



Mesure du champ de pesanteur terrestre

Date de publication :
10 juin 2005

Cet article est issu de : **Technologies de l'information | Technologies radars et applications**

par **Michel DIAMENT**

Résumé Cet article fait le point sur les avancées récentes de la mesure de la pesanteur terrestre, mesure essentielle pour la connaissance de la forme de la Terre, mais également en géophysique, en géodésie, en physique fondamentale et en métrologie. Sont présentées les mesures disponibles, absolues et relatives, ainsi que les mesures particulières (puits, fond de mer, en avion, depuis l'espace) effectuées dernièrement. L'évolution des instruments de mesure, des techniques spatiales et l'utilisation des satellites ont énormément contribué à ces nouvelles connaissances.

Pour toute question :
Service Relation clientèle
Techniques de l'Ingénieur
Immeuble Pleyad 1
39, boulevard Ornano
93288 Saint-Denis Cedex

Par mail :
infos.clients@teching.com
Par téléphone :
00 33 (0)1 53 35 20 20

Document téléchargé le : **04/06/2025**

Pour le compte : **7200048087 - ecole normale superieure de lyon // 140.77.182.76**

Mesure du champ de pesanteur terrestre

par **Michel DIAMENT**

Physicien à l'Institut de physique du globe de Paris (IPGP)

Laboratoire de gravimétrie et géodynamique, département de géophysique spatiale et planétaire (UMR CNRS/IPGP/Paris-7 7096)

1. Champ de pesanteur terrestre	R 1 814 - 2
2. Types de mesures. Réseaux de bases.....	— 4
3. Mesures absolues.....	— 5
4. Mesures relatives	— 7
4.1 Gravimètres à ressort.....	— 7
4.1.1 Appareils commercialisés.....	— 7
4.1.2 Conditions d'utilisation	— 8
4.2 Gravimètres supraconducteurs.....	— 9
5. Mesures et mobiles	— 11
6. Mesures particulières : puits, fond de mer.....	— 11
7. Mesures depuis l'espace	— 11
8. Comment connaître la valeur de <i>g</i> en France	— 14
Pour en savoir plus.....	Doc. R 1 814

La mesure de la pesanteur terrestre est utile pour de nombreuses applications : en géophysique, en géodésie en passant par la navigation, la physique fondamentale et la métrologie. En géophysique [R 2 345] [C 224], l'analyse et la modélisation des variations spatiales ou temporelles du champ de pesanteur permettent d'avoir accès à la structure en densité du globe terrestre et à ses éventuelles variations. Les applications vont de la physique du globe au génie civil en passant par la volcanologie, l'étude des ressources naturelles, l'océanographie et l'hydrologie. En géodésie [C 5 010], la connaissance des anomalies de pesanteur permet de déterminer l'altitude du géoïde (surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre qui se confond avec le niveau moyen des mers) par rapport à un ellipsoïde de référence. Il s'agit donc d'une mesure fondamentale pour la connaissance de la forme de la Terre. La connaissance de l'altitude du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence est également indispensable pour pouvoir comparer des résultats de mesures de nivellage utilisant des techniques spatiales (GPS : Global Positioning System) avec ceux de mesures classiques [1].

Depuis quelques années, nos connaissances sur le champ de pesanteur terrestre ont énormément progressé du fait, d'une part, des évolutions des instruments de mesure et, d'autre part, de l'apport des techniques spatiales. Les satellites ont permis de réaliser à la fois des mesures complémentaires comme l'orbitographie, l'altimétrie satellitaire [E 4 140], les méthodes de positionnement (GPS) [TE 6 715], la connaissance de la topographie que des mesures directes de la gravité terrestre à partir de missions dédiées.

On mesure désormais le module g du vecteur pesanteur \mathbf{g} mais également ses gradients spatiaux (les éléments du tenseur dit de gradiométrie T_{xy}) à terre, en mer, en fond de mer, en avion, depuis l'espace.

On connaît également le champ de gravité d'autres corps du système solaire (planètes comme Mars et Vénus, satellites comme la Lune et même de certains « petits corps »).

Une partie de ce texte est adaptée du chapitre « Forme de la Terre et mesure de la pesanteur » de l'ouvrage *Géophysique* [19].

Cette étude a bénéficié des informations ou documents que Nicole Debéglio (Bureau de recherches géologiques et minières – BRGM), Sébastien Déroussi (Bureau FROG – French Resources Organization on GOCE), Arnaud Landragin (CNRS-BNM-SYRTE), Guillaume Martelet (BRGM) et Michel Sarraih (Bureau gravimétrique international – BGI) m'ont communiqués ainsi que des commentaires de Marc Priel sur une version préliminaire. Je les en remercie. Je tiens à exprimer ma gratitude à Anne-Marie Gaulier pour sa patience.

1. Champ de pesanteur terrestre

Un point massique à la surface de la Terre, en rotation avec elle, subit une accélération appelée **accélération de la pesanteur**. Cette accélération est la résultante des attractions newtoniennes des masses de la Terre (la gravité), de l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre, de l'attraction newtonienne des autres corps du système solaire (en pratique, il s'agit essentiellement de la Lune, pas très massive mais proche et du Soleil, éloigné mais très massif). Le module de l'accélération de la pesanteur en un point et en un instant donné, qu'on appelle la pesanteur (*gravity* dans les publications anglo-saxonnes), dépend donc de la répartition des masses dans la Terre et au voisinage immédiat du point de mesure, de la position géographique de celui-ci et de sa position relative par rapport à la Lune et au Soleil.

Dans le système international (SI), l'**unité de la pesanteur** est le **mètre par seconde carrée** (m/s^2). Les variations spatiales ou temporelles qui intéressent les géophysiciens et géodésiens sont comprises entre 10^{-9} et 10^{-3} m/s^2 et on utilise fréquemment le micromètre par seconde carrée ($1 \mu\text{m/s}^2 = 10^{-6} \text{ m/s}^2$), également appelé *gravity unit* dans certaines publications anglo-saxonnes, ou le nanomètre par seconde carrée ($1 \text{ nm/s}^2 = 10^{-9} \text{ m/s}^2$). Les géophysiciens et géodésiens continuent à utiliser une unité de l'ancien système CGS, le **gal**, noté Gal, ainsi nommé en hommage à Galilée, qui vaut 10^{-2} m/s^2 , ainsi que ses subdivisions : le milligal (mGal) qui vaut 10^{-5} m/s^2 et le microgal (μGal) égal à 10^{-8} m/s^2 . Une des raisons, autre l'habitude, pour cet usage d'une unité « illégale » est que les densités et les masses volumiques (appelées *density* dans les publications anglo-saxonnes et données avec une unité) ont la même valeur numérique dans le système CGS.

Il existe également une unité utilisée pour les **gradients de la pesanteur**. Il s'agit de l'**eötvös**, noté E, d'après le nom d'un géophysicien hongrois : $1 \text{ E} = 0,1 \mu\text{Gal/m} = 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

Le tableau 1 rappelle les différentes unités utilisées.

La pesanteur à la surface de la Terre $\langle g \rangle$ est de l'ordre de $9,80 \text{ m/s}^2$. Elle est plus faible à l'équateur où, du fait de la rotation, le rayon terrestre est le plus grand et l'accélération centrifuge la plus forte, et vaut $9,78 \text{ m/s}^2$. Aux pôles, la valeur est de $9,83 \text{ m/s}^2$. Les variations en latitude, qui sont du même ordre de grandeur que les variations en altitude (du sommet de l'Everest au fond de la fosse des Mariannes) sont donc de l'ordre $5 \cdot 10^{-3} \langle g \rangle$. Les hétérogénéités de masse situées dans la partie la plus externe du globe

Tableau 1 – Unités de la pesanteur et du gradient de la pesanteur

Unité	Symbole	Valeur en SI	Remarques
Gal	Gal	10^{-2} m/s^2	
Milligal	mGal	10^{-5} m/s^2	$1 \text{ mGal} \approx 10^{-6} \langle g \rangle$
Microgal	μGal	10^{-8} m/s^2	$1 \mu\text{Gal} \approx 10^{-9} \langle g \rangle$
Nanomètre par seconde carrée	$\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$	10^{-9} m/s^2	
<i>Gravity unit</i>	g.u.	10^{-6} m/s^2	
	mGal/m	10^{-5} s^{-2}	Le gradient à l'air libre « normal » à la surface de la Terre est : $0,3086 \text{ mGal/m}$
Eötvös	E	$10^{-9} \text{ s}^{-2} = 0,1 \mu\text{Gal/m}$	

(croûte supérieure) créent des signaux allant de l'ordre de la centaine de milligals ($10^{-4} \langle g \rangle$) pour une chaîne de montagne à localement quelques dizaines de microgals ($10^{-8} \langle g \rangle$) pour une cavité en subsurface. Les hétérogénéités de masse plus profondes créent des signaux plus étendus et de plus faible amplitude.

En **latitude**, la pesanteur varie donc (figure 1). Le gradient horizontal sud-nord est de l'ordre de $0,81 \sin 2\lambda \text{ mGal/km}$ avec λ la latitude.

L'Association internationale de géodésie (AIG), l'une des sept associations constituant l'Union géodésique et géophysique internationale (UGGI), a défini des valeurs théoriques de la pesanteur sur la Terre en fonction de la latitude. Ces formules, dites IGF pour *international gravity formula*, sont valables sur un ellipsoïde donné. Rappelons que l'**ellipsoïde** est une forme théorique de la Terre, proche mais qui diffère du **géoïde** qui correspond à la forme vraie de la Terre. Le géoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre qui se confond avec le niveau moyen des océans. L'**ellipsoïde** est une surface équipotentielle du champ de pesanteur théorique.

La formule de 1980 donne la valeur de la pesanteur sur l'**ellipsoïde** correspondant au système géodésique WGS84 (utilisé pour le positionnement GPS) [IN 29].

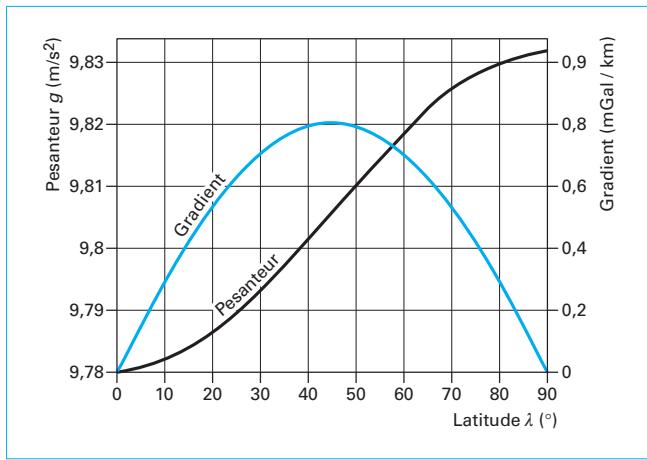


Figure 1 – Variation de la pesanteur et de son gradient horizontal en fonction de la latitude

Si λ est la latitude, on a :

$$g = 9,7803267715 \left(1 + 0,0052790414 \sin^2 \lambda \right. \\ \left. + 0,0000232718 \sin^4 \lambda + 0,0000001262 \sin^6 \lambda \right. \\ \left. + 0,0000000007 \sin^8 \lambda \right) \quad (1)$$

Une forme approchée est :

$$g = 9,7803267714 \left(\frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2 \lambda}} \right) \quad (2)$$

La pesanteur varie également avec l'altitude (plus on s'éloigne du centre de la Terre, plus la pesanteur diminue) : son gradient vertical moyen dit à l'air libre vaut 0,308 6 mGal/m. Lorsque l'on s'élève avec le sol, le gradient est plus faible. Il dépend naturellement de la densité des constituants du sol, et est de l'ordre de 0,2 mGal/m. Typiquement, g diminue de 0,001 m/s² lorsque l'on s'élève de 500 m sur la topographie. Les gradients varient donc en fonction de la nature du sous-sol, de la topographie et des masses au voisinage immédiat du point de mesure. En fonction des besoins, il peut être nécessaire de mesurer éventuellement les gradients, et en particulier le gradient vertical.

