

ANNEXE III

LE GÉOÏDE

par Michel LARUE

Le géoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur. En théorie, la forme du géoïde et l'ensemble des valeurs de la gravité forment deux représentations mathématiquement équivalentes et complètes d'une même réalité physique : le champ gravifique. La forme du géoïde est exprimée en hauteur par rapport à une surface géométrique simple de référence, un ellipsoïde. Elle a été, à l'origine, connue par la direction de la verticale, qui est, par définition, celle du vecteur champ perpendiculaire en chaque point à une surface équipotentielle, en particulier au géoïde. Ce dernier a donc été d'abord défini par une série de plans tangents. Ensuite, la forme du géoïde a été calculée à partir des valeurs de la gravité, par utilisation de l'intégrale de Stokes. Mais cette dernière suppose connue la gravité sur

l'ensemble de la terre, ce qui est loin d'être le cas, notamment dans les zones océaniques. C'est avec l'ère spatiale, par l'étude des trajectoires des satellites, que le géoïde a commencé à être mieux connu et notamment précisé dans les zones jusqu'alors vierges. (SMITHSONIAN INSTITUTION, 1966 ; RAPP, 1968). Ce modèle n'a, depuis, cessé de s'affiner (GAPOSCHKIN and LAMBECK, 1971 ; GAPOSCHKIN, 1974 ; LERCH *et al.*, 1974, 1977...).

Si les données de gravimétrie marine, quand la couverture était suffisante, ont fourni des modèles régionaux, ce sont les projets SKYLAB, GEOS 2 puis surtout GEOS 3 et ultérieurement SEASAT, qui ont permis la mesure directe par radar de la distance entre le satellite et la surface de la mer. Or, celle-ci est une matérialisation du géoïde, aux effets océanographiques près, tels que les courants. La connaissance de la trajectoire du satellite permet de déterminer la forme de la surface de la mer et donc celle du géoïde. Les caractéristiques du projet GEOS 3 (STANLEY, 1979) sont :

- la distance satellite- océan est mesurée au radar avec une précision de 20 ou 50 cm selon le mode, à un rythme d'une mesure par seconde, intégrant une surface au sol de 13×7 km,
- les détails de la construction du géoïde sont donnés par RAPP (1979),
- la précision estimée est de l'ordre de 1 m (BALMINO *et al.*, 1979).

Les résultats ont été comparés aux géoïdes gravimétriques sur les zones où coïncidaient les deux types de données par CHAPMAN et TALWANI (1979). Ces derniers en tirent un certain nombre de conclusions :

- 1 - Il existe des différences de niveau absolu qui peuvent atteindre 13 mètres.
- 2 - Il persiste des gradients dont les effets ajoutés aux différences de niveaux absolus évoqués ci-dessus conduisent à des différences de 25 mètres, intéressant des longueurs d'ondes de plusieurs milliers de kilomètres. Ces erreurs sont supposées dues à des incertitudes d'orbites, d'échelles, de corrections atmosphériques ou de mesures.
- 3 - Les différences les plus intéressantes entre les géoïdes gravimétriques et altimétriques concernent les courtes longueurs d'onde (inférieures à 200 km). Ces différences peuvent atteindre 10 mètres comme sur les fosses de l'ouest Pacifique. Leur position confirme qu'elles sont significatives de la structure géologique. Ces différences résultent du processus d'élaboration des géoïdes gravimétriques qui utilise la moyenne, par degré carré au mieux, de l'anomalie à l'air libre, opérant un filtrage passe bas, que ne subit pas la mesure d'altimétrie.

Ceci nous autorise à utiliser le géoïde altimétrique à des fins géologiques pour les moyennes longueurs d'onde. Il reste à préciser comment "lire" une carte du géoïde.

