

TUTORIAL # 5

"DIRECT MEASUREMENT OF THE EARTH'S GRAVITY FIELD : GRAVIMETRY"

Abstract

This tutorial complements the tutorials n° 1 and 2, and the reader may subsequently read tutorial n° 6. After recalling the main methods to determine the gravity field of the Earth, it gives the principles of the measurement of gravity, in absolute or relative ways. It deals with the reference stations and networks, and gives some idea of densification measurements over land, at sea or from an airplane. Then it defines some types of gravity anomalies (free air, and Bouguer) with approximate formulas to compute them. It finally touches the interpretation of gravity variations by giving some flavour of the direct and inverse problem methods.

We have made use of several figures from the treatise "Gravimetry" by W. Torge (1989), W. De Gruyter, Berlin.

“LA MESURE DIRECTE DU CHAMP DE GRAVITÉ DE LA TERRE : LA GRAVIMÉTRIE“

M. Sarrailh, G. Balmino

Bureau Gravimétrique International, Toulouse, France

L'étude du champ de gravité a pour objet aussi bien la Terre que les planètes, satellites et petits corps du système solaire. De nombreuses missions ont déjà été effectuées pour la Lune, Mars ou Vénus et même les astéroïdes, conduisant, entre autres expériences et résultats, à des modèles des champs de gravité de ces corps. Dans le cas de la Terre, plusieurs techniques, la gravimétrie, 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.

1• RAPPEL : LES GRANDES MÉTHODES

Le lecteur pourra se reporter aux cours n^{os} 1 et 2. Résumons ici l'essentiel.

1•1- La gravimétrie

Du Latin *gravis* = lourd, et du Grec : $\mu\epsilon\tau\rho\epsilon\omega$ = mesurer.

1•1-1. Définition

Le terme *gravimétrie* désigne les techniques de mesure directe de la pesanteur (*gravity* en anglais) 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 :

$$g = |\vec{g}| \quad (1)$$

Toute masse à la surface de la Terre, et en rotation avec elle, est soumise à l'attraction gravitationnelle de notre planète et des autres corps célestes et à l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre, la résultante étant l'accélération de la pesanteur : \vec{g} . La pesanteur g dépend donc de la répartition des masses de la Terre et de celles du système solaire (la Lune et le Soleil, surtout), ainsi que de la rotation de la Terre. Cette information sur la distribution des masses à l'intérieur de notre planète a de nombreuses applications géophysiques, l'étude des variations temporelles d'origine interne a des applications en géodynamique. La connaissance du champ de pesanteur est nécessaire également en géodésie, en océanographie, en navigation.

1•1-2. Unités et ordre de grandeur

Dans le système International d'Unités (SI), l'unité de pesanteur est le mètre/(seconde)² : ms^{-2} . Pour exprimer les anomalies de pesanteur, on utilise souvent le $\mu\text{ms}^{-2} = 10^{-6} \text{ms}^{-2}$. Mais on continue en géodésie et géophysique à utiliser des unités auxiliaires, le Gal et surtout le milliGal (ou milligal) : 1 milliGal = 10^{-5}ms^{-2} , unité dérivée du Gal, rappelant le nom de Galilée (1 Gal = 1cm s^{-2})

La pesanteur sur la Terre est de l'ordre de $9,80 \text{m s}^{-2} = \langle g \rangle$. Les variations en latitude (du pôle à l'équateur) et en altitude (des montagnes les plus élevées aux fosses océaniques) sont au maximum de $5.10^{-3} \langle g \rangle$. Dans le cadre d'un modèle simple, on peut dire que les masses perturbatrices localisées dans la partie supérieure de la croûte, induisent des anomalies de l'ordre de $5.10^{-5} \langle g \rangle$, celles situées dans la croûte inférieure ou dans le manteau créent des anomalies plus étendues atteignant $5.10^{-4} \langle g \rangle$. Les effets dus aux forces de marées atteignent $3.10^{-7} \langle g \rangle$, tandis que les déplacements de masses à longues périodes de temps provoquent des effets très faibles, de l'ordre de $10^{-8} - 10^{-9} \langle g \rangle$.

1•2- L'orbitographie

Si la Terre était sphérique et de densité homogène, la trajectoire du satellite obéirait aux lois de Kepler et serait parfaitement elliptique. La réalité est beaucoup plus complexe : la Terre est aplatie, de forme irrégulière (topographie) et présente des variations importantes de densité. D'autre part le champ de gravité n'est pas seul à influencer sur la trajectoire d'un satellite. Citons : l'attraction de la Lune et du Soleil (qui, de plus, vont déformer la Terre et entraîner des déplacements de masse dans les océans et l'atmosphère, modifiant le champ de gravité terrestre), la rotation de la Terre elle-même (qui induit des variations temporelles en un point donné), le freinage de l'atmosphère terrestre, la pression de radiation solaire Ainsi l'orbite d'un satellite

va présenter par rapport au modèle képlérien des perturbations dont l'analyse permettra de mieux connaître ces forces, et en particulier le champ de gravité. Par exemple le bourrelet équatorial de la Terre, dû à sa rotation autour de l'axe des pôles, est responsable de la rotation du plan de l'orbite dans l'espace (plus l'inclinaison du plan de l'orbite sur l'équateur terrestre est faible, plus la rotation du plan de l'orbite est rapide), ainsi que d'une rotation de l'orbite dans ce plan (Figure 1).

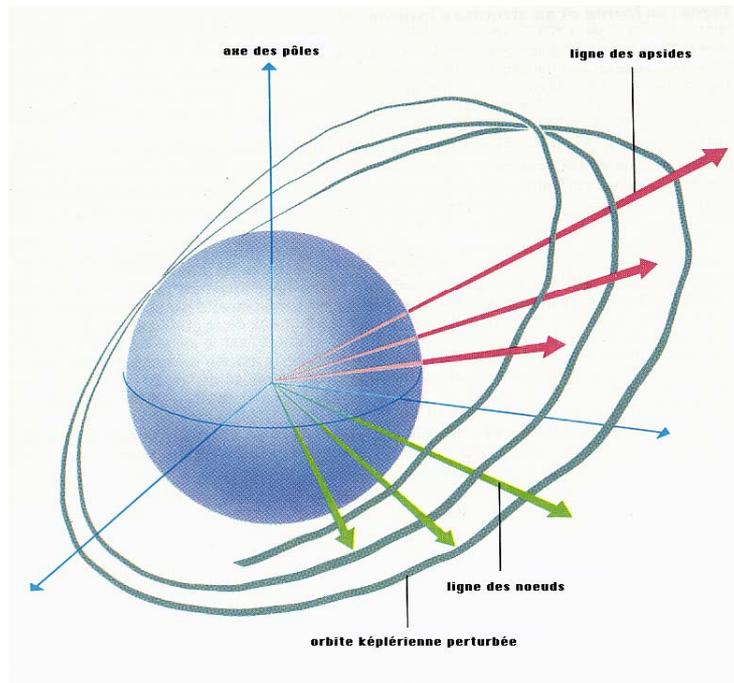


Fig. 1. Le champ de gravité de la Terre est responsable de déformations continues de la trajectoire du satellite et en particulier des rotations de la ligne des noeuds de l'orbite dans le plan de l'équateur terrestre et du grand axe de l'ellipse (ligne des apsides) dans le plan de l'orbite. (Document Encyclopedia Universalis).

L'accélération à laquelle est soumise un satellite est proportionnelle à la somme des forces qui agissent sur lui. Ces forces sont représentées au moyen de modèles théoriques issus des lois de la physique, faisant intervenir des paramètres dépendant du milieu créant la force. L'incertitude sur la plupart de ces paramètres oblige à avoir recours à des observations pour recalibrer la trajectoire calculée (par modélisation) par rapport à la trajectoire réelle et ainsi améliorer les modèles initiaux. C'est un domaine essentiel d'activités en géodésie spatiale. Ces observations, appelées aussi mesures de poursuite, sont effectuées généralement entre un réseau de stations au sol et le satellite. Les mesures angulaires du début de l'ère spatiale ont été remplacées par des mesures de distance (par télémétrie laser, où l'on a gagné un facteur 100 en précision en 30 ans en passant d'une précision de 1 m à 1 cm), et par des mesures de vitesse par des techniques radioélectriques basées sur la mesure de l'effet Doppler, beaucoup plus légères et permettant d'installer des stations quasi-automatiques en n'importe quel lieu de la Terre, produisant une couverture dense et homogène (c'est le cas du réseau Doris).

Une autre stratégie utilise des observations à partir de satellites très hauts (ceux des constellations GPS, GLONASS) dont les trajectoires, moins perturbées, sont plus facilement calculables avec grande précision.

Pour déterminer le champ de gravité on analyse les perturbations orbitales de satellites parfois dédiés, par exemple : Starlette, Lageos 1 & 2, Stella, satellites sphériques, denses (pour être peu sensibles aux effets de freinage atmosphérique et de pression du rayonnement solaire) et recouverts de réflecteurs lasers ; mais très souvent on bénéficie de satellites spécifiques à d'autres domaines, par exemple SPOT2, 3, 4 observés par le réseau DORIS. Depuis trente ans, les observations d'une quarantaine de satellites sur de longues périodes de temps ont été cumulées pour modéliser le champ de gravité.

Vu la complexité du problème à résoudre, seules quelques équipes à travers le monde (Goddard Space Flight Center, Université du Texas et équipe franco-allemande GRGS-GFZ) ont la capacité de produire des solutions élaborées, mais ne permettant de connaître avec précision que les grandes et moyennes longueurs d'onde (jusqu'à quelques centaines de kilomètres) des ondulations du géoïde terrestre (Figure 2).

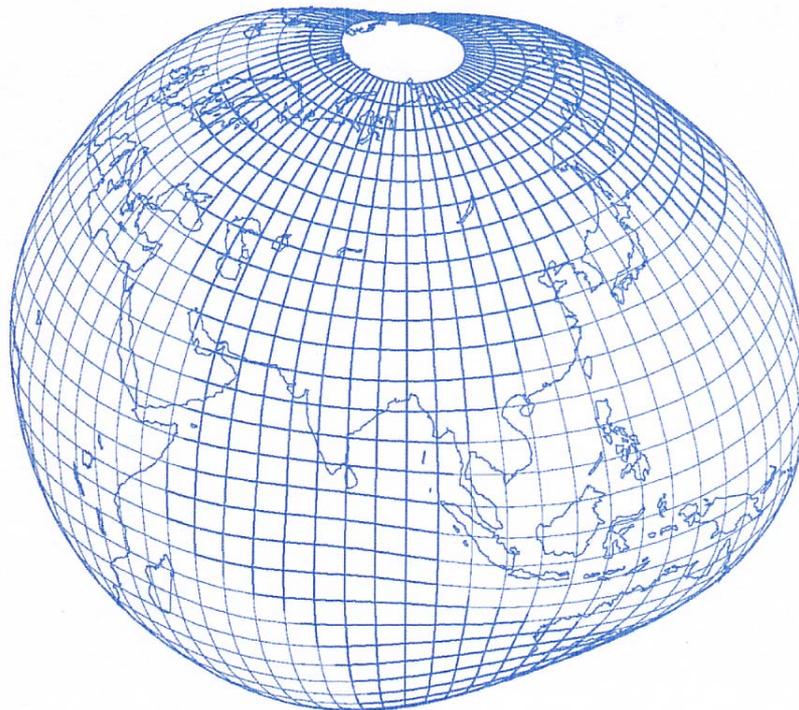


Fig. 2. Le géoïde terrestre (la forme qu'aurait la Terre si elle était partout recouverte d'océans). Cette figure met en évidence l'aplatissement des pôles et le bourrelet équatorial, ainsi que les bosses et creux du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence.