La figure 2 montre la valeur de g en milligals au niveau du sol sur la France métropolitaine. Elle a été calculée par le Bureau gravimétrique international (BGI) situé à Toulouse. On constate bien une augmentation de g avec la latitude et une diminution avec l'altitude.

En un point donné, la pesanteur varie au cours du temps. Cela est dû à l'effet des corps externes (la Lune et le Soleil) ainsi qu'aux mouvements éventuels de masses au voisinage du point de mesures, notamment ceux des enveloppes fluides que sont l'atmosphère et les nappes phréatiques.

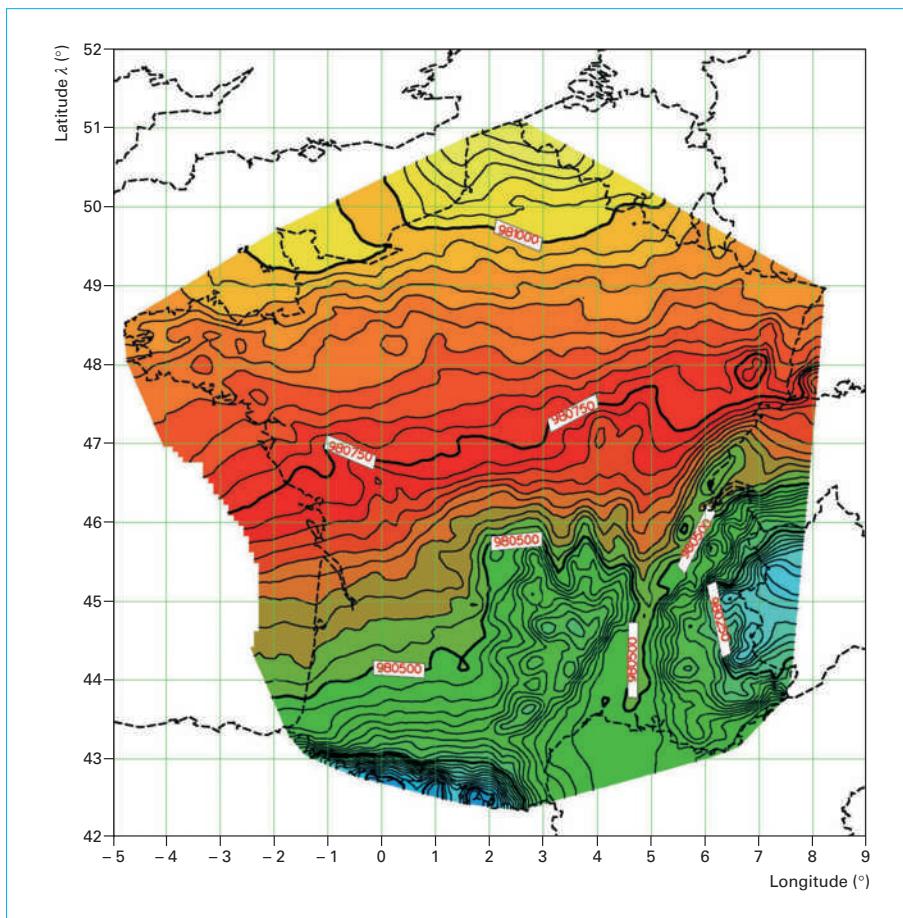


Figure 2 – Valeur de la pesanteur au sol (mGal) calculée par le BGI à partir de 49 625 mesures effectuées en France

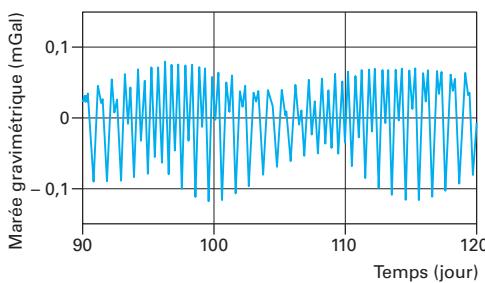


Figure 3 – Exemple de marée d'après un enregistrement de 30 jours réalisé à Bondy

La Lune et le Soleil exercent des attractions gravitationnelles périodiques. Leur influence se traduit également par une déformation de la Terre solide, la longueur du rayon terrestre pouvant ainsi fluctuer jusqu'à 56 cm. Les variations des attractions gravitationnelles de la Lune et du Soleil ainsi que les déplacements verticaux des points de mesure sous leurs actions sont la source de ce que l'on appelle les marées gravimétriques, ou effet luni-solaire (figure 3). Ces effets peuvent être prédits théoriquement [2] avec une précision d'une dizaine de microgals. Notons toutefois que localement, par exemple dans des zones proches des côtes océaniques, les prédictions peuvent être moins précises du fait de la non-prise en compte des effets dus à l'océan (déplacement des masses océaniques et mouvement de la Terre solide sous l'effet des charges et décharges dues aux marées océaniques). On peut alors utiliser des algorithmes plus précis ou procéder à des enregistrements locaux. Les effets luni-solaires atteignent jusqu'à 300 µGal ($3 \cdot 10^{-7} \langle g \rangle$).

Les changements de **pression atmosphérique** créent des variations de la pesanteur du fait des modifications de poids de la colonne d'air au-dessus des capteurs. Elles sont comprises suivant les auteurs entre 0,2 et 0,4 µGal/hPa. Merriam [3] suggère une valeur standard de 0,356 µGal/hPa.

Les **effets hydrologiques** sont plus difficiles à quantifier. Des variations de la pesanteur sont créées par des variations de niveau de nappe phréatique, par des modifications de l'humidité des sols, par la neige, etc., c'est-à-dire le cycle de l'eau en général. Par exemple, une élévation d'un mètre de la nappe phréatique correspond à une augmentation de 42 µGal fois la porosité du milieu.

Exemple : pour une porosité de 25 %, une montée d'un mètre conduit donc à une augmentation de 10 µGal.

On voit donc qu'en fonction de la précision recherchée, il convient ou non de réaliser des mesures de gradient et des mesures annexes, et de prendre en compte ou non les effets de marée terrestre, les effets environnementaux, de connaître le cycle de l'eau.

Exemple : pour des mesures très précises, on mesure la hauteur du capteur du gravimètre par rapport au point où l'on souhaite déterminer la valeur de g , la pression atmosphérique, etc.

2. Types de mesures. Réseaux de bases

On distingue les instruments qui donnent accès à une mesure absolue de la pesanteur et ceux, relatifs, qui ne vont pas permettre de mesurer la valeur de l'accélération de la pesanteur, mais une

Aperçu historique des mesures du module de g , mesures des gradients

Historiquement, les premières mesures gravimétriques ont été réalisées avec des pendules, il y a plus de 300 ans. Les premières mesures permettant de cartographier la structure fine du champ de pesanteur ont été réalisées par le baron R. von Eötvös, géophysicien hongrois, au début du vingtième siècle. Eötvös mit au point une balance de torsion permettant de mesurer les gradients horizontaux. Ce type d'instrument a été utilisé de façon intensive au début de l'exploration pétrolière jusque vers 1939 où il a été supplanté par des gravimètres relatifs donnant accès à la mesure du module de g . Néanmoins, récemment, il y a eu un regain d'utilisation d'instruments mesurant les différents gradients du champ (FTG : *full tensor gradiometry*) et de nombreux colloques y sont consacrés dans les milieux industriels.

En mer, les premières mesures ont été réalisées dès 1921 à bord de sous-marins par un géophysicien hollandais, F.A. Vening-Meinesz, qui avait développé un instrument utilisant des pendules.

variation de celle-ci. Par exemple, si on considère deux points de mesure A et B, et que l'on connaît la **valeur absolue de la pesanteur** g_A en A, la **mesure de la variation de la pesanteur** entre A et B, g_{AB} , permet de connaître la valeur de la pesanteur en B.

On a vu (§ 1) que la variation de la pesanteur sur la Terre entre l'équateur et les pôles est de l'ordre de 5 Gal en tenant compte uniquement de la rotation et des variations du rayon terrestre entre l'équateur et le pôle. C'est un peu plus si l'on va du sommet de l'Everest au fond de la fosse des Mariannes (~ 8 Gal). Par conséquent, pour obtenir une précision relative de l'ordre de quelques microgals en tout point du globe, il « suffit » de faire des mesures relatives à 10^{-6} ou 10^{-7} près. Si les variations de la pesanteur auxquelles on s'intéresse sont plus petites, par exemple en dessous de quelques dizaines de milligals, on peut plus facilement obtenir des résultats très précis. Il s'agit là du domaine de la **microgravimétrie** qui est une méthode appliquée pour la prospection de la subsurface (notamment pour des recherches de cavités) ou mise en œuvre dans des domaines bien particuliers comme la volcanologie.

Ainsi, on peut connaître la valeur de la pesanteur en tout point de mesure à la condition de connaître la valeur absolue en un point. Ce point particulier est ce que l'on appelle une **base**. On distingue plusieurs « ordres » de bases. Celles où des mesures absolues ont été réalisées sont évidemment les plus précises, puis il existe d'autres bases qui ont été « rattachées » grâce à des mesures relatives aux premières, et ainsi de suite. Bien évidemment, plus l'ordre de la base est élevé, moins précise est la valeur de g .

Pour pouvoir comparer des mesures réalisées en différents endroits du globe, il est donc fondamental qu'un ensemble commun de bases soit utilisé par tous. C'est ainsi qu'un **réseau standard international de la pesanteur** a été adopté en 1971 par l'Association internationale de géodésie (AIG). Ce réseau est appelé **IGSN71** (International Gravity Standardization Net).

En France, 31 bases font partie de ce système. Ce n'est pas suffisant, et un réseau de bases additionnelles existe. Concrètement, une base est un point bien repéré géographiquement, facilement réoccupable et choisi dans un environnement *a priori* stable. Cependant, les réseaux de bases doivent être maintenus régulièrement, car beaucoup de bases disparaissent au cours du temps du fait de l'activité humaine (nouvelles constructions...). De plus, les appareils de mesure absolus et relatifs étant de plus en plus précis, les réseaux doivent être régulièrement améliorés.

