DEUXIEME PARTIE

Etude des références verticales

« Il n'existe dans ce monde rien d'absolu, rien de fixe, en mal ou en bien ».
Eugène Sue [1804-1857]. (Latréaumont, 1837).

V. Les références verticales proches d'un marégraphe

Nous avons vu dans la première partie que, faute d'une référence altimétrique stable de façon « absolue », toute tentative de détermination précise des variations eustatiques à partir des enregistrements marégraphiques est incertaine. En revanche, les fluctuations du niveau de la mer peuvent être étudiées de manière satisfaisante par rapport à une référence relative si leur amplitude est grande par rapport aux mouvements de la référence. C'est le cas, par exemple, de l'étude de la marée océanique en un lieu par les données traditionnelles de marégraphie.

L'objet de ce chapitre est d'examiner successivement les références verticales qui sont accessibles à proximité d'un marégraphe. Pour chacune, nous essayons de dégager les caractéristiques et l'intérêt, notamment dans l'optique du problème qui nous préoccupe. Les relations qui les lient sont brièvement présentées ensuite. Avant d'aborder le panorama prévu, il convient toutefois de rappeler quelques concepts généraux sur les systèmes de référence. A cet égard, rappelons que la géodésie a justement pour vocation l'établissement de tels systèmes, ou référentiels, qui servent de fondement à la description de la forme et des dimensions de la Terre. Ces référentiels portent les attributs tacites de terrestre et géodésique.

La géodésie s'attache donc en particulier à définir l'ensemble des éléments qui constituent le système de référence le plus adapté à situer certains objets d'intérêt. Parmi les éléments de base d'un référentiel géodésique, nous trouvons déjà ceux qui définissent un repère affine cartésien orthogonal, à savoir, les caractéristiques de la base vectorielle: origine, orientation et norme. On considère en général que l'espace est isotrope; les vecteurs sont donc de même longueur, proche de l'unité du Système International. En outre, les géodésiens élaborent des modèles mathématiques de Terre, plus ou moins complexes, de nature géométrique ou physique, qui servent à décrire la forme de l'environnement dans lequel nous vivons, le champ de pesanteur terrestre et les paramètres de rotation de notre planète.

La diversité des systèmes de référence provient des besoins variés des utilisateurs et de l'évolution des connaissances dans le domaine de la géodésie et des disciplines associées des sciences de la terre. On distingue trois classes de références géodésiques: horizontales, verticales, et globales ou tridimensionnelles. La distinction a une origine historique, liée à l'évolution des techniques de mesure. Le lecteur intéressé par ces aspects historiques pourra se référer avec bonheur à l'ouvrage de J.J. Levallois [1988] : « *Mesurer la Terre. 300 ans de géodésie française* ». Face aux définitions idéales, de nombreuses réalisations pratiques, plus ou moins exactes, sont possibles. Deux catégories de réalisations peuvent au moins être envisagées:

• l'établissement de points avec leurs coordonnées exprimées dans le système en question. C'est le cas notamment des réseaux nationaux de nivellement de précision. Les repères matériels d'un tel réseau servent par ailleurs d'appui à de nouveaux points qui viennent densifier la réalisation du système géodésique. C'est aussi le cas des éphémérides d'un satellite qui fournissent les positions successives d'un point dans le temps.

• la mise en oeuvre d'un ensemble d'éléments conventionnels qui définissent un processus de détermination de coordonnées de points dans le référentiel considéré. C'est le cas, par exemple, des algorithmes de passage d'un système de référence à un autre.

Notre intérêt se portant sur la composante verticale, nous ne développerons pas les aspects propres aux références horizontales dans cet exposé. La notion de verticale est intimement liée à la pesanteur terrestre. En effet, la verticale en un lieu suit la direction du fil à plomb, autrement dit, la direction de la ligne de force du champ de pesanteur. Un plan horizontal se définit alors perpendiculairement à la verticale. Aussi, la hauteur est une grandeur ayant la dimension d'une longueur suivant la direction de la verticale. Elle suppose l'adoption d'un plan de comparaison horizontal pour la détermination de ses valeurs.

Le Petit Robert [1991] distingue une hauteur relative d'une hauteur absolue suivant le plan de comparaison qui est choisi. A titre d'illustration, ce dictionnaire donne l'exemple de la hauteur relative d'une montagne par rapport au sol où elle s'élève, et de sa hauteur absolue par rapport au niveau moyen de la mer. Le géodésien préfère toutefois parler d'altitude lorsque le plan horizontal de comparaison est lié au niveau moyen de la mer, mais ce terme d'altitude renferme d'autres notions physiques que nous aborderons plus loin. L'intérêt de reprendre cette définition est de souligner l'idée subjective, et donc quelque peu relative, de l'emploi du terme absolu. D'où, la nécessité de spécifier le caractère absolu du système de référence vertical qui convient à chaque problème.

