

C. Forme et dynamique du globe terrestre

I- La forme de la Terre.

1- Champ de gravité et anomalies gravimétriques.

La gravimétrie a pour objet l'étude du champ de pesanteur.

La gravimétrie permet de caractériser la forme de la Terre par la détermination du géoïde.

L'intensité de la pesanteur et ses variations nous renseignent sur la répartition des masses dans les enveloppes superficielles :

Les creux et les bosses de la surface topo sont pour l'essentiel compensés, à des profondeurs de moins de 100 km, par des déficits et des excès de masses.

a) champs de pesanteur et équipotentiels de champs

- Ppe fondamental de la dynamique :

$\text{vect. } F = m \text{ vect. } \gamma$ où tout point M de masse m en mouvement sous l'action de vect. F subit une accélération vect. γ à laquelle F est proportionnelle.

- D'après la **loi de gravitation universelle** (Newton) : attraction gravitationnelle entre 2 masses ponctuelles :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

G est la constante de gravitation universelle. Dans le Système International (SI)

on a $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$

Si on suppose la présence d'une seule particule, de masse m on dira que le champ (et non la force) d'attraction créé par cette particule est :

$$\vec{F} = G \frac{m\vec{r}}{r^3}$$

Ce champ, ou champ de pesanteur a la particularité de dériver d'un potentiel.

- un point M de masse m crée sur un point M' de masse m' distants de r une attraction f

attraction $f = m' \cdot \gamma = m' \cdot Gm/r^2$

avec l'ensemble des vecteurs γ autour de M de direction et grandeur déterminées qui forment le **champs de gravité**, il a les dimensions d'une accélération (milligals)

- le **champ de pesanteur** vecteur $\gamma (= Gm/r^2)$ représente l'effet gravitationnel ressenti dans un repère lié à la Terre et qui tourne sur elle-même

Il a 3 composantes :

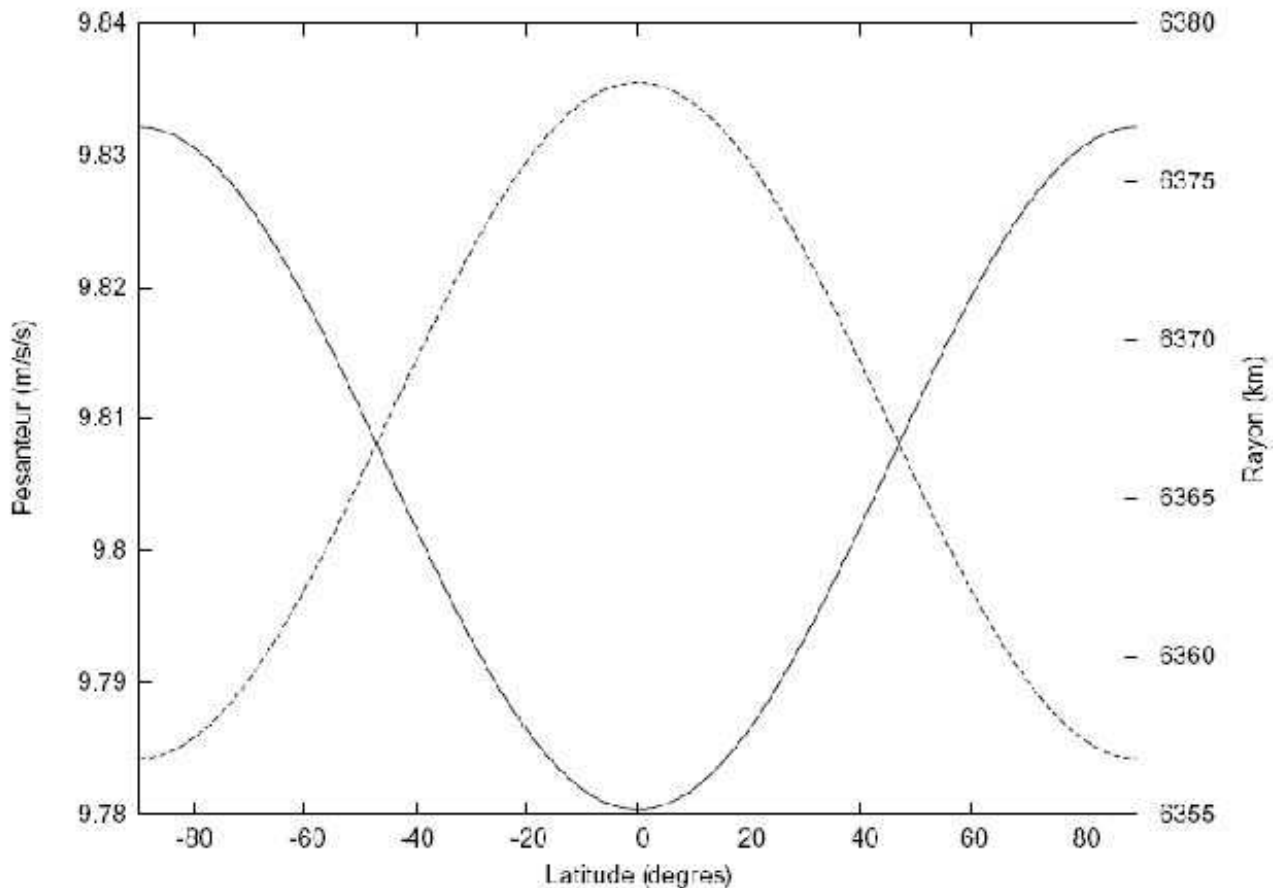
- du à l'attraction newtonienne de la Terre (comme si toute sa masse était concentrée en son centre)
- du à la rotation de la Terre
- du à l'attraction newtonienne du reste de l'univers. (terme de marée, négligeable de 0.3 à 0.4 mgal contre $9.8 \cdot 10^5$ mgals pour la somme des 2 autres termes, pesanteur vulgaire)