Le réseau français dit **RGF83**, pour Réseau gravimétrique français 1993, a été établi par le Bureau de recherches géologiques et

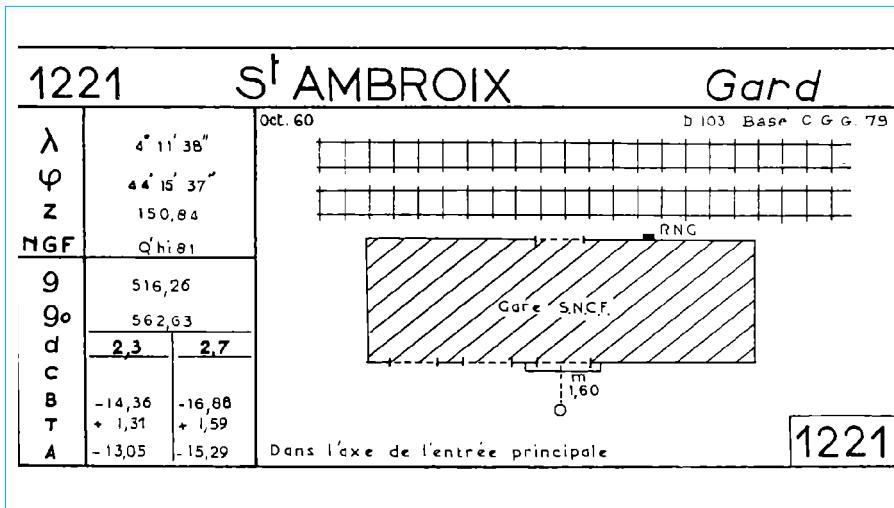


Figure 4 – Description d'une base du RGF83

minières (BRGM) au début des années 1980. Un nouveau réseau devrait être établi dans les années à venir. Le réseau RGF83 est basé sur six stations absolues (précision estimée de 5 µGal), 47 stations de premier ordre où la pesanteur a été mesurée à partir des bases absolues par une équipe utilisant quatre instruments relatifs (précision estimée de 20 à 30 µGal) et de 250 stations de second ordre mesurées à l'aide d'un seul instrument relatif (précision de 50 à 60 µGal).

La figure 4 montre un exemple de description d'une base de ce réseau français RGF83.

3. Mesures absolues

Une mesure absolue de la pesanteur doit donner la valeur de l'accélération de la pesanteur à partir de mesures de temps et de distance.

Les premières mesures furent réalisées à l'aide de **pendules**. En effet, la période d'oscillation T d'un pendule simple de longueur ℓ est :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{\ell}{g}} \quad (3)$$

Par exemple, les mesures faites à Postdam (Allemagne) en 1906 par MM. Kühnen et Furtwangler ont servi à l'établissement de la base principale d'un système, dit de Postdam, longtemps utilisé. La valeur trouvée de 981 274,0 mGal a été depuis reconnue erronée de près de 14 mGal.

En fait, les pendules ne permettent pas d'obtenir des mesures absolues de la pesanteur avec une précision meilleure que le milligal. On a pu gagner un facteur 10 en précision en utilisant des pendules réversibles.

La méthode couramment utilisée aujourd'hui est basée sur l'observation de la **chute libre d'un corps**.

Dans les années 1950, Volet a développé au Bureau international des poids et mesures (BIPM) à Sèvres un gravimètre utilisant un corps catapulté vers le haut. On mesure alors les temps de passage à deux niveaux à la montée et à la descente.

On peut démontrer facilement que si H est la différence d'altitude entre les deux niveaux, ΔT et Δt les différences de temps aux passages aux stations respectivement basse et haute, alors :

$$g = \frac{8H}{\Delta T^2 - \Delta t^2} \quad (4)$$

Ce principe a été utilisé par Sakuma au BIPM entre 1963 et 1996. Les améliorations que Sakuma a réalisées au cours du temps, notamment grâce aux progrès de l'instrumentation et à la prise en compte de plus en plus de facteurs extérieurs influençant la mesure lui ont permis d'arriver à une précision de l'ordre de quelques microgals dans les années 1990.

On peut également utiliser la **chute simple**, comme par exemple dans les gravimètres absolus portables actuellement commercialisés par Micro-g Solutions FG5 [4] ou A10 [5]. C'est un FG5 qui est désormais (depuis 1996) utilisé au BIPM et par différentes équipes dans le monde, notamment en France. On peut montrer que théoriquement, la chute simple est *a priori* moins précise que la méthode utilisant un aller-retour, mais elle est plus simple à mettre en œuvre et moins de facteurs influent sur la précision finale.

En pratique, la mesure se fait grâce à un **interféromètre de Michelson** [R 2 160] [R 1 813] dont la longueur d'un bras varie en faisant chuter un coin de cube réflecteur. Pour mettre en œuvre ces techniques interférométriques, il faut une mesure de temps très précise et un laser très stable.

Ces mesures sont donc délicates. Elles nécessitent par ailleurs d'éliminer soigneusement les effets parasites tels que l'agitation microsismique, ce qui est fait en utilisant un super-ressort pour isoler l'instrument (figure 5). Un des facteurs limitant à la précision est la réaction du sol à la libération du coin de cube lors de sa chute.

Les instruments type FG5 ont une précision théorique de l'ordre du microgal. Ce sont des instruments destinés à être essentiellement utilisés dans des bâtiments (figure 6), voire sur le terrain dans des tentes spécialement conçues. Une détermination précise de g nécessite plusieurs heures de mesure.

Différents tests effectués ces dernières années montrent que la précision finale obtenue avec les appareils de type FG5 est bien de l'ordre de 1 à 3 µGal, ce qui représente une précision relative de 10^{-9} par rapport à la valeur de la pesanteur $\langle g \rangle$.

Les instruments de type A10 sont *a priori* moins précis (10 µGal) mais sont plus petits et légers et peuvent être utilisés sur le terrain.

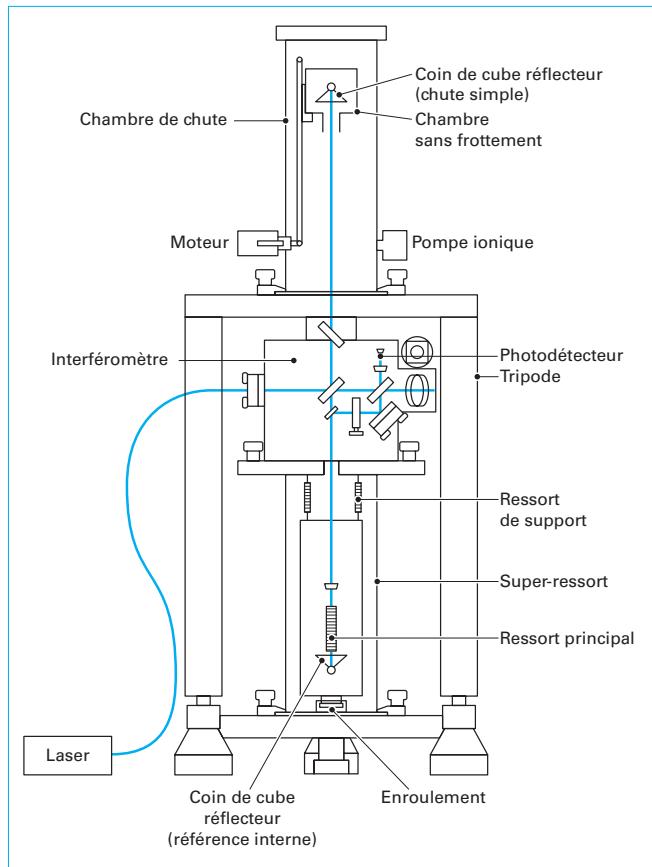


Figure 5 – Schéma de fonctionnement d'un gravimètre absolu FG5
(d'après Micro-g Solutions)



Figure 6 – FG5 en mesure à l'observatoire gravimétrique de Strasbourg
(photo M. Amalvict)

Les précisions indiquées ici sont des optimums ; dans certains environnements très bruyés (ville, île océanique, etc.), elles pouvaient éventuellement n'être jamais obtenues.

Les précisions recherchées et les contraintes métrologiques sont telles que des campagnes d'intercomparaison sont effectuées régulièrement sur une station de référence, en pratique au BIPM [6]. Ces campagnes permettent de quantifier l'exactitude des différents instruments. C'est ainsi qu'il a pu être mis en évidence dans le passé que certains instruments permettaient de réaliser des mesures précises, de l'ordre du microgal, mais être inexacts de quelques dizaines de microgals.

La figure 7 montre l'évolution des précisions relatives et absolues au cours du temps pour différents appareils absolu et relatifs. Il faut noter que les appareils relatifs (CG-5) et absolu (A10) les plus récents ne sont pas mentionnés.

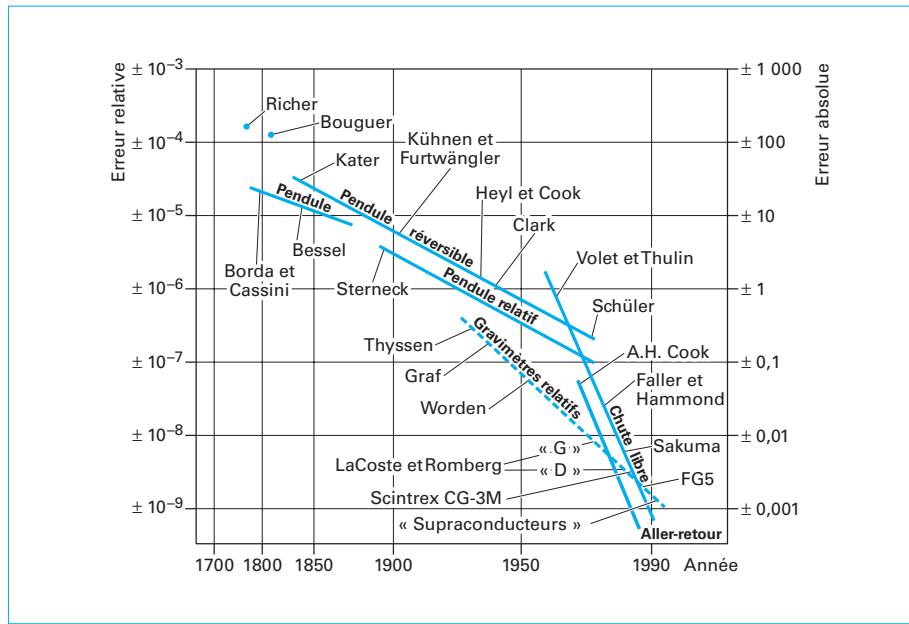


Figure 7 – Évolution des précisions des instruments relatifs et absolu au cours du temps (d'après [9])

