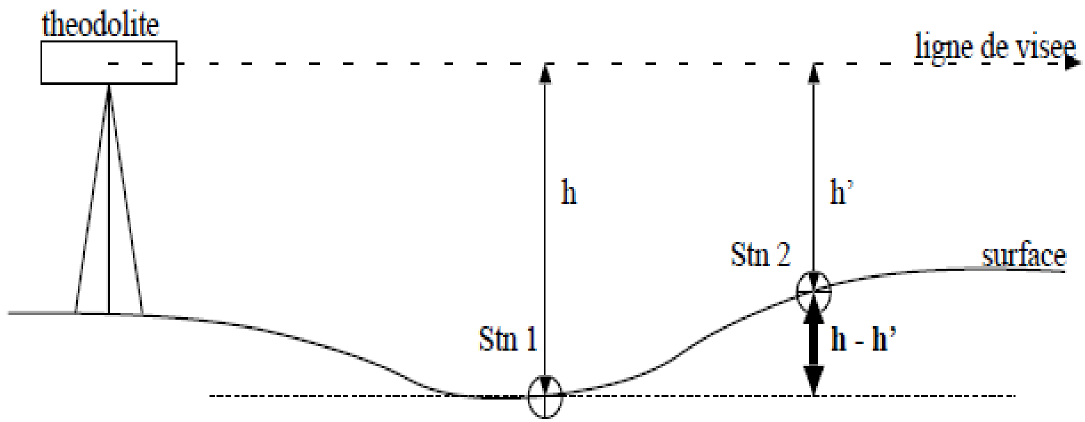
Dans un levé régional, les points de mesure seraient principalement détermines par leur longitude et leur latitude. Habituellement, on utilise de plus une numérotation arbitraire pour les stations.

Recommandations :

- La représentativité de la station : Il faut a tout prix éviter l'usage d'un même nom pour deux stations déférentes.
- Le nom de la station doit fournir une idée approximative de la position géographique du point considéré. Pour les principaux réseaux, il convient de choisir un seul nom ou numéro pour identifier un réseau en particulier.

Nivellement

Dans la pratique, avant chaque mesure gravimétrique, il faut déterminer la hauteur relative de la station de mesure par rapport a la station de base. A partir des deux visées obtenues avec le théodolite, la différence de hauteur entre les deux stations est donnée par la différence entre les deux lectures (voir figure). Cependant, la lecture sur la mire nous donne la hauteur relative entre le niveau de la station et la ligne de visée. Ainsi, une ambigüité peut provenir du fait que plus la valeur lue sur la mire est importante, plus l'altitude absolue du point de mesure est faible. Par exemple, si on obtient des lectures de 1.53 m et 1.75 m pour les stations A et B respectivement, alors le niveau de la station B est dessous celui de la station A


theodolite
ligne de visee
h
h'
Stn 2
surface
Stn 1
h - h'

Sur le terrain, il est très rare de pouvoir faire un levé entier avec une seule position pour le théodolite (terrain accidente, visée trop lointaine). Il est alors nécessaire de changer la position de l'instrument pour poursuivre les mesures de nivellement. Dans ce cas, il ne faut surtout pas oublier de connecter entre eux les différents segments. Cette opération se réalise en prenant pour une même station deux mesures de niveau : une avant et l'autre après avoir bouge le théodolite (voir figure 2). Il sera alors possible de connecter les mesures faites suivant le second segment avec celles du premier. Un exemple est présente sur la figure 2.

Exemple

En considérant la station "Stn 1" comme référence pour notre levé, le niveau de la station "Stn 2" est tout simplement donne par

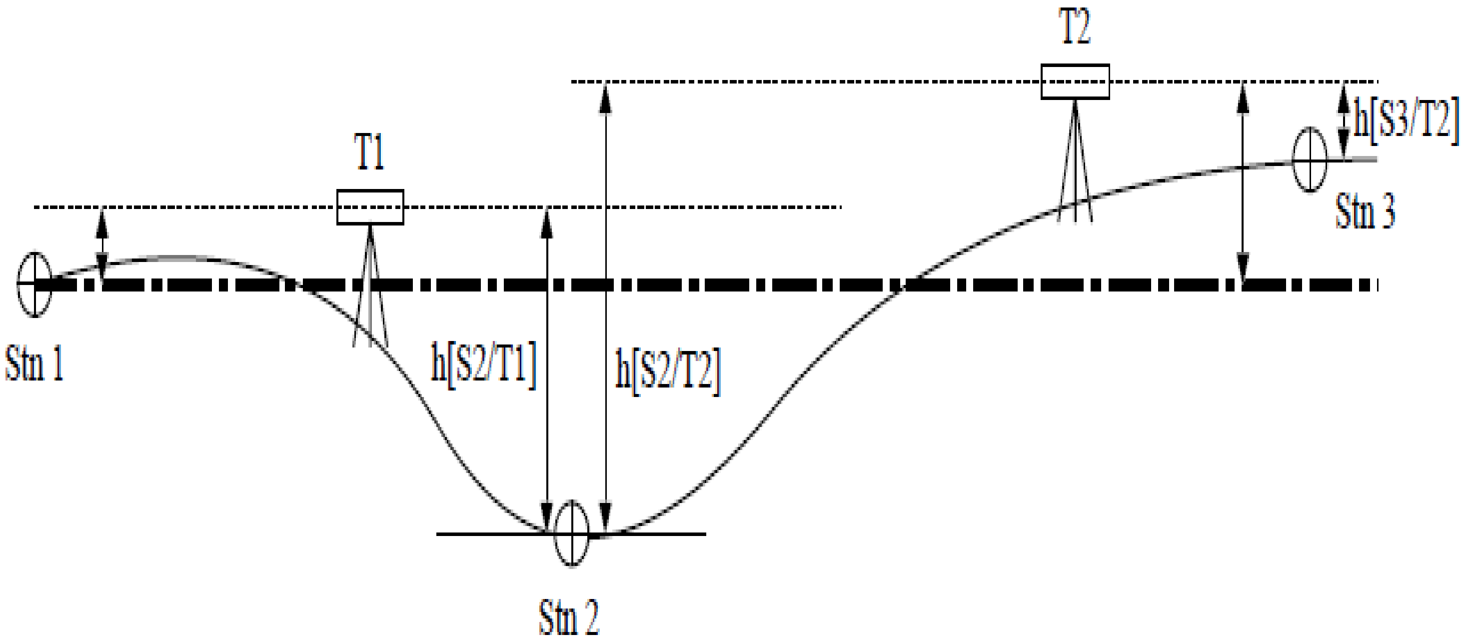
$$\delta hS2/S1 = h[S2/T\ 1] - h[S1/T\ 1].$$