- En tout point, la direction de vecteur γ définit la verticale.

vecteur γ est la dérivée d'un potentiel de pesanteur W. Les surfaces le long desquelles $W = \text{cste}$ sont des équipotentiels ("surfaces de niveau") perpendiculaire à vecteur g en tout point. Elles définissent l'horizontale. Elles ne sont pas parallèles entre elles mais légèrement resserrées aux pôles. Ce sont des surfaces isobares qui correspondent à l'équilibre que prend la surface libre d'un fluide.

Si la terre était parfaitement fluide, homogène, n'était pas en rotation autour de son axe, et n'était soumise ni à l'attraction de la Lune ni à celle du Soleil, elle

serait parfaitement sphérique. Car c'est la forme qui ramène tous les points de la Terre au minimum d'énergie potentielle gravitationnelle.



Equatorial 6378;139

Polaire 6356;75

Cette forme de la Terre, est une forme à l'équilibre pour un fluide en rotation. Ceci a été démontré par Clairaut en 1743.

La forme réelle de la Terre correspond à l'horizontale, c'est à dire en tout point, au plan perpendiculaire à la verticale. Cette horizontale est donc une équipotentielle du champ de pesanteur terrestre. La forme réelle de la Terre est donc celle de l'équipotentielle qui s'ajuste au mieux à l'ellipsoïde théorique, ou, exprimé autrement, celle de l'équipotentielle qui s'ajuste au mieux avec le niveau moyen des océans.

On peut donc définir deux verticales différentes :

- La perpendiculaire aux équipotentielle du champ de pesanteur (donnée par le fil à plomb).
- La perpendiculaire à l'ellipsoïde, donnée par des mesures par rapport à des repères astronomiques ou satellitaires.

La différence entre ces deux verticales peut être telle que l'altitude d'un point dépend du chemin suivi pour la mesurer.