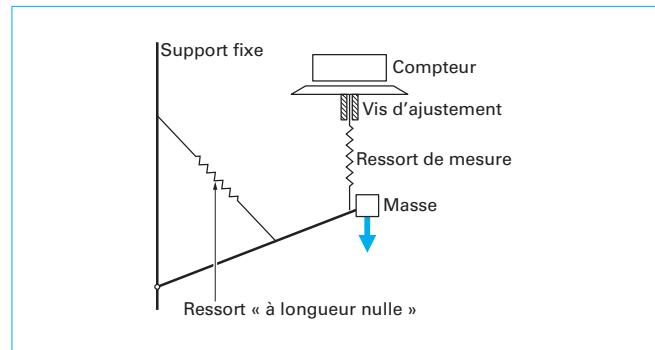
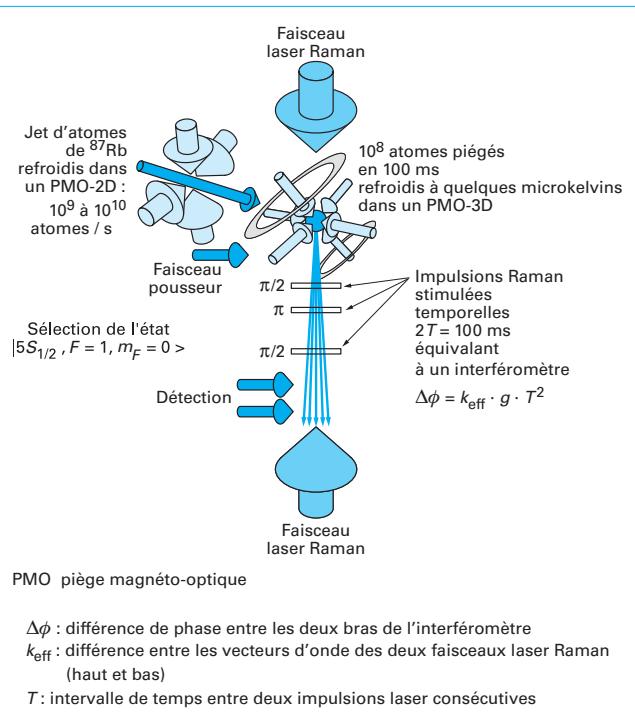


Figure 9 – Principe de mesure du gravimètre LaCoste & Romberg

Le changement de position de la masse dû à une variation de pesanteur est alors :

$$d\ell = \frac{m}{k} dg - \frac{(\ell - \ell_0)}{k} dk \quad (6)$$

Le deuxième utilise les **propriétés de lévitation d'un corps supraconducteur** lorsqu'il est plongé dans un champ magnétique. Les appareils de ce type, plus précis, sont actuellement uniquement des appareils d'observatoire qui servent à suivre l'évolution temporelle de la pesanteur et ne sont pas jusqu'à présent adaptés à une utilisation sur le terrain.

4.1 Gravimètres à ressort

4.1.1 Appareils commercialisés

Plusieurs fabricants ont proposé des instruments au cours du temps. Nous ne mentionnons ici que les deux types commercialisés les plus utilisés : les instruments LaCoste & Romberg (États-Unis) et Scintrex (Canada). Ces deux types d'instruments permettent d'obtenir facilement des mesures précises au centième de milligal, voire mieux pour les modèles dits « microgal ».

Les instruments LaCoste & Romberg (figure 9), conçus dans les années 1940 utilisent un ressort métallique. Ce ressort est immobilisé par un dispositif de blocage pendant le transport. Deux modèles ont été développés, le modèle G (pour géodésie) permettant des mesures sur l'ensemble du globe (figure 10) et le modèle M (pour microgravimétrique) plus précis mais dont la plage d'utilisation pour une expérience ou un levé donné est limitée à 200 mGal. Un modèle « automatique » a été récemment développé, le modèle E (pour électronique), mais ne semble pas avoir encore rencontré un grand succès, compte tenu de son coût.

Ces instruments sont dits astatisés. L'**astatisation** permet d'augmenter la sensibilité d'un système de mesure physique par l'application d'une force sur l'élément mobile de façon à l'éloigner de sa position d'équilibre et renforcer ainsi l'effet des forces appliquées. Elle est réalisée grâce à un montage mécanique adéquat, par exemple un ressort supplémentaire. Pour un système en rotation par exemple, on augmente le couple de la force de pesanteur ou on diminue le couple de la force du ressort.

La figure 11 montre un système linéaire (figure 11a) et un système astatisé (figure 11b). M_F représente le couple du ressort et M_g celui de la force de pesanteur. Dans le cas astatisé, on voit que l'angle (ou le déplacement du ressort) est beaucoup plus important que dans le cas linéaire pour une même variation de la force de pesanteur dg . L'astatisation revient donc à rapprocher les états

4. Mesures relatives

Actuellement, deux principes de mesures sont essentiellement utilisés pour les gravimètres relatifs.

Le premier, mis en œuvre dans la quasi-totalité des gravimètres relatifs de terrain est basé sur la **mesure des variations de l'allongement d'un ressort** ou d'un système de ressorts.

Considérons un ressort vertical, avec une masse suspendue en bout. En équilibre, la tension compense le poids et on a :

$$k(\ell - \ell_0) = mg \quad (5)$$

avec ℓ la longueur du ressort,
 ℓ_0 sa longueur au repos,
 k sa constante de raideur.

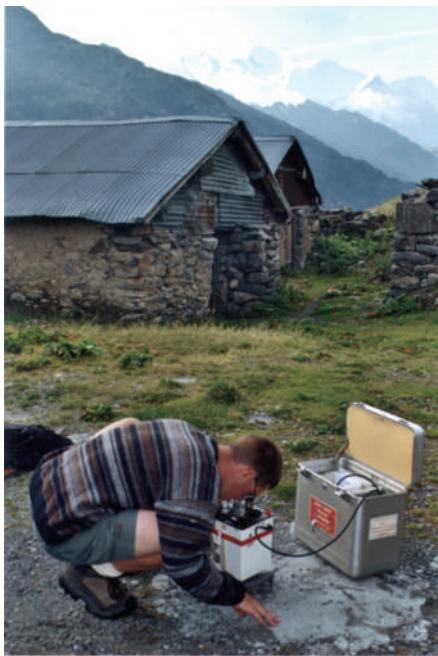


Figure 10 – Gravimètre LaCoste & Romberg modèle G utilisé sur le terrain



Figure 12 – Gravimètre CG-3M

d'équilibre stable et instable ; dans le cas d'astatation complète, on atteint un état d'équilibre indifférent.

Dans les instruments LaCoste & Romberg, l'astatation est obtenue en utilisant un ressort « à longueur nulle ». La tension dans ce ressort (obtenue en vrillant le fil sur lui-même lors de la fabrication) est proportionnelle à la longueur et non, comme dans les ressorts traditionnels, à un allongement par rapport à une longueur initiale du ressort soumis à aucune force. Les mesures sont faites en remettant la masse à une position d'équilibre – c'est un appareil dit « de zéro » – en utilisant un ressort de mesure manipulé manuellement (en tournant une molette graduée).

Les instruments Scintrex, type CG-3, CG-3M (figures 12 et 13) conçus à la fin des années 1980, ou CG5 commercialisé au début du XXI^e siècle, utilisent un ressort vertical en quartz au bout duquel est suspendue une masse placée dans un capteur capacitif. La mesure de la variation de la pesanteur revient alors à une mesure de tension électrique (figure 14). Contrairement au gravimètre LaCoste & Romberg, le ressort n'est jamais immobilisé. Les gravimètres Scintrex ne sont pas astatisés.

4.1.2 Conditions d'utilisation

Les propriétés mécaniques des ressorts dépendent de la **température**, et tous ces instruments sont thermostatés et isolés le mieux possible de façon à éviter les variations de température du capteur. En outre, dans les instruments les plus modernes, une correction des variations de la température interne est effectuée automatiquement.

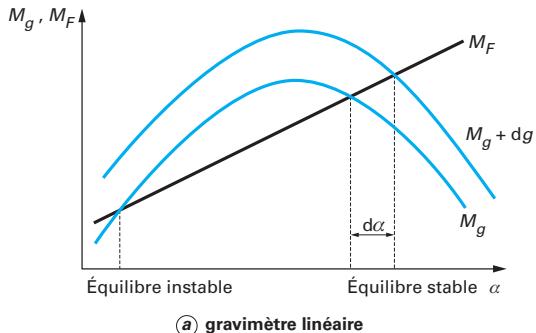
Pour effectuer les mesures, il est indispensable que l'appareil soit bien **horizontal** et donc précisément **nivelé**. En effet, une inclinaison du capteur influe sur la mesure de la pesanteur. Si α est l'angle d'inclinaison par rapport à la verticale (en radians), la pesanteur mesurée est alors $g' = g \cos \alpha$, g étant la pesanteur vraie. Si cet angle est faible on obtient alors :

$$g' = g (1 - 0,5 \alpha^2) \quad (7)$$

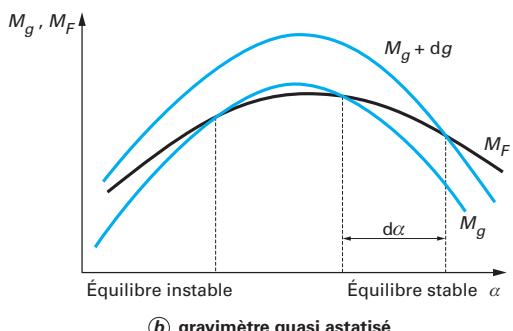
Si pour $\alpha = 10''$, l'erreur est de l'ordre de $1 \mu\text{Gal}$, elle augmente jusqu'à $10 \mu\text{Gal}$ pour $\alpha = 20''$.

Rappel : $1'' = 4,85 \cdot 10^{-6} \text{ rad}$.

Les gravimètres modernes, comme les instruments Scintrex, ont des capteurs d'inclinaison incorporés qui corrigent automatiquement la lecture si l'horizontalité n'est pas parfaite. Par ailleurs, ils



(a) gravimètre linéaire



(b) gravimètre quasi astatisé

Figure 11 – Influence de l'astatation (d'après [9])

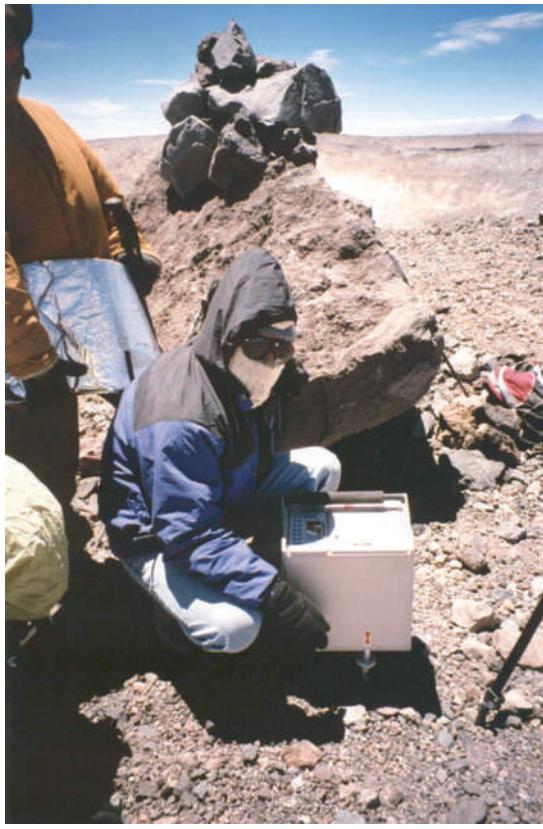


Figure 13 – Géophysicien effectuant une mesure avec un gravimètre Scintrex CG-3M au sommet du volcan Lascar au Chili à 5 600 m d'altitude

permettent de réaliser des enregistrements continus sans modification.

Le **bruit microsismique** affecte la mesure. Les instruments de marque Scintrex effectuent en fait une série de mesures échantillonnée à 1 Hz (CG-3/CG-3M) ou 6 Hz (CG-5), série dont la durée est fixée par l'utilisateur (typiquement de 1 à 2 min) en fonction des conditions de terrain et de la précision cherchée. La valeur fournie par l'instrument tient compte de l'ensemble des échantillons et est accompagnée d'une estimation de l'erreur sur la mesure finale qui tient naturellement compte de la dispersion. L'expérience et les tests montrent [10] que cette erreur reflète le bruit microsismique.