Pour la station "Stn 3", il faut faire l'opération en deux étapes. D'abord, calculer le niveau de la station "Stn 3" par rapport a la station Stn 2:

$$\delta hS3{=}S2 = h[S3/T\ 2]-h[S2/T\ 2],$$

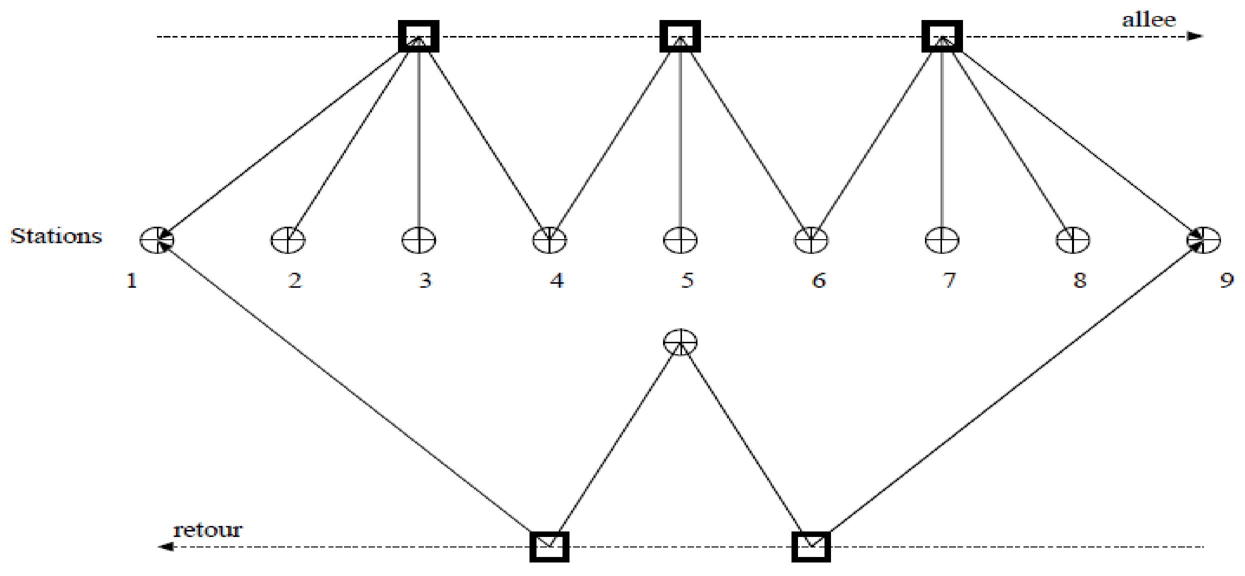
puis ramener cette mesure par rapport a la station Stn 1:

$$\delta hS3{=}S1 = \delta hS3/S2 + \delta hS2/S1.$$


T2
T1
h[S3/T2]
Stn 3
Stn 1
h[S2/T1]
h[S2/T2]
Stn 2

Apres avoir complété le levé et avant de rentrer les instruments, il faut s'assurer d'avoir fait un bon levé du niveau relatif des stations. On dit ici qu'il faut fermer la boucle du nivellement.

Pour ce faire, on réalisera un second levé topographique depuis la dernière station du levé jusqu'a la première et ceci en utilisant un nombre réduit de position pour le théodolite (voir Figure 3). On obtiendra ainsi deux mesures distinctes de la différence de niveau entre la première et la dernière station : l'une a l'allée et la seconde au retour. Un bon levé est bien entendu un levé ou les deux mesures sont identiques (e = 0). Néanmoins, il est fréquent d'avoir une différence notable entre ces deux mesures. Il faut alors redistribuer cette erreur sur les N stations de mesures sachant que l'on considère que le chemin retour est juste. Pour ce faire, on corrigera chaque mesure de niveau de la quantité δe= N de manière a obtenir une nouvelle erreur nulle.