1•3- L'altimétrie

Cette nouvelle technique spatiale, basée sur un radar embarqué sur un satellite, a révolutionné la géophysique marine et l'océanographie. Le radar mesure la distance entre le satellite et la surface océanique. Connaissant l'orbite du satellite indépendamment (par exemple à l'aide de mesures laser, ou/et DORIS), cela permet d'en déduire les ondulations de la surface océanique. En première approximation le niveau moyen des mers est une surface équipotentielle du potentiel de pesanteur (le géoïde), et reflète la répartition de la matière dans la Terre. En fait la surface moyenne des mers est la surface du géoïde augmentée de la circulation océanique également moyennée. Par la mesure altimétrique on accède à la hauteur de la mer à un instant donné (Figure 3). Au niveau moyen de la mer se superposent des ondulations dues d'une part aux marées, océaniques mais également terrestres, et d'autre part aux variations de la circulation océanique (e.g. effets saisonniers). L'analyse des écarts entre la surface océanique et le géoïde intéresse fortement les océanographes. Les missions altimétriques récentes, Geosat, ERS1-2, Topex-Poséidon, ont permis une restitution à haute résolution du géoïde dans les régions océaniques, entachée cependant, en certains endroits, d'erreurs dues à une modélisation insuffisante des courants et de leur variabilité. Néanmoins les variations de hauteur de cette surface proche du géoïde, ou ses variations de pente, permettent de restituer avec une précision très intéressante (4 à 10 mgals) et une résolution de quelques minutes d'arc (5 à 10 km en moyenne) les variations spatiales de la pesanteur. Les cartes ainsi obtenues ont été à l'origine d'importantes découvertes concernant la lithosphère océanique et le manteau supérieur.

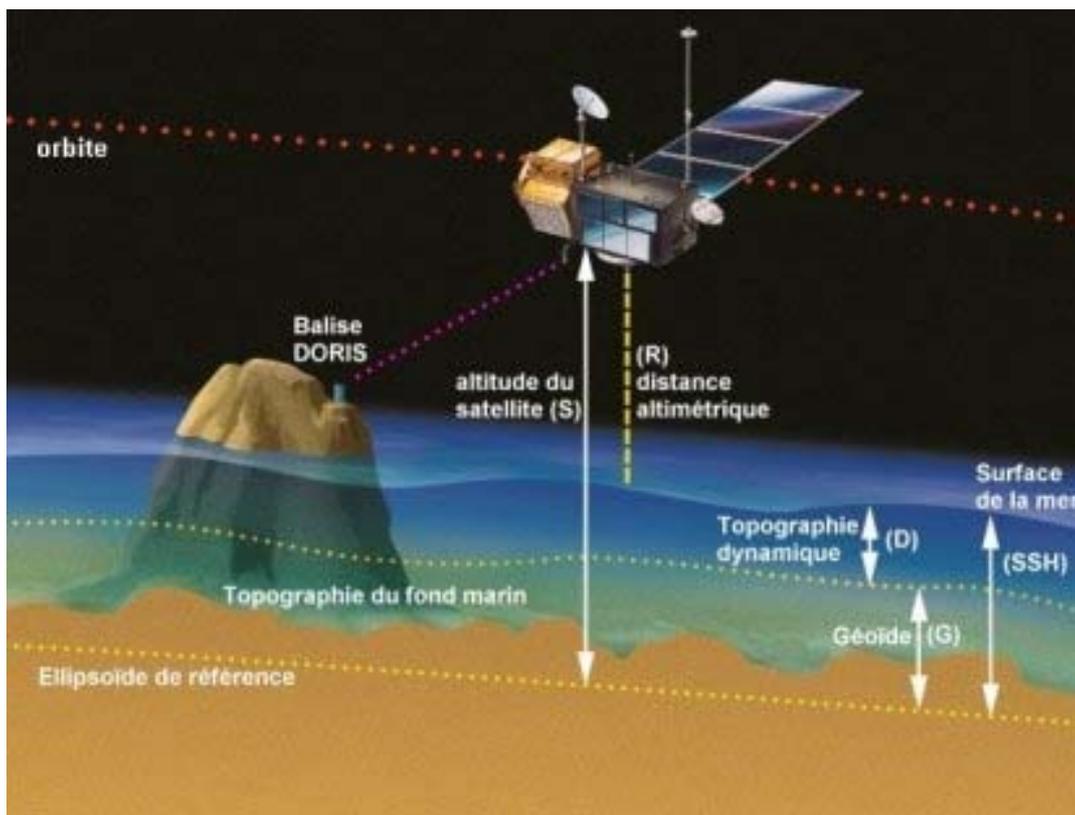


Fig. 3. Principe de l'altimétrie par satellite

1•4- D'autres techniques

Des méthodes spatiales très différentes sont à l'étude et certaines même en cours de réalisation pour la cartographie globale et homogène du champ de gravité depuis l'espace.

L'une d'elles consiste à mesurer avec une précision de quelques μm (ou $\mu\text{m/s}$) la distance (ou la vitesse) entre deux satellites co-orbitant (sur la même orbite moyenne) à basse altitude. C'est approximativement équivalent à la mesure du potentiel gravitationnel différentiel entre les deux satellites.

Une autre technique est la gradiométrie spatiale dans laquelle on mesure, à bord d'un satellite, certains gradients de gravité (dérivées secondes du potentiel gravitationnel) dans des axes liés à ce satellite. Une telle mesure utilise des accéléromètres ultra-sensibles qui permettent d'atteindre des gradients de quelques $10^{-12} \text{ms}^{-2}/\text{m}$.

2• LES MESURES GRAVIMÉTRIQUES

Comme nous l'avons dit, il s'agit de la mesure du module de l'accélération de la pesanteur, g . Il faut distinguer d'entrée les appareils permettant une mesure absolue de g et ceux n'autorisant qu'une mesure relative, entre deux points. Les premiers ne permettront, de par leur lourdeur d'utilisation, que de définir des points de référence (peu nombreux), lesquels serviront de base pour les mesures de densification réalisées avec les appareils relatifs.

2•1- Les gravimètres absolus

Pendant 300 ans, la mesure absolue de g a été effectuée à l'aide de pendules, mais depuis le début des années 70 un gain en précision a été obtenu à l'aide d'instruments utilisant le principe de la chute libre d'un corps. Ces appareils permettent aujourd'hui une mesure absolue avec une précision atteignant $10^{-9} < g >$, i.e. $\sim 10^{-8} \text{ms}^{-2}$ ($= 1 \mu\text{Gal}$).

2•1-1. Les pendules

Le principe de la détermination pendulaire (Figure 4) repose sur l'observation de la période d'oscillation T d'un pendule dit "simple", de longueur connue l , dans le champ de pesanteur g , quantités qui sont liées par :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left(1 + \frac{\alpha_0^2}{16}\right) \quad (2)$$

formule issue d'un développement au premier ordre pour de petites amplitudes d'oscillation α_0 .

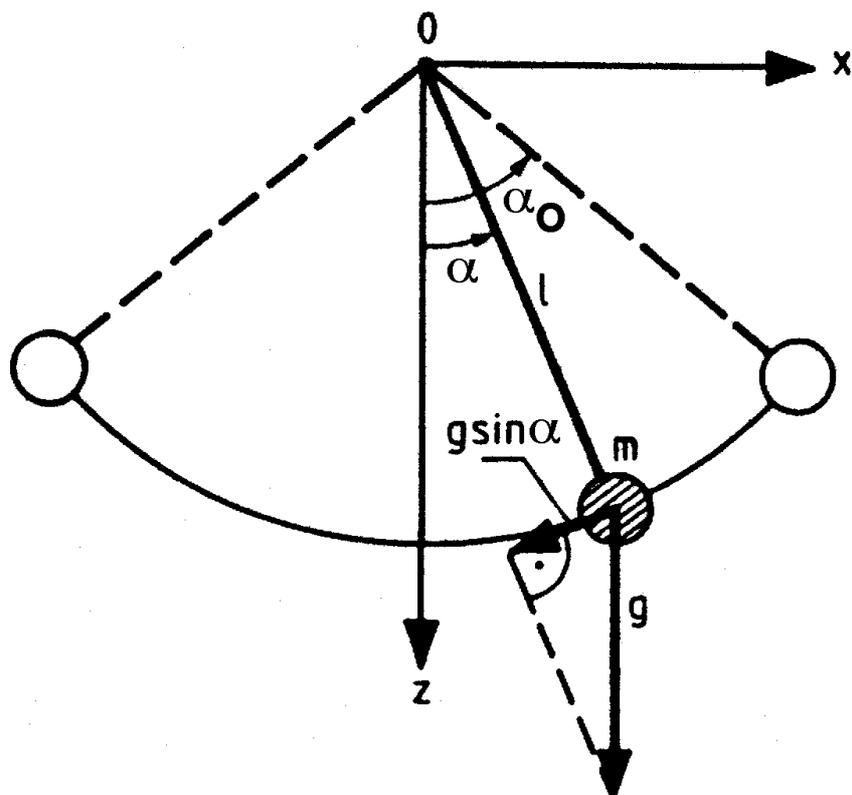


Fig. 4. Principe du pendule mathématique

Cette équation n'est valable que pour un pendule idéal, la masse du système oscillant étant concentrée en un point.

Pour un pendule réel, cette équation devient :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{J}{mga}} (1 + \alpha_0^2/16) \quad (3)$$

où J est le moment d'inertie par rapport à l'axe de rotation, m la masse totale, et a la distance entre l'axe de rotation et le centre de gravité. Mais la précision obtenue, vue les incertitudes sur J , m et a , ne peut être meilleure que 10^{-6} (i.e. ~ 1 mGal). Cependant, la conception de pendules réversibles a permis de gagner un facteur 10 en précision.