Les gravimètres doivent être **étalonnés**. 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, et cela revient à déterminer une constante k . Pour les instruments « automatiques », la constante est en général en mémoire dans le microprocesseur du gravimètre. Des lectures aussi précises que possible sur des stations où la pesanteur est parfaitement connue permettent d'étalonner un gravimètre. L'étalonnage est réalisé par le fabricant, mais doit être régulièrement vérifié car les différents éléments du gravimètre peuvent avoir un comportement qui varie avec le temps [11] [12].

Enfin, il faut noter que les **propriétés physiques (élasticité) des ressorts** peuvent varier au cours du temps : les gravimètres présentent ce qu'on appelle une **dérive instrumentale**. La dérive est un

phénomène complexe, qui s'explique essentiellement par les variations de température éventuelles du capteur, par le changement des conditions de transport et par le vieillissement des liaisons mécaniques. La dérive correspond à une variation de la mesure au cours du temps indépendamment des variations éventuelles de la pesanteur. Heureusement, de par leur fabrication, les gravimètres à ressort dérivent de façon relativement linéaire, de telle sorte que cet effet peut être facilement déterminé et donc corrigé. Il est intéressant de noter qu'en général, la dérive d'un gravimètre diminue au cours du temps, et donc que des appareils anciens (mais pas trop !) sont meilleurs que de plus récents. Notons donc que chaque instrument a une dérive propre qui varie en fonction des conditions de terrain.

On distingue la **dérive de repos** de la dérive de transport. La première est celle que l'on observe lorsque l'on effectue des mesures continues en un point fixe, une fois que l'on s'est affranchi des effets de marée et des éventuels effets environnementaux. Typiquement, une dérive de repos est de l'ordre de 0,05 à 1,0 mGal par jour. En général, les gravimètres avec des ressorts à quartz ont une dérive plus importante mais plus linéaire que les gravimètres qui utilisent des ressorts métalliques. La figure 15 montre des dérives de repos pour plusieurs gravimètres Scintrex mis côte à côté en enregistrement continu. Elles sont bien linéaires et plus l'instrument est âgé, plus la dérive est faible. Pour les instruments Scintrex, il est possible de corriger automatiquement une dérive linéaire déterminée par l'utilisateur.

La dérive de transport est due au fait que, quelles que soient les précautions prises, l'instrument est déplacé et subit donc des secousses et par ailleurs peut subir des chocs thermiques, même si les instruments modernes sont très bien thermostatés. La dérive de transport est en général plus importante que la dérive de repos. Lors des mesures, il est donc fondamental de connaître cette dérive pour pouvoir s'en affranchir. Pour cela, on réalise systématiquement des « circuits bouclés » (en effectuant la dernière mesure à l'emplacement de la première mesure du circuit) et des « réoccupations » ou « reprises » (une ou plusieurs mesures au même endroit à des moments différents). En fonction de la précision requise et du comportement des gravimètres sur le terrain considéré, on effectue des circuits avec plus ou moins de réoccupations et suivant des protocoles variables [9]. Notons qu'en général, la dérive de transport est plus forte au début des campagnes de mesures qu'à la fin (les anciens manuels des prospecteurs conseillaient d'ailleurs de commencer à transporter le gravimètre sur le terrain dans les conditions prévues pour le levé pendant quelques jours avant de commencer les mesures, pour stabiliser la dérive).

Pour des mesures très précises, il est en général nécessaire d'utiliser plusieurs instruments relatifs et de procéder à des ajustements et minimisations de réseaux en général basés sur des moindres carrés [13].

4.2 Gravimètres supraconducteurs

Ces instruments utilisent une propriété des corps supraconducteurs [D 2 701] [D 2 702] [D 2 703] [E 1 110], à savoir la possibilité de lévitation lorsqu'ils sont placés dans un champ magnétique. En pratique, une petite sphère supraconductrice lévite dans une enceinte et toute variation de la pesanteur provoque une variation de la position verticale de cette sphère que l'on peut mesurer avec une très grande précision. La résolution de la mesure de la variation de la pesanteur est de l'ordre de quelques nanogals et la dérive est très faible. Par exemple, le gravimètre supraconducteur installé à l'observatoire de Strasbourg (figure 16) a une dérive de l'ordre de 5 µGal par an. Pour être dans un état supraconducteur, il faut que l'ensemble soit à très basse température, ce qui

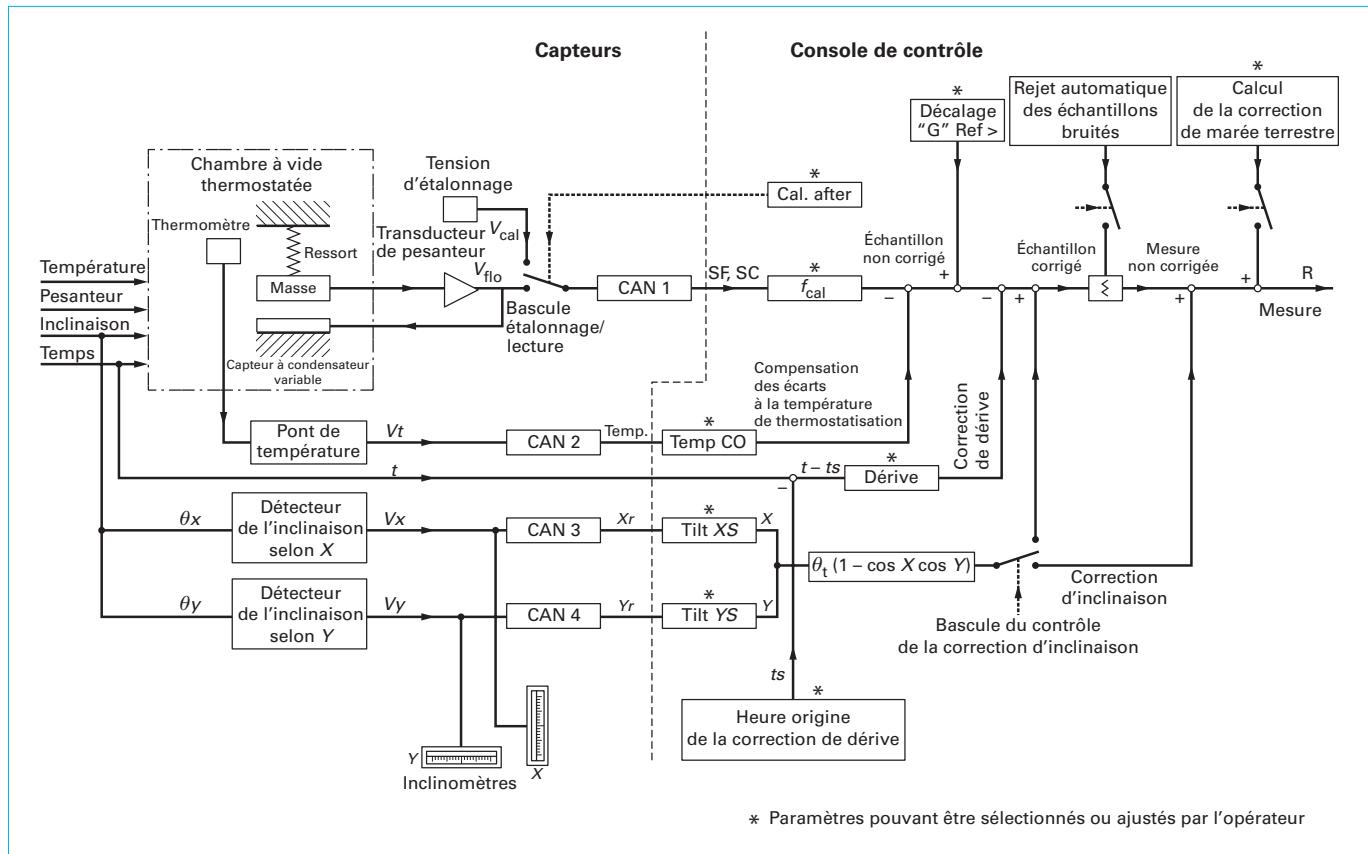


Figure 14 – Schéma synoptique des capteurs et de l'électronique associée d'un gravimètre Scintrex (d'après Scintrex)

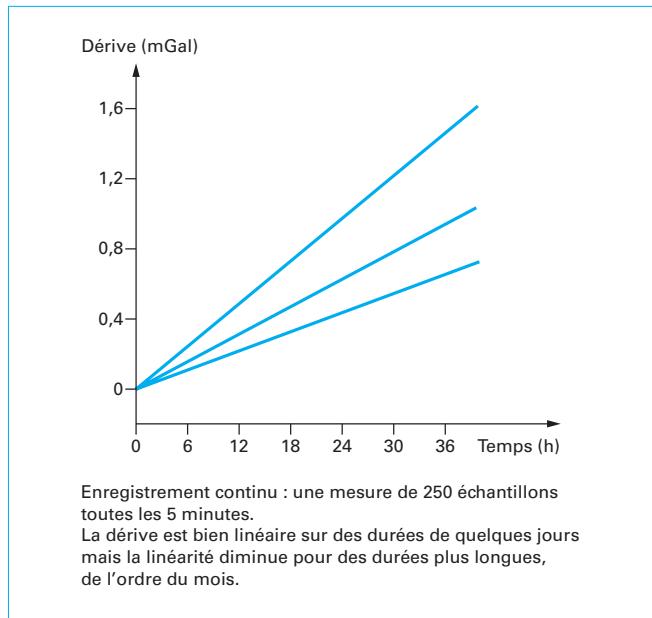


Figure 15 – Dérive de repos de trois gravimètres Scintrex CG-3M



Figure 16 – Gravimètre supraconducteur GWR C026 installé à Strasbourg

s'obtient grâce à l'utilisation d'hélium liquide (-269°C). À l'heure actuelle, il s'agit donc d'appareils fixes installés dans des observatoires, qui servent à des études très précises sur les variations temporelles de la pesanteur. Un modèle plus petit, pouvant être installé sur le terrain (mais dans des structures bâties) pour réaliser des enregistrements continus de très grande précision, est actuellement en développement par l'unique fabricant de ce type d'instruments, la firme GWR. La dérive de cet instrument « de terrain » serait inférieure à $1\text{ }\mu\text{Gal}$ par mois et la précision annoncée des mesures serait meilleure que le microgal.

5. Mesures et mobiles

On a vu précédemment que l'on pouvait effectuer des mesures relatives de la pesanteur sur des points fixes. Il peut être intéressant d'effectuer des mesures en continu en se déplaçant, sur des navires ou des avions par exemple.

On utilise alors des gravimètres installés sur des plates-formes stabilisées. Mais deux problèmes se posent alors :

- le mobile sur lequel on effectue des mesures est en mouvement par rapport au référentiel lié au centre de masse de la Terre ;

- le mobile peut subir des accélérations parasites importantes (tangage par exemple sur un bateau).

R. von Eötvös a montré vers 1908 qu'il fallait appliquer une correction aux mesures pour tenir compte du fait que le mobile se déplace par rapport au référentiel terrestre. En effet, ce mouvement induit d'une part une accélération centripète et d'autre part une accélération de Coriolis.

