

# « GRAVITATION, GRAVIMETRY, SATELLITE GEODESY AND GEOPHYSICS »

by

members of BGI and Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale, Toulouse, France

## Abstract

This tutorial, which appears in French for the moment (the official language of IUGG !), is updated from the text of a conference initially written in 1989. It deals with generalities in the domain corresponding to the nouns composing its title, with simple words and no big formula. It is aimed at getting people acquainted with concepts which geodesists and geophysicists manipulate every day, with their vocabulary, also at showing what are present problems and ideas to solve them. The reader will find more material and more advanced information in the subsequent tutorials.

# « GRAVITATION, GRAVIMÉTRIE, GÉODÉSIE SPATIALE ET GÉOPHYSIQUE »

## L'ATTRACTION GRAVITATIONNELLE

Les physiciens ont établi qu'il existe *quatre types de forces* qui agissent entre des corps matériels : les forces électromagnétiques, les forces *d'attraction gravitationnelle*, les forces d'interactions nucléaires, fortes et faibles. Le second type, la *gravitation*, est des plus importants en Astronomie et dans le domaine des Sciences de la Terre. On sait que, alors âgé de moins de trente ans, Isaac Newton (1643-1727) donna une description mathématique correcte des lois de la gravitation : cette loi prédit que *deux corps ponctuels massiques s'attirent avec une force proportionnelle au produit des masses et inversement proportionnelle au carré de la distance qui sépare ces deux points*. Bien que la loi de Newton n'apparaisse de nos jours que comme un cas limite - une approximation, de la loi générale de la gravitation formulée par Einstein en théorie générale de la relativité, elle est parfaitement suffisante dans toutes les applications en géophysique, ainsi même que pour de nombreux secteurs de l'astrophysique.

La loi de Newton peut s'écrire  $F = G m_1 m_2 / r^2$ , où F représente la force d'attraction, r la distance entre les deux points de masse  $m_1$  et  $m_2$ . Le facteur G, appelé *constante de la gravitation*, est déterminé expérimentalement mais il est difficile de l'obtenir avec grande précision ; sa valeur dans le système métrique international est  $6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$ . Cette très petite valeur de G reflète le fait que l'attraction gravitationnelle est intrinsèquement une force faible. Dans la vie courante, nous ne percevons que l'attraction de la Terre elle-même, laquelle a une *masse* M - non négligeable ! de  $5.98 \times 10^{24} \text{ kg}$  ; c'est cette force qui caractérise le "*poids*" (incluant la force centrifuge ; voir ci-après). La géophysique et l'astrophysique font intervenir de très grandes masses - celles des planètes, de la Lune, des étoiles, des galaxies - en interaction à de très grandes distances ; dans de telles conditions, c'est la force de gravitation qui est toujours prédominante.

La loi de la gravitation est fondamentale pour l'étude de la physique de la Terre, car elle détermine la *forme générale de notre planète*, elle est en partie responsable de nombreux processus tectoniques qui modèlent sa surface, et elle contrôle le mouvement orbital et celui de rotation propre. Nous traitons dans cet article de l'ensemble des conséquences, même parfois très éloignées, de cette loi si simple.

## LA GRAVITATION ET LE SYSTEME SOLAIRE

Lorsque nous voulons étudier les *orbites* des corps de *notre système solaire*, par exemple la trajectoire de la Terre autour du Soleil, nous devons faire intervenir l'attraction gravitationnelle d'un grand nombre de masses, et pas seulement les deux considérées dans la loi de Newton. La force s'exerçant sur chacune des planètes est la résultante vectorielle des attractions individuelles. Ceci constitua un formidable problème de mathématiques appliquées, difficile à résoudre "manuellement", jusqu'à l'avènement des ordinateurs qui en facilitent maintenant la recherche et l'analyse des solutions. De plus, notre connaissance des orbites planétaires s'est récemment beaucoup enrichie à travers les missions spatiales, et toujours grâce aux ordinateurs de plus en plus rapides.

### Mouvement orbital et spin

Comme l'avait suggéré Copernic (1473-1543), la Terre se déplace autour du Soleil, sur une *orbite elliptique* dont l'orientation est *presque fixe* dans l'espace. Lorsque ce mouvement est moyenné sur un long intervalle de temps, le *plan orbital moyen* ainsi obtenu définit un *système de référence* très pratique pour décrire les mouvements de la Lune et des autres planètes, ainsi que pour spécifier l'orientation des *axes de rotation* des planètes et satellites du système solaire ; ce plan est appelé *écliptique*. La plupart des corps du système solaire s'écartent peu, dans leur mouvement, de ce plan. La rotation instantanée (le spin) de la Terre se fait autour d'un axe incliné sur l'écliptique d'environ  $66,5^\circ$ , angle qui reste à peu près constant. L'*équateur terrestre* fait par conséquent un angle complémentaire avec l'écliptique, appelé *obliquité*, lequel est responsable des variations saisonnières du mouvement apparent du Soleil dans le ciel, vu de la Terre.

La Lune tourne autour de la Terre, également sur une orbite quelque peu *excentrique*, dans un plan qui reste incliné sur l'écliptique de  $5^\circ$  approximativement. De ce fait, l'*inclinaison* de l'orbite lunaire sur l'équateur terrestre varie périodiquement ; sa période est le *mois lunaire*, environ 28 jours, c'est-à-dire le temps que met la Lune pour effectuer une révolution autour de la Terre. Les valeurs des constantes caractérisant ces mouvements reflètent en partie les conditions physiques qui existaient *au moment de la formation des planètes*, par exemple la *longueur de l'année* et l'*excentricité* de l'orbite terrestre. D'autres "constantes", telles que la *période de révolution orbitale lunaire* et la *longueur du jour terrestre*, sont par contre une conséquence de *l'évolution dynamique* du système solaire après sa formation, et ont en fait beaucoup varié.

Les mouvements du système Terre-Lune-Soleil ne peuvent être traités en considérant isolément les attractions de ces corps pris deux à deux - bien qu'une telle simplification permette d'expliquer les caractères dominants de ces mouvements. Ainsi, le mouvement elliptique de la Terre autour du Soleil est essentiellement dû à l'interaction des champs de gravité de ces deux corps, alors que le mouvement de la Lune autour de la Terre est, en première approximation, la conséquence des interactions gravitationnelles Terre-Lune seulement. Cependant, pour une analyse complète des mouvements, il faut traiter cela comme un problème *d'attractions gravitationnelles mutuelles entre trois corps*. Ainsi, du fait de l'attraction du Soleil sur la Lune, le mouvement de cette dernière oscille, en amplitude et orientation, de petites quantités autour de l'orbite moyenne quasi-elliptique. Dans la réalité c'est encore un peu plus compliqué car il faut faire intervenir aussi les autres planètes.

Si ces trois corps : Soleil, Lune et Terre, pouvaient être assimilés à des masses ponctuelles, ou supposés doués de symétrie sphérique, les mouvements orbitaux et de rotation propre pourraient être évalués directement à partir de la loi de Newton. Mais *la Terre et la Lune ne sont pas parfaitement sphériques* et ceci complique grandement la résolution des équations qui gouvernent leurs mouvements.

## Le champ gravitationnel des planètes et satellites

Isolons une planète, ou un satellite naturel, de masse  $M$ , de l'ensemble des autres corps du système solaire. L'attraction due à la gravitation est bien, *au premier ordre*, de la forme  $GM/r^2$ ,  $r$  étant la distance du point considéré (de masse unité) au centre de gravité du corps, mais en fait *présente des variations*, pour  $r$  fixe, qui dépendent de la *position géographique* du point par rapport au corps. Ces variations sont dues à la *non sphéricité* parfaite du corps et aussi à des *fluctuations non radiales de la masse volumique* des matériaux le composant. Cette attraction gravitationnelle pour une masse unité, c'est-à-dire en fait l'accélération subie par un corps ponctuel de masse quelconque, est appelée *gravité*.

La connaissance des écarts à la loi  $GM/r^2$  renseigne donc (mais non de manière univoque comme on le verra) sur la *structure interne* du corps. Ceci peut être obtenu par *l'analyse des perturbations* subies par des sondes spatiales, *satellites artificiels* ou naturels, orbitant à proximité du corps. En fait, il s'agit là de l'extrapolation au système solaire des techniques de géodésie spatiale développées pour l'étude de notre Terre.