L'étude fine des déviations de la verticale ou de l'altitude des points du Globe constitue la géodésie.

b) Altimétrie satellitaire

Etablissement d'une surface libre moyenne des océans, reflet des reliefs-sous-marins (variations spatiales de petite longueur d'onde).

c) déformations du géoïde et hétérogénéités de masses

- La forme de la Terre est décrite par le géoïde qui est la surface équipotentielle qui coïncide avec la surface d'équilibre des océans prolongée dans les continents. (Surface de réf. d'altitude 0).
- Le géoïde n'est sphérique qu'en première approx. ellipsoïde aplatissement 1/298,257
- Ecart avec ellipsoïde de ref : ondulation de moins de 100 m . Déterminé par l'étude précise de la trajectoire des satellites.

2- Gravimétrie et répartition des masses

a) en surface

- Réduction (correction) à l'air libre (de Faye) : corrige l'effet d'altitude en supposant qu'il n'existe aucune masse au dessus du géoïde.

Terme de Faye = $2/R = 0,308 \text{ mgal.m}^{-1}$

- Réduction de Bouguer : vise à réduire l'effet de masse situé au dessus du géoïde en tenant compte de leur densité supérieure à celle de l'air

Terme de plateau : du à l'altitude du point de mesure

Terme de plateau = 0.11 mgal.m^{-1}

Terme de topo tenant compte des irrégularités latérales de la surface (déviations de la verticale)

ex à Chamonix à 1000 m : -34 mgal

b) en profondeur

- Anomalies de pesanteur : valeurs calculées par correction à partir de la mesure, comparées à calcul théorique sur ellipsoïde de ref.

Anomalie à l'air libre : Ne dépasse pas 50 mgal.

Anomalie de Bouguer : forte

-300 mgal sur continents, +300 sur océans

Corrélée avec altitude moyenne : correction de Bouguer, au lieu d'atténuer les effets de relief, augmente les anomalies. introduit un déficit de masse artificiel sous les continents et un excès sous les océans.

- Tout se passe comme si ce déficit sous les continents existait déjà

c) Interprétation :

- Anomalies de grande longueur d'onde : >1000 km conduisent à corriger forme du géoïde
- Anomalies régionales indiquent que l'équilibre n'est pas encore réalisé
- Anomalies locales utilisées en prospection minière (ex. localisation de sites aurifères cf. St Yriex au sud de Limoges)

3- Isostasie et poussée d'Archimède.

a) Principe de l'isostasie : une compensation de type hydrostatique

On introduit une correction de type isostatique dans l'évaluation de la différence entre g mesuré et g prévu, tenant compte de la poussée d'Archimède appliquée sur la partie profonde du relief étudié (racine des chaînes de montagne ou amincissement crustal océanique). On obtient en général :

$$\Delta g = g_{\text{mesuré}} - [g_{\text{calculé}} + \text{Correction d'altitude} + \text{Corrections de Bouguer} + \text{Correction isostatique}] = 0$$

b) 2 Modèles de compensation naturelle : Pratt/Airy

- Correction des termes de Bouguer tenant compte de compensation naturelle modélisé suivant différents modèles

- Pratt
- Airy
- Veinig-Meinesz

c) Anomalies isostatiques

Parfois, on enregistre tout de même une anomalie (dite isostatique) : Δg non nul

- Si anomalies négative, c'est qu'on a trop corrigé les anomalies de Bouguer i.e. on a surestimé la compensation naturelle. En fait, le système n'est pas encore à l'équilibre isostatique mais est entrain d'y revenir plus lentement que ne le prévoit la thermodynamique. On a mis en évidence un défaut de masse en profondeur qui est en cours de compensation i.e. il remonte donc mouvements de SURRECTION!
- Si anomalie positive, SUBSIDENCE

d) Modalités des mouvements isostasiques : mvts verticaux non liés aux mouvements tectoniques

- Surrection causée par :
 - départ de glaciers présents pendant très longtemps,
 - érosion
- Autres causes de bombement : thermique (conduit à la formation d'un rift médio océanique ou intracontinental)
- subsidence (affaissement accompagné d'accumulation sédimentaires : continents, marges stables = 60% des sédiments, océans); thermique par exemple : par refroidissement des roches du plancher océanique

e) Des mouvements isostatiques à la loi des viscosités

II- Les plaques lithosphériques en mouvement.