Les éléments que l'on souhaite a priori voir allouer du caractère « absolu » sont la stabilité du système et son étendue. On recherche en effet un référentiel universel, de façon à permettre l'accès à celui-ci en tout point du globe, et une stabilité totale, de sorte que tout mouvement géophysique d'un point du système géodésique puisse être déterminé sans ambiguïté. A cet égard, le niveau moyen de la mer est une grandeur qui peut difficilement être considérée comme stable. Nous avons vu dans la première partie du mémoire sa grande variabilité dans l'espace et dans le temps, même à l'échelle séculaire. Par ailleurs, ceux sont justement les changements à long terme du niveau de la mer que nous essayons d'estimer.

Le caractère absolu est un concept idéal, inaccessible a priori. En pratique, on se définit un degré d'imperfection du caractère absolu au dessous duquel le système est considéré comme tel (absolu). La définition s'effectue en relation avec l'application visée. Dans notre cas, un niveau d'instabilité acceptable du référentiel serait d'au plus 10% de l'amplitude des signaux à long terme que l'on cherche à déterminer. Au cours de l'étude, nous essaierons de voir si cette contrainte est effectivement réalisable.

V.1. La référence du marégraphe

La première partie du mémoire nous ayant fortement familiarisée avec cette référence, nous ne nous attarderons pas plus longuement dessus. Rappelons simplement qu'un marégraphe présente typiquement deux références verticales.

• L'une est propre à l'instrument de mesure. Elle est désignée dans le chapitre III comme la référence instrumentale ou la référence interne du marégraphe. Elle correspond au plan horizontal virtuel de l'indication zéro de l'appareil. Les mesures brutes du marégraphe s'y réfèrent.

• L'autre est étroitement liée à un point matériel de la surface terrestre, le repère de marée. Elle est de ce fait externe et indépendante de l'appareil de mesure, et par suite de ses dérives potentielles que l'on ne peut ignorer lorsque l'on cherche à déterminer une variation aussi ténue et lente que celle du signal eustatique. Ce plan horizontal de référence est choisi arbitrairement sous le repère de marée de façon à satisfaire les utilisateurs premiers, à savoir les gestionnaires de l'observatoire. Les choix sont variés. La référence du marégraphe coïncide parfois avec le niveau moyen de la mer sur une période donnée, parfois avec la surface zéro du réseau national de nivellement de précision, etc. Mais il peut s'agir aussi d'un plan horizontal quelconque, dont la seule motivation dans sa définition est d'assurer des valeurs toujours positives du niveau marin.

Le lien entre le zéro des indications du marégraphe et le repère de marée s'établit dans le cadre d'une opération d'étalonnage. En somme, la référence du marégraphe est d'étendue locale, à caractère géométrique, et relative à l'écorce terrestre sur laquelle repose l'observatoire.

V.2. Le géoïde

Le champ de pesanteur terrestre s'exprime avantageusement sous la forme d'un gradient de potentiel. Il est alors possible de définir des surfaces abstraites d'égale valeur du potentiel de pesanteur. Le géoïde est en l'occurrence une surface équipotentielle idéale créée par le champ de pesanteur terrestre. La surface de la mer coïnciderait avec le géoïde si les conditions d'homogénéité et de repos de l'océan et de l'atmosphère étaient parfaites, d'une part, et si aucun effet d'origine astronomique ne venait perturber son équilibre, d'autre part. Le géoïde est par conséquent une surface de niveau particulière, définie d'un point de vue statique, où tous les points appartenant à celle-ci ont un potentiel constant théorique W_0. En outre, tout point de cette surface est orthogonal aux lignes de force engendrées par le champ de pesanteur terrestre.

Le géoïde présente de fait une surface géométrique fort complexe, non seulement à cause des effets de la rotation de la Terre autour de son axe d'inertie ou des effets permanents de la marée, mais surtout en raison des irrégularités dans la distribution des masses à l'intérieur de la Terre. Aussi, la forme du géoïde est sphéroïdale avec des ondulations qui peuvent atteindre jusqu'à cent mètres par rapport à une forme moyenne régulière, représentée par un ellipsoïde de révolution. La distribution irrégulière des masses à l'intérieur de la Terre explique aussi pourquoi l'écart entre les surfaces équipotentielles varie d'un lieu à l'autre. Lorsqu'elles se rapprochent, l'intensité du champ de pesanteur augmente, puisque la pesanteur dérive du potentiel. Lorsqu'elles s'éloignent, la valeur diminue. Notons que la pesanteur n'est a priori pas constante sur une surface équipotentielle.

La première approche du géoïde a longtemps été réalisée à travers l'observation de la surface océanique. Le niveau moyen de la mer diffère peu du géoïde. Les écarts sont

typiquement décimétriques, parfois métriques. Ils sont dus aux effets de nature systématique qui sont produits par un monde réel où les conditions idéales évoquées auparavant ne s'appliquent pas. Les effets systématiques ne sont pas identiques d'un lieu à l'autre, ni d'une époque à l'autre en un même site. Dès lors, de nombreuses réalisations du géoïde ont vu le jour, s'appuyant sur les mesures de marégraphie. Notons au passage que la grandeur séparant la surface moyenne de la mer du géoïde porte le nom de *topographie dynamique de l'océan*.