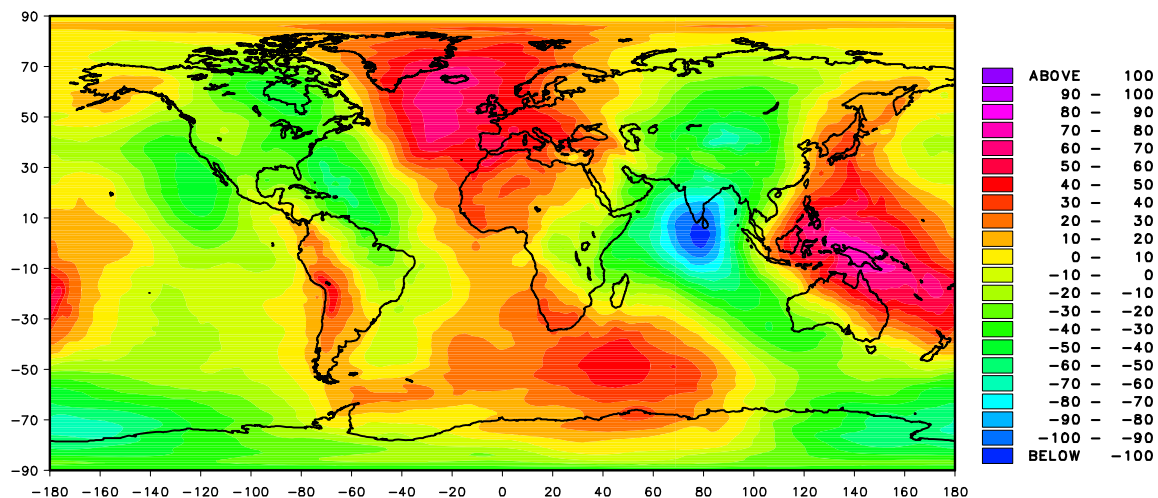
## LE CHAMP DE GRAVITE DE LA TERRE

### La forme de la Terre, la pesanteur, le géoïde

La *gravité varie* d'un endroit à l'autre à la surface de la Terre ; elle dépend de la distance au centre mais d'autres variations reflètent une distribution asymétrique des masses dans la *croûte* et le *manteau terrestres*. Un écart notable à la symétrie est *l'aplatissement* de la Terre. Du fait de la rotation diurne, tout élément de masse intérieur à la Terre est soumis à l'attraction du reste de la planète et à la *force centrifuge* dont la direction est perpendiculaire à l'axe de rotation. Cette dernière est *maximum à l'équateur* où elle agit dans la direction opposée à celle de l'attraction gravitationnelle interne ; *aux pôles, la force centrifuge est nulle*. Si la Terre se comportait *comme un fluide* en présence de ces forces dépendant de la *latitude*, sa forme, à l'équilibre, serait celle d'un *ellipsoïde aplati*. L'aplatissement observé est de fait proche de celui calculé pour un corps fluide, suggérant que la Terre se comporte essentiellement comme un fluide face à des forces agissant sur de longues périodes de temps.

On appelle *pesanteur* la somme (vectorielle) de la gravité et de l'accélération centrifuge. C'est elle qui définit le *poids* d'un corps en un lieu donné (Attention : les anglo-saxons appellent la pesanteur « gravity » et la gravité elle-même est désignée par « gravitational attraction »). La pesanteur,  $g$ , varie de  $9,78 \text{ m/s}^2$  (à l'équateur) à  $9,83 \text{ m/s}^2$  (aux pôles), en première approximation.

Une description plus précise de la forme nécessite l'introduction de la notion de "*géoïde*", une surface de niveau (du champ de pesanteur) extrêmement proche de la surface moyenne des mers dans les régions océaniques de la surface terrestre. A cause des anomalies de distribution de masses dans la Terre, *le géoïde s'écarte de l'ellipsoïde fluide idéal*, présentant en quelque sorte des trous et des bosses par rapport à celui-ci, dont l'amplitude peut atteindre *100 m environ* en certains endroits (Figure 1).



**Fig. 1 :** Les irrégularités de la gravitation sur Terre démontrées par la forme du géoïde (ci-dessous). Le géoïde est une surface de niveau privilégiée du potentiel  $W$  de gravité terrestre :  $W = U + C$ , où  $U$  est la partie due à la gravitation seule et  $C$  le potentiel centrifuge. Cette surface sur laquelle  $W$  est constant peut aussi être définie comme approximant le niveau moyen des océans, étant naturellement prolongée en zone continentale par sa définition mathématique. Le potentiel centrifuge  $C$  est bien connu - et non responsable d'irrégularités autres que l'aplatissement du géoïde, les trous et bosses de la surface de niveau reflètent donc les variations de  $U$ .

Sur cette carte établie à partir du modèle franco-allemand GRIM4-C4, les variations de forme sont représentées par les courbes de niveau du géoïde, l'altitude étant comptée sur la normale à un ellipsoïde de référence (demi-grand axe : 6 378.137 km ; demi-petit axe : 6 356.752 km). On remarque particulièrement les creux de Ceylan (- 105 m), du Tibet (- 65 m), de l'Antarctique (- 55 m), et les bosses de l'Islande (+ 70 m), de la Nouvelle-Guinée (+ 75 m). Cette carte montre surtout les variations à grande échelle (> 500 km), détectées principalement par l'analyse des perturbations orbitales des satellites et dont l'origine est sans doute profonde dans la Terre.

Lorsque les scientifiques parlent de la *forme de la Terre*, c'est donc habituellement de la *forme géométrique du géoïde* dont il s'agit. C'est seulement en mer que le géoïde est directement accessible et sa forme peut être déduite d'observations de pesanteur en surface. Sur Terre, le géoïde peut également être calculé à partir de mesures de la pesanteur sur la surface topographique.

### Les mesures de pesanteur

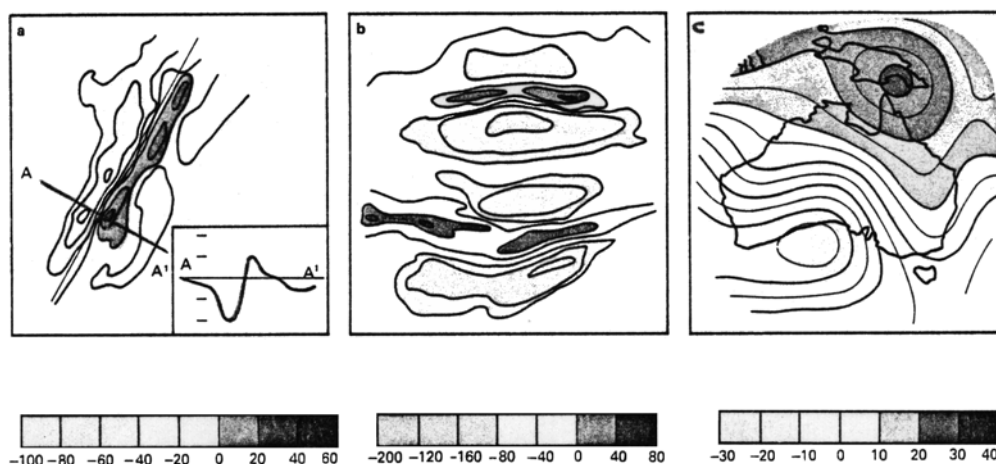
La *pesanteur* peut être mesurée avec un *appareil pendulaire* puisque la période d'un pendule dépend seulement de sa longueur et de la pesanteur. La mesure de la pesanteur est donc principalement une mesure *d'intervalle de temps et de longueur* - la période du pendule et sa longueur équivalente. Par conséquent, si la longueur du pendule est maintenue constante, des différences de pesanteur produisent des variations de période. La pesanteur peut aussi être mesurée par des gravimètres, appareils dans lesquels une masse est suspendue à un ressort dont l'allongement est théoriquement proportionnel aux variations de la pesanteur. Alors que les instruments pendulaires sont des appareils de *mesure absolue*, les gravimètres ne peuvent mesurer que des *variations de pesanteur* ; cependant ces derniers sont plus sensibles, et plus simples et plus rapides à utiliser. La plupart des observations sont de nos jours effectuées à l'aide de gravimètres, qui déterminent donc la valeur de la pesanteur relativement à une *station dite "de base"*, en laquelle soit une mesure absolue de pesanteur aura été effectuée, soit une valeur de la pesanteur aura été déterminée avec grande précision par rapport à une autre station de mesure absolue (opération de *rattachement*). Les mesures pendulaires ont une précision relative d'environ un millionième, alors que celle des gravimètres terrestres

peut être de trois à quatre ordres de grandeur meilleure. Un développement majeur de la gravimétrie durant les dernières décennies a été la mesure de la pesanteur en mer avec une précision qui atteint aujourd'hui aussi le millionième, malgré les perturbations causées par les accélérations du bateau portant l'instrument (monté sur une plate-forme stabilisée par gyroscopes - il faut aussi connaître le cap et la vitesse du navire avec précision). Ainsi, nous disposons d'observations de la pesanteur sur de larges régions aussi bien continentales qu'océaniques. Depuis 1965, la valeur absolue de la pesanteur a pu être mesurée avec très grande précision à l'aide d'instruments utilisant le principe de la chute des corps, et dans lesquels l'intervalle de temps nécessaire à un corps tombant dans le vide et parcourant une distance donnée, est mesuré ; la précision est maintenant telle ( quelques milliardièmes de  $g$  ) qu'il devient possible de détecter de très petites variations temporelles de la pesanteur, par exemple séculaires ou à longues périodes.

### Les anomalies de gravité

Ainsi que nous l'avons déjà annoncé, les valeurs ainsi mesurées de la pesanteur varient à la surface de la Terre, non seulement du fait de l'aplatissement, mais aussi en fonction de la distance au centre (d'après la loi de Newton) et à cause des irrégularités de densité. Ce sont ces dernières qui sont les plus intéressantes en géologie et en géophysique, et c'est pourquoi l'on ôte généralement l'effet des deux premiers facteurs de la pesanteur observée (corrections à l'air libre et de Bouguer - voir ci-après).

La différence entre la mesure de pesanteur corrigée et la valeur théorique de la pesanteur produite par une Terre ellipsoïdale idéale tournant exactement comme la Terre réelle, est appelée *anomalie de gravité* (les composantes centrifuges, identiques, s'éliminent par soustraction). Les géodésiens expriment les anomalies en *milligals* ( $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ ). Les anomalies de gravité de courtes longueurs d'onde, ou s'étendant sur de petites régions reflètent des anomalies de densité plutôt proches de la surface, alors que les anomalies de grande étendue sont généralement l'indice d'anomalies plus profondes, dans le manteau ; ce fait est une conséquence directe de l'atténuation de la force gravitationnelle avec la distance. La figure 2 illustre plusieurs exemples de telles variations.



**Fig. 2** : Les anomalies de gravité à différentes échelles :

- (a) Anomalie de Bouguer à l'Ouest de l'Australie sur la faille frontière entre des rocs archéens et protérozoïques.
- (b) Anomalies de Bouguer à structure linéaire, apparaissant sur des bassins sédimentaires au centre de l'Australie ; la taille des anomalies implique un amincissement considérable de la croûte sous les bassins, d'où un écart significatif à l'équilibre isostatique.
- (c) Anomalies de gravité à l'échelle de l'Australie : anomalie négative sur les bassins sédimentaires au Sud-Ouest et positives sur les arcs insulaires et la zone de subduction de la Nouvelle-Guinée.