2•1-2. Les appareils à chute libre

L'équation du mouvement d'une masse m en chute libre, soumise au champ de gravité, s'écrit :

$$m \frac{d^2 z}{dt^2} = mg(z), \quad (4)$$

où t est le temps. En supposant, pour simplifier, que le champ est constant sur la trajectoire de la chute, on en déduit la position du corps par intégration :

$$z = z_0 + \dot{z}_0 t + \frac{1}{2} g t^2 \quad (5)$$

Les constantes d'intégration z_0 et \dot{z}_0 sont la position et la vitesse du corps à l'instant $t = 0$. Comme leur valeur n'est pas connue exactement, la détermination de g requiert au moins trois points de mesure où la position z_i et le temps t_i sont mesurés ($i = 1, 2, 3$) — Figure 5. Après élimination de z_0 et \dot{z}_0 , on obtient :

$$g = 2 \frac{(z_3 - z_1)(t_2 - t_1) - (z_2 - z_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)(t_2 - t_1)(t_3 - t_2)} \quad (6)$$

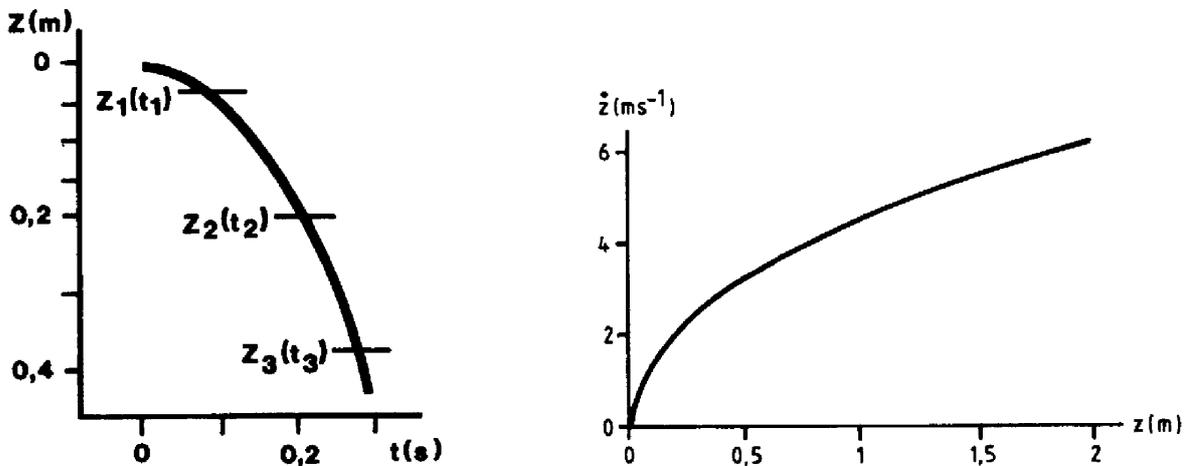


Fig. 5. (gauche) : Chute libre : graphe distance-temps
(droite) : Chute libre : graphe vitesse-distance
(Torge, 1989)

Dans la pratique, la trajectoire du corps est échantillonnée en environ deux cents points, on tient compte des variations (linéaires) de g le long de cette trajectoire, et l'on détermine $g_{réf}$, en un point de référence instrumental, par moindres carrés. Les précisions de mesure de la distance et du temps permettent d'obtenir une précision (relative) de 10^{-9} sur g . Ainsi une hauteur de 50 cm et un temps de chute de 0,3 s nécessitent une précision de 0,5 nanomètre et de 0,2 nanoseconde. Elles peuvent être obtenues par des techniques interférométriques avec une lumière laser et une mesure de temps utilisant une horloge atomique.

La conception de ces appareils est très délicate car, bien que le principe de mesure soit simple, on entre dans un domaine de métrologie de très haute précision et on doit prendre en compte de nombreux effets perturbateurs, parmi lesquels :

- le frottement atmosphérique dont l'effet doit être très réduit (au niveau de 10^{-9} ms^{-2}), en créant un vide très poussé (10^{-5} Pa). Plus astucieusement, l'effet peut être minimisé en créant une chambre sans frottement atmosphérique (une chambre où l'on a fait le vide, contenant le corps en chute libre, et asservie au corps dans son mouvement de descente) — voir Figure 6.

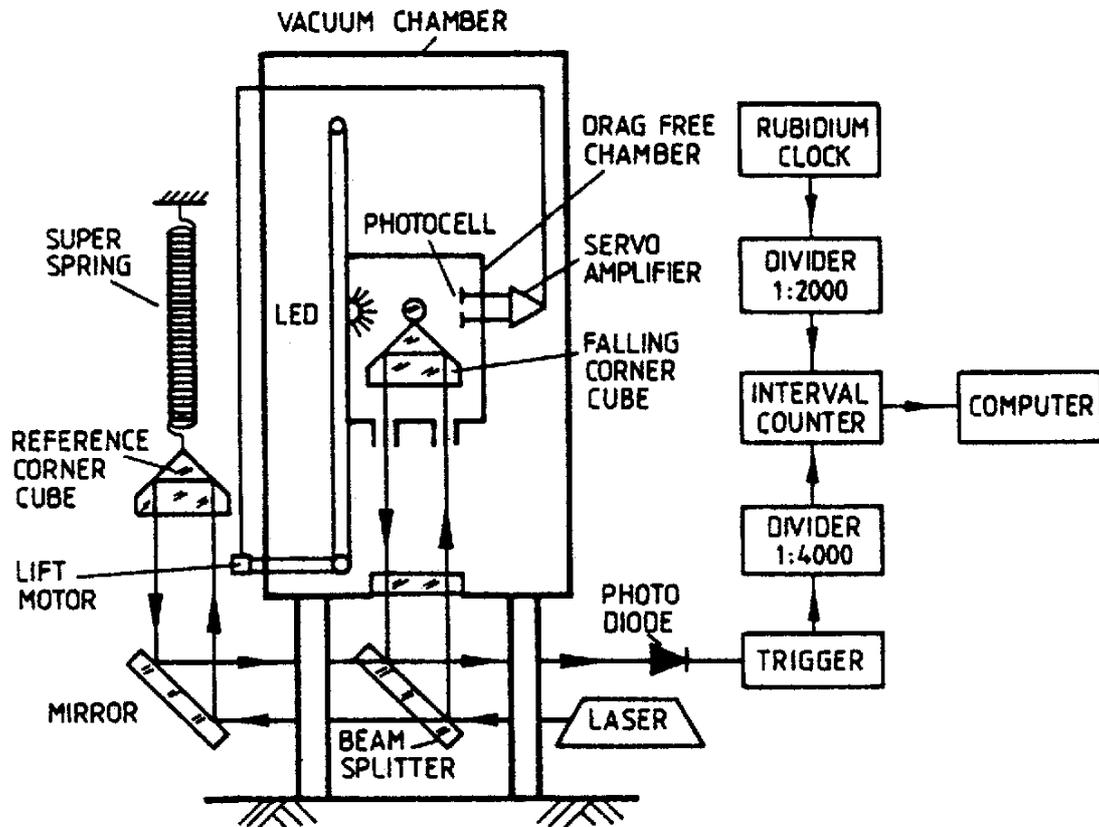


Fig. 6. Principe du gravimètre absolu à chute libre JILA (d'après Faller et al., 1983 ; Niebauer et al., 1986).

- l'agitation microsismique, causée aussi bien par les effets de vagues de l'océan (même lointain) que par l'activité industrielle et humaine, qui doit être minimisée car elle affecte le réflecteur fixe servant de référence pour déterminer la différence de trajet optique avec le corps en chute libre.
- les forces parasites causées par les champs magnétiques ou électrostatiques, qui peuvent être réduites par le choix de matériaux adaptés.

Ces problèmes de métrologie sont étudiés par la comparaison des gravimètres absolus (une bonne dizaine de conceptions différentes existent actuellement) en une station de référence (par exemple au BIPM, à Sèvres). On peut ainsi espérer quantifier l'exactitude de tels instruments, qui est probablement de quelques μGals aujourd'hui.

2•2- Les gravimètres relatifs

Les pendules ont été utilisés, notamment lors de mesures en mer en sous-marin (plus stable qu'un navire de surface), jusque dans les années 1940-1950, mais ils avaient déjà été supplantés par des gravimètres utilisant une méthode statique et dans lesquels la force de gravité agissant sur une masse donnée est compensée par une force de réaction mesurable. Entre les années 1930 et 1950, la demande étant importante en géophysique appliquée pour les besoins de la prospection pétrolière et minière, un grand nombre de gravimètres à ressort ont été mis au point. A partir des années soixante, les développements se concentrent uniquement sur quelques types d'appareils.

2•2-1. Les Principes

Le principe de la balance à ressort vertical, ou peson, (Figure 7) a été employé pour plusieurs types de gravimètres. Le ressort au repos a une longueur l_0 . Le champ de pesanteur agissant sur la masse m allonge le ressort, dont la longueur devient l et l'on a :

$$k(l - l_0) = mg \quad (7)$$

où k est la constante du ressort dépendant de sa forme et de son élasticité. On obtient une relation linéaire entre g et la longueur du ressort. Une calibration est nécessaire pour convertir les variations de longueur en variations de g .

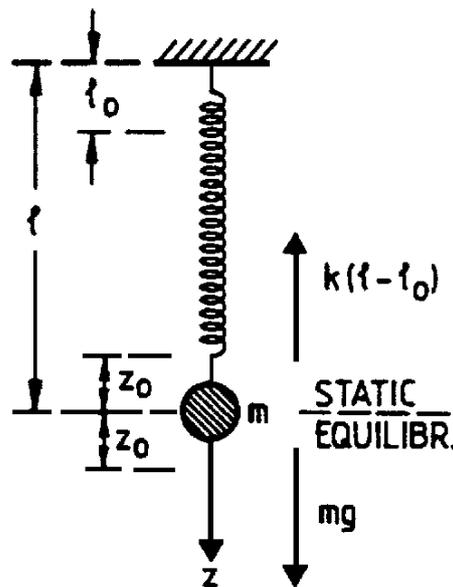


Fig. 7. Principe de la balance à ressort vertical (Torge, 1989).

D'autres appareils utilisent le principe de la balance de torsion (Figure 8) dans laquelle un ressort en spirale, de constante de torsion τ , crée un couple antagoniste $\tau(\alpha - \alpha_0)$, de sorte que, pour une masse ponctuelle m au bout du bras de longueur a , on ait :

$$\tau(\alpha - \alpha_0) = mga \quad (8)$$

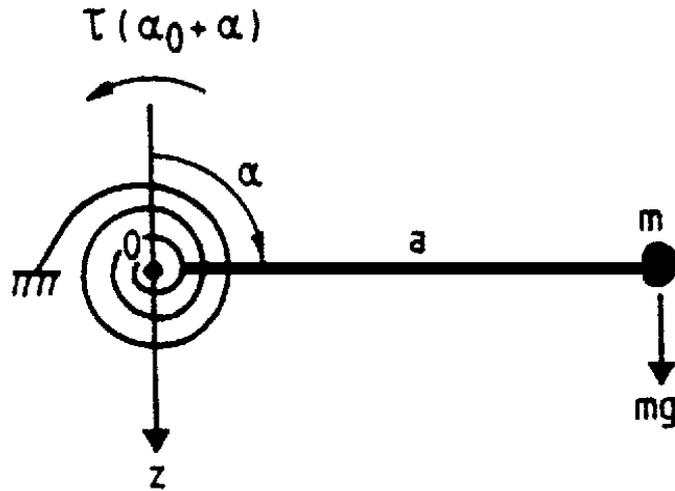


Fig. 8. Principe de la balance de torsion (Torge, 1989)

Les gravimètres utilisent actuellement le principe de la balance à levier (Figures 9, 10), la force de réaction étant encore produite par un ressort. La sensibilité de ces appareils est accrue en utilisant des ressorts dits de "longueur nulle".