Outre la marégraphie, de nombreux autres moyens techniques permettent aujourd'hui d'accéder au géoïde. Ils offrent chacun leur variété de réalisations possibles. L'altimétrie spatiale représente par exemple une source moderne de données qui contribue à élaborer des géoïdes marins et, par suite, à réaliser un géoïde mondial. Sur les terres émergées, nous disposons des techniques traditionnelles de nivellement et, plus récentes, de gravimétrie absolue. D'un point de vue plus global, les systèmes spatiaux de positionnement fournissent leurs lots d'informations par l'étude des trajectoires de satellites artificiels. Les satellites bas sont en effet affectés par les irrégularités du potentiel de gravitation terrestre.

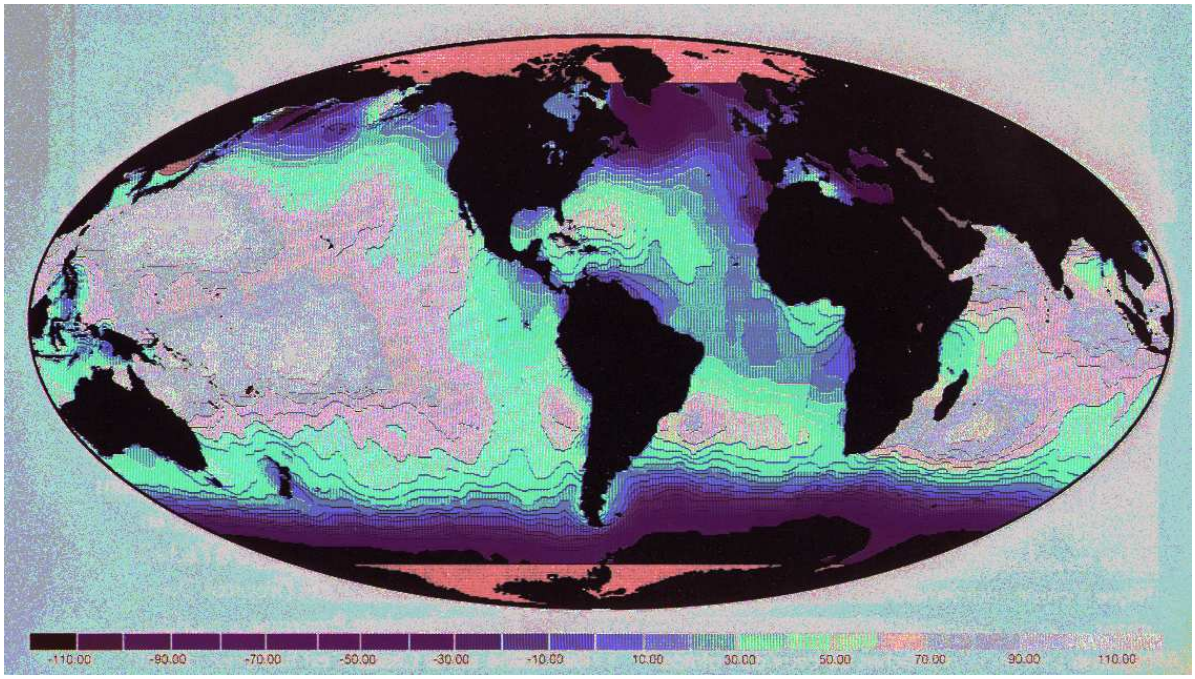
L'expression mathématique d'un modèle de géoïde dépend des observations employées et de l'approche idéale adoptée pour le réaliser. Une première approche est de se donner un réseau de points appartenant à la surface équipotentielle géoïdale, ou dont on connaît l'écart à cette surface. Les méthodes d'interpolation plus ou moins sophistiquées permettent alors d'établir une carte de géoïde en courbes de niveau, par exemple, ou encore, une grille de géoïde. Une deuxième approche est d'adopter une valeur constante W_0 du potentiel de pesanteur et d'utiliser un modèle physique du potentiel terrestre, développé en harmoniques sphériques par exemple. Les paramètres du modèle de géoïde choisi sont estimés à partir des observations. La plupart du temps, on emploie plusieurs types d'observation, car chaque technique est sensible à des longueurs d'ondes privilégiées du champ de pesanteur. L'exercice de combinaison des jeux de données hétérogènes est néanmoins un travail complexe et délicat. Le modèle de géoïde mondial OSU91-A [Rapp et al, 1991] est un modèle en harmoniques sphériques, développé jusqu'au degré et ordre 360, qui a été déterminé à partir de l'analyse des perturbations des trajectoires de nombreux satellites, d'une grille mondiale de données gravimétriques, des données d'altimétrie spatiale de GEOSAT, et d'un modèle numérique de terrain mondial.