Les anomalies de petite et moyenne étendue sont détectables facilement à l'aide de gravimètres, mais les anomalies globales, à l'échelle d'un pays, d'un continent ou d'un océan, sont beaucoup plus difficiles à appréhender de cette manière, non seulement parce que les mesures classiques, dites de terrain, prennent beaucoup de temps à cette échelle et peuvent être difficiles du point de vue d'accessibilité, mais aussi à cause de la difficulté que l'on rencontre à séparer ces variations étendues de fluctuations à plus courte échelle et des *dérives instrumentales* ; de fait, celles-ci rendent presque impossible l'utilisation des gravimètres à ce type de détermination, en particulier en mer. Heureusement, les *satellites artificiels ont apporté une solution à la mesure globale et régionale des variations du champ de gravité*, défini comme étant le champ d'attraction dû à la *partie gravitationnelle seule* (on ne s'intéresse plus à la composante rotationnelle dans ce qui suit).

### Mesures par satellite - Analyse des perturbations : les principes

Un satellite artificiel en orbite proche autour de la Terre suivrait une *trajectoire elliptique* du type de celle que décrirait idéalement la Lune autour de la Terre si ces deux corps étaient doués de symétrie sphérique - et en l'absence d'autres corps. La première -et meilleure, approximation de la Terre par un ellipsoïde ou, plus généralement, ce que l'on appelle un *sphéroïde aplati*, permet de prévoir immédiatement que *cette orbite idéale est perturbée* comme suit. La Terre ainsi aplatie exerce un couple sur le satellite, qui tend à ramener le plan orbital sur l'équateur ; mais le moment cinétique du satellite, dans son mouvement de révolution, étant conservé, ceci produit un *mouvement de précession du plan orbital moyen* autour de l'axe de symétrie de la Terre (pratiquement son *axe de rotation*). Par suite, l'effet de l'aplatissement terrestre est principalement de produire une *précession* de l'orbite, à la fois du plan moyen *autour de l'axe des pôles et dans le plan lui-même*, à des vitesses angulaires respectives qui dépendent de l'aplatissement et de *l'inclinaison moyenne de la trajectoire* sur le plan équatorial terrestre. Habituellement, les vitesses de précession sont de *quelques degrés par jour*, et peuvent se mesurer directement à partir de séries temporelles d'observations de la position du satellite depuis des *stations au sol*. Une orbite *héliosynchrone* est telle que sa vitesse de précession du plan moyen est égale à la vitesse orbitale moyenne de la Terre dans son mouvement autour du Soleil (i.e.  $360^\circ$  en 365,2422 jours) ; son plan garde donc une position relative moyenne fixe par rapport au Soleil.

Les observations précises du mouvement d'un satellite artificiel montrent que son orbite est *périodiquement perturbée* autour de la *trajectoire elliptique en précession*, ceci à cause des irrégularités de densité par rapport à l'approximation sphéroïdale. Qualitativement, lorsque le satellite survole une région où la densité est différente de la densité moyenne, il subit une variation d'accélération, et même si une telle variation n'est pas individuellement et instantanément décelable par un instrument de mesure, l'accumulation de ces variations au cours du temps devient généralement suffisamment grande pour être mesurée.

L'étude du champ de gravité terrestre (qui dérive du *potentiel de gravitation*, appelé *géopotential*) à partir des satellites artificiels est un domaine tridisciplinaire, incluant des méthodes de *mécanique céleste*, de *géodésie spatiale* et de *géophysique*. Le problème de mécanique céleste consiste à décrire le mouvement du satellite perturbé non seulement par les variations du géopotential, mais aussi par de nombreuses autres causes : attraction de la Lune et du Soleil ; attraction résultant des *marées océaniques* ainsi que des déformations de *marées solides* de la Terre (considérée comme corps élastique déformé dans son ensemble par la Lune et le Soleil). D'autres forces, d'origine non gravitationnelle, doivent être prises en compte : la force de *frottement* que le satellite subit presque continuellement et due à la *haute atmosphère* qui, bien que très tenue, n'en exerce pas moins un effet non négligeable même à des altitudes supérieures à 2000 km ; la force due aux *radiations* émises par le Soleil qui exercent une pression sur la surface exposée du satellite... pour ne citer que les principales. Le problème de géodésie spatiale est la *comparaison du mouvement* décrit par les *équations* de la mécanique céleste avec la *position observée* du satellite, afin d'en déduire les divers paramètres - de gravitation ou autres, qui entrent dans les équations précitées et qui permettent de décrire les forces en présence. Le travail du géophysicien est *d'interpréter* ces résultats, ce dont nous nous préoccupons plus loin.

### Méthodes spatiales d'observation, passées et présentes

L'observation de la position d'un satellite procède de différentes manières suivant les techniques employées : optiques ou radio-électriques. Une technique très utilisée dans les débuts de la géodésie spatiale fut la *photographie du satellite* la nuit sur le fond du ciel, le satellite étant éclairé par le Soleil ; ce type de mesures pouvait fournir une position avec une précision de l'ordre de 10 m (!).

Une autre approche, toujours très employée - et dite « *méthode Doppler* », consiste à recueillir au sol le *signal radioélectrique* émis par un émetteur à bord du satellite ; du fait du *mouvement relatif* de l'observateur et de la source émettrice, la *fréquence du signal* reçu s'écarte de celle de l'émission tout au cours du passage du satellite au-dessus de la station d'observation, d'une quantité qui dépend de la position et de la vitesse du satellite et de la station ; les positions du satellite et de l'observateur peuvent être restituées avec une précision de 1 m ou moins suivant le nombre et la variété des mesures effectuées. Le principe peut être inversé et c'est alors la station (balise) qui émet vers le satellite. C'est le cas du système DORIS, qui a équipé les satellites SPOT2, SPOT3 et TOPEX-POSEIDON, et qui a une précision nominale de 0.3 mm/s. Avec un tel système, et moyennant un réseau d'environ 50 balises offrant une *couverture observationnelle quasi totale* de tout satellite d'altitude usuelle (800 km, ou plus), les positions du satellite et des balises du réseau (ou de toute autre balise ajoutée) peuvent être obtenues avec une précision aujourd'hui centimétrique.

Depuis plus de trente ans s'est développée une technique d'observation (initialement la plus précise de toutes), qui est la détermination de la *distance du satellite à une station* par mesure du temps aller-retour d'une très courte impulsion *laser* émise par la station, réfléchi par des rétro-rélecteurs (portés par le satellite), et retournée à la station. Des précisions *sub-centimétriques* sont à présent obtenues, ce qui rend en principe possible la détermination des accélérations les plus petites perturbant le satellite. La distribution mondiale des stations laser est encore trop irrégulière. Cependant cette technique, par son principe très simple et ses performances, reste une référence par rapport aux autres (rôle de *calibration*).

La *couverture observationnelle* des orbites de satellites artificiels est une *limitation* intrinsèque à la détermination du géopotential. On comprend aisément que plus l'altitude moyenne (les orbites utilisées sont en majorité très faiblement excentriques) est basse, plus il faut de stations d'observation bien réparties pour observer le satellite, jusqu'à une résolution spatio-temporelle qui dépend de la finesse avec laquelle on veut calculer un modèle (qui dépend aussi, bien entendu, de la précision des mesures). Pour les applications de type positionnement (et aussi pour suivre la *cinématique terrestre* par géodésie spatiale), on a également besoin de trajectoires de plus en plus précises, dont la qualité dépend elle-même de la densité des observations. La présence d'océans sur Terre constitue une barrière infranchissable à l'obtention d'une couverture totale pour les orbites très basses, par des stations au sol.

Aussi l'idée est-elle apparue de remplacer des stations au sol par des *satellites d'altitude très élevée* dont les trajectoires seraient faciles à reconstruire du fait de la petitesse des perturbations subies (à cause de la grande distance à la Terre). Le système de radio-positionnement par satellite NAVSTAR-GPS (NAVigation Satellite Timing And Ranging - *Global Positionning System*) a ainsi été conçu et développé par le Département de la Défense Américaine en coopération avec le Département des Transports, pour des applications militaires et civiles de navigation. Ce système est officiellement opérationnel depuis 1994 bien que le premier satellite expérimental ait été lancé en 1978 et que les premiers travaux scientifiques issus du traitement de mesures GPS aient été entrepris dès le début des années 1980.

Le NAVSTAR-GPS est constitué :

- *d'un segment spatial* composé d'une constellation de 24 satellites qui assure une couverture géographique globale. Chacun de ces satellites émet en permanence un signal constitué des composantes « mesure » et « message de navigation ». La composante « mesure » permet d'extraire une information de *pseudo-distance* (en fait un temps de propagation) ainsi que de *phases* des deux porteuses des signaux émis (aux fréquences, L1 et L2, de valeurs respectives 1575,42 Mhz et 1227,60 Mhz),

- *d'un segment utilisateur* constitué par l'ensemble des récepteurs capables d'interpréter le signal des satellites pour calculer en temps réel et de façon autonome leur position,

- d'un segment de contrôle qui génère et transmet aux satellites le « message de navigation » (éphémérides et corrections de synchronisation d'horloges des satellites) et définit l'échelle de temps GPS.

Les technologies développées aujourd'hui permettent aux récepteurs GPS sols et embarqués d'accéder à une précision décimétrique pour les mesures de pseudo-distance et sub-centimétrique pour les mesures de phase, soit des performances au moins équivalentes à celles des systèmes terrestres.