Remarque

Le nivellement est extrêmement important en gravimétrie. Une erreur de quelques cm entraîne une erreur importante dans la valeur corrigée de la gravite. Par exemples : 10 cm correspond a 0.02 mgal, 50 cm a 0.1 mgalset 1 m a 0.2 mgals. Ainsi, une erreur de 50 cm dans la mesure des élévations introduit une erreur dans la valeur corrigée de la gravite qui est de l'ordre des anomalies recherchées (géotechnique, archéologie, minier). Heureusement, le nivellement a l'aide d'un niveau nous donne une précision meilleure que 5 cm soit 0.01mgal, toutefois, cette méthode de mesure requiert beaucoup de personnel (une personne pour la mire et une pour l'instrument) et du temps.

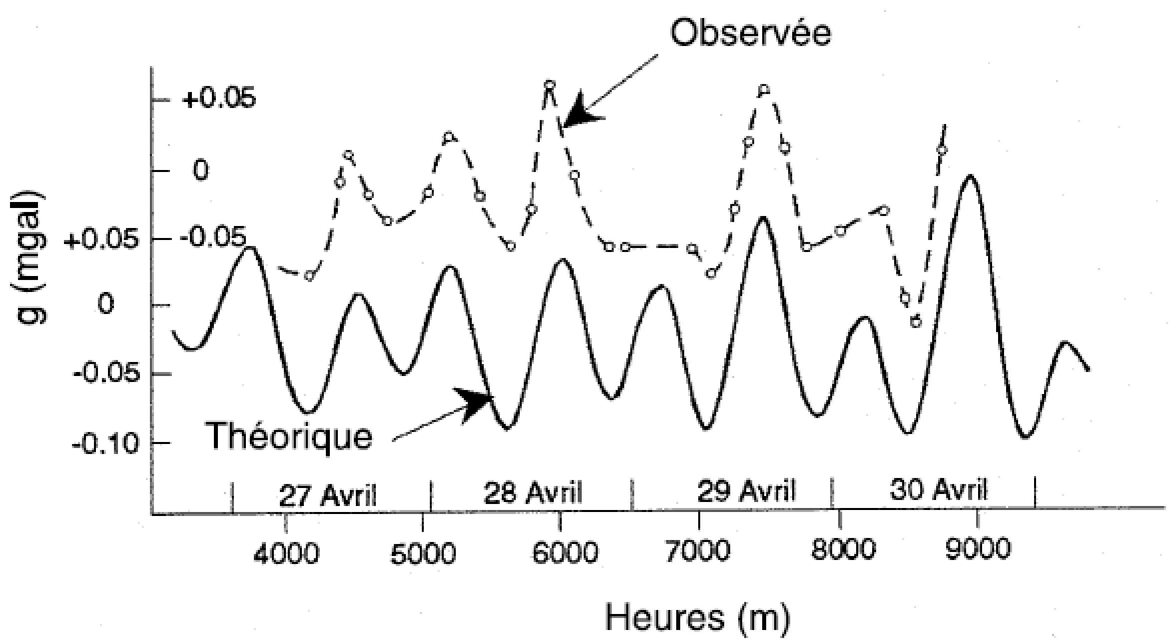
Les données gravimétriques

Corrections et références

An d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues a des causes géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la terre . . .).

Correction de Dérive:

Par cette correction, on tente d'éliminer l'influence apportée sur les mesures par les marées et la fatigue de l'instrument.



Dans ce but, il est nécessaire de suivre un certain cheminement entre les stations de lectures.
Dans la pratique, on fait une série de mesures en suivant un cheminement en boucle : la série débute habituellement en un point donnée et se termine a ce même point (Figure 2.2). Le point de départ de la boucle est normalement relie a une station de base.

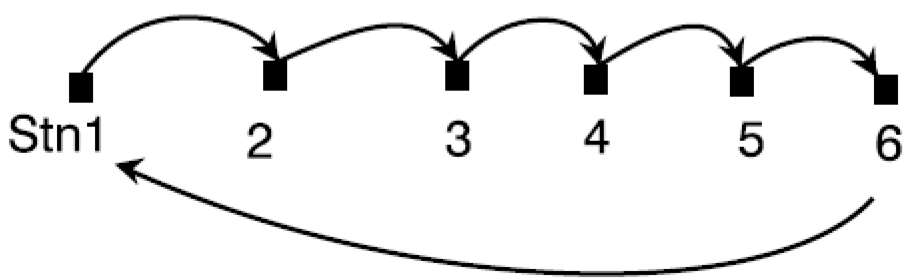


Figure 2.2:

En général, les mesures du début et de la n a la station de base ne sont pas semblables. Cette différence, appelée dérive, est due en partie au gravimètre, en partie au marée lunaire.
Les valeurs mesurées sont donc entravées d'erreurs puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans la valeurs de g du a des hétérogénéités du sous-sol.
La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passe a la station de base, aux temps T1 et T2 et que les valeurs mesurées étaient respectivement V1 et V2, le taux de dérive TD est défini par :

$$TD = \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1}$$

Lorsque la dérive est positive, c'est que les mesures ont été surestimées, il faut donc les diminuer. La correction de dérive sera négative. Inversement, dans le cas ou la dérive est négative, les mesures sont sous-estimées et la correction devra être positive.
Ainsi, toute valeur V prise au temps T (ou T1 T T2) est corrigée par la formule suivante :

$$\boxed{V_{\text{cor}} = V_{\text{lu}} - \left[\frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1}\right] \times (T - T_1)}$$