1- Définitions des plaque lithosphériques

a) Définition horizontale et verticale des plaques lithosphériques

α- Limites latérales de plaques lithosphériques : des marges actives

- Les frontières de plaques sont le siège de volcanisme
- Dès la fin du XIXe siècle, on avait remarqué que les chaînes de montagnes et les volcans se répartissaient suivant des bandes étroites.
- Les frontières de plaques sont le siège de tremblements de terre
 - La carte de la répartition des séismes établie par *Beno Gutenberg et Charles Francis Richter* en 1954 renforça cette idée en montrant que les séismes étaient confinés dans des régions précises correspondant aux dorsales, aux fosses, aux failles transformantes et aux chaînes montagneuses.
 - faible magnitude aux dorsales
 - dévastateurs au failles transformantes ou subduction en raison des difficultés de glissement
 - plaques plongeantes : foyers localisés sur plan de Wadatti Benioff; profondeur ne dépasse jamais -670 km (discontinuité sismique = transition de phase manteau sup/inf)

b) Définition verticale des plaques lithosphériques

α- Définition mécanique de la lithosphère

- lithosphère et asthénosphère sont solides
- lithosphère rigide et susceptible de subir déplacements importants

- déformations lentes concentrées en limite de plaque (définition élastique : "pas de déformation permanente par des contraintes de l'ordre du kbar" ne correspond pas aux trois autres définitions : limite à isotherme -450°C)

β Définition sismologique :

- diminution nette de V_s dans LVZ : correspond à fusion partielle de péridotite du manteau supérieur très localisée
- Attention : LVZ pas présente partout : **absente** sous les **boucliers**, zones stables anciennes déformées au précambrien et qui n'a rien subi depuis
- Présente sous continents stables actuellement mais depuis moins longtemps, tectonisé début primaire mais à profondeur très variable (Moho à -150 km)
- La définition sismologique est insuffisante pour représenter les comportements mécaniques

γ Définition thermique :

- quand la LVZ existe, elle correspond à l'**isotherme -1300°C**
- La lithosphère peut être considérée comme une couche thermique limitée par l'isotherme -1100°C où les transferts de chaleur s'opèrent par **conduction** (grad élevé multiple de 10°C/Km)
- S'oppose à asthénosphère où les transferts s'opèrent par convection (grad faible = 0.1 °C/km ou 1°C/100km)

δ Définition rhéologique :

densité = 3300 kg/m³ pour litho
densité = 3250 kg/m³ pour asthéro.

Donc litho pourrait couler si asthéro, pas là

2- Détermination de la direction du mouvement relatif

a) Rappels : vitesse angulaire et vitesse linéaire

Mouvements de rotation autour d'un pôle, petit cercle eulérien

b) Grâce aux Failles transformantes

- Une autre observation surprenante à propos des bandes magnétiques faisait état de discontinuités, de décalages horizontaux de plusieurs centaines de km au niveau de zones de fractures. En 1965, *Wilson* interpréta ces décalages en introduisant le concept de faille transformante.
- Les failles transformantes reliaient des segments de dorsales ou de fosses en permettant à deux morceaux de croûte de coulisser l'un contre l'autre. La sismologie apporta une preuve éclatante de ce nouveau concept mais aussi de l'ouverture des océans.

c) Grâce aux Mécanismes au foyer

- Mee de domaines en extension ou en compression
- L'analyse des ondes émises par un tremblement de terre permettait de déterminer si celui-ci provenait d'un mécanisme d'étirement (faille normale), de fermeture (faille inverse) ou de glissement (décrochement).
- *Lynn Sykes* montra en 1966 que les séismes des failles transformantes correspondaient bien à des cisaillements et que ceux des dorsales traduisaient bien une ouverture. La conversion des géophysiciens à l'hypothèse du « sea floor spreading » fut alors massive.