### La détermination globale du champ de pesanteur... et des stations d'observation

Le mouvement d'un satellite s'effectue autour du *centre de gravité de la Terre (géocentre)*, lequel est donc une origine naturelle de tout système de référence terrestre ou faisant intervenir la Terre. La position des stations d'observation dans un système géocentrique n'est d'ordinaire pas connue (au départ) avec une précision compatible avec celle des observations et il devient alors nécessaire de déterminer simultanément les paramètres d'orbite, du champ de forces et les coordonnées des stations de mesure. En fait, diverses approches peuvent être utilisées pour l'obtention de ces dernières, ce qui constitue un objectif à part entière qui est, pour le scientifique mais aussi de plus en plus pour divers utilisateurs, la *construction* et le *maintien* d'un *système de référence*.

Un procédé *géométrique* simple utilise l'observation simultanée du satellite, pris comme cible, depuis un certain nombre de stations. Supposons, par exemple, que des mesures de distance, par laser, soient effectuées au même instant de trois points dont les positions relatives sont connues par des techniques conventionnelles de géodésie terrestre ; ces observations permettent de positionner le satellite à l'intersection de trois sphères dont les centres sont les trois points en question et les rayons les distances respectivement mesurées ; si une quatrième station mal connue effectue en même temps une mesure de distance, sa position se trouve alors être sur une sphère centrée au satellite et de rayon connu (voir Fig. 3) ; la répétition de ces jeux d'observations lorsque le satellite est en différents points de l'orbite permet de positionner la quatrième station par rapport aux trois autres. Dans le positionnement par le système GPS, ce sont un certain nombre de satellites de la constellation qui jouent le rôle de « stations » connues (en plus, éventuellement, de stations terrestres en positionnement relatif précis) et qui permettent la restitution géométrique de la position de points quelconques. Il est possible de déterminer ainsi des *positions relatives* de points à l'échelle d'un continent, ou sur des distances intercontinentales, avec une précision qui approche celle des mesures elles-mêmes. Par suite, les *mouvements des plaques tectoniques* peuvent être directement mesurés, au lieu d'être déduits de phénomènes géophysiques par des chemins beaucoup plus détournés (et sur des échelles de temps fort différentes).

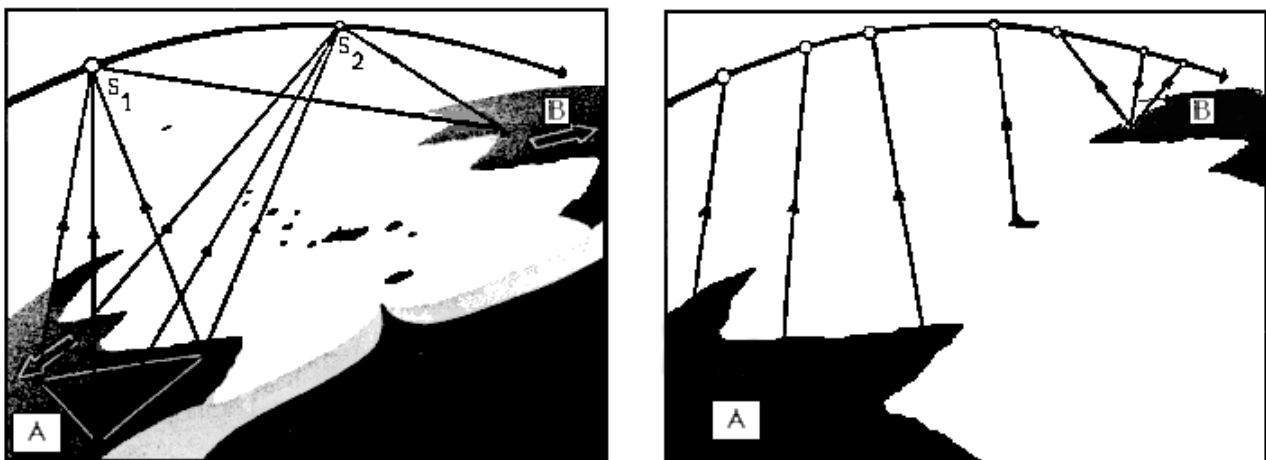


Fig. 3 : A gauche : des observations simultanées de distance depuis trois stations laser sur le continent A fixent la position  $S_1$  du satellite. L'observation depuis la quatrième station sur le continent B détermine une sphère centrée en  $S_1$  sur laquelle se trouve cette station. Un second jeu d'observations



lorsque le satellite est en  $S_2$  positionne la station à l'intersection de deux sphères et un troisième jeu fixe la station du continent B par rapport à celles de A. Ceci est un mode purement géométrique de positionnement dans lequel aucune information orbitale n'est requise. En répétant ces observations à différentes époques, l'on peut déterminer le mouvement relatif des continents A et B dû à l'écartement des fonds océaniques.

A droite : dans le mode orbital le satellite est observé depuis un certain nombre de stations du continent A. La trajectoire est calculée à partir de ces mesures et est extrapolée aux instants où le satellite est observé depuis le continent B (ou depuis un bateau). La position d'une station d'observation sur B est alors déterminée par rapport à l'orbite.

Cependant, bien que de concept simple et d'application facile car ne requérant point de connaître les forces agissant sur le satellite, cette méthode géométrique n'est pas largement usitée (par le milieu scientifique) à cause des *contraintes de visibilité simultanée* qu'elle impose. A la place, on utilise souvent un processus dans lequel les positions de certaines stations (réseaux observationnels de base) et les paramètres inconnus des forces sont calculés en même temps, par itérations successives : c'est la *méthode dynamique* ; après que ceux-ci aient été déterminés avec une précision jugée satisfaisante, la trajectoire d'un satellite-observé par au moins l'un des réseaux de base, étant dès lors considérée connue, toute *observation supplémentaire d'une autre station* peut être utilisée pour positionner la station par rapport à l'orbite. Cette méthode, dite *semi-dynamique*, est largement employée, particulièrement lorsqu'un positionnement rapide est nécessaire, par exemple en navigation utilisant la méthode Doppler. Une méthode hybride (dite « *dynamique réduite* ») récemment apparue, peut combiner les avantages des approches géométrique et semi-dynamique lorsque la couverture des observations est excellente comme c'est le cas avec l'utilisation du système GPS.

Les satellites utilisés dans ce domaine ont des caractéristiques variées. Presque tous peuvent bien sûr être *photographiés*, mais cette technique est *abandonnée* depuis longtemps du fait de sa précision insuffisante. Par ailleurs les mesures de distance par *laser* imposent au satellite d'être équipé de *cataphotes* qui réfléchissent l'impulsion incidente exactement dans la direction de la station ; de même les observations de *l'effet Doppler* nécessitent un *émetteur* fonctionnant *en permanence* sur le satellite et/ou sur la station et un *oscillateur très stable*. Pour obtenir une trajectographie précise, il est important que les effets des *forces de surface*, *pression solaire* et *frottement atmosphérique* surtout - l'effet le plus délicat à modéliser, soient réduits autant que possible. La manière de procéder la plus radicale est de disposer d'un *satellite parfaitement sphérique* (sans antennes ni panneaux solaires extérieurs), de surface ayant des propriétés réfléchissantes *uniformes*, et fait d'une matière *très dense*. Ainsi, quatre satellites de ce type furent construits et leur surface recouverte de cataphotes pour permettre leur observation par la technique laser - exclusivement. Le premier, STARLETTE (Fig. 4) fut lancé par le Centre National d'Etudes Spatiales en 1975 et décrit une orbite inclinée à  $50^\circ$  environ sur l'équateur et quasi-circulaire à 800 km d'altitude moyenne ; il est utilisé essentiellement pour la détermination du champ de gravité et des paramètres décrivant les effets des marées terrestres et océaniques. Le second de ce type, LAGEOS1, plus gros et aussi plus lourd, lancé en 1976 par les Etats-Unis dans le cadre du programme de Géodynamique de la NASA, est sur une trajectoire inclinée à  $110^\circ$ , d'altitude plus élevée (5000 km environ) ; de ce fait, il se trouve moins perturbé par le champ de gravité terrestre, ce qui le rend plus utilisable pour la détermination de positions relatives de stations, pour les mesures directes de la dérive des continents, ainsi que pour les études de cinématique terrestre (détermination du mouvement du pôle). Un autre satellite du type Starlette, STELLA, fut ensuite lancé par la France en 1993 sur une orbite héliosynchrone (avec SPOT3) tandis que les USA lançaient le satellite LAGEOS2 sur une orbite d'altitude proche de celle de LAGEOS1 mais d'inclinaison  $52^\circ$ .