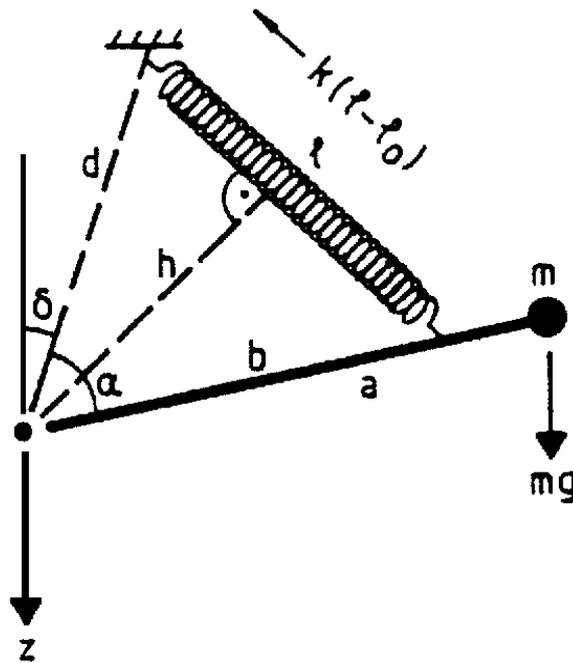


Fig. 9. Principe de la balance à levier (Torge, 1989)

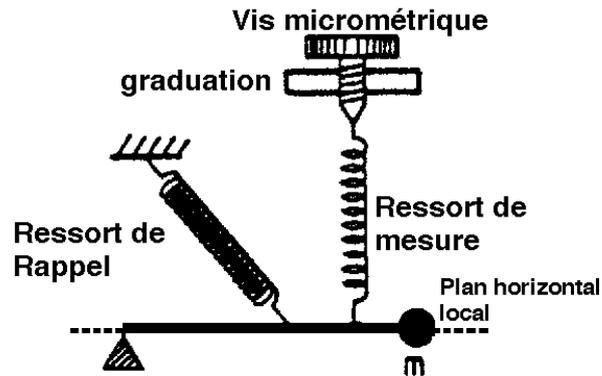


Fig. 10. Principe d'un gravimètre relatif utilisant la balance à levier pour la mesure gravimétrique (Torge, 1989).

Les ressorts présentent certains inconvénients : leur élasticité varie dans le temps, avec des phénomènes d'hystérésis, et dépend de la température. La plupart des gravimètres possèdent donc une enceinte thermostatée. Si certains gravimètres, comme ceux de marque Lacoste-Romberg, utilisent des ressort métalliques, d'autres — tels les Scintrex, sont réalisés en quartz fondu, permettant de créer des appareils très compacts (dans le cas des Scintrex, la masse de 4 mg est fixée à un fléau de 4 cm, soutenu par des fils de 3 μm).

2•2-2. Mesurer

Pratiquement, on nivelle le gravimètre afin d'aligner le système de mesure avec la ligne de force du champ de pesanteur. On débloque le système de mesure et par action sur un ressort secondaire, très fin, on ramène le levier à sa position d'équilibre. Cette méthode de zéro, manuelle, est utilisée pour les mesures au sol.

Pour les mesures en mer ou aéroportées, on ajoute une boucle d'asservissement : on détecte les déplacements du fléau par mesure de la variation de capacité qui génère une variation de tension adéquate pour ramener le fléau au zéro. Ainsi les erreurs périodiques de la vis de mesure sont éliminées et les effets d'hystérésis du ressort sont fortement diminués.

Ces appareils doivent être calibrés, d'où l'intérêt de stations de mesures absolues. Ils présentent, inconvénient majeur, une dérive instrumentale, linéaire dans le meilleur des cas, qui devra être corrigée. Cette dérive provient des propriétés thermoélastiques ou non-élastiques des ressorts, son importance diminuant généralement avec l'âge du gravimètre ! Pour des levés précis, on doit donc réoccuper une ou plusieurs fois les stations de mesures pour éliminer (corriger de) la dérive instrumentale.

On se reportera au cours n°6 pour plus de détails.

3• LES LEVÉS GRAVIMÉTRIQUES

3•1- Stations absolues

Ces points de référence, de préférence situés dans des zones tectoniquement stables, servent de point d'appui pour les mesures relatives. Ils peuvent aussi, si leur distribution — régionale ou même mondiale, est suffisante, permettre d'étudier les variations temporelles globales du champ de pesanteur (cf. Figure 11 montrant le réseau absolu mondial IAGBN-A).

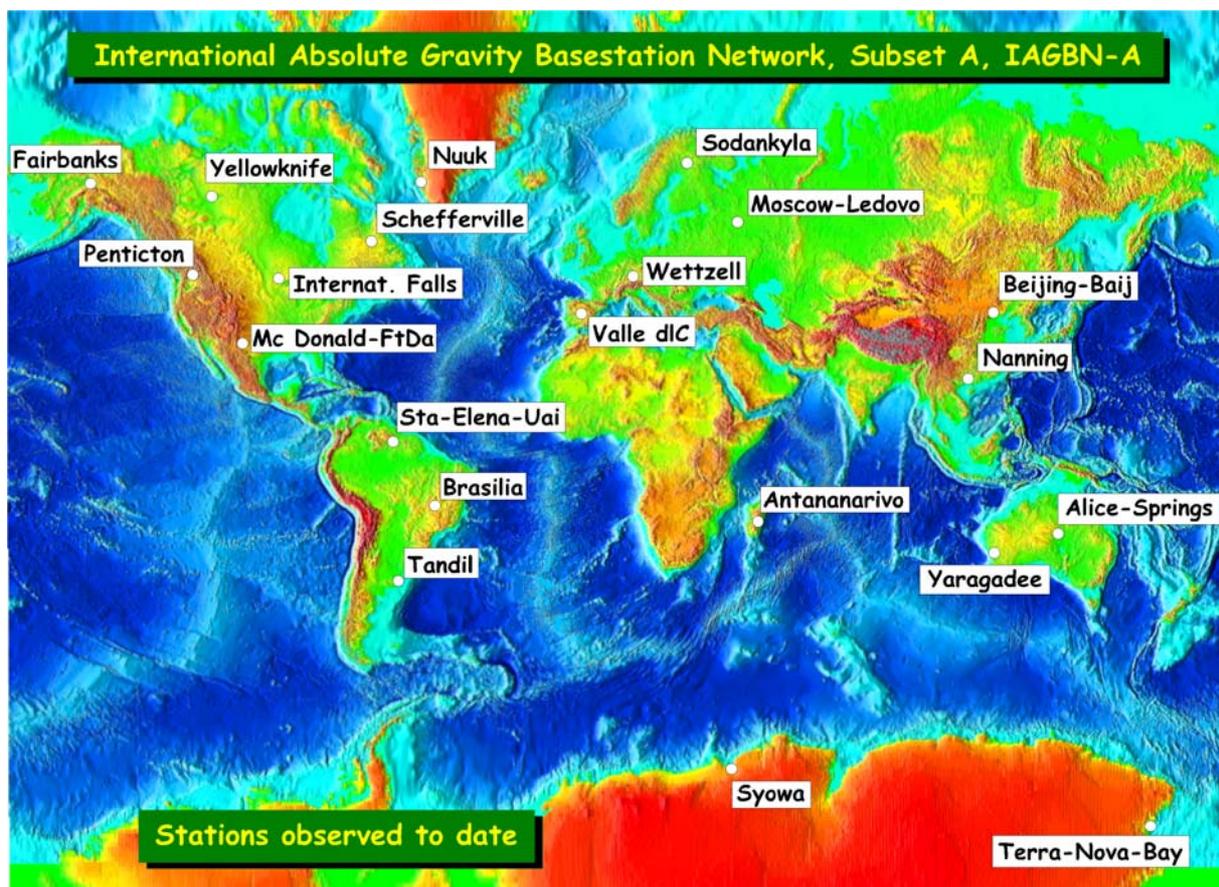


Fig. 11. Réseau mondial absolu IAGBN-A (état en 1997).

3•2- Réseaux gravimétriques

En prenant en compte les coûts d'investissement et le temps nécessaire à la mesure en une station avec une même précision, on a un rapport de 1 à 10 entre le coût d'une mesure avec des gravimètres relatifs et celui d'une mesure avec un gravimètre absolu. Cela explique que les réseaux incluent aussi bien des stations absolues que des stations de mesures relatives (Figure 12), reliées entre elles en utilisant plusieurs gravimètres relatifs. On ajuste les valeurs de g (on dit que l'on "compense le réseau") par une méthode de moindres carrés, les observations étant pondérées en fonction du nombre de liaisons entre stations et de leur précision, comme on le ferait pour un réseau de nivellement (on minimise l'erreur de fermeture d'une maille du réseau). Ces stations sont documentées, pour pouvoir être réoccupées (cf. Figure 13). La précision des mesures gravimétriques de référence a beaucoup évolué (Figure 14).

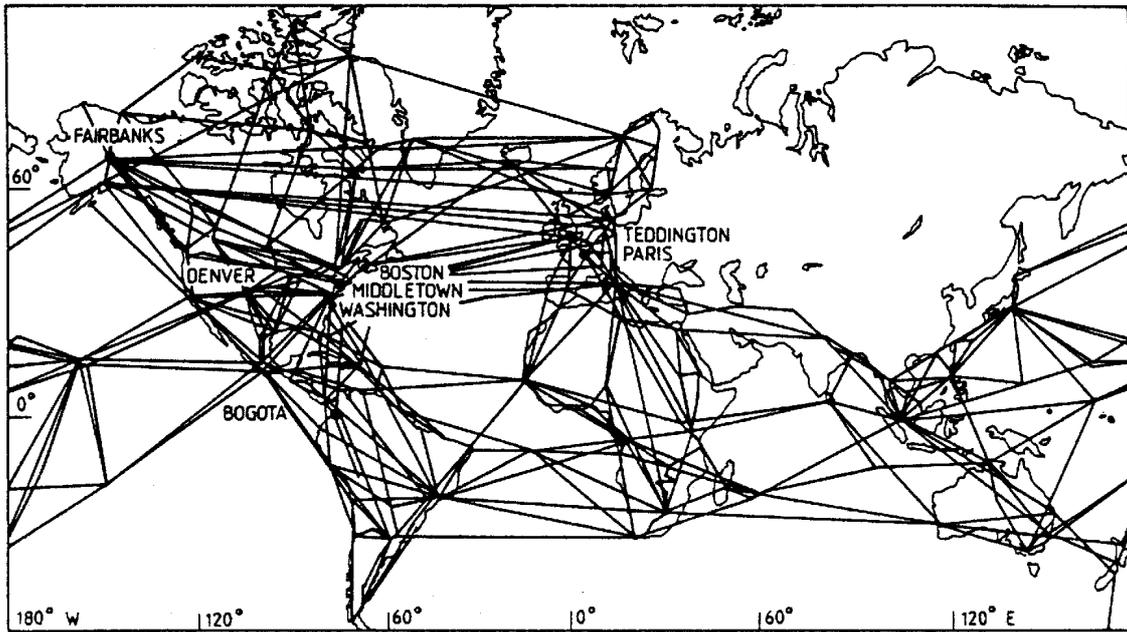


Fig. 12. Le réseau mondial IGSN71 (International Gravity Standardization Net 1971) comportant quelques stations absolues (anciennes - certaines pendulaires) et une majorité de stations relatives (Morelli et al., 1974).