Si V est la vitesse du mobile, ω la vitesse angulaire de rotation de la Terre, λ la latitude, α le cap (c'est-à-dire l'angle entre la direction du mobile avec le nord) et R le rayon terrestre, cette correction vaut :

$$E = 2\omega V \cos \lambda \sin \alpha + V^2/R \quad (8)$$

Si on exprime cette correction en milligals avec une vitesse en noeuds (un noeud correspond à un mille marin par heure, soit 1852 m/h) :

$$E(\text{mGal}) = 7,5 V \cos \lambda \sin \alpha + 0,004 V^2 \quad (9)$$

Sur un bateau, la vitesse est faible, on néglige généralement le deuxième terme. En revanche, il est important dans les levés aéroportés. On voit que le premier terme est nul si la route suivie est nord-sud et maximal si la route est est-ouest. De même, la correction est maximale à l'équateur et nulle au pôle.

La précision de la mesure est dépendante de celle sur la correction d'Eötvös et donc de la qualité de la connaissance de la position et de la route suivie (la navigation). C'est l'incertitude de cette correction qui constitue le facteur limitant à l'obtention de mesures de très haute précision en mer ou en avion.

Si on différentie l'équation (9), on obtient :

$$dE(\text{mGal}) = 7,5 (\cos \lambda \sin \alpha dV + V \cos \lambda \cos \alpha d\alpha - V \sin \lambda \sin \alpha d\lambda) + 0,008 V dV \quad (10)$$

La figure 17 montre qu'en fonction des incertitudes sur les paramètres de navigation, on peut minimiser l'erreur sur la correction d'Eötvös ϵ_E en choisissant le bon cap. Par exemple, en avion, il vaut mieux suivre un cap est-ouest qu'un cap nord-sud. La correction d'Eötvös est plus forte dans une direction est-ouest que nord-sud mais l'imprécision est beaucoup plus faible.

En ce qui concerne les accélérations verticales parasites \ddot{z} , il faut noter que celles-ci peuvent être extrêmement fortes. Par mauvaise mer par exemple, elles peuvent atteindre $100\,000\text{ mGal}$!

Le gravimètre mesure donc la somme $g + \ddot{z}$.

Pour extraire le signal qui nous intéresse, on effectue alors un filtrage en tenant compte du fait que ces deux signaux n'ont pas le même contenu spectral. Les variations de \ddot{z} essentiellement, liées aux vagues, sont de beaucoup plus courtes longueurs d'onde que celles de g .

Cependant, il est évident que la mesure de la pesanteur est d'autant meilleure que le mobile est stable. La précision de ces mesures sur des mobiles est variable, mais elle est de toute façon de l'ordre de 1 à 5 mGal , soit une précision bien moins bonne que celle obtenue en effectuant des mesures à l'arrêt sur la terre ferme. Bien évidemment, le nombre de mesures effectuées continûment ou régulièrement en déplacement est bien supérieur à celui obtenu par les méthodes traditionnelles. Notons également que ce n'est que récemment que les mesures précises en avion sont devenues possibles grâce aux progrès des méthodes de positionnement, notamment par les satellites artificiels (GPS).

6. Mesures particulières : puits, fond de mer

Les gravimètres peuvent être adaptés pour des utilisations spécifiques. Par exemple, des gravimètres ont été modifiés pour pouvoir être utilisés suspendus à un câble, posés sur le fond de la mer à partir d'un navire de surface ou posés sur la surface de la Terre depuis un hélicoptère. D'autres ont été adaptés pour être manipulés par un submersible tel que le Nautilus. Cela requiert que l'instrument soit installé dans un caisson étanche pouvant résister à la pression de l'eau et/ou aux chocs, et qu'il puisse s'autoniveler.

On parle alors de **gravimètre de fond de mer**. Ce sont toujours des instruments relatifs à ressort. Toutefois, le Scripps Institution of Oceanography à San Diego (Californie) a développé un prototype d'instrument absolu pouvant être installé en fond de mer.

De même, des gravimètres relatifs à ressort ont été adaptés pour pouvoir être installés dans des sondes de forage servant à réaliser des diagraphies. Ce sont des **gravimètres de puits**. Ils permettent de réaliser des mesures de la pesanteur à différentes profondeurs dans les puits.

Ces instruments permettent de réaliser des expériences dites d'Airy (d'après celles réalisées en 1826 [15] par l'astronome royal G.B. Airy dans la mine d'Harton pour déterminer la densité moyenne de la Terre). En effet, la valeur de la pesanteur en fonction de l'altitude z dans un milieu de densité connue $d(z)$ est donnée par :

$$g(z) = g_0 + \gamma(z) z - 4\pi G d(z) z \quad (11)$$

avec G la constante de gravitation universelle,

$\gamma(z)$ le gradient vertical normal de la pesanteur.

On peut ainsi avoir accès à la densité du milieu traversé (application pour les forages par exemple [16]), voire à la constante de gravitation universelle G si on connaît la densité du milieu.

Nota : rappelons que la première détermination de G en laboratoire a été réalisée par Cavendish en 1798. C'est la constante fondamentale de la physique dont la valeur est la moins bien connue [17] [18].

De fait, quelques expériences ont été menées dans la glace au Groenland ou dans des submersibles en mer, mais les précisions obtenues sont en deçà de celles obtenues en laboratoire par différentes méthodes.

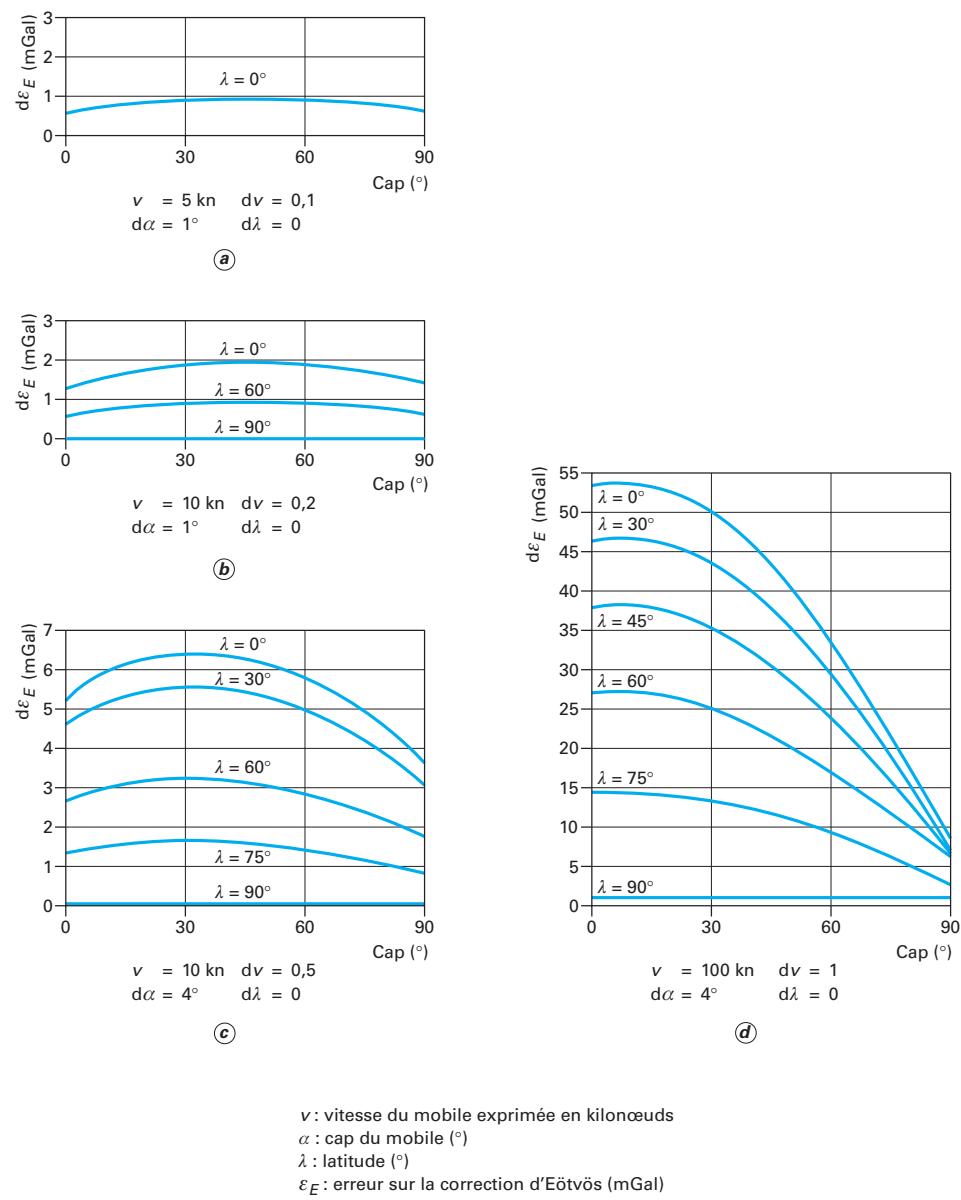


Figure 17 – Erreurs sur la correction d'Eötvös en fonction de différents paramètres (d'après [14])

7. Mesures depuis l'espace

Les orbites des satellites sont influencées par le champ de gravité. C'est une des forces agissant sur le satellite qui fait que celui-ci ne suit pas la trajectoire parfaitement elliptique que prédisent les lois de Kepler pour une Terre idéale sans hétérogénéités latérales de densité. L'analyse de ces perturbations des orbites, l'**orbitographie**, permet de mieux comprendre les forces agissant sur le satellite et en particulier le champ de gravité. Depuis les années 1970, on a pu ainsi déterminer les grandes longueurs d'onde spatiales (typiquement supérieures à 500 km) du champ de pesanteur terrestre en

cumulant les observations sur de nombreux satellites dédiés (par exemple Starlette) ou non (comme les satellites Spot).

Il est désormais possible de mesurer directement ce qu'on appelle l'**anomalie du géoïde sur les océans**, c'est-à-dire la différence verticale entre l'équipotentielle du champ de pesanteur passant par la surface moyenne des océans (le géoïde) et une surface équipotentielle théorique (l'ellipsoïde de référence). Le principe de la mesure est simple. Un satellite artificiel est équipé d'un radar émettant des ondes à très haute fréquence (13 kHz) qui pourront se réfléchir sur la surface de la mer. La position du satellite artificiel est connue : c'est son orbite qui est déterminée par rapport à l'ellipsoïde de référence. La mesure radar permet d'obtenir la dis-

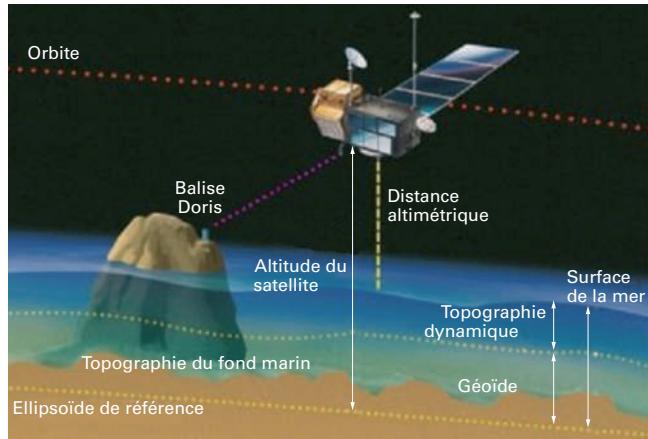


Figure 18 – Principe de la mesure altimétrique (doc. CNES)

tance entre la surface instantanée de l'océan et le satellite. Parmi les satellites qui effectuent ce type de mesures, on peut citer Topex-Poseïdon et son successeur Jason.