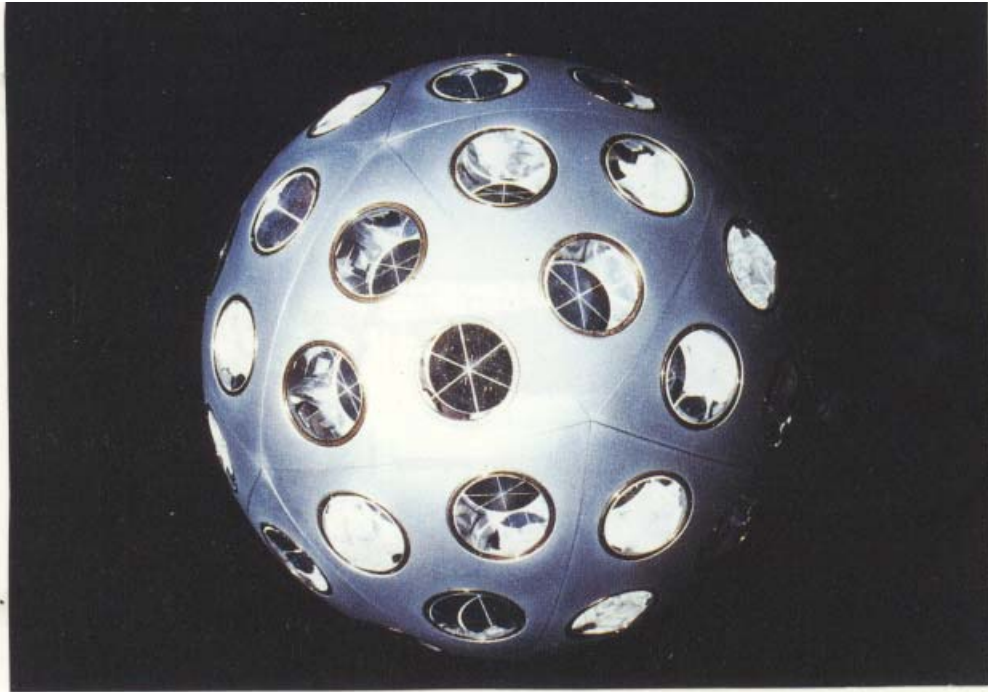


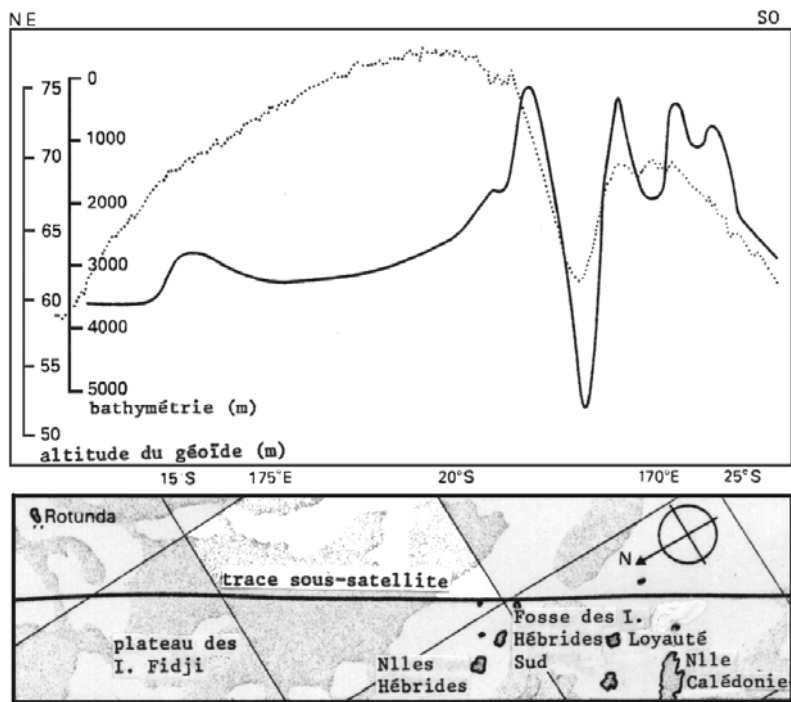
Fig. 4 : Le satellite STARLETTE lancé par le Centre National d'Etudes Spatiales en Février 1975. C'est une sphère de 250 mm de diamètre, couverte de 60 réflecteurs distribués régulièrement en surface. Son noyau est en uranium : le poids total est de 85 kg. Ce satellite est observé par la technique laser. Ces observations ont contribué à la détermination du champ de gravité terrestre et des paramètres de marées.

Pour la détermination du champ de gravité, un *satellite est d'autant plus sensible* à ses anomalies *que son altitude est basse* ; il est donc plus utile pour la géophysique. Cependant, les forces de frottement deviennent alors tellement grandes que les perturbations induites dominent parfois celles dues aux variations du géopotentiel. En outre, un satellite sur orbite basse est bien plus *difficile à observer* depuis le sol - ne serait-ce qu'à cause du *temps de visibilité en une station* qui décroît très vite. L'ensemble de ces facteurs fait que les satellites d'utilité géodésique sont généralement à 700-800 km d'altitude, et par suite ne permettent de détecter que des anomalies de gravité d'étendue notable (environ 700 km, i.e. leur altitude moyenne - avec la précision des instruments d'observation actuels) par les méthodes que nous venons de décrire.

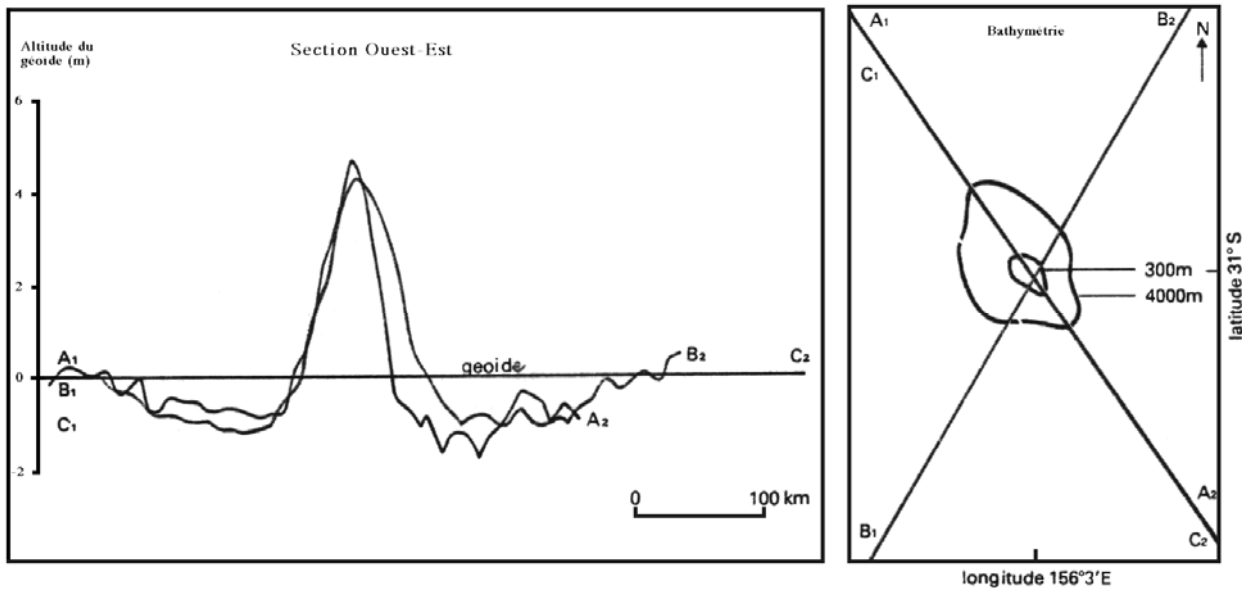
### **L'altimétrie satellitaire**

Un progrès considérable est heureusement apparu avec l'avènement des *radars altimétriques* qui, placés à bord d'un satellite, permettent de mesurer directement l'*altitude* de celui-ci *au-dessus des océans* dont la surface moyenne peut être transformée en celle, très proche, du géoïde. Par conséquent, la détermination précise de la position du satellite dans un système de référence géocentrique grâce à des observations de haute qualité (telles que les mesures DORIS, ou les mesures laser) d'une part, et la mesure directe de la distance entre le satellite et le point sous-satellite grâce à l'altimètre d'autre part, permettent de décrire la *surface océanique* par rapport à l'orbite. Ainsi, dans toutes les régions océaniques (et à condition de *moyenner* certains phénomènes comme les *marées* et de connaître et soustraire la *circulation moyenne* et aussi sa *variabilité*), le géoïde peut être déterminé directement avec une précision et une résolution excellentes. C'est aussi, on l'a compris, une technique fabuleuse pour les océanographes pour le suivi des variations de la surface de la mer à diverses échelles, également - mais à condition que le géoïde soit connu indépendamment (et très précisément) par d'autres voies, pour la détermination de la circulation océanique absolue, et de là pour l'étude des transports de chaleur, des échanges océan-atmosphère, bref du climat. La figure 5 illustre quelques exemples de telles mesures obtenues par le satellite ERS1 lancé par l'Agence Spatiale Européenne. De tels résultats ont eu un impact important sur la compréhension de la structure et du comportement de la *croûte océanique* et du *manteau supérieur*, la plupart des océans ayant été à présent

couverts par ces mesures à l'aide des satellites Geos 3 (1975-77), Seasat (1978), Geosat (1985-89), ERS1 (1992-95), ERS2 (1995-) et TOPEX-POSEIDON (depuis 1992). La figure 6 est une carte des *anomalies de gravité obtenues par inversion du géoïde* déterminé à partir des données altimétriques des satellites GEOSAT et ERS1. Contrairement à la situation d'avant 1978, le géopotential sur les océans est donc mieux connu que sur les continents ; des *projets futurs*, dont il sera question en conclusion, devraient apporter l'information de qualité correspondante - et globale, sur l'ensemble de la Terre.