FICHE DE STATION GRAVIMÉTRIQUE DU SHOM

DESCRIPTION :

Nom du point : BREST Poste n° 1 Penfeld
 PAYS : France
 MISSION : M.H.A.
 DATE : 31-03-95 ET 05-04-95

SYSTÈME DE RÉFÉRENCE :

RÉSEAU GRAVIMÉTRIQUE : IGSN 71
 SYSTÈME GÉODÉSIQUE : NTF
 PROJECTION : Lambert 1
 RÉFÉRENCE D'ALTITUDE : Niveau moyen
 MODÈLE DU POTENTIEL : GRS80

DESIGNATION DES POINTS :

NTF	Latitude :	48°22,86' Nord	NTF	Lambert 1	X : 94.482,4
	Longitude :	004°29,75' Ouest			Y : 98.495,0
NGF	Altitude :	5,10 m			Hauteur au-dessus du sol : 0 m

VALEURS DE LA PESANTEUR :

Pesanteur absolue : $g = 980.939,64 \pm 0.05$ mGal
 Gravimètre : Worden (Texas Instrument) n° 1246

COMMENTAIRES :

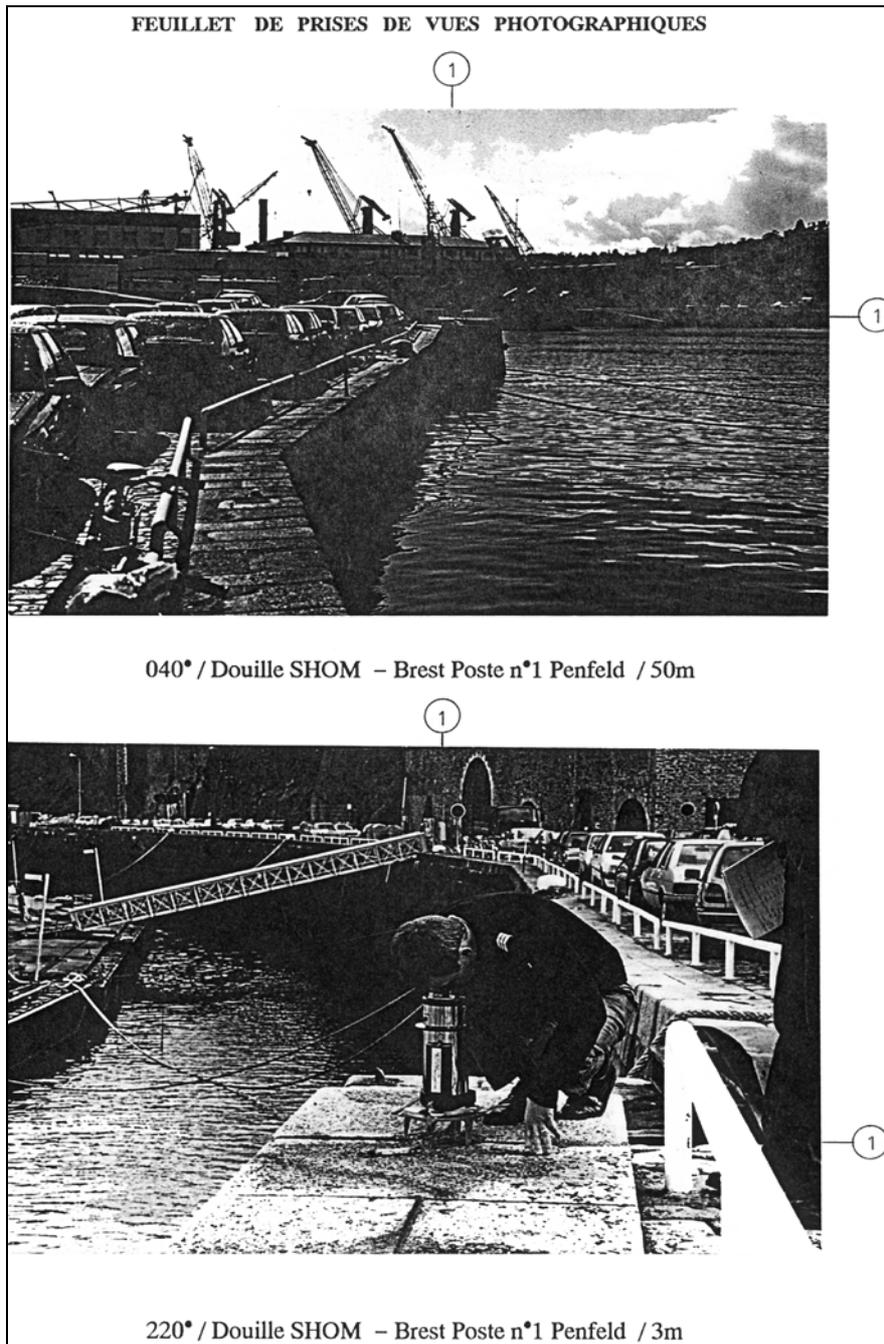


Fig. 13. Exemple de description d'une station gravimétrique de référence.

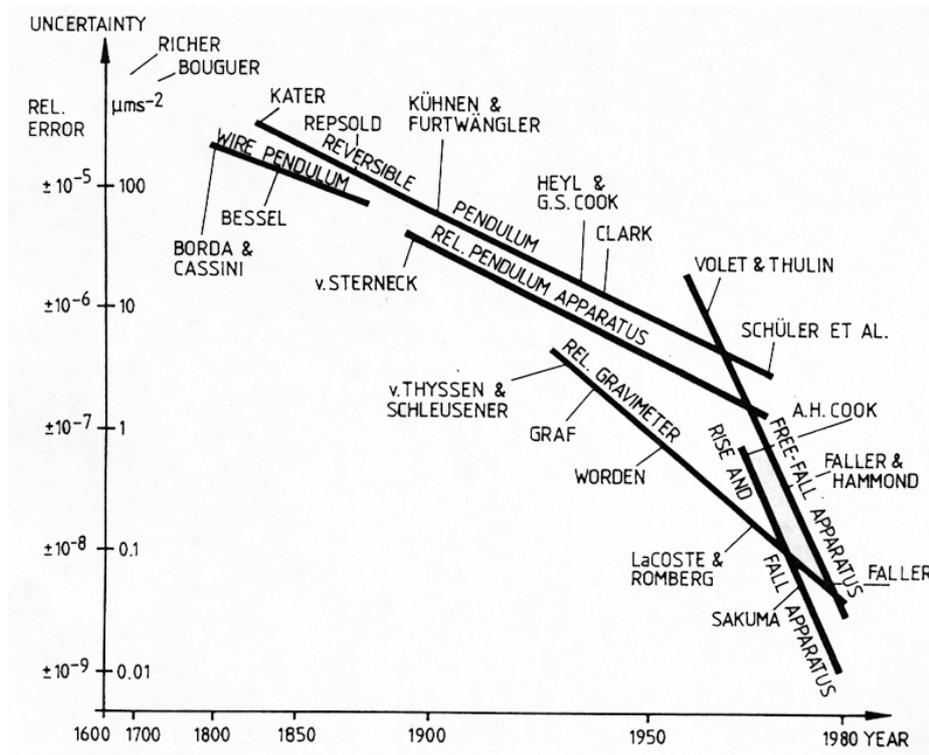


Fig. 14. Accroissement de la précision en gravimétrie terrestre ; d'après Torge (1982)

3•3- Levés gravimétriques à terre

En fonction des buts recherchés (prospection pétrolière, minière ou pour le génie civil, mesures associées au nivellement), de la topographie et des facilités de déplacement, l'espacement des mesures peut être très variable : de moins de 100 m en zone urbaine pour l'identification de fontis ou d'anciennes carrières, à quelques kilomètres pour des études de grande reconnaissance. La mesure elle-même est assez rapide, inférieure à 10 minutes, et il est possible de mesurer une cinquantaine de points distants de quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres par jour. Dans les études de nivellement, consistant à déterminer l'altitude d'un point, seule la valeur de g est utile (pour le calcul de la cote géopotentielle). Mais pour toutes les autres études, on doit calculer l'anomalie du champ de pesanteur, qui nécessite pour la déterminer la connaissance de la latitude du point de mesure ainsi que son altitude (cf. paragraphe 4). Si la précision sur la position n'est pas cruciale (une erreur sur la latitude de 100 m induit une erreur sur l'anomalie à l'air libre de 0,1 mgal au maximum, par contre une erreur de 30 cm sur l'altitude conduit à la même erreur sur l'anomalie (à l'air libre) ! On conçoit donc aisément que, si l'on désire effectuer un levé gravimétrique précis pour une application géophysique, on doit l'associer à un levé précis de nivellement. Si on se contente d'utiliser un altimètre, basé sur le principe du baromètre, la précision de l'altitude ne sera au mieux que de 5 m (et ce en utilisant un altimètre installé en base fixe pour enregistrer les variations de pression), avec en conséquence une anomalie dont la précision ne sera pas meilleure que 2 milligals.

La densité des mesures sur les continents est très variable suivant les pays et les régions : les bassins sédimentaires sont généralement bien couverts, de par leurs potentialités pétrolières, sauf

dans les zones tropicales d'accès difficile (seules quelques pistes ou voies d'eau sont utilisables). Les zones désertiques ont pu être levées soit avec des véhicules tous-terrains ou à l'aide d'hélicoptères. Les zones non sédimentaires ou montagneuses sont généralement moins bien couvertes, sauf dans le cas d'intérêts miniers (généralement limités), les mesures étant le plus souvent effectuées dans les vallées le long des voies de communication. Les pays développés ont généralement demandé à leurs agences nationales de compléter les couvertures gravimétriques existantes, principalement pour leur utilisation en géodésie-nivellement (en effet la détermination du géoïde sur les continents implique de connaître la valeur de g partout, en principe, ainsi que la topographie).

3•4- Levés gravimétriques en mer

Le principe de fonctionnement des gravimètres marins n'est pas très différent des gravimètres utilisés à terre, sauf dans le cas du gravimètre Bell (la masse est placée entre deux aimants permanents, la position d'équilibre est produite par une force électromagnétique induite dans la bobine fixée sur la masse). Les gravimètres pour les mesures au fond de la mer, sur la plateforme continentale (ils ont été testés jusqu'à 900 m de profondeur), utilisent des gravimètres terrestres inclus dans une sphère étanche, résistant à la pression, avec un système de nivellement automatique et une commande à distance du gravimètre.

