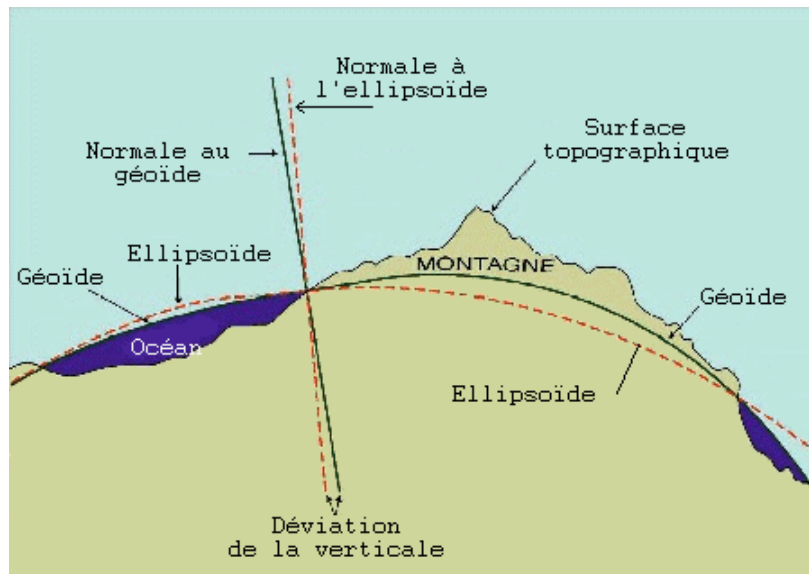


Gravimétrie et géodésie

D'après la loi d'attraction universelle de Newton, le champ gravitationnel (ou gravité) causé par une masse m situé en O en un point A vaut Gm/OA^2 , avec $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1}\text{m}^3\text{s}^{-2}$ la constante de gravitation universelle, et est dirigé vers la masse attractrice. L'unité de la gravité est le m/s^2 ($1 \text{ m/s}^2 = 1 \text{ N/kg}$). Le potentiel gravitationnel correspondant est $-Gm/OA$ (à une constante additive près ; ici, on a choisi de prendre l'énergie potentielle nulle à l'infini).

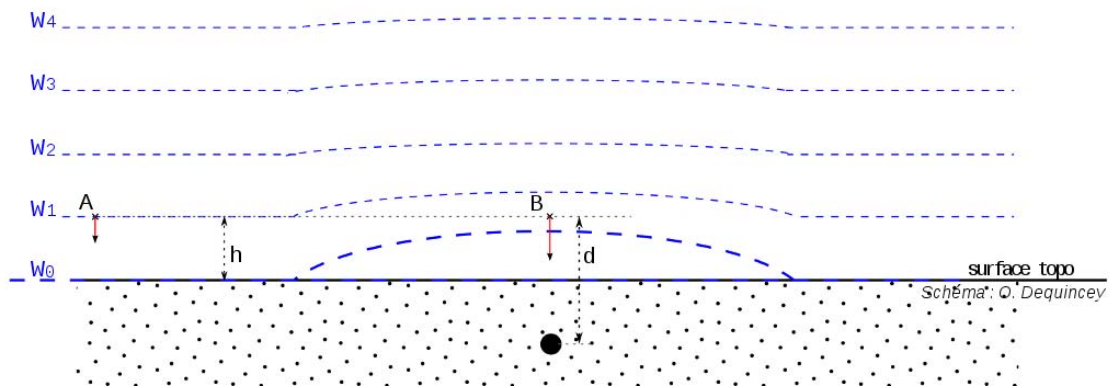
La gravité g en un point de la Terre, que l'on mesure avec un **gravimètre** (un appareil muni d'une masse accrochée à un ressort), est la résultante des champs gravitationnels de tous ses constituants, à toutes les profondeurs.

Si on suppose que la Terre a une symétrie sphérique, alors un théorème (dû à Gauss) affirme que la gravité totale est la même que celle que causerait une masse ponctuelle concentrant toute la masse de la Terre ($6 \times 10^{24} \text{ kg}$) située au centre de celle-ci. Ainsi, si la Terre avait une symétrie sphérique, les équipotentielles (surfaces regroupant les points de même potentiel gravitationnel) seraient des sphères concentriques et la surface de notre planète serait elle-même une équipotentielle.



Or, la **géodésie**, la science qui étudie la forme de la Terre, nous enseigne que la Terre n'est pas *rigoureusement* à symétrie sphérique. Sa **surface topographique** (la surface de la Terre solide) varie suivant que l'on est en domaine océanique ou continental. La surface libre des océans, qui est une équipotentielle appelée **géoïde**, n'est pas non plus sphérique. Elle est approximée par un globe aplati aux pôles appelé **ellipsoïde**, d'un rayon de 6378 km à l'équateur et 6357 km aux pôles. Cette forme est due à la rotation de la Terre.

A partir du modèle idéalisé de l'ellipsoïde, on peut calculer la valeur théorique de la gravité en tout point de la surface de la Terre. On trouve $g = 9,83 \text{ m/s}^2$ aux pôles et $g = 9,78 \text{ m/s}^2$ à l'équateur. Quand la valeur mesurée diffère de la valeur théorique, on a un indice que la distribution des masses réelle est différente de celle supposée par le modèle idéalisé.



Par exemple, si, comme sur la figure, on a un *excès* de masse dans le sous-sol, ou si la surface topographique est au-dessus de l'ellipsoïde de référence, il y a plus de matière à proximité du point B que dans le modèle théorique. La gravité mesurée en B sera alors (légèrement) plus forte que sa valeur théorique. Le potentiel gravitationnel sera abaissé (si on garde la référence « potentiel nul à l'infini »), de sorte que les équipotentiels sont localement soulevés à l'aplomb de cet excès. Inversement, un *déficit* de masse entraîne une gravité plus faible et un enfoncement des équipotentiels.