(a)



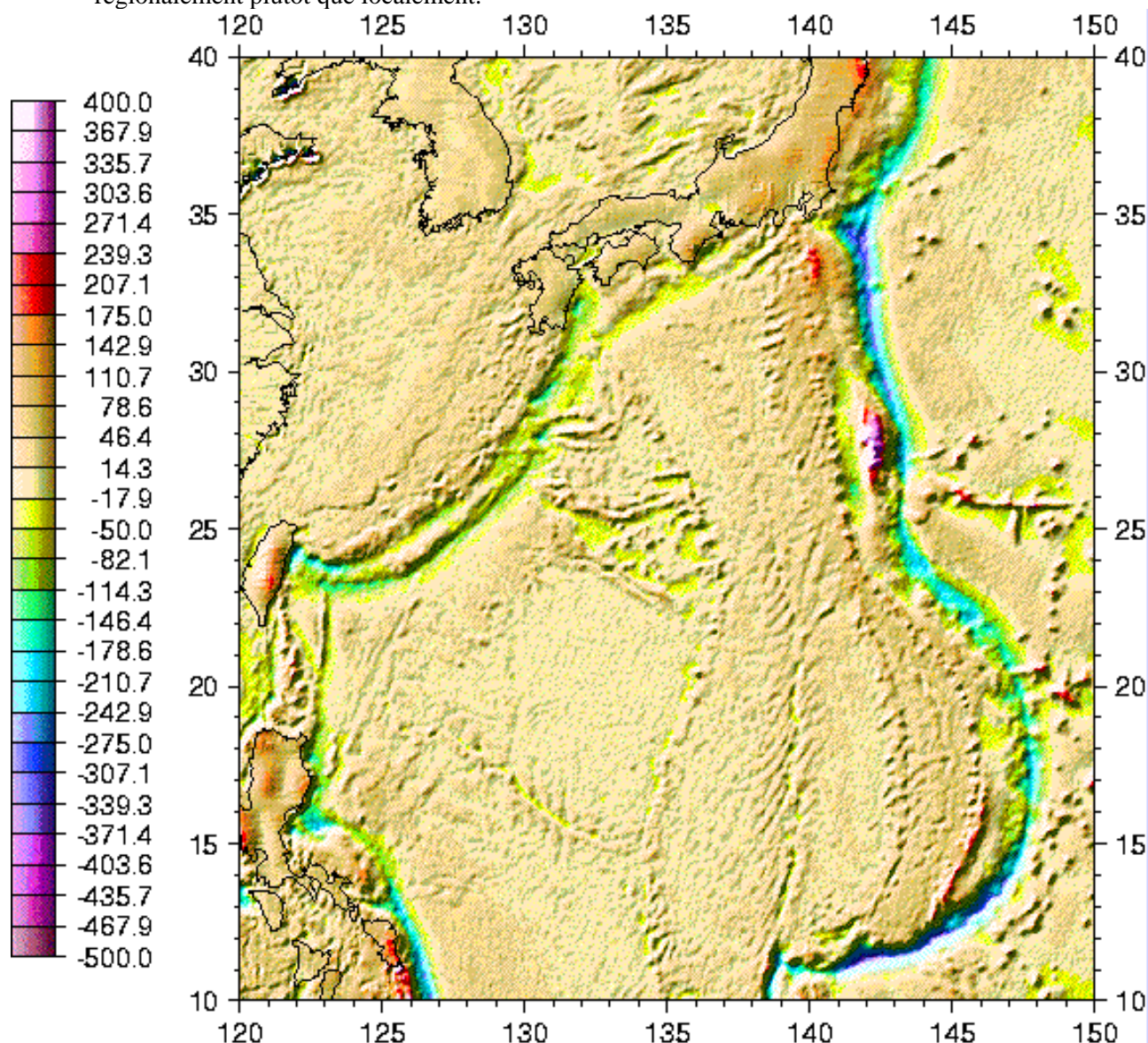
(b)

Fig. 5 : Les débuts de l'altimétrie spatiale.

(a) Profil altimétrique du satellite GEOS3 dans le Sud-Ouest du Pacifique et bathymétrie aux points sous-satellite. le géoïde exhibe une anomalie fortement négative sur la fosse des Nouvelles-Hébrides.  
 (b) Profil altimétrique mesuré par le même satellite sur le mont sous-marin Derwent-Hunter, en mer de Tasmanie. Le géoïde présente ici une anomalie positive très accusée centrée sur le mont et des



anomalies négatives sur les flancs, ce qui suggère que la charge du mont sous-marin est supportée régionalement plutôt que localement.



**Fig. 6 :** Carte des anomalies à l'air libre sur les océans calculées par inversion des hauteurs du géoïde obtenues par altimétrie spatiale (satellites GEOSAT et ERS1) (Oleg. O. Andersen, KMS). L'échelle est en milligals. La corrélation avec la bathymétrie est frappante et a engendré une révolution dans l'étude de la lithosphère océanique.

En comparaison, le champ sur les continents est mal connu globalement (hormis l'Europe occidentale, les Etats-Unis, une partie de l'Australie et certaines régions en Afrique et Amérique du Sud).

## INTERPRETATION DU CHAMP DE GRAVITÉ TERRESTRE

Grâce aux résultats de la géodésie spatiale, complétés par les mesures au gravimètre, la *gravité à la surface* de la Terre est sans aucun doute *la fonction la mieux connue* en géophysique ; cependant, son *interprétation* se heurte à une difficulté majeure car une anomalie donnée en surface peut être modélisée par un nombre infini de distributions de la densité. Le problème géophysique est donc de faire la part des modèles plausibles et des improbables. Cette *ambiguïté fondamentale* peut être illustrée simplement par le cas de la gravité sur une sphère de rayon  $R$  et de masse  $M$  ; si toute la masse  $M$  est condensée au centre de la

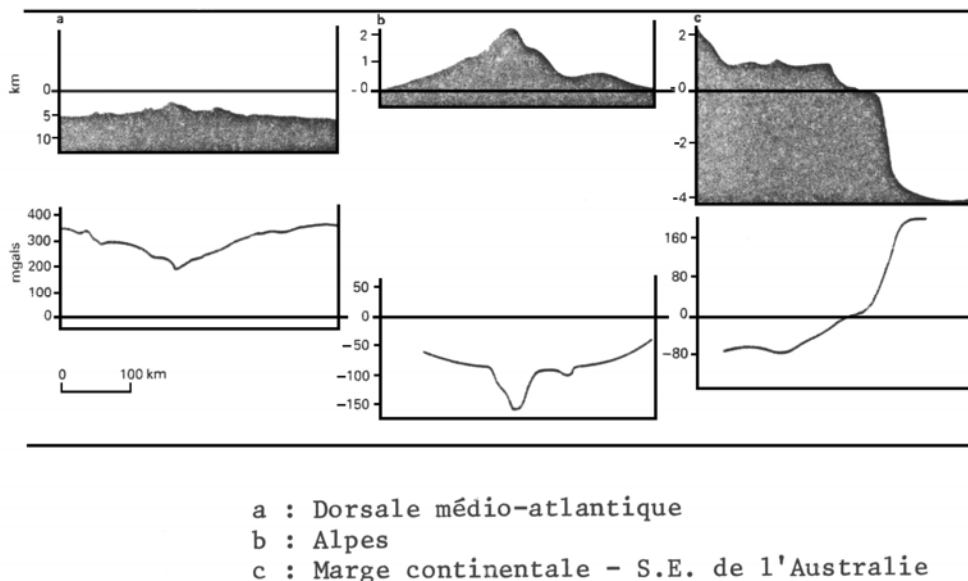
sphère, la gravité est  $GM/R^2$  ; de même, si cette masse est distribuée en une couche infiniment mince juste sous la surface, la gravité sera encore égale à  $GM/R^2$  ; et enfin toute distribution à symétrie radiale, intermédiaire entre ces deux extrêmes, donnera la même valeur. Par suite, les mesures de la gravité à elles seules sont insuffisantes et ne sont susceptibles d'une interprétation correcte qu'alliées à des observations *d'autres quantités géophysiques* et à des considérations d'ordre *géologique*. Des exemples apparaîtront ci-après.

En théorie, toutes les fonctionnelles du champ de gravitation sont équivalentes pour la connaissance du champ lui-même, de ses dérivées, ou d'autres quantités plus complexes (ceci tient au caractère *harmonique* du potentiel gravitationnel), et en principe aussi équivalentes du point de vue de l'interprétation de ses variations. Par exemple, l'on peut faire usage aussi bien des anomalies de gravité (qui sont sensiblement égales à la dérivée radiale du potentiel) que de la forme du géoïde, les amplitudes des trous et bosses de celui-ci, repérées par rapport à une surface de référence (cf. figure 1) étant proportionnelles aux variations de la fonction potentiel.

Dans la pratique, les anomalies de gravité ont la faculté de mieux représenter ces variations, celles de plus petite étendue étant amplifiées par rapport aux plus vastes (... à plus grande longueur d'onde). A contrario, les ondulations du géoïde traduisent *l'intégrale des variations de la gravité* et sont souvent *plus lisses*, moins aptes à se corrélérer avec la topographie, les accidents tectoniques.

## Anomalies de gravité et topographie

Bien que parfois difficiles à effectuer et ne couvrant la surface terrestre que partiellement, les observations directes de la gravité ont apporté des renseignements importants. L'un d'eux est que ses variations sont moindres que celles qui résulteraient des seuls accidents topographiques. La figure 7 illustre plusieurs exemples : (a) les anomalies de gravité en mer sont représentées au-dessus d'une ride médio-océanique ; (b) les anomalies pour un profil des Alpes sont ici obtenues différemment ; la gravité observée est tout d'abord réduite au niveau du géoïde - c'est la *correction à l'air libre*, dans laquelle on suppose qu'il n'y a pas de masse entre la surface topographique et celle du géoïde, puis corrigée de l'attraction de la matière entre les deux surfaces - *correction de Bouguer* ; (c) sur un profil traversant une marge continentale au Sud-Est de l'Australie, la correction d'attraction de la topographie et de la masse d'eau ne fait ici qu'augmenter l'anomalie. Ces trois exemples indiquent que *l'anomalie complètement corrigée* - dite *anomalie de Bouguer*, est très *corrélée avec l'altitude* : en terrains montagneux, l'anomalie est franchement négative, alors qu'en région océanique elle devient fortement positive, son amplitude croissant avec la profondeur. Nous sommes donc conduits à penser que la gravité observée est due à la topographie et à une autre variation de répartition de masse liée à celle-ci. En particulier, ceci suggère qu'aux régions d'altitude positive (par rapport au géoïde) sont associées des anomalies de masse situées dans la croûte ou le manteau supérieur, dans lesquelles la densité est inférieure à la densité moyenne à cette profondeur ; a contrario une accumulation excessive de masse existerait sous les bassins océaniques ; dans les deux cas, ces anomalies de densité sous-jacentes tendent à *compenser* l'effet des masses en surface.