Pour les gravimètres embarqués, les mesures se faisant en continu pendant la marche du navire (Figure 15), on a dû développer des plates-formes stabilisées par des gyroscopes pour réduire l'effet des accélérations parasites dues notamment au tangage et au roulis du bateau. Mais le mouvement de la plate-forme par rapport à la Terre induit d'une part une accélération centripète (la Terre étant supposée fixe) et une accélération de Coriolis (due à la rotation de la Terre). Les composantes verticales de ces accélérations inertielles perturbent la mesure de g et constituent l'effet d'Eötvös :

$$\delta g_{Eot} \text{ (mgal)} = 4.05 V \cos \varphi \sin \alpha + 0.0012 V^2 \quad (9)$$

où V représente la vitesse du navire, en km/h, φ la latitude et α l'azimut compté à partir du Nord. Dans le cas extrême d'une route ouest-est, à l'équateur, à la vitesse de 20 km/h, cette correction est de 81 mgal, bien supérieure aux anomalies que l'on observe habituellement. On constate, en faisant le bilan des erreurs, que pour déterminer cette correction à 0.5 mgal près, la vitesse doit être connue à 0,1 ... 0,2 km/h et l'azimut à 0,5° près (Figure 16). Cet objectif peut être atteint maintenant grâce aux systèmes de positionnement par satellite (notamment à l'aide du système GPS). En tout état de cause, il est possible de réduire les erreurs restantes par examen des écarts de mesure aux points de croisement intérieurs à une croisière ou/et pour des croisières différentes, et par réduction de l'ensemble de ces erreurs grâce à l'ajustement de paramètres (biais, dérives) par croisière ou morceau de croisière (Figure 17).

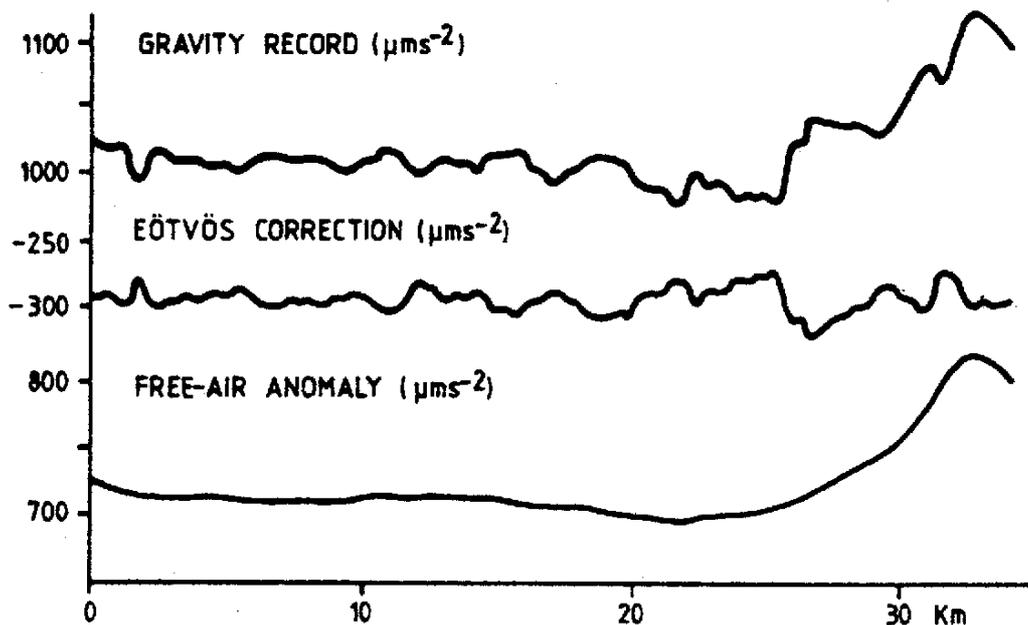


Fig. 15. Enregistrement, à bord d'un navire, de la pesanteur, de l'effet Eötvös et de l'anomalie à l'air libre, par un gravimètre marin Kss30 ; d'après Prakla-Seismos (1982), P-S/AG, Hannover

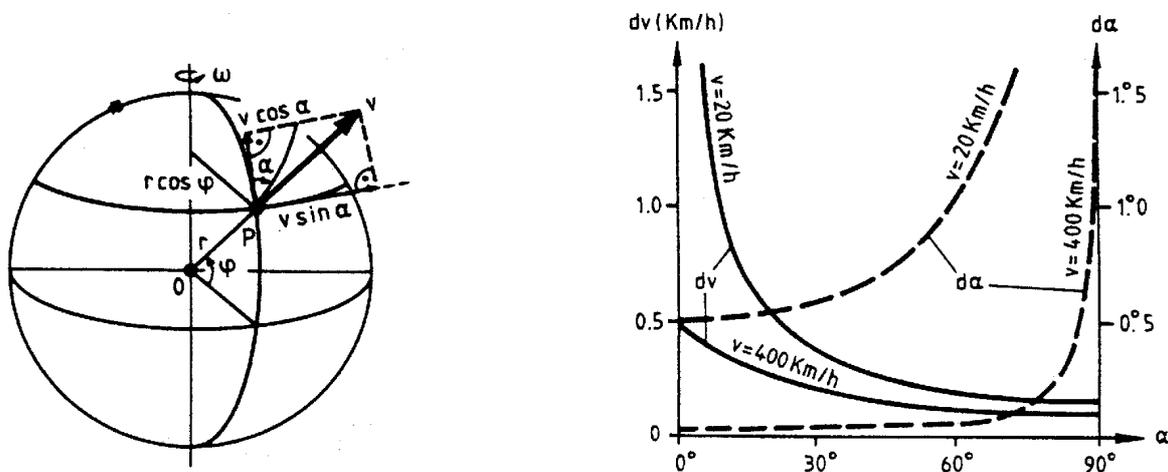


Fig. 16 : (gauche) : L'effet Eötvös sur les mesures de pesanteur à bord d'un mobile dépend de la vitesse (v) et du cap (azimuth α) du mobile.
 (droite) : contraintes de navigation sur v et α à la latitude $\varphi = 45^\circ$, nécessaires au maintien de l'erreur due à l'effet Eötvös au niveau de $5 \mu\text{m s}^{-2}$.
 (Torge, 1989)

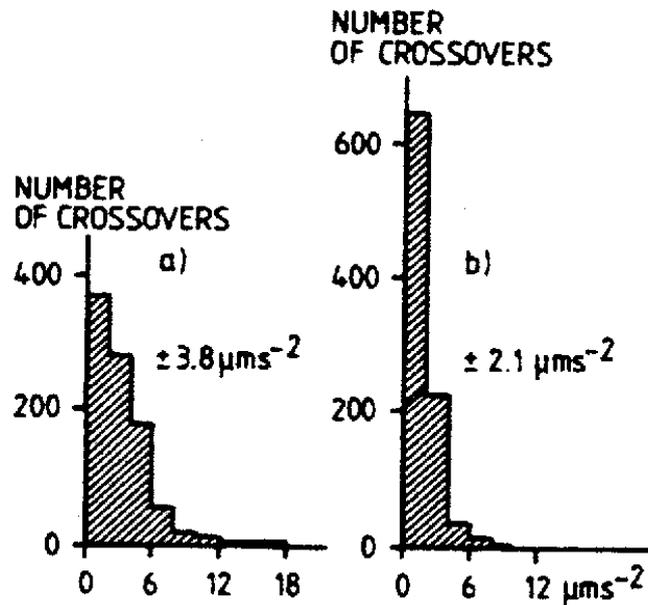


Fig. 17 : Histogramme des écarts de mesure, aux points d'intersection des profils gravimétriques en mer, d'un Gss 30.
 (a) données initiales
 (b) après ajustement pour moindres carrés ;
 d'après Prakla-Seismos (1982), P-S/AG, Hannovre.

3•5- Levés gravimétriques en avion

Depuis quelques années, des gravimètres ont été embarqués sur avion, installés sur une plateforme stabilisée. La connaissance de la trajectoire de l'avion est, du fait de la vitesse bien plus grande que dans le cas d'un navire, beaucoup plus critique. Le positionnement en 3 dimensions de l'avion étant effectué de manière très précise par technique GPS différentielle (en déployant un réseau de balises au sol) il est possible de restituer la gravité au sol avec une précision de 2 à 10 mgals à une résolution qui dépend de l'altitude de l'avion et de la distance moyenne entre les lignes de vol successives. De telles campagnes ont été effectuées avec succès, par exemple sur le Groënland, la Suisse, et les Alpes françaises.

4• DE LA MESURE DE g À LA DÉTERMINATION DES ANOMALIES

Un certain nombre de corrections instrumentales et de réductions doivent être effectuées afin d'obtenir la valeur des anomalies du champ de pesanteur, utiles pour une interprétation géophysique.

L'appareil aura dû être calibré correctement avant de commencer le levé gravimétrique. Pour corriger de la dérive de l'appareil, l'opérateur réoccupera un certain nombre de stations de référence. Il notera également l'heure TU des mesures, ce afin de corriger de l'effet des marées (fonction de la position de la Lune et du Soleil, dont l'attraction déforme la Terre solide, produit les marées océaniques qui elles-mêmes par déplacement des masses d'eau produisent un effet de charge sur la lithosphère) ; cet effet est de l'ordre de 0,2 milligal — le lecteur consultera avec avantage le cours n°6.

Après avoir éliminé l'effet des variations temporelles, tout au moins celles dues aux effets de marées (également aux variations de pression atmosphérique), il reste à éliminer la variation de g en fonction de la latitude (due à la rotation de la Terre, responsable de son aplatissement) et la variation de g due aux variations d'altitude. Suivant le type d'anomalie gravimétrique recherché, on corrige aussi de l'effet de la topographie censée être bien connue.

On détermine pour chaque point de mesure la pesanteur normale γ , calculée pour un ellipsoïde approchant au mieux la forme de notre planète et dont on suppose que la surface est une équipotentielle du champ de pesanteur (c'est le cas de la surface des océans en première approximation). On a :

$$\gamma = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi) \quad (10)$$

où, pour le système GRS80 : $\gamma_e = 9,780327 \text{ ms}^{-2}$, $\beta = 0,0053024$, $\beta_1 = 0,0000058$, $\varphi =$ latitude.

Ainsi $g - \gamma$ est indépendant de la latitude du point d'observation.

L'anomalie à l'air libre Δg prend en compte le fait que la mesure est effectuée à l'altitude h . En effet la pesanteur diminue quand on s'élève au dessus de l'ellipsoïde, son gradient est en première approximation de $3,086 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-2}/\text{mètre}$ (ou 0,3086 milligal/m). Ainsi

$$\Delta g \approx g - \gamma + 0,3086 h \quad (11)$$

avec g , γ , Δg en milligal, h en mètre.

Malgré tout, l'anomalie à l'air libre reste corrélée avec l'altitude, ce qui apparaît nettement en régions montagneuses (Figures 18, 19).