Station	Lecture	Temps
1	1032.1	12h15
2		12h20
3		12h25
4		12h31
5		12h35
6		12h39
1	1031.0	13h05

Exemple : Le taux de dérive est :

$$TD = \frac{1031.0 - 1032.1}{13h05 - 12h15} = -\frac{1.1}{50} = -0.022 \text{ div./minutes}$$

Donc, pour la lecture de la station 4, prise 16 minutes après la 1^{ere} lecture de la station 1, la correction est de :

$$16 \times (-0.022) = -0.352 \text{ div.} \simeq -0.4 \text{ div.}$$

Correction de latitude

Cette correction tient compte des variations de g avec la latitude dues a la rotation de la terre et a son aplatissement.
A partir des mesures géodésiques mondiales, on sait que la terre est un ellipso de de révolution presque parfait. Sur cette surface, le champ gravitationnel peut être décrit par l'équation suivante (I.U.G.G. 1967) :

$$g_{th}(\varphi) = 978.03\left[1 + 5.2789 \times 10^{-3}\sin^2\varphi + 23.462 \times 10^{-6}\sin^4\varphi\right]\ gals$$

Ou $g_{th}(\varphi)$ est la valeur du champ au point de latitude géocentrique '. La correction L pour un déplacement dl suivant un méridien est donc :

$$\Delta_L = \frac{dg_{th}}{dl} \cdot dl$$

$$dl = R(\varphi)d\varphi \approx R_e d\varphi$$

ou R_e est le rayon équatorial de la terre (6378 km).
Finalement,

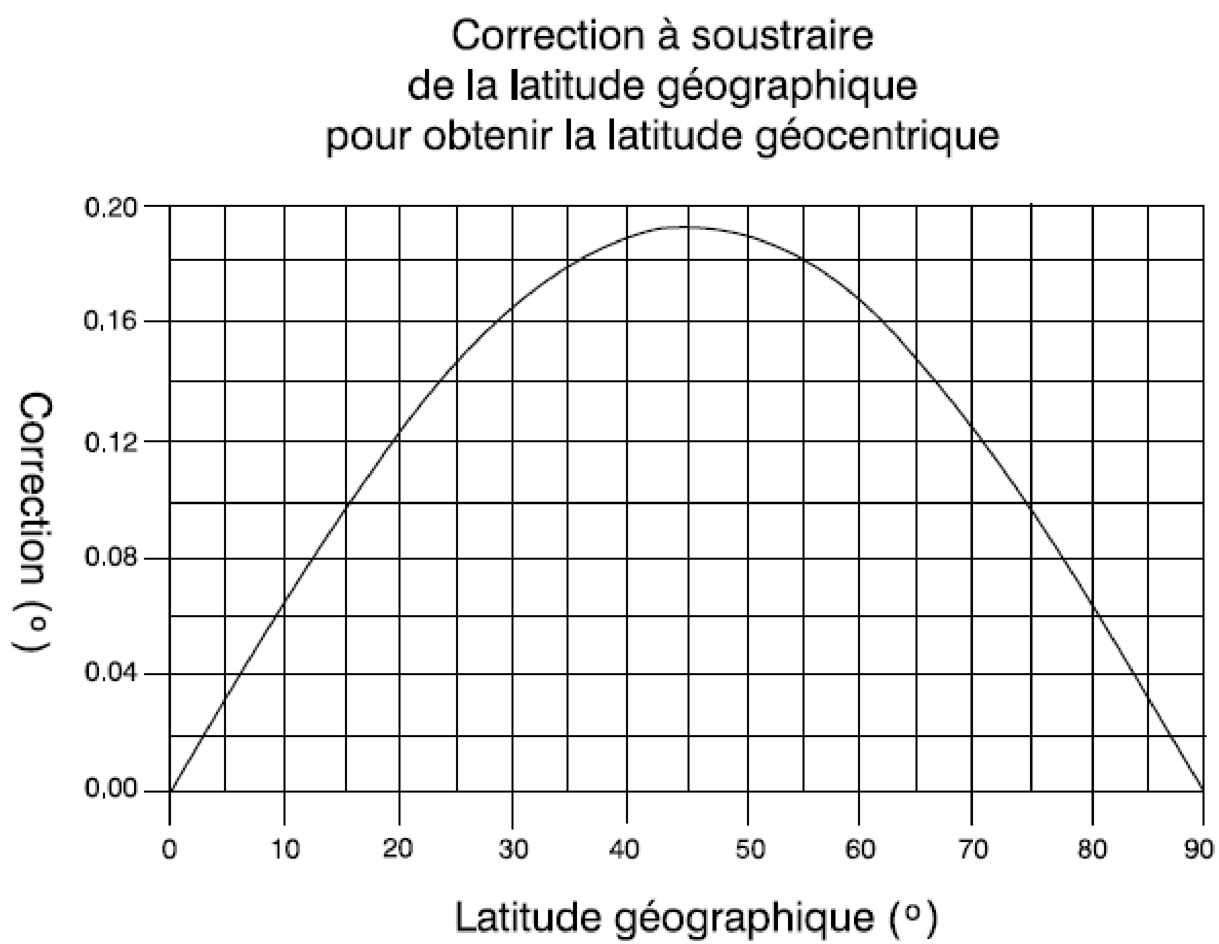
$$\boxed{\Delta_L = 0.081\ dl\,\sin 2\varphi\ \mathrm{mgal/100m}\ :\ (\mathrm{N} \rightarrow \mathrm{S})}$$