**Fig. 7** : Trois exemples de relation entre anomalie gravimétrique et topographie. Remarquez les différentes échelles utilisées.

- (a) Dorsale médio-atlantique : l'anomalie à l'air libre est petite et varie peu d'un bord à l'autre. Lorsqu'on déduit l'anomalie de Bouguer, celle-ci est fortement positive et d'autant plus que l'océan est plus profond.
- (b) Les Alpes : l'anomalie à l'air libre varie fortement, surtout près des sommets ; l'anomalie de Bouguer est négative et son amplitude augmente avec l'altitude.
- (c) Marge continentale, Sud-Est Australien ; l'anomalie à l'air libre est positive sur la terre émergée et négative sur l'océan ; l'anomalie de Bouguer est de signe opposé à celui de la topographie, et plus prononcée en mer.

La *sismologie* nous apprend que *l'épaisseur de la croûte* terrestre varie considérablement : *fine sous les océans* elle devient *épaisse sous les continents*. Cette science a également démontré que la densité s'accroît brutalement à l'interface croûte-manteau, passant de 2800-2900 kg/m<sup>3</sup> à 3200-3300 kg/m<sup>3</sup>. D'où une explication possible des anomalies de gravité qui seraient liées à cette épaisseur crustale variable ; sous les régions d'altitude élevée, la croûte est plus épaisse et compense la charge en surface, alors que sous les océans l'épaisseur moindre de la croûte implique que les matériaux plus lourds du manteau sont plus proches de la surface. La croûte se comporte généralement comme une *couche rigide* capable de supporter des variations de *contraintes*, mais à une certaine profondeur sous la croûte, le *manteau*, lui, est plus proche d'un *corps plastique* se déformant sous l'effet de contraintes. Des preuves soutenant ces hypothèses ont été fournies par des expériences de laboratoire, par l'observation du *soulèvement post-glaciaire* (résultant de la fonte des glaces depuis la fin de la dernière glaciation), et par le fait que l'aplatissement de la Terre est très proche de ce qu'il serait pour un fluide en rotation déformé par la force centrifuge. En outre, les concepts modernes de la tectonique des plaques requièrent l'existence, à l'intérieur du manteau, d'une région pouvant se déformer sous l'effet de contraintes appliquées à l'échelle des temps géologiques, afin de permettre les mouvements des plaques lithosphériques par rapport au manteau profond.

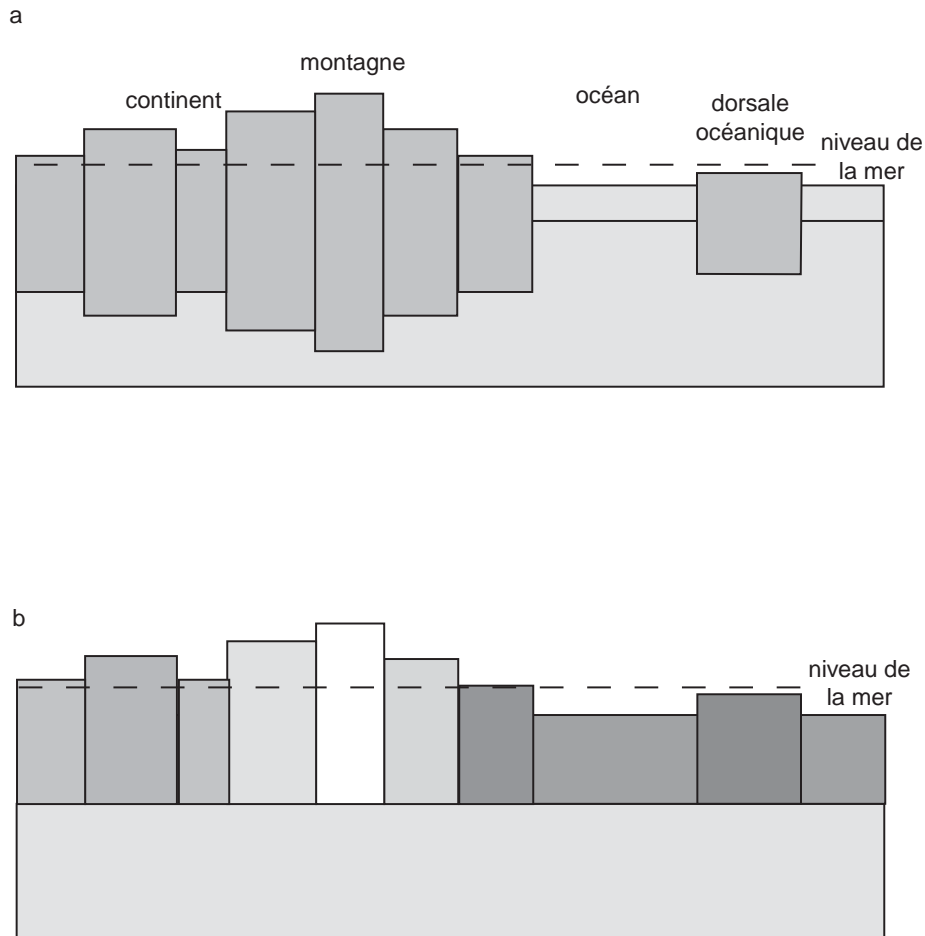
## L'isostasie

Les observations de pesanteur, des mesures sismiques et la réponse rhéologique du manteau militent toutes en faveur de la *théorie de l'isostasie* proposée il y a plus d'un siècle. Il s'agit d'une théorie de compensation de l'effet gravitationnel de la topographie visible. Plusieurs modèles existent qui, à l'origine, voulurent expliquer pourquoi l'attraction gravitationnelle de l'Himalaya est *moindre* que celle que l'on observerait si cette chaîne de montagne était simplement posée sur une croûte et un manteau homogènes. Tout modèle isostatique suppose que la croûte peut être représentée par des *blocs flottant sur un manteau plus dense* ayant les propriétés d'un fluide, chaque compartiment pouvant éventuellement (suivant le modèle) se déplacer verticalement et indépendamment de son voisin. La figure 8 (a) illustre un modèle proposé en 1851 par *G.B. Airy* (1801-1892) pour expliquer les observations en Inde : tous les blocs sont *d'égale densité* mais de *hauteurs différentes* et ils flottent à la manière d'*icebergs*, le bloc le plus haut s'enfonçant aussi le plus profondément dans le manteau ; à une certaine profondeur, égale ou supérieure à celle de la croûte à son épaisseur maximum, *la pression est constante* et, en-dessous, le manteau est en équilibre hydrostatique. L'anomalie de gravité, suivant le modèle d'*Airy*, provient donc de deux sources : l'une est la partie visible des blocs, la topographie, l'autre est formée de la "racine", c'est-à-dire la portion qui se trouve à la place de matériaux plus denses du manteau ; ces deux contributions sont de signes opposés et l'anomalie de gravité résultante est bien plus faible que celle due à la seule partie visible (voir Fig. 7). Au moment même où *Airy* développait son modèle de compensation, *J.H. Pratt* proposait une autre interprétation, satisfaisant aussi au *principe d'isostasie - pression constante à une certaine profondeur*, mais dans laquelle la croûte est supposée être de *densité variable* et formée de compartiments atteignant tous la *même profondeur*, de telle sorte que la densité soit moindre dans les compartiments d'altitude élevée que dans les plus bas (Fig.8(b)).

Le modèle d'*Airy* se fondait sur l'hypothèse qu'une charge topographique provoque un champ de contraintes supérieur à ce que la croûte terrestre peut supporter, entraînant des cassures en compartiments suivant un processus de failles, et que la croûte sous-jacente s'enfonce jusqu'à ce que l'équilibre isostatique soit atteint (équilibre hydrostatique local). Au contraire, *Pratt* suppose que l'orogénèse résulte de l'expansion thermique de la croûte due à des sources de chaleur dans la croûte elle-même ou dans le manteau supérieur.

Bien que ces modèles reposent sur des suppositions non réalistes - comportement fluide du manteau, réponse d'un compartiment à la charge indépendante des blocs voisins, tous deux permettent, de manière surprenante, de bien décrire les variations de la gravité observée, ce qui prouverait que le principe d'isostasie (indépendamment d'un mécanisme l'expliquant), est satisfait sur la plupart de la Terre.





**Fig. 8 :** Deux interprétations du même profil topographique suivant les hypothèses isostatiques de Airy et Pratt.

- (a) Modèle d'Airy : la croûte est d'épaisseur variable mais de densité constante, et est plus épaisse sous les terrains élevés que sous les dépressions - les océans par exemple ; la profondeur de la « racine » est fonction de l'altitude de la topographie.
- (b) Modèle de Pratt, dans lequel la croûte est de densité variable, sa base se trouvant à une profondeur constante. L'altitude de la topographie est ici fonction de la densité de la croûte en un point donné.

Dans les deux modèles, la pression due au poids de la croûte est constante à une certaine profondeur, en des points toujours en-dessous de la croûte la plus profonde.

### **L'origine des anomalies de grande étendue**

Un avantage de l'universalité et de la simplicité de l'hypothèse d'isostasie est qu'il est aisé de soustraire des mesures gravimétriques les effets des accidents topographiques et de leurs racines ; l'observation ainsi corrigée est appelée *anomalie isostatique*. Si les modèles isostatiques traditionnels étaient parfaits, ces anomalies seraient nulles partout. Or il n'en est rien. L'isostasie classique est *insuffisante* pour expliquer les anomalies gravimétriques *globales*, c'est-à-dire de très grande étendue et la seule explication satisfaisante est qu'elles proviennent de *variations de densité non situées dans la croûte*, bien plus profondes ou, pour le moins, non associées directement à la topographie. Ceci est peut être l'apport le plus important qu'ait fait la géodésie spatiale à la géophysique. De ceci deux conclusions, d'ailleurs contradictoires, peuvent être tirées sur la structure et le comportement du manteau.