L'intérêt du géoïde est incontestable, aussi bien pour des applications géodésiques que dans certains domaines de la géophysique et de l'océanographie. L'étude des écarts entre le niveau moyen de la mer et le géoïde, autrement dit la topographie dynamique de la mer, apporte des indices précieux sur les phénomènes responsables de ces écarts [Le Provost, 1990]. Par ailleurs, la référence physique idéale des équations hydrostatiques et hydrodynamiques développées par les océanographes est le géoïde. Aussi, une bonne connaissance du géoïde permet d'étudier la circulation océanique générale de surface avec des données précises d'altimétrie spatiale. La figure 68 illustre l'utilisation du modèle de géoïde mondial « OSU91-A » pour obtenir la topographie dynamique de l'océan. L'image révèle la plupart des courants océaniques de surface que nous connaissons déjà par les observations in situ. Elle donne en outre une idée de l'ordre de grandeur des écarts de la topographique dynamique par rapport au géoïde. L'amplitude varie entre -110 cm et +110 cm.

Toutefois, l'intérêt du géoïde est limité dans le cadre de notre problème car il présente des variations temporelles liées non seulement aux marées, mais surtout aux phénomènes épirogéniques et eustatiques que nous essayons justement de détecter. L'effet périodique des marées est retiré dans les modèles de géoïde. Par contre, la composante permanente de la marée luni-solaire peut être traitée de façon différente d'un modèle à l'autre. Quelquefois elle est conservée, d'autres fois elle est corrigée, et parfois elle est corrigée en gardant la déformation qu'elle engendre sur la figure de la Terre. Ainsi, la manière de traiter la marée

permanente définit des classes différentes de géoïde. En ce qui concerne les autres phénomènes de variation du géoïde, ils sont associés à des transports de masse en surface ou en profondeur à plus long terme. Ekman [1992] observe que les résultats récents issus des mesures de gravimétrie attestent des variations de l'ordre de 0.4 mm/an dans les régions scandinaves, aujourd'hui affectées par le rebond postglaciaire. Il indique aussi que ces variations seraient toujours inférieures à 0.8 mm/an. Considérant les changements à long terme, les réalisations du géoïde doivent en toute rigueur être associées à une date de référence, en accord avec les observations utilisées.

Figure 68 : Topographie dynamique de la mer obtenue à partir des observations du satellite TOPEX/POSEIDON entre octobre 1992 et juillet 1993 (en cm). Données extraites d'une image du serveur internet de CLS, Groupe d'Océanographie Spatiale du CNES, Toulouse, France.



V.3. La surface d'altitude zéro d'un réseau de nivellement

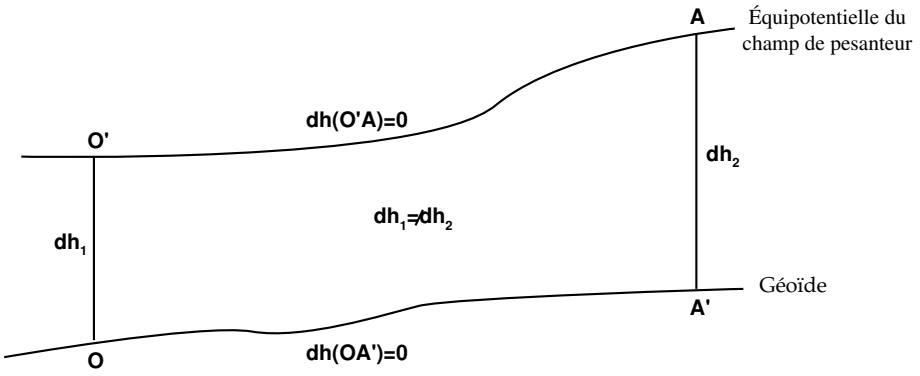
Un réseau de nivellement est la réalisation pratique et matérielle d'un système de référence d'altitude. Il convient de rappeler les éléments principaux qui définissent un tel système, à savoir:

- le type d'altitude. Au moins trois types d'altitudes sont envisageables: dynamique, orthométrique, et normale.
- la surface de référence des altitudes. En théorie, c'est le géoïde, mais plus généralement il s'agit de la surface de niveau d'altitude arbitraire nulle qui passe par un point donné proche du niveau moyen de la mer.

Le besoin d'un type d'altitude provient de l'espacement variable des équipotentielles du champ de pesanteur. En effet, la dénivelée entre deux points de surfaces de niveau différentes dépend du chemin suivi. La figure 69 illustre ce propos. La dénivelée du point O au point A peut être déterminée a priori par le chemin (OO'A) ou par le chemin (OA'A). Le résultat n'est pourtant pas identique. Afin de pallier à cet inconvénient, on a doté l'altitude d'une dimension physique en introduisant la notion de travail effectué par l'unité de masse contre la pesanteur, soit:

$$W_{OA} = \int_{O}^{A} g \cdot dh \qquad \textbf{(E.V.1)}$$

Figure 69 : Incidence de l'espacement des surfaces équipotentielles sur les résultats des mesures de dénivelées.