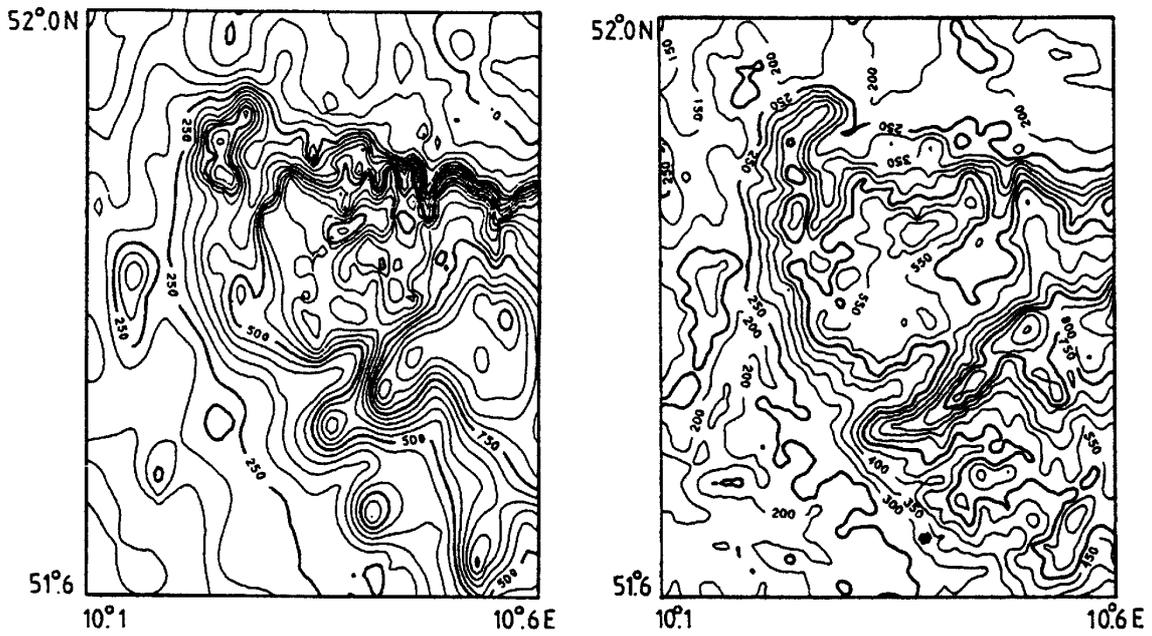


Fig. 18. Anomalies à l'air libre (à gauche) et altitudes (à droite) dans l'Ouest du massif de l'Harz (Allemagne), d'après la base de données de l'Ife (Hannovre). Les courbes de niveau sont tous les $50 \mu\text{m s}^{-2}$ et tous les 50 m, respectivement (Torge, 1989).

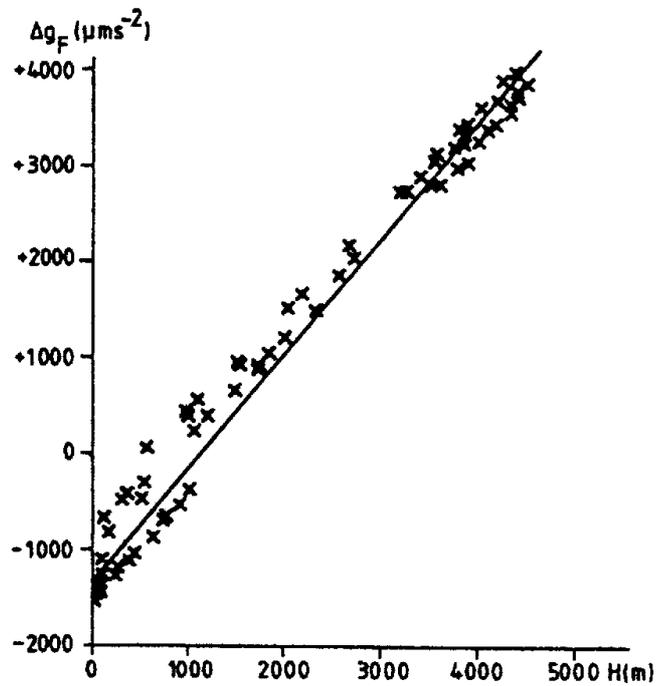


Fig. 19. Exemple de relation entre anomalies à l'air libre et altitudes. Ouest du Vénézuéla (d'après Torge, 1989).

Par le calcul de l'anomalie de Bouguer, on prend en compte l'effet de la topographie dont on suppose connue la densité. L'anomalie de Bouguer simple Δg_B considère que le relief est tabulaire au voisinage de la station : on calcule donc l'effet d'un plateau d'épaisseur h . Par suite :

$$\Delta g_B = g - \gamma + 0,3086h - 0,0419 \rho h \quad (12)$$

où ρ est la densité du plateau (en kg/dm^3) — voir Table 1.

Table 1. Masses volumiques de quelques roches et minéraux

Roche/Minéral	Masse volumique (kg m^{-3})
Sédiments (la densité augmentant avec la profondeur)	
non consolidés	1 400...2 300
grès	2 000...2 700
calcaire	2 500...2 800
schiste ardoisier argileux	2 500...2 800
lignite	1 000...1 500
houille grasse	1 200...1 800
Roches effusives	
basalte	2 700...3 300
diabase	2 800...3 100
Roches intrusives	
granit	2 500...2 800
gabbro	2 800...3 100
peridotite	3 100...3 300
Roches métamorphiques	
ardoise	2 500...2 900
gneiss	2 600...3 100
Minéraux	
sel gemme	2 100...2 400
anhydride	2 900...3000
sphalerite	3 900...4 200
chalcoppyrite	4 100...4 300

En zone montagneuse ou accidentée, on ajoutera une correction de terrain (toujours positive) prenant en compte le relief résiduel, obtenant ainsi l'anomalie de Bouguer totale.

L'anomalie de Bouguer est en général anti-corrélée avec l'altitude, preuve d'un phénomène de compensation de la topographie en profondeur (c'est l'isostasie) — Figure 20.

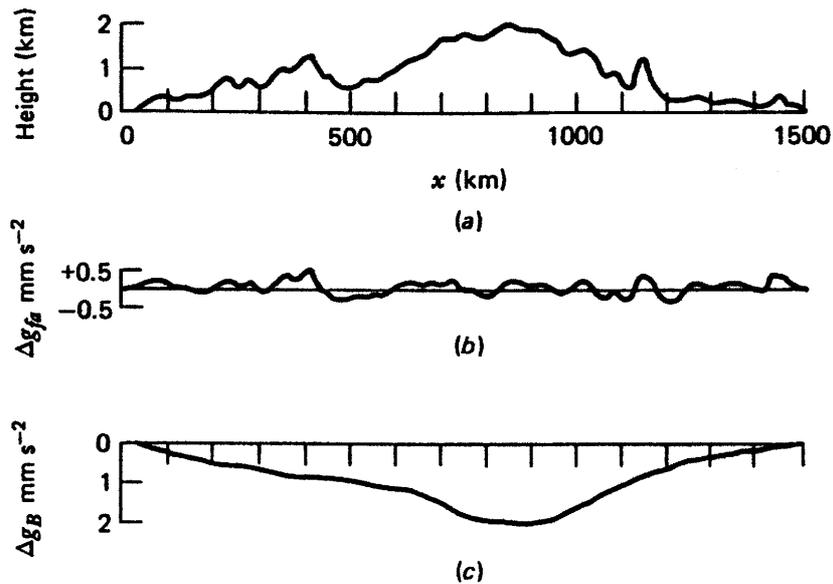


Fig. 20. Exemple de correspondance : topographie (a), anomalie à l'air libre (b), anomalie de Bouguer (c)

Le nombre de mesures gravimétriques ponctuelles (et donc d'anomalies de gravité) archivées dans les bases de données mondiales dépasse aujourd'hui les dix millions (Figure 21).

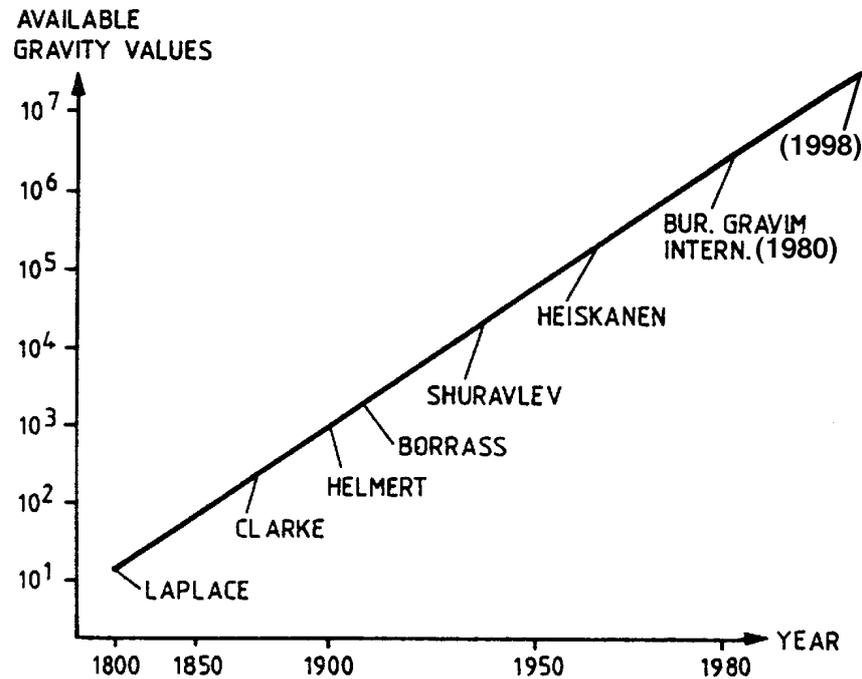


Fig. 21. Le volume des données gravimétriques en libre accès dans le monde (Tanner et al., 1982).

5• L'INTERPRÉTATION DES ANOMALIES DE PESANTEUR

Peut-on à partir de la seule connaissance des anomalies, en déduire les variations de densité du sous-sol ?

Non : il n'existe pas de solution unique au problème posé. Une première évidence de cette non unicité consiste à considérer le cas d'une structure sphérique : si l'on conserve sa masse et qu'on fait varier sa densité en modifiant son rayon, on constate que le champ de gravité de cette structure reste inchangé, et donc aussi son anomalie Δg (Figure 22) :

$$\Delta g = \frac{4\pi GR^3 \Delta\rho}{3r^2} \frac{b}{r} = \frac{4\pi GR^3 \Delta\rho}{3} \frac{b}{(x^2 + b^2)^{3/2}} \quad (13)$$

avec : G : constante de la gravitation ; R : rayon de la structure ; $\Delta\rho$: contraste de densité ; r : distance au point de mesure ; b : profondeur ; x : distance horizontale.

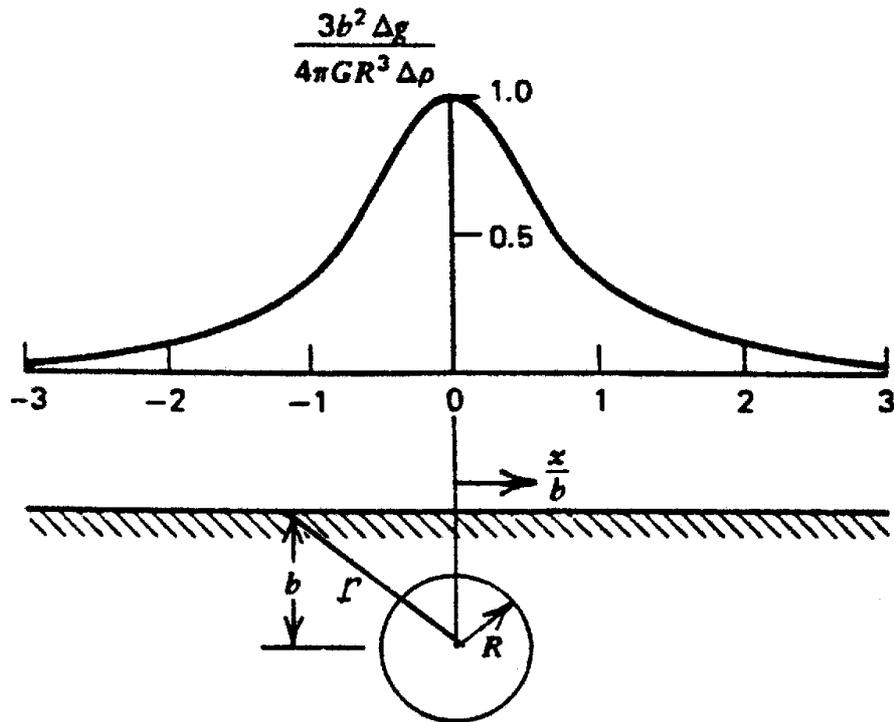


Fig. 22. Anomalie produite par un corps sphérique de rayon R présentant un contraste de densité $\Delta\rho$ par rapport aux roches encaissantes, et situé à la profondeur b .