La relation entre la structure superficielle et la forme du géoïde peut être quantifiée. Sans entrer dans le détail des calculs, on doit se rappeler qu'il est possible, en milieu océanique, d'établir une relation entre les transformées de Fourier de la gravimétrie et de la morphologie (MC KENZIE and BOWIN, 1976). CHAPMAN (1979) a calculé qu'on passait de la transformée de Fourier de l'anomalie du géoïde à celle de la gravimétrie par une fonction de transfert de type $S(K) = \frac{A}{K}$ où A est une constante et K le

nombre d'onde en radians / km. Par conséquent, il existe une relation entre la transformée de Fourier de l'anomalie du géoïde et celle de la morphologie. Cette relation indique qu'une topographie équilibrée isostatiquement provoque des ondulations du géoïde de même longueur d'onde que les siennes, mais d'amplitude décroissante avec le nombre d'onde. Le géoïde détecte par conséquent mieux les phénomènes à grande longueur d'onde et la gravimétrie ceux de petite longueur d'onde. Comme les coefficients de l'équation sont réels il n'y a pas de déphasage entre l'anomalie du géoïde et la répartition des masses qui lui donne naissance.

Si on estime l'incertitude sur le géoïde à 1 mètre et celle sur l'anomalie gravimétrique à 10 mgal, CHAPMAN et TALWANI (1979) placent la frontière d'efficacité à une longueur d'onde de 600 km. En deçà c'est plutôt le domaine de la gravimétrie, au-delà celui exclusif du géoïde.

Ces remarques justifient une analyse de la forme du géoïde en des termes géologiques dans les limites précisées ci-dessus, à savoir : ne pas interpréter les niveaux absolus ni les anomalies de très grande longueur d'onde, ce qui n'est pas le propos de cet article. L'intérêt d'étudier le géoïde, au stade encore préliminaire de cette étude, réside surtout dans la possibilité d'étendre, par comparaison, les conclusions déduites de l'étude de profils en mer, aux zones sur lesquelles, seul le géoïde est connu.

Les premiers géoïdes publiés montrent qu'une anomalie de forte amplitude surmonte la Nouvelle-Guinée. L'amélioration des modèles et l'augmentation du degré du développement en harmoniques sphériques ont permis de mettre en évidence une excroissance vers le sud-est de cette anomalie et de préciser que celle-ci forme une bosse au-dessus du plateau Nord-Fidjien. Cette anomalie s'étend aussi vers le nord où elle suit la limite de la plaque Pacifique. Au niveau global, diverses explications ont été avancées, citons l'observation de la corrélation des maxima avec la ceinture circumpacifique ainsi qu'avec les zones d'expansion tandis que les minima sont associés aux bassins océaniques (KAULA, 1972).

D'autres auteurs (GOUGH, 1977 ; KAULA, 1972) tentent de relier la forme du géoïde au régime de convection dans le manteau, tandis que LAMBECK (1976) calcule des anomalies latérales de densité en profondeur, à cause de la longueur d'onde de ces anomalies. Toutefois, l'expression en développement, en harmonique sphérique du potentiel, avec une nécessaire limitation à un certain degré, agit comme un filtre passe bas sur le signal du géoïde. BALMINO (1972) tentant d'exprimer les anomalies du géoïde de GAPOCHKIN et LAMBECK (1971) par un ensemble économique de points masses, a trouvé que la profondeur exigeant le plus petit nombre de points était à 1300 km. Or, le géoïde avait été développé jusqu'à l'ordre 16 donnant une résolution de demi longueur d'onde de 11° . Nous pensons qu'il y a là un biais de la méthode. Le géoïde altimétrique (voir chap. VIII, Fig. VIII-26 et 27) montre qu'il existe une énergie importante dans les hautes fréquences qui justifierait un réexamen du problème suivant : une anomalie de grande longueur d'onde peut-elle avoir une cause superficielle étendue ?

A partir du géoïde altimétrique, RAPP (1979) a calculé des anomalies à l'air libre, moyennées par degré carré. (voir Fig. VIII-25). Différentes techniques peuvent être utilisées pour une telle inversion, soit l'utilisation de l'équation de Stokes, soit le passage par les transformées de Fourier, soit la technique de collocations par moindre carré. Ces différentes méthodes ont été discutées par RUMMEL et RAPP (1977). Pour l'établissement de la figure VIII-25 (voir chap. VIII), c'est la dernière méthode qui a été employée. Elle dispense d'étendre l'étude à l'ensemble de la terre. L'incertitude estimée par l'auteur est inférieure à 12 mgal. Il est permis de se demander si l'aspect local de la méthode qui constitue son principal avantage, n'agit pas comme un filtre passe haut, masquant les grandes longueurs d'onde qui ne se retrouveraient pas dans les anomalies à l'air libre.

Manuscrit remis en février 1980
Manuscrit révisé en janvier 1981