La relation (E.V.1) défini les cotes géopotentielles. Ce type particulier d'altitudes, dont le traitement s'avère parfois pratique, présente toutefois l'inconvénient de fournir des résultats dans une dimension autre que celle de la longueur. Aussi, les divers types d'altitudes cités précédemment divisent la quantité W_{OA} par une valeur conventionnelle de l'accélération de pesanteur {g}. Le choix de {g} définit en outre le type d'altitude.

La surface de référence souhaitée devant approcher au mieux le concept abstrait de géoïde, on a souvent choisi d'affecter l'altitude zéro à la moyenne du niveau de la mer calculée sur un intervalle de temps, le plus long possible, à partir des enregistrements d'un marégraphe, établi en un point de la côte. Le niveau moyen de la mer ainsi déterminé est matérialisé par l'altitude d'un repère, appelé point fondamental ou zéro du nivellement. Cette altitude correspond à la hauteur du repère fondamental au-dessus du niveau moyen de la mer, choisi conventionnellement en un lieu, sur une période donnée. Les altitudes de l'ensemble des repères du réseau de nivellement se réfèrent alors de proche en proche, par techniques de nivellement, à ce point origine du système d'altitude.

En France, trois réseaux de nivellement ont matérialisé successivement le système d'altitude de la métropole. Le premier fut engagé par Paul-Adrien Bourdaloue [1798-1868]. I1 fut implanté entre 1850 et 1870. Le deuxième fut établi par Charles Lallemand [1857-1938] entre 1880 et 1910, et le troisième par l'IGN entre 1962 et 1969. Regroupés sous le terme générique de Nivellement Général de la France (NGF), ces trois réalisations sont connues respectivement sous les noms de réseau Bourdaloue, réseau Lallemand, et réseau IGN69. L'origine du réseau Bourdaloue fut fixée le 13 janvier 1860 par une décision ministérielle approuvant l'avis du Conseil général des Ponts et Chaussées [Vincent, 1996]. Il coïncide avec un niveau moyen de la Méditerranée à Marseille, matérialisé par le trait 0.40 m de l'échelle de marée en marbre, qui était située à l'entrée du bassin de radoub, dans l'ancien port, près de l'intendance sanitaire et non loin du Fort Saint-Jean. Les deux réseaux suivants sont fondés sur la même origine; elle fut établie à partir des observations du marégraphe totalisateur de Marseille enregistrées entre le 3 février 1885 et le 1er janvier 1897. Elle se trouve à 71 mm sous le « zéro Bourdaloue », soit sur la graduation 0.329 m de l'échelle du Fort Saint-Jean, et à 1.661 m sous le repère fondamental scellé dans la salle du puits de tranquillisation du bâtiment du marégraphe.

Les altitudes des repères définissent implicitement la surface d'altitude zéro du réseau de nivellement. S'il s'agit en théorie d'une équipotentielle du champ de pesanteur, elle s'en écarte toutefois en pratique à cause des erreurs d'observation systématiques et résiduelles qui s'accumulent avec le nombre considérable de mesures élémentaires de nivellement nécessaires pour couvrir un territoire tel que la France.

C'est la confrontation des résultats obtenus indépendamment de l'océanographie et de la géodésie qui a révélé une déformation particulière des surfaces d'altitude zéro de nombreux réseaux de nivellement nationaux de par le monde, en particulier, en Australie [Castle & Elliott, 1982], aux Etats-Unis [Fischer 1976; Balzas & Douglas 1979], en France [Kasser, 1983], et au Royaume-Uni [Rossiter 1967; Thompson 1980]. Il est en effet possible d'accéder au géoïde en corrigeant la surface de la mer des effets météorologiques et océanographiques qui l'en écartent. Le nivellement hydrodynamique s'appuie sur cette méthode. Il permet de connecter des réseaux terrestres de part et d'autre d'une étendue d'eau: îles, détroits, etc. Aussi, l'idée d'inclure des marégraphes dans les réseaux de nivellement offre des perspectives intéressantes. D'un côté, les géodésiens peuvent les utiliser comme points de contrôle et de contrainte d'ajustement de leurs résultats; de l'autre, les océanographes peuvent calculer les courants marins à partir des différences de niveau moyen de la mer observés aux marégraphes. De fait, aucune des deux communautés n'a vraiment exploité ces possibilités. Une pente importante dans le sens nord-sud est apparue lorsque l'on a exprimé les niveaux moyens de la mer donnés par les marégraphes dans les réseaux d'altitude nationaux cités ci-dessus. Or, ces gradients zonaux du niveau de la mer étaient difficiles à expliquer d'un point de vue océanographique, d'autant que, par ailleurs, les mesures de courantométrie n'indiquaient pas la présence de tels courants. Les discordances sont longtemps restées sans explication, chaque communauté postulant a priori des erreurs chez l'autre.