On obtient donc la distance entre la surface instantanée de l'océan et l'ellipsoïde de référence. La distance entre la surface moyenne de l'océan et la surface instantanée correspond à ce que l'on appelle la **topographie océanique** (figure 18). Elle varie au cours du temps et en moyennant des mesures effectuées au même point à différents instants, on peut s'en affranchir et obtenir finalement la quantité cherchée, à savoir la distance entre le géoïde et l'ellipsoïde. L'anomalie du géoïde se mesure donc en mètres.

Notons que la topographie océanique, qui nous gêne ici, est en fait un signal fondamental qui est analysé par les océanographes. Ces satellites, qui servent donc à la fois aux géophysiciens et aux océanographes, sont appelés **satellites altimétriques**.

On a pu ainsi cartographier les anomalies du géoïde sur les océans directement à partir de ces mesures. On peut aussi obtenir des cartes d'anomalies du champ de pesanteur puisqu'il est possible de passer mathématiquement des anomalies du géoïde aux anomalies de pesanteur et inversement.

Enfin, depuis quelques années, des missions dédiées à la **mesure directe du champ de pesanteur depuis l'espace** ont été initiées. L'objectif est d'obtenir une cartographie globale et homogène du champ de pesanteur terrestre. Il s'agit notamment des missions GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) et GOCE (Gravity Field and Steady - State Ocean Circulation Explorer). Il s'agit de missions à basse altitude. L'orbite est bien connue grâce aux constellations de satellites type GPS. La première est une mission germano-américaine lancée en 2002. Le principe consiste à mesurer précisément (c'est-à-dire avec une précision de quelques microns) la distance entre deux satellites (nommés Tom et Jerry) qui se suivent à une distance moyenne de 150 à 300 km et qui évoluent en orbite à environ 400 km. Les hétérogénéités de masses en profondeur créent des variations du champ de pesanteur et donc des variations de la distance entre les deux satellites. En mesurant cette distance entre les satellites dont les positions sont par ailleurs très bien connues (figures 19 et 20), on a ainsi accès au champ de pesanteur. L'objectif de cette mission est principalement d'observer très précisément les variations temporelles du champ de pesanteur sur des très grandes longueurs d'ondes (quelques micromètres pour des signaux de plusieurs milliers de kilomètres) pour des applications environnementales essentiellement (contenu en eaux des sols, variations des niveaux d'eau ou de neige, etc.).

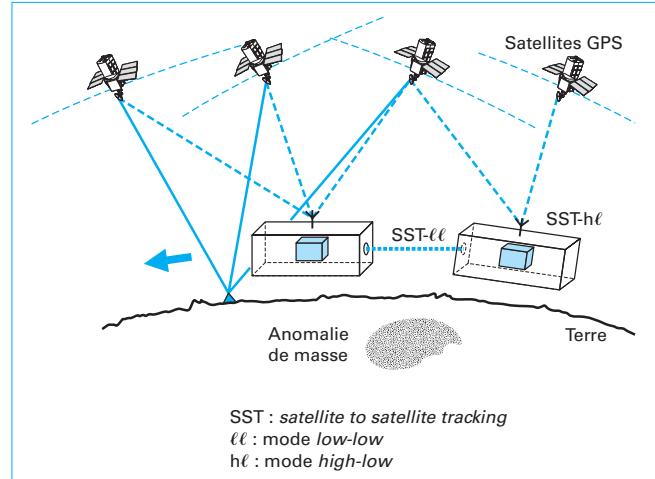


Figure 19 – Principe de mesure d'une mission de type GRACE
(d'après ESA)

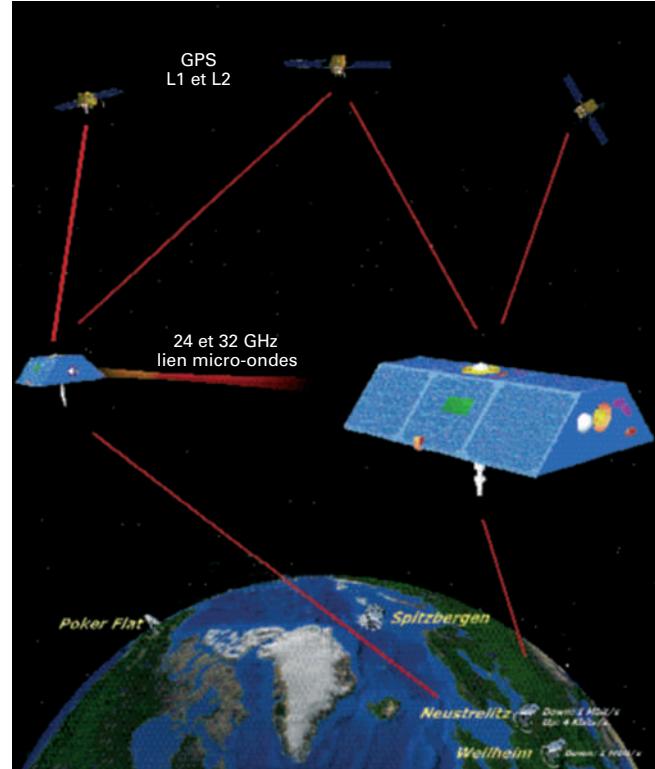


Figure 20 – Mission GRACE (doc. GFZ)

La deuxième mission, GOCE, est une mission de l'Agence spatiale européenne (ESA) et devrait être lancée en 2006. Le but est cette fois-ci de cartographier précisément les variations spatiales du champ de pesanteur avec une précision de l'ordre du milligal pour des longueurs d'onde de l'ordre de la centaine de kilomètres. GOCE est prévu pour une orbite à 250 km d'altitude. Le principe de

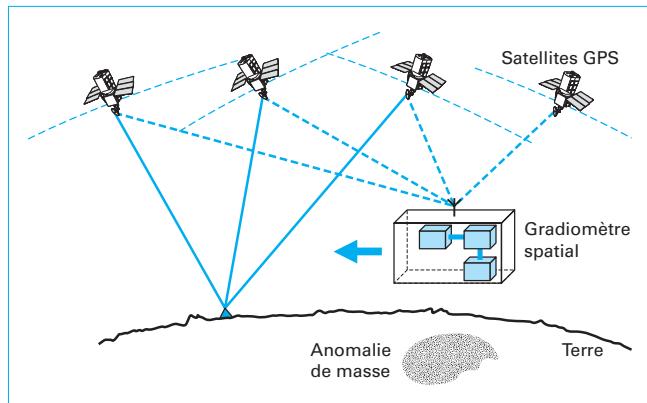


Figure 21 – Principe de mesure d'une mission de type GOCE
(d'après ESA)

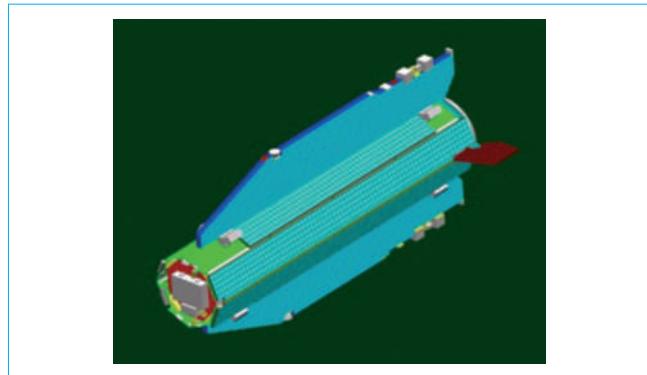


Figure 22 – Architecture du satellite GOCE (doc. ESA)

mesure est la **gradiométrie spatiale**. On mesure à bord du satellite des gradients de la gravité dans trois directions indépendantes, en utilisant des paires d'accéléromètres STAR ultrasensibles (de l'ordre de $10^{-3} E$) développés par l'Onera, et à partir de ces gradients, on reconstitue le champ de pesanteur (figures 21 et 22).

8. Comment connaître la valeur de g en France

En fonction de la précision absolue cherchée sur la valeur de g en un point donné du territoire national, on peut opérer de diverses manières.

Si la précision cherchée est de l'ordre de 10^{-3} m/s^2 , on peut procéder en utilisant une formule théorique sur un ellipsoïde donné et en effectuant une correction pour l'altitude du point de mesure. C'est la méthode utilisée dans le cadre de la norme Afnor NF X02-011.

Pour une mesure plus précise à 10^{-4} m/s^2 , voire mieux, on peut effectuer un calcul à partir des stations de mesure au voisinage du point où l'on souhaite connaître la valeur de g .

Le BRGM mettra prochainement sur son site internet un utilitaire permettant d'obtenir la valeur de g en un point donné et une estimation de sa précision (figure 23 et encadré 1). On peut également contacter directement les gravimétriciens du BRGM.

Le BGI peut également fournir des estimations de la valeur de la pesanteur en un endroit donné avec une précision de l'ordre de $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$. La détermination est réalisée en utilisant une méthode de colocation à partir des données disponibles dans la base de données.

Si la précision recherchée est plus grande, typiquement de l'ordre ou meilleure que 10^{-5} m/s^2 (1 mGal), il est alors indispensable de réaliser des mesures. Les personnes intéressées peuvent s'adresser à diverses entreprises de prospection géophysique, au BRGM ou contacter des instituts comme l'Institut de physique du globe de Paris (IPGP) ou l'École et observatoire des sciences de la Terre de Strasbourg (EOST).

Figure 23 – Résultat d'une détermination de g avec l'utilitaire du BRGM (doc. BRGM)

Encadré 1 - Utilitaire de détermination de g du BRGM

■ Méthode de calcul :

- estimation des coordonnées en Lambert 2 généralisé et de l'altitude à partir de carte topographique IGN ;
- extraction à partir de la banque gravimétrique française de toutes les stations de mesure gravimétrique situées à moins de 5 km du site ;
- corrections de latitude et d'altitude : les mesures des n stations trouvées sont ramenées à la latitude et à l'altitude du site ;
- calcul de la moyenne de ces estimations pondérée par la distance au site.

■ Précautions d'emploi et corrections

Une détermination de g n'est valable que pour l'endroit où elle a été faite. Tout transfert doit donc s'accompagner d'une correction qui entraîne cependant une perte de précision (en particulier parce que le gradient vertical n'est pas constant et que des effets latéraux des variations topographiques ou géologiques interviennent). Un transfert ne peut donc se faire que sur une distance limitée.

■ Déplacement horizontal : un déplacement de 12 m vers le Nord (resp. Sud) correspond, en moyenne, à la latitude de la France, à une augmentation (resp. diminution) de g de 10^{-7} m/s 2 (ou $0,833 \cdot 10^{-5}$ m/s 2 pour 1 km). Aucune correction n'est à faire pour un déplacement est-ouest.