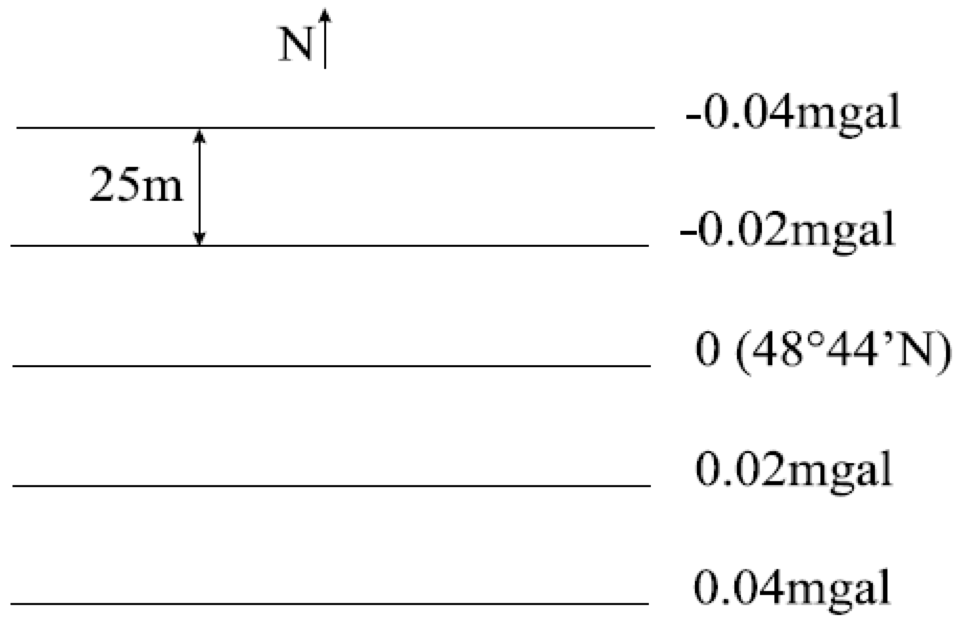
L'équation est linéaire (φ = cte) sur une distance d'environ 1.5 km. Comme g_{th} est plus fort aux pôles qu'a l'équateur, il faut additionner Δ_L (correction positive) pour un déplacement N$\longrightarrow$ S. Noter que pour obtenir une précision acceptable, on doit chercher a positionner les différentes stations avec une précision d'une dizaine de mètres (par exemple a partir de photos- aériennes). Pour une précision de 0.01 mgal, il faut connaître a 10 m la distance entre 2 stations séparées de 100 m si φ =45. Il est a noter que les corrections sont positives lorsque les stations se localisent au sud de la ligne de référence et négative pour celles se situant au nord. Aucune correction n'est apportée pour un cheminement est-ouest.

Remarque:
Dans un levé local, les correction ne sont pas calcules pour chacune des stations a partir de la formule générale ; mais sont plutôt déterminées a partir d'une grille proprement graduée.
Exemple:
Supposons un levé de gravimétrie a effectué autour de la latitude géographiques 48°44'N. L'échelle des cartes de travail est de 1 : 2000 (20m/cm) et nos stations de mesure sont espacées de 25m.
Dans un premier temps, il faut convertir la latitude géographique en latitude géocentrique. Pour cela, on utilise une abaque de correction. On a =48°44', ce qui donne une correction de 0.192. Alors, ' =48.733 - 0.192 = 48.541. On trouve alors la correction de latitude correspondante,

$$\Delta_L = 0.081\ dl \sin(2\varphi) = 0.08038\ dl\ \mathrm{mgal/100m}\ (\mathrm{N} \to \mathrm{S})$$

Ainsi, chaque déplacements de 1.25 cm du nord vers le sud (N ,S) entraînera une correction de 0.02 mgal (0:08038 25). La grille peut donc être graduée en multiples de 0.02, la correction zéro étant affectée aux stations se trouvant a la latitude 48°44'N.




N
-0.04mgal
25m
-0.02mgal
0 (48°44'N)
0.02mgal
0.04mgal

Correction d'altitude

Les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcement prises au-dessus d'un terrain plat. Or plus on se rapproche du niveau de référence, plus g augmente. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'a la position de la station de mesure et non pas a des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc corriger les mesures.

Puisque

$$g_r = \frac{Gm}{r^2}$$

ou r est le rayon de la terre au niveau de référence, si on se déplace d'une hauteur h par rapport a ce niveau de référence. alors

$$g_h = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2(1+2(h/r)+(h/r)^2)}$$