En France, la comparaison des différents réseaux de nivellement a permis de mettre en évidence les effets systématiques liés aux observations de nivellement. Partant d'un même point origine, les réseaux Lallemand et IGN69 aboutissent à Dunkerque avec un écart de l'ordre de soixante centimètres, qui ne peut en aucun cas être attribué aux types d'altitude différents associés à chacun. En 1983, l'IGN a effectué un « nivellement de très haute précision » entre les marégraphes de Marseille et de Dunkerque afin d'apporter des éléments complémentaires d'étude sur la discordance nord-sud observée [Kasser, 1989]. Les résultats donnent une altitude zéro à Dunkerque qui se situe entre les valeurs du réseau Lallemand et IGN69, soit 35,39 cm au-dessus du premier et 25,16 cm sous le second. L'auteur conclue à l'évidence d'une pente Nord-Sud des surfaces d'altitude zéro des réseaux Lallemand et IGN69, de part et d'autre du géoïde, sans qu'il puisse vraiment expliquer pourquoi. De nombreux éléments laissent toutefois supposer que la réalisation IGN83, limitée à une traverse sur le territoire national, donne des valeurs bien meilleures que les précédentes. Par ailleurs, l'auteur montre que les marégraphes établis le long des côtes de l'Atlantique et de la Manche présentent un niveau moyen de la mer cohérent, de quelques vingt centimètres, dans un système IGN83 prolongé artificiellement en Est-Ouest suivant les discordances zonales constatées à la latitude des marégraphes. Cet écart par rapport à la Méditerranée pourrait en outre parfaitement s'expliquer d'un point de vue océanographique par un effet stérique dû à la différence de salinité entre les eaux méditerranéennes et atlantiques.

Figure 70 : Niveaux moyens de la mer estimés dans le système IGN83, d'après Kasser [1989]. L'auteur ne spécifie pas sur quelles périodes sont calculés les moyennes.

MAREGRAPHE	Niveau moyen de la mer dans le système IGN83 (en cm)
DUNKERQUE	28
DIEPPE	21
LE HAVRE	30
CHERBOURG	16
BREST	17
SAINT-NAZAIRE	22
LA PALLICE	26
SAINT-JEAN-DE-LUZ	19

Au Royaume-Uni, l'énigme de la pente du niveau de la mer apparente le long des côtes Nord-Sud semble désormais levé par des moyens techniques indépendants du nivellement. Une étude récente fondée sur la combinaison des données de marégraphie, de positionnement précis par géodésie spatiale, et d'un géoïde gravimétrique, ne révélerait pas de pente appréciable du niveau moyen de la mer sur les côtes britanniques [Ashkenazi et al, 1994].

Au regard de ces quelques résultats, on comprend mieux qu'il faille proscrire de définir la référence d'un marégraphe sur celle d'un système d'altitude national. Chaque nouvelle matérialisation du système d'altitude est susceptible d'introduire des discontinuités d'origine non océanographique dans l'enregistrement du niveau de la mer. Il convient plutôt d'exprimer les données de marégraphie par rapport au repère de marée, ou, ce qui somme toute revient au même, par rapport à un plan horizontal arbitraire, défini en relation directe avec le repère de marée, localement. Ce faisant, nous donnons la possibilité de distinguer les aspects marégraphiques et océanographiques des aspects géodésiques et épirogéniques dans la recherche de tendance séculaire du niveau de la mer.

Enfin, soulignons la difficulté de déterminer des mouvements verticaux de l'écorce terrestre à partir des nivellements nationaux successifs. En effet, comment interpréter les écarts observés entre nivellements passés en termes de déplacements géophysiques alors que l'on admet par ailleurs que de nombreux défauts systématiques sont vraisemblablement encore incompris aujourd'hui. Le niveau de confiance de telles déterminations s'appuie sur des présomptions et des hypothèses quelque peu subjectives.

V.4. L'ellipsoïde géodésique

L'ellipsoïde est une surface géométrique convexe du second degré admettant trois plans de symétrie deux à deux orthogonaux, et trois axes de symétrie deux à deux orthogonaux. Ces trois plans et trois axes se coupent en un même point, le centre de l'ellipsoïde. Un type particulier d'ellipsoïde est celui qui est engendré par la rotation d'une ellipse autour de l'un de ses axes de symétrie, on l'appelle naturellement ellipsoïde de révolution. C'est une figure dont la description mathématique est simple, puisqu'elle ne requiert que deux paramètres, le demi-grand axe {a} et le demi-petit axe {b}, par exemple, ou plus usuellement en géodésie, le demi-grand axe {a} et l'aplatissement {f}.

$$f = \frac{a - b}{a} \qquad \textbf{(E.V.2)}$$

L'ellipsoïde géodésique est un ellipsoïde de révolution, dont les dimensions sont spécifiées au sein d'un système de référence terrestre conventionnel. A cet égard, il convient à présent de clarifier quelque peu certains concepts généraux liés aux systèmes de référence terrestre. Suivant Boucher [1990-b], un *système de référence terrestre idéal* est une abstraction théorique, définie comme un repère de l'espace affine euclidien de dimension trois. Le repère en question est constitué d'une origine géocentrique et d'une base de vecteurs orthogonaux, mobile avec la Terre, orientée dans le sens direct de manière équatoriale, et de norme isotrope proche de l'unité du Système International.