L'interprétation devra donc restreindre les solutions possibles en utilisant les informations provenant d'autres disciplines (géologie de surface, forage, études sismiques ...) ou, en leur absence, en faisant un certain nombre d'hypothèses sur le type de structure à l'origine des anomalies. Par exemple, la connaissance de la position des séismes associés à la subduction d'une plaque permettra de déduire l'angle de la plaque ; de même, si l'on connaît la profondeur du socle grâce à un forage profond dans un bassin sédimentaire, on pourra, à l'aide de profils gravimétriques, en déduire une première structure de l'ensemble du bassin.

Considérons par exemple l'étude menée au dessus d'un dôme de sel au Texas, près du Golfe du Mexique (Figure 23) : les observations sont comparées avec l'anomalie théorique maximum calculée à partir de l'équation (13) dans l'hypothèse d'un corps sphérique, donc avec $x = 0$ et en choisissant $b = 6$ km et $4\pi GR^3 \Delta\rho / 3b^2 = 10^{-4} \text{ ms}^{-2}$. Supposant que le sel a une densité de $2\,200 \text{ kg m}^{-3}$ et que la densité moyenne des sédiments est de $2\,400 \text{ kg m}^{-3}$, on en déduit que $R = 4$ km, ce qui semble une valeur raisonnable pour un dôme de sel ramené à un corps sphérique.

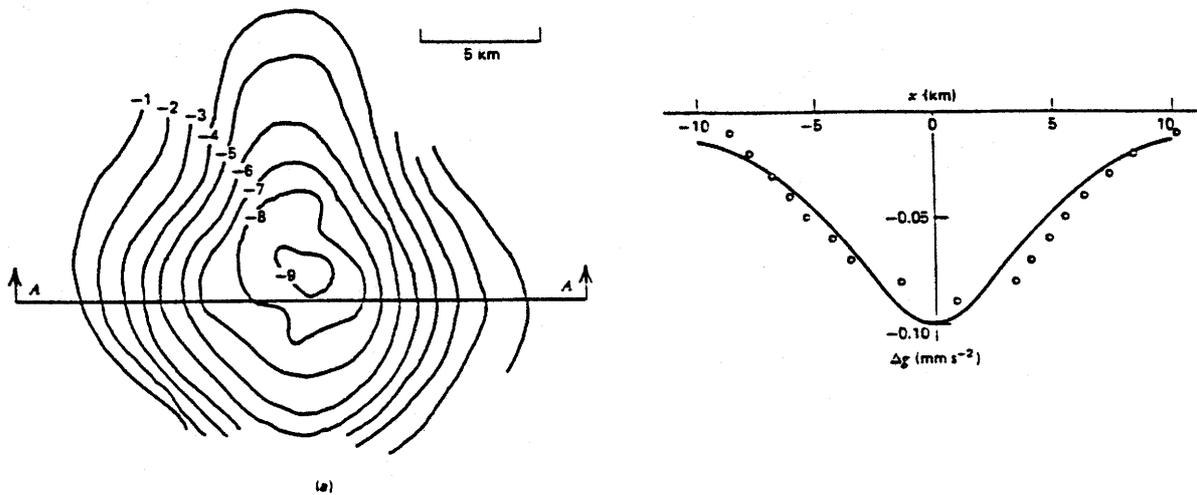


Fig. 23. Profil gravimétrique sur un dôme de sel. Le contraste de densité est pris égal à $\Delta\rho = -200 \text{ kg/m}^3$, (par rapport aux sédiments environnants). Un balayage de valeurs du paramètre b (profondeur) permet de trouver celle qui reproduit au mieux le profil, et d'estimer le volume du dôme (supposé sphérique, pour simplifier).

On vient d'illustrer le principe des méthodes directes : on se donne une structure, on calcule son effet, on compare aux observations, on modifie la structure et on réitère le processus, jusqu'à obtenir un accord satisfaisant entre les anomalies observée et théorique. Cela implique que l'on ait au départ quelque'idée sur la forme de la structure responsable de l'anomalie. Si l'on dispose d'une carte obtenue à partir de mesures régulièrement réparties et si l'on peut isoler des anomalies caractéristiques, on peut, au vu de la forme des isanomales, distinguer entre corps sphérique, cylindrique vertical, cylindrique horizontal, parallélipédique horizontal, ... suivant que ces isanomales sont de formes circulaires, allongées, Par contre, si l'on ne dispose que d'un seul profil, à moins de connaître les directions structurales, il paraît difficile d'aller bien loin dans l'interprétation quantitative.

Il n'est donc pas inutile de connaître les effets de structures simples : sphère, cylindre, feuillet ou plaque mince, faciles à calculer analytiquement (une calculatrice suffit) pour tester les premières hypothèses. Prenons quelques exemples :

- (1) Un cylindre horizontal infiniment long de rayon R et présentant un contraste de densité $\Delta\rho$, dont l'axe est à la profondeur b , produit une anomalie, à la distance horizontale x (de la verticale) de l'axe :

$$\Delta g = 2\pi G R^2 \Delta\rho \frac{b}{x^2 + b^2} \quad (14)$$

- (2) Une plaque mince (Figure 24) vue sous l'angle θ , d'épaisseur Δz et de densité $\Delta\rho$ crée une anomalie

$$\Delta g = 2 G \theta \Delta\rho \cdot \Delta z \quad (15)$$

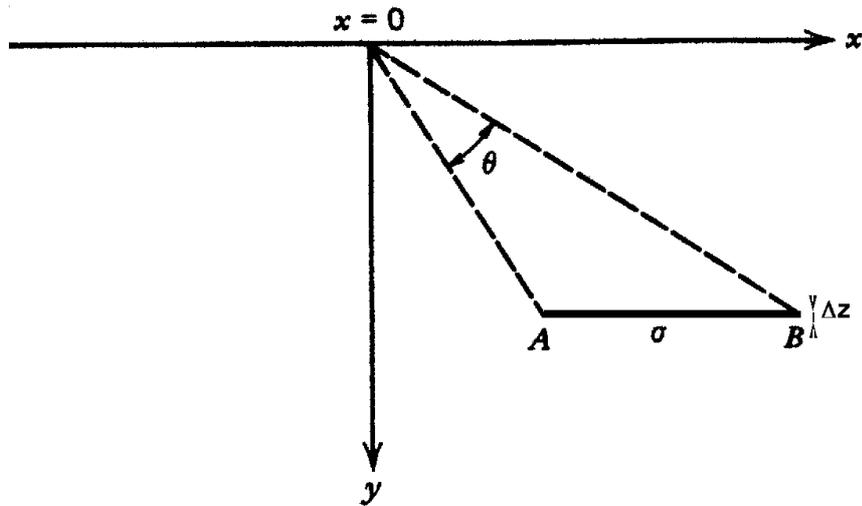


Fig. 24. Structure en plaque mince (infinie dans la direction orthogonale à la figure)

Si l'on considère une plaque infinie ($\theta = \pi$) on retrouve la correction de plateau utilisée pour déterminer l'anomalie de Bouguer : $2\pi\rho Gh$ (avec $\Delta\rho$ remplacé par ρ et Δz par h).

Pour calculer l'effet de corps plus complexes, on dispose dans certains cas de formules analytiques, sinon il est toujours possible de procéder à une intégration en décomposant la structure en prismes élémentaires, i.e. en approximant l'intégrale :

$$\Delta g(r) = G \iiint \frac{\Delta\rho(r')(z' - z)}{|\vec{r}' - \vec{r}|^3} dv \quad (16)$$

où dv est l'élément de volume $dx' dy' dz'$.

On peut donc, au vu d'une carte des anomalies, si la couverture est régulière et dans le cas d'anomalies isolées, faire une première hypothèse sur la forme des corps : si les isanomales sont pseudo-circulaires, on pourra modéliser avec un corps sphérique ou un cylindre vertical ; si les isanomales sont allongées, tester un corps cylindrique horizontal ou un feuillet vertical ou horizontal. Les règles suivantes sont assez bien vérifiées en pratique : dans l'hypothèse d'un corps sphérique, sa profondeur sera de l'ordre des 2/3 de la largeur de l'anomalie à mi-hauteur ; dans le cas d'un cylindre horizontal la profondeur sera égale à la moitié de cette largeur ; si l'anomalie est allongée, par ex. 4 à 5 fois plus longue que large, on peut simplifier la modélisation en considérant une structure d'extension infinie suivant l'axe principal de l'anomalie, puisqu'il suffit de définir sa section dans un plan de coupe perpendiculaire à l'axe principal de l'anomalie. Il faut retenir, outre la non-unicité des solutions, que la méthode gravimétrique souffre de "myopie" : l'anomalie intégrant l'effet d'un grand nombre de corps, il est difficile de distinguer des structures proches puisque leurs anomalies respectives se recouvrent et ce d'autant plus qu'elles sont plus profondes.

Il existe aussi des méthodes inverses utilisant les techniques de la programmation linéaire, dans lesquelles on limite le nombre de solutions du problème en ajoutant des contraintes (profondeur

maximum des sources, valeur maximum des contrastes de densité ...). Ces méthodes sont adaptées aux anomalies isolées mais coûteuses en temps calcul ; elles sont principalement utilisées dans le domaine minier.

Bibliographie

Faller, J.E., Y.G. Guo, J. Gschwind, T.M. Niebauer, R.L. Rinker, J. Xue, The JILA portable absolute gravity apparatus, BGI, N° 53, 87-97, 1983

Morelli, C., C. Gantar, T. Honkasalo, R.K. McConnell, J.G. Tanner, B. Szabo, U. Uotila, C.T. Whalen, The International Standardization Net 1971 (ISGN71), IUGG-IAG Publ. Spec. N° 4, Paris, 1974.

Niebauer, T.M., J.K. Hoskins, J.E. Faller, Absolute gravity : A reconnaissance tool for studying vertical crustal motions, JGR, 91, 9145-9149, 1986.

Prakla-Seismos : Information N° 36, Hannover, 1982.

Tanner, J.G., W. Torge, D. Nagy, Modern gravimetry and its role in geodesy. In: Proc. Canad. Inst. of Surveying, Centennial Convention 1, 427-451, 1982.

Torge, W., The present state of relative gravimetry. In: Proc. Gen. Meeting of the IAG, 319-324, Tokyo, 1982.

Torge, W., Gravimetry, De Gruyter (Ed.), Berlin, 465 p., 1989.