Puisque l'on a $r \gg h$, alors :

$$g_h = \frac{Gm(1-2h/r)}{r^2} = g_r - 2hg_r/r$$

et donc

$$g_h - g_r = -2hg_r/r$$

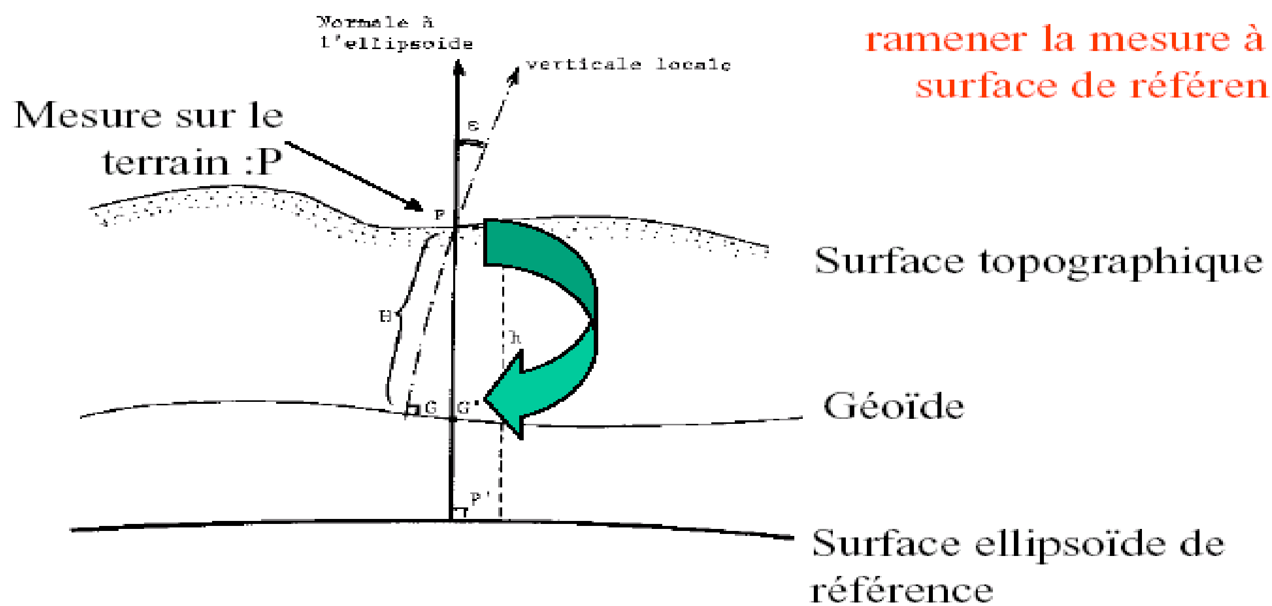
En prenant r comme rayon moyen de la terre, la correction a faire est donnée par (h positif vers le haut) :

$$\boxed{\Delta_h = 0.3086h \text{ mgal/m} \; ; \; (\text{h} > 0)}$$

Donc h est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en-dessous. Pour une précision d'environ 0.01 mgal, il faut connaitre a 3 cm la hauteur de la station par rapport au référentiel.

Correction d'altitude:

ramener la mesure à la surface de référence



$\Delta g = 0{,}30668(h-h_0)$:
réduction à l'aire libre

Correction de plateau

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. Pour une tranche de hauteur h, l'attraction est donnée par :

$$\boxed{\Delta_p = 2\pi G \rho_B h}$$

ou G = constante universelle de la gravitation et B est la densité présumée de la *croûte terrestre (ρ = 2:67 g/cm^3 en moyenne).*

Comme Δp augmente lorsque h augmente, il faut soustraire p lorsque h > 0 et donc :

$$\boxed{\Delta_p = -0.04191 \rho_B h \text{ mgal/m} \; ; \; (\mathrm{h} > 0)}$$

Il faut connaître précisément l'élevation de l'appareil a chaque station (h = 10 cm) si on veut une précision de 0.01 mgal.

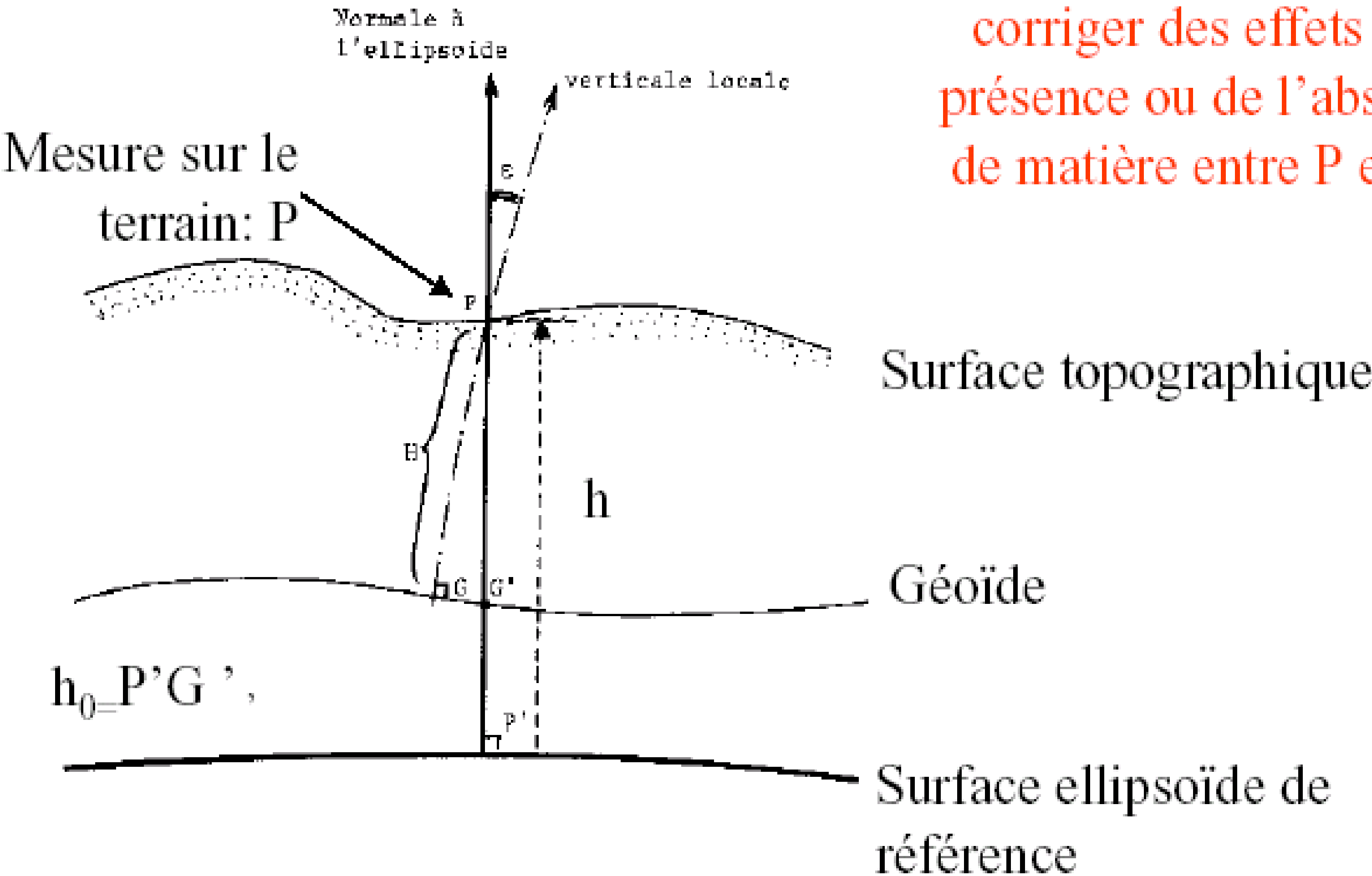
Le plus souvent, on combine la correction d'altitude et la correction de plateau pour obtenir ce que l'on appelle alors la correction de Bouguer (attention, ceci n'est pas l'anomalie de Bouguer) :