Un *système de référence terrestre conventionnel* représente alors la mise en oeuvre du système idéal dans un ensemble spécifique de données et de méthodes d'analyse. Il comprend le choix des constantes, des algorithmes de calcul, et des modèles géophysiques et physiques, notamment cinématiques et relativistes [Boucher, 1990-a], qui contribuent à sa réalisation.

Le système de référence terrestre idéal est enfin réalisé matériellement par un *repère de référence terrestre conventionnel*. Il s'agit d'un ensemble de points avec leurs coordonnées respectives, déterminées en accord avec les éléments du système conventionnel considéré. On distingue traditionnellement deux types de repères conventionnels: les réseaux au sol de marques géodésiques et de stations de poursuite, et les éphémérides de satellites.

Plusieurs systèmes de coordonnées peuvent être adoptés. Toutefois, la forme de la Terre étant proche de celle d'un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles, il est pratique de choisir le système de coordonnées géographique. La latitude et la longitude sont définies en projetant le point de l'espace sur l'ellipsoïde de référence spécifié. La distance du point à cet ellipsoïde est appelée *hauteur ellipsoïdale*. L'ellipsoïde est en outre défini en accord avec le système de référence terrestre: son centre coïncide avec l'origine du système et son axe de révolution est confondu avec l'axe de rotation de la Terre, ou axe des pôles.

Figure 71 : Liste de quelques ellipsoïdes géodésiques.

Nom	a (en m)	1/f
Ellipsoïde des Poids et Mesures 1799	6375739.0	334.29
Airy 1830	6377563.396	299.3249646
Everest 1830	6377276.345	300.8017
Bessel 1841	6377397.155	299.1528128
Clarke 1866	6378206.4	294.9786982
Clarke 1880	6378249.2	293.466021
Clarke 1880 (anglais)	6378249.145	293.465
Hayford (International) 1924	6378388.0	297.0
Krassowsky 1940	6378245.0	298.3
Hough 1956	6378270.0	297.0
Fischer 1960	6378166.0	298.3
WGS 1960	6378165.0	298.3
WGS 1966	6378145.0	298.25
GRS 1967	6378160.0	298.247167427
Fischer 1968	6378150.0	298.3
South American 1969	6378160.0	298.25
WGS 1972	6378135.0	298.26
GRS 1975	6378140.0	298.257
GRS 1980	6378137.0	298.257222101
WGS 1984	6378137.0	298.257223563

Les ellipsoïdes géodésiques courants sont identifiés par leurs dimensions; par un nom, souvent celui du géodésien qui les a déterminées; et par l'année de la détermination. L'objet étant de décrire la forme de la terre, les dimensions de l'ellipsoïde sont déterminées de façon à approcher au mieux la surface terrestre. Aussi, l'ellipsoïde de révolution est considéré comme un modèle de Terre simple, en l'occurrence de nature géométrique, à la différence du géoïde qui serait un modèle physique de Terre. La figure 71 donne la liste de quelques ellipsoïdes géodésiques célèbres.

V.5. Autres surfaces de référence verticale

Une référence verticale courante en marégraphie est le zéro hydrographique. Il est défini suivant une recommandation du Bureau Hydrographique International (BHI) de sorte que le niveau de la mer se trouve rarement en dessous. Les sondages bathymétriques des cartes marines sont comptés positivement vers le nadir à partir du zéro hydrographique, et les hauteurs d'eau fournies par l'annuaire des marées positivement vers le zénith à partir de ce même zéro, connu aussi sous le nom de *zéro des cartes*. La profondeur est alors déduite en ajoutant le sondage à la hauteur d'eau en un lieu et à un instant donnés. De fait, la définition du BHI donne toute latitude à l'interprétation. Aussi, en France le zéro hydrographique est le niveau théorique des plus basses mers astronomiques [SHOM, 1979]. En Allemagne, c'est le niveau des basses mers moyennes de vive-eau. Aux Pays-Bas, c'est la moyenne des plus basses mers de vive-eau de chaque mois. Etc.

Malgré le choix d'une définition conventionnelle précise, force est de constater que souvent le zéro hydrographique s'écarte en pratique de sa position théorique. Les raisons sont multiples. D'une part, les régimes de marée et les effets d'origine météorologique et océanographique sont différents d'un lieu à l'autre du littoral français. D'autre part, les moyens techniques n'ont pas toujours été de qualité suffisante pour permettre des déterminations précises du niveau des plus basses mers. De plus, les hydrographes conscients de ces incertitudes ont adopté par sécurité un zéro volontairement sous leurs déterminations. Le zéro hydrographique est, par suite, associé à une zone maritime restreinte, appelée zone de marée, et à un port de référence. Ce port de référence comprend un marégraphe permanent dont les observations ont servi à déterminer le zéro hydrographique par rapport à un ensemble de repères matériels, et permettent d'établir une relation de concordance avec chaque point de la zone de marée.