Une interprétation possible est que le manteau est suffisamment rigide pour supporter élastiquement des variations notables de densité, si bien que le champ gravitationnel observé à présent refléterait des caractères structuraux qui se sont établis dans le passé géologique de la Terre. Les *variations de contraintes* que l'on doit associer aux grandes anomalies atteignent 500 bars, et l'opinion générale des géophysiciens est que de telles valeurs sont *inacceptables* car les matériaux du manteau, soumis à ces variations dans les conditions de température et de pression qui y règnent, ne pourraient subsister et s'écouleraient. Une *preuve* des plus convaincantes que ceci se produirait est fournie par le phénomène de *soulèvement post-glaciaire* au cours duquel le retrait de la charge de glace au Pleistocène inférieur, par fonte de celle-ci, provoqua un lent rebondissement de la croûte terrestre initialement déprimée, ainsi que la fluidité du manteau en réponse à la variation de contrainte enregistrée qui, pourtant, ne pouvait excéder quelques dizaines de bars.

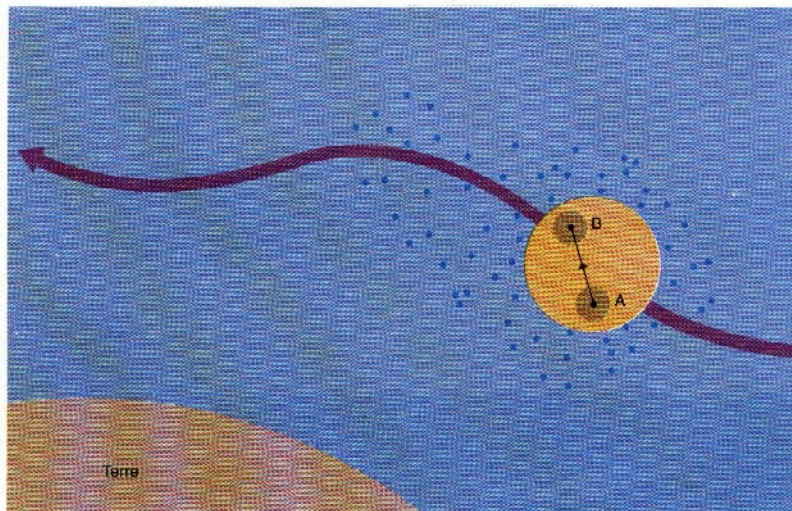
L'autre possibilité est que les anomalies de gravité sont associées à une *convection dans le manteau*, les inégalités de densité, à une même profondeur, étant le fait de *variations de la température*. Cette interprétation est à présent *universellement acceptée* par les géophysiciens ; elle se trouve confirmée de manière éclatante par la grande corrélation qui existe entre les anomalies de gravité et les traces, à la surface terrestre, de la *tectonique des plaques*, autrement dit les *frontières* de celles-ci. Les zones majeures de *subduction* entourant l'océan Pacifique sont toutes associées à des variations importantes de gravité, à grande échelle ; les régions de *collision* des plaques Africaine et Indienne avec la plaque Eurasienne sont aussi le siège d'anomalies gravimétriques positives, quoique de moindre amplitude, de même que certaines parties des rides, ou *dorsales médio-océaniques* comme on le constate au Groënland et aux îles Açores dans l'Atlantique Nord. Les anomalies négatives, elles, sont en général présentes dans les *bassins océaniques* et sur les *boucliers continentaux*.

Ces anomalies à grande échelle de la gravité ne sont pas complètement expliquées, mais elles indiquent clairement qu'il y a relation entre elles et la structure du manteau. La question principale n'est plus maintenant de statuer sur l'existence de la convection, mais les problèmes ouverts concernent plutôt la *taille des cellules*, la *profondeur* à laquelle se produisent les mouvements convectifs, les *mécanismes* qui en sont responsables et leurs *périodicités éventuelles* (ou leur *nature chaotique*). Les réponses à ces questions sont encore sujettes à spéculation, mais la gravimétrie et de nouvelles expériences spatiales apporteront sans doute une contribution notable dans la compréhension de ces phénomènes.

## DES PROJETS FUTURS

La précision des modèles de géopotential est très inégale suivant la région considérée et dépend de l'échelle à laquelle on l'examine. Les plus grandes longueurs d'onde (2 000 à 10 000 km) sont sans doute connues avec une précision de quelques centimètres à quelques décimètres et cette précision provient surtout de l'analyse des perturbations orbitales de satellites. En-deçà (longueurs d'onde de 20 à 2 000 km), l'apport de l'information est plus divisé, et l'imprécision, de nos jours, a pour responsable un manque d'observations gravimétriques sur les terres émergées (hautes montagnes, Antarctique, forêt équatoriale,...), dû à des difficultés d'accès sur le terrain, ou à une classification exercée par certains pays sur leur territoire pour des raisons diverses. De nouvelles méthodes spatiales sont à l'étude et devraient déboucher sur des satellites spécialisés au début ou vers le milieu de la prochaine décennie. Le premier concept : la *poursuite de satellite par satellite (s)*, étudié par la NASA depuis 1975 (et retenu en ce moment sous le nom de GRACE - projet en collaboration USA-Allemagne-France), consiste à mesurer la vitesse radiale entre deux satellites co-orbitant avec une précision de l'ordre du micron par seconde et d'en déduire les différences relatives de potentiel de gravitation. Il sera précédé par la lancement, en 1999, du satellite CHAMP (coopération Allemagne-France) qui sera poursuivi par la constellation du GPS pour fournir un modèle de géopotential de qualité déjà améliorée. Le second fait aussi l'objet de développements aux USA, en France depuis 1982, et à l'Agence Spatiale Européenne (projet GOCE) : c'est la *gradiométrie spatiale* (Fig. 9) qui consiste à mesurer les dérivées du champ de gravité à bord d'un satellite. Dans tous les cas, l'altitude de la trajectoire doit être la plus faible possible pour accroître la finesse de détection des anomalies de gravité, ce qui requiert pour certains de ces projets - surtout si l'on désire voler en-dessous de 300 km, un système de compensation de traînée de manière à assurer une durée de vie suffisante. Cette approche devrait permettre une cartographie

complète des anomalies de gravité avec une précision de quelques  $10^{-5} \text{ ms}^{-2}$  (1 mgal) à la résolution de 100 km.



**Fig. 9 :** Le géopotentiel déterminé par gradiométrie spatiale. La cartographie des fines variations du potentiel terrestre peut s'obtenir à partir de mesures, à bord d'un seul satellite, des gradients de la gravité (dans trois directions) - c'est-à-dire des dérivées secondes du potentiel de gravitation.

A l'intérieur du satellite, des accéléromètres ultrasensibles mesurent la gravité en A et en B, et restituent - l'appareil s'appelle un gradiomètre - le gradient de gravité dans la direction AB. Une telle quantité est une accélération par unité de longueur, et s'exprime en  $\text{m/s}^2/\text{s}$ , autrement dit en  $1/\text{s}^2$ . L'unité couramment employée est l'Eötvös et vaut  $1\text{E} = 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ . La sensibilité recherchée pour un satellite orbitant à 250 km d'altitude autour de la surface terrestre est de  $10^{-2}$  à  $10^{-3} \text{ E}$ , ce qui représente une prouesse technologique remarquable.

Des mesures avec la sensibilité et la précision précitées peuvent se faire par un gradiomètre constitué de plusieurs accéléromètres (par exemple, six ou huit) à détecteurs capacitifs, dérivés du micro-accéromètre Cactus qui vola durant plus de trois ans sur le satellite français Castor pour étudier la haute atmosphère terrestre et la pression de radiation solaire. Le projet GOCE actuellement à l'étude, pourrait se réaliser dans un cadre européen à partir de 2005. De nouveaux accéléromètres cubiques, adaptés à ce genre de mission, ont été développés à l'ONERA (France) ; ils voleront préalablement sur le satellite CHAMP (et peut-être sur les deux satellites de la mission GRACE) et constitueront le coeur de l'instrument.

On en attend des progrès spectaculaires dans toutes les disciplines des Sciences de la Terre : meilleure compréhension des phénomènes de support des charges topographiques en milieu continental (isostasie), étude systématique des grands bassins sédimentaires, modélisation de la convection thermique à moyenne échelle ; en océanographie, séparation du niveau des mers et du géoïde par utilisation conjointe de l'altimétrie, étude des courants et des variations saisonnières ; enfin amélioration d'au moins un ordre de grandeur dans la restitution des trajectoires de satellites, quels qu'ils soient, pour toutes les applications.

## **BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE**

### **Articles et ouvrages de vulgarisation**

BALMINO G., La Forme de la Terre, Pulsar, Revue de la S.A.P., N° 656, N° 657, 1986.

CAZENAVE A., G. BALMINO, La gravité de la Terre, La Recherche, n° 176, vol. 17, pp. 438-447, 1986.

CAZENAVE A., K. FEIGL, Forme et Mouvements de la Terre, Satellites et Géodésie, Belin Ed., CNRS Editions, 1994.

LAMBECK K., F. BARLIER, Ce que raconte la gravité, Science Progrès Découverte, n° 3438, pp. 24-33, 1971.

KOVALEVSKY J., La figure de la Terre à l'ère spatiale, La Vie des Sciences - Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences tome 3, n° 4, pp. 399-420, 1986.

### **Traité**

HEISKANEN W.A., H. MORITZ, Physical Geodesy, W.H. Freeman & Co., Ed., San Francisco, 1967.

KAULA W.M., Theory of Satellite Geodesy, Blaisell Pub. Co., Waltham (Mass.), 1966.

LEVALLOIS J.J., J. KOVALEVSKY, Géodésie Générale, 4 tomes, Collection Scientifique de l'Institut Géographique National, Eyrolles, Paris (France), 1970.