$$\boxed{\Delta_{hB} = (0.3086 - 0.04191 \rho_B) h \text{ mgal/m} \; ; \; (\mathrm{h} > 0)}$$

Si l'on choisit $\rho_B = 2.67$ g/cm^3, on obtient :

$$\Delta_{hB} = 0.197 h \text{ mgal/m} \; ; \; (\mathrm{h} > 0)$$

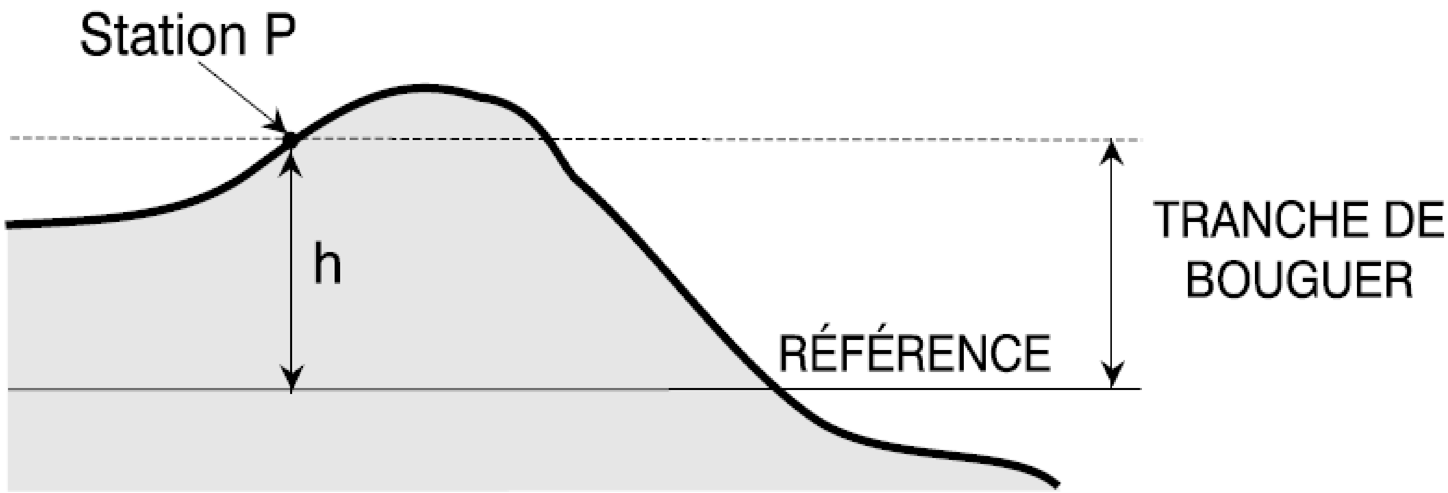
corriger des effets de la présence ou de l'absence de matière entre P et G '



$$\Delta g = -0{,}0419\ \rho\ (h - h_0) :$$

Correction de terrain

Pour faire la correction de Bouguer, on enlève l'attraction d'une tranche de terrain d'épaisseur h. Si on ne peut approximer par une tranche uniforme, il faut intégrer numériquement d'une part les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent.