Outre cet aspect variable dans l'espace, notons le besoin récent de changer les zéros hydrographiques à Brest et à Saint-Nazaire, déterminés dans le passé. Les raisons motivant ces changements sont toutefois différentes pour chacun. Dans le cas de Brest, le zéro hydrographique s'est retrouvé, environ deux siècles après son établissement, à soixante-dix centimètres sous le niveau théorique: une valeur jugée inacceptable pour des raisons économiques évidentes de navigation, dragage, construction de polders, etc. Dans le cas de Saint-Nazaire, c'est la sécurité qui a décidé le SHOM à réviser le zéro hydrographique. En effet, une modification récente du régime des marées a porté le niveau théorique des plus basses mers à quarante centimètres sous le zéro établi dans le passé [SHOM, 1994].

Parmi les autres surfaces de référence verticale usuelles, nous citerons enfin les surfaces topographiques. Elles décrivent le relief de l'interface entre la terre solide et l'atmosphère, ou les océans. On parle de topographie terrestre pour les terres émergées, et marine pour le fond des mers. Il convient ici de ne pas confondre cette dernière avec la topographie dynamique de la mer qui se rapporte à la surface de mer et que nous avons défini précédemment. La topographie d'un lieu, d'un terrain ou d'un pays est souvent donnée sous forme de modèles numériques de terrain.

V.6. Relations entre les références verticales

Les surfaces d'altitude zéro des réseaux de nivellement nationaux sont a priori cohérentes au niveau d'un ou deux mètres en raison de l'origine de chacune, fixée au niveau moyen de la mer, et des effets systématiques d'observation. Le niveau moyen de la mer est calculé à partir des enregistrements d'un marégraphe côtier sur un intervalle de temps donné, le plus long possible, pour approcher au mieux le géoïde. Toutefois, même en observant le suffisamment longtemps pour éliminer les composantes de basse fréquence de la marée, le niveau moyen de la mer ainsi calculé peut encore s'écarter du géoïde à cause de phénomènes physiques locaux, d'origine météorologique ou océanique, à très longue échelle de temps, interdécennale et plus.

De même qu'il y a un siècle et demi, du temps de Paul-Adrien Bourdaloue, on constatait que la variété des systèmes d'altitude régionaux était une source permanente de confusions et d'erreurs aux conséquences techniques et économiques parfois lourdes, aujourd'hui, s'affirme le besoin d'une cohérence mondiale entre les références verticales à usage maritime et terrestre. L'idée est de mettre à profit les données d'origines diverses, associées aux surfaces de référence verticale, afin de réaliser un système d'altitude mondial de la meilleure qualité possible. La figure 72 schématise l'approche conceptuelle de l'unification des références verticales. Elle montre les grandeurs et les techniques mises à contribution. Le travail de comparaison et de combinaison de ces données hétérogènes permet de mieux étudier les caractéristiques sous-jacentes à chaque référence verticale et les relations les liant; plus spécifiquement, de connaître les écarts entre réseaux de nivellement, avec la possibilité de détecter, voire de supprimer, des erreurs systématiques. Par ailleurs, les références verticales présentant des caractéristiques variables dans les domaines spatial et temporel, il convient de les exprimer dans un système de référence terrestre mondial où leur variabilité peut être décrite.

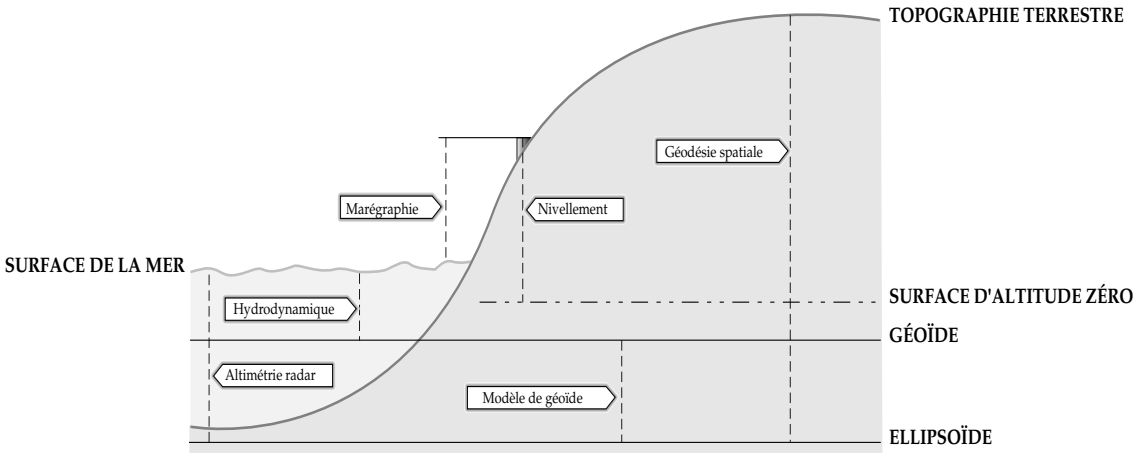



Figure 72 : Approche conceptuelle de l'unification des références verticales. Schéma inspiré du cours de Boucher [1995], il illustre les grandeurs et les techniques mises à contribution.