● **Déplacement vertical :** un déplacement vertical à l'air libre (par exemple dans un bâtiment) de 3,2 cm vers le haut correspond, en théorie, à une diminution de g de 10^{-7} m/s 2 (ou $0,3 \cdot 10^{-5}$ m/s 2 pour 1 m). Un déplacement vertical sur la topographie (variation d'altitude liée à un déplacement horizontal) de 5 cm vers le haut correspond à une diminution de g de 10^{-7} m/s 2 (ou $0,2 \cdot 10^{-5}$ m/s 2 pour 1 m).

Mesure du champ de pesanteur terrestre

par **Michel DIAMENT**

Physicien à l'Institut de physique du globe de Paris (IPGP)

Laboratoire de gravimétrie et géodynamique, département de géophysique spatiale et planétaire (UMR CNRS/IPGP/Paris-7 7096)

Bibliographie

Références

- [1] DUQUENNE (H.). – *QGF98, a new solution for the quasigeoid in France*. Finnish Geodetic Institute, Report 98:4, pp. 251-255. Proceedings of the 2nd Continental Workshop on the Geoid in Europe, Budapest, mars 10-14, 1998.
- [2] LONGMAN (I.M.). – *Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun*. Journal of Geophysical Research, 64, n° 12, 2351-2355 (1959).
- [3] MERRIAM (J.B.). – *Atmospheric pressure and gravity*. Geophysical Journal International, 109, 488-500 (1992).
- [4] NIEBAUER (T.M.), SASAGAWA (G.S.), FALLER (J.E.), HILT (R.) et KLOPPING (F.). – *A new generation of absolute gravimeters*. Metrologia, 32, 159-180 (1995).
- [5] BROWN (J.M.), NIEBAUER (T.M.), RICHTER (B.), KLOPPING (F.J.), VALENTINE (J.G.) et BUXTON (W.K.). – *A New Miniaturized Absolute Gravimeter Developed for Dynamic Applications*. Eos Trans. AGU, 80(32), 10 août 1999.
- [6] VITUSHKIN (L.), BECKER (Z.J.M.), FRANCIS (O.) et coll. – *Results of the Sixth International Comparison of Absolute Gravimeters ICAG-2001*. Metrologia, 39 (5), 407-424 (2002).
- [7] PETERS (A.), CHUNG (K.Y.) et CHU (S.). – *Measurement of gravitational acceleration by dropping atoms*. Nature, 400, 849-852 (1999).
- [8] PETERS (A.), CHUNG (K.Y.) et CHU (S.). – *High-precision gravity measurements using atom interferometry*. Metrologia, 38, 25-61 (2001).
- [9] TORGE (W.). – *Gravimetrie*. De Gruyter éd. (1989).
- [10] BONVALOT (S.), DIAMENT (M.) et GABALDA (G.). – *Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters : a promising tool for monitoring active zones*. Geophysical Journal International, 133, 470-490 (1998).

- [11] BUDETTA (G.) et CARBONE (D.). – *Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity : results of field trials on Mt. Etna, Sicily*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 76, 199-214 (1997).
- [12] CARBONE (D.) et RYMER (H.). – *Calibration shifts in a LaCoste & Romberg gravimeter : comparison with a Scintrex CG-3M*. Geophysical Prospecting, 47 (1), 73-83 (1999).
- [13] GABALDA (G.), BONVALOT (S.) et HIPKIN (R.). – *CG3TOOL : an interactive computer program to process Scintrex CG-3/3M gravity data for high-resolution applications*. Computers & Geosciences, 29, 155-171 (2003).
- [14] DEHLINGER (P.). – *Marine gravity*. Elsevier oceanography series, 22 (1978).
- [15] AIRY (G.B.). – *Account of Pendulum Experiments undertaken in the Harton Colliery, for the purpose of determining the Mean Density of the Earth*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 297-355 (1856).
- [16] LAFEHR (T.R.). – *Rock density from borehole gravity surveys*. Geophysics, 48, 341-356 (1983).
- [17] SCHWARZ (J.P.), ROBERTSON (D.S.), NIEBAUER (T.M.) et FALLER (J.E.). – *A free-fall determination of the Newtonian constant of gravity*. Science, 282, 2230-2234 (1998).
- [18] QUINN (T.J.), SPEAKE (C.C.), RICHMAN (S.J.), DAVIS (R.S.) et PICARD (A.). – *A new determination of G using two methods*. Physical Review Letters, 87, 11, 111101-1 (2001).
- [19] DUBOIS (J.) et DIAMENT (M.). – *Géophysique*. Seconde édition, Dunod, 2001.

Ouvrages

- DUBOIS (J.). – *La gravimétrie en mer*. Institut océanographique (1997).
- BALMINO (G.), CAZENAVE (A.), COMOLET-TIRMAN (A.), HUSSON (J.C.) et LEFEBVRE (M.). – *Cours de géodésie dynamique et spatiale*. ENSTA (1982).

Dans les Techniques de l'Ingénieur

- BONIN (G.). – *Système GPS de positionnement par satellite*. [TE 6 715], Traitement du signal et ses applications (2001).
- BRUYNINX (C.) et ROOSBEEK (F.). – *Systèmes de référence terrestre et GPS*. [IN 29], Traitement du signal et ses applications (2005).
- LAGABRIELLE (R.). – *Géophysique appliquée au génie civil*. [C 224], Structure et gros œuvre (1998).
- KASSER (M.). – *Topographie. Topométrie. Géodésie*. [C 5 010], Génie civil (1993).
- LENOBLE (J.-P.). – *Mesures géophysiques en mer*. [R 2 345], Mesures physiques (2001).
- BOUTIER (A.) et ROYER (H.). – *Visualisations et mesures optiques en aérodynamique*. [R 2 160], Mesures physiques (1998).
- BADAROUS (A.). – *Étalonnage des accéléromètres*. [R 1 813], Mesures mécaniques et dimensionnelles (2002).
- BOUCHAREINE (P.). – *Spectrométrie optique*. [R 6 310], Mesures mécaniques et dimensionnelles (1994).
- MARIOGE (J.-P.). – *Contrôle des surfaces optiques*. [E 4 050], Électronique (2005).
- KREBS (J.-P.). – *Capteurs d'attitude et dispositifs d'imagerie pour satellites*. [E 4 140], Électronique (1997).
- TIXADOR (P.) et BRUNET (Y.). – *Supraconducteurs. Bases théoriques*. [D 2 701], Matériaux fonctionnels (2003).
- TIXADOR (P.) et BRUNET (Y.). – *Supraconducteurs. Structure et comportement des fils*. [D 2 702], Matériaux fonctionnels (2004).
- TIXADOR (P.) et BRUNET (Y.). – *Supraconducteurs. Environnement et applications*. [D 2 703], Matériaux fonctionnels (2004).
- LERIDON (B.) et CONTOUR (J.-P.). – *Supraconducteurs à haute température critique et applications*. [E 1 110], Matériaux fonctionnels (1999).

MESURE DU CHAMP DE PESANTEUR TERRESTRE

JOUSSET (P.). – *Études microgravimétriques sur les volcans. Applications sur le Merapi (Java Central) : implications pour sa structure et son dynamisme éruptif.* Université Paris-7 et IPGP (1996).

MARTELET (G.). – *Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mont-Lozère, Cévennes.* Université Paris-7 et IPGP (1999).

Thèses

VERDUN (J.). – *La gravimétrie aéroportée en région montagneuse. Exemple du levé franco-suisse sur les Alpes occidentales.* Université de Montpellier-2 (2000).

BOY (J.P.). – *Effets des surcharges atmosphériques sur les variations de gravité et les déplacements de surface de la Terre.* Université de Strasbourg-1 (2000).

ROSAT (S.). – *Variations temporelles de la gravité en relation avec la dynamique interne de la Terre.* Université de Strasbourg-1 (2004).

Normalisation

Association française de normalisation AFNOR
<http://www.afnor.fr>

NF X02-011 11-1974 Valeur de la pesanteur terrestre

Organismes

Bureau gravimétrique international (BGI)
<http://www.bgi.cnes.fr:8110>

Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM)
<http://infoterre.brgm.fr>

International Center of Earth Tides (ICET)
<http://www.astro.oma.be/ICET>

École et Observatoire des sciences de la Terre de Strasbourg (EOST)
<http://eost.u-strasbg.fr/obsggrav>

Association internationale de géodésie (AIG)
<http://www.iag-aig.org>

Union géodésique et géophysique internationale (UGGI)
<http://www.iugg.org>

Satellite Jason
<http://www.aviso.cls.fr/html/missions/jason/satellite-fr.html>

Mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)
<http://www.csr.utexas.edu/grace>

Mission GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer)
<http://www.esa.int/export/esaLP/goce.html>

Scripps Institution of Oceanography
<http://www.sio.ucsd.edu>

Agence spatiale européenne (ESA)
<http://www.esa.int>

Institut de physique du globe de Paris (IPGP)
<http://www.ipgp.jussieu.fr>

Laboratoire de gravimétrie de l'IPGP
<http://www.ipgp.jussieu.fr/francais/rub-recherche/eq12gravimetrie-geodynamique/acc12.php>

Eötvös Lorand Geofizikai Institute (musée virtuel sur Eötvös)
http://www.elgi.hu/museum/elatud_.htm

Fabricants

Scintrex
<http://www.scintrexltd.com>

Lacoste & Romberg
<http://www.lacosteromberg.com>

Micro-G Solutions
<http://www.microgsolutions.com>

GWR (fabricant des gravimètres supraconducteurs)
<http://www.gwrinstruments.com>

Bell Geospace (gradiométrie)
<http://www.bellgeo.com>

Accéléromètre Star
<http://www.onera.fr/dmph/accelerometre>



TECHNIQUES
DE L'INGÉNIEUR

L'EXPERTISE TECHNIQUE
& SCIENTIFIQUE DE RÉFÉRENCE

Gagnez du temps et sécurisez vos projets en utilisant une source actualisée et fiable !

15 DOMAINES D'EXPERTISE

- ✓ Automatique - Robotique
- ✓ Biomédical - Pharma
- ✓ Construction et travaux publics
- ✓ Électronique - Photonique
- ✓ Energies
- ✓ Environnement - Sécurité
- ✓ Génie industriel
- ✓ Ingénierie des transports
- ✓ Innovation
- ✓ Matériaux
- ✓ Mécanique
- ✓ Mesures - Analyses
- ✓ Procédés chimie - bio - agro
- ✓ Sciences fondamentales
- ✓ Technologies de l'information



Articles de référence
disponibles en français
et en anglais

Détails des offres et sommaires
à retrouver sur le site
www.techniques-ingenieur.fr

Les offres Techniques de l'Ingénieur permettent d'accéder à une **base complète et actualisée d'articles** rédigés par les meilleurs experts et validés par des comités scientifiques, avec :

+ de 10 000 articles de référence et 1 000 fiches pratiques opérationnelles.

3 000 quiz dans + de 1 000 articles interactifs.

+ de 550 bases documentaires, 8 Parcours Pratiques répartis dans plus de 90 offres.

1 280 auteurs contribuent chaque année à enrichir cette ressource.

Service de Questions aux experts.

Les Archives, technologies anciennes et versions antérieures des articles.

+ de 300 000 utilisateurs de techniques-ingenieur.fr chaque mois !

NOS ÉQUIPES SONT
À VOTRE DISPOSITION

Par téléphone
 33 (0)1 53 35 20 20

Par email
 infos.clients@teching.com