Au point P (voir figure), l'intégration sur les morceaux en trop et en manque est donnée par :

$$\Delta g_t = \int_V G\rho \frac{z_o}{x_o^2 + y_o^2 + z_o^2} dv$$

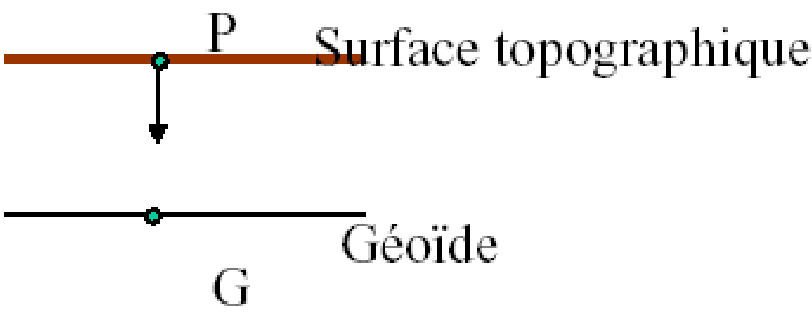
Pour les morceaux en trop, h et sont positifs et pour les morceaux en manque, h et sont négatifs. Ainsi, la correction de terrain est toujours positive puisqu'elle a pour effet de diminuer la gravite au point P.
L'intégration se fait numériquement au moyen d'un calculateur utilisant des cartes topographiques numérisées. L'expression donnant l'attraction gravitationnelle g, sur l'axe d'un cylindre creux et d'‘épaisseur r_2 - r_1 est la suivante:

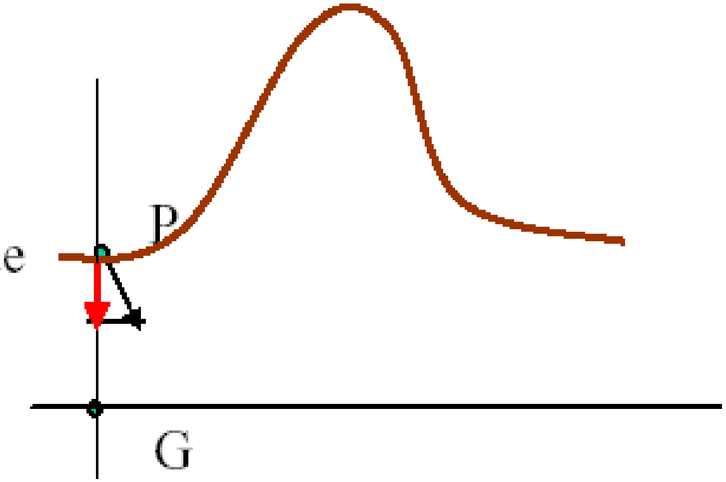
$$[H]\Delta t_i = \frac{2\pi G\rho}{n\left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 - \overline{h}^2} - \sqrt{r_2^2 - \overline{h}^2}\right]}$$

ou ti est l'attraction d'un des secteurs du cylindre, h la hauteur du cylindre, la densité du cylindre et n le nombre de secteurs dont le cylindre a été divise.
La correction totale pour le cylindre entier est :

$$\Delta T = \sum \Delta t_i$$

corriger les effets de la présence ou de l'absence de matière au voisinage de P





Les vallées et les reliefs engendrent une sous estimation de la valeur de g

Δg=calculé par abaque

Anomalie Bouguer

L'anomalie de Bouguer est :

$$\Delta g_B = \Delta g(observée) \pm \text{ les 5 corrections}$$

1- Correction de dérive de l'appareil
2- Correction de latitude $\Delta_L = 0.081 \sin 2\varphi$ mgal/100m
3- Correction d'altitude $\Delta_h = 0.3086\, h$ mgal/m
4- Correction de plateau $\Delta_B = -0.04191\, \rho_B h$ mgal/m
5- Correction de terrain Δ_T

où

h est positif si la station est au-dessus du référentiel et négatif en-dessous

et

$$\Delta g_{observée} = g_{observée} - g_{ref}$$

Interprétation des prospections gravimétriques

Une fois les corrections effectuées, le prospecteur dispose d'une carte d'anomalies de Bouguer qu'il doit interpréter en proposant une distribution (ou plusieurs) de la densité du sous-sol qui explique exactement les anomalies observées. Malheureusement ce problème, le problème inverse, a en gravimétrie une **infinité de solutions et une interprétation quantitative** ne peut être proposée qu'en s'appuyant sur d'autres informations et gardera souvent une part d'arbitraire. C'est pourquoi, on s'attache dans un premier temps, sans rien modifier de l'information que la carte contient, à réaliser des transformations qui permettent de rendre plus lisibles les différentes anomalies et d'en mieux localiser les sources, on appelle ces transformations **l'interprétation qualitative. Dans un deuxième temps on cherche à** déterminer les paramètres invariants communs à toutes les solutions (par exemple l'excès ou le manque total de masse) et les limites des solutions (profondeur maximale des sources).

Interprétation qualitative

La première transformation des données consiste en l'élimination de la variation régionale, variation dont on ne peut tirer aucune information. La méthode la plus utilisée consiste à calculer le plan (ou la surface du deuxième degré) qui s'adapte au mieux aux données et à l'en soustraire. La carte obtenue montre alors les **anomalies résiduelles.**

Sur cette carte, l'allure des anomalies reflète en gros celle des structures mais avec un effet d'étalement très important, on a une coalescence des anomalies et une seule anomalie apparente peut en fait correspondre à l'effet de plusieurs sources distinctes;