3- Comparaison de vitesses relatives déterminées à l'aide des anomalies magnétiques et des données satellitaires.

a) Mee indirecte de déplacements de plaques

α 1912 Wegener : hypothèse de la dérive des continents

- Découverte des dorsales, des fosses océaniques, des grandes fractures, de la différence géologique entre croûte océanique et continentale, de la faible épaisseur des sédiments marins (que sont devenus les sédiments déposés depuis l'origine du globe?)
- Problème : distinction cont/océan mais les cont ne peuvent se déplacer en "fendant les flots"...

β 1960 Modèle de convection "en tapis roulant" de Hess et expansion océanique

- Le manteau terrestre était animé de mouvements de convection : les dorsales mettaient en évidence les courants ascendants et les fosses océaniques les courants descendants. La croûte océanique, créée au niveau des dorsales et enfouie au niveau des fosses océaniques, était continuellement recyclée alors que la croûte continentale, à cause de sa légèreté, était condamnée à dériver à la surface de la Terre.
- Les continents se déplaçaient non pas en fendant les fonds océaniques comme le supputait Wegener, mais en étant passivement transportés sur une sorte de tapis roulant. En 1961, *Robert Dietz* reprit les visions de Hess et introduisit l'expression « sea floor spreading » (expansion des fonds océaniques).

γ 1963 Anomalies magnétiques et chronologie relative

- *Lawrence Morley, Fred Vine et Drumond Matthews* confirmèrent les idées de Hess et de Dietz en interprétant les anomalies magnétiques découvertes sur le plancher océanique comme des marqueurs de l'expansion.
- Ces anomalies formaient des bandes alternativement positives et négatives, disposées parallèlement et symétriquement par rapport aux dorsales. Elles provenaient de l'aimantation propre de la croûte océanique, acquise lors de sa création à l'axe de la dorsale, et leur signe dépendait de l'orientation normale ou inverse du champ magnétique au moment de l'aimantation. Les indices de la dérive n'étaient donc plus uniquement continentaux mais également océaniques.
- En 1966, *Vine et Tuzo Wilson* montrèrent que l'explication de Morley, Vine et Matthews n'était pas seulement qualitative mais également quantitative. En se servant de l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique qui venait d'être établie, et en associant chaque anomalie magnétique à son inversion correspondante, ils calculèrent le taux d'ouverture des océans et datèrent la croûte océanique. Cette datation fut confirmée par des forages réalisés en 1968.

b) Mee directe du déplacement des plaques

- GPS (Global Positionning System) d'après le site internet de l'ENS ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Geodynamique

- **Origine** : Dès la fin des années 70, l'un des principaux soucis du "Department of Defense" américain est de concevoir un système permettant à tous les éléments de l'armée américaine (avions, navires, véhicules blindés, troupes) de se positionner de manière précise et quasi instantanée, n'importe quand et n'importe où à la surface de la Terre. Le "Global Positioning System" (GPS) a donc été conçu pour répondre à ces impératifs
- **Principe** : Le système est composé d'une constellation de satellites suffisamment nombreux (24 satellites orbitant à 20 000 km d'altitude et répartis sur 6 plans orbitaux) pour qu'à tout instant aux moins trois d'entre eux soient clairement "visibles" de n'importe quel point à la surface du globe.

Chaque satellite émet un signal sinusoïdal et signal codé contenant de nombreuses informations, dont sa propre position et l'instant exact de l'émission du signal.

- **Méthode de mesure de la pseudo-distance** : Quand un récepteur GPS reçoit le code, il peut déterminer directement le temps que l'onde a mis pour parcourir la distance (de l'ordre de 70 ms). En multipliant par la vitesse de la lumière, on obtient la pseudo-distance, qu'il faudra corriger des perturbations naturelles. Comme la longueur d'onde du signal codé est de 10 à 100 m selon le code utilisé, la distance absolue que l'on obtient n'est estimée qu'à quelques mètres près.
- **Principe du positionnement** : Trois mesures sur trois satellites fournissent les trois distances nécessaires à la détermination des coordonnées du point : latitude, longitude et altitude.

Chaque satellite émet deux types de signaux codés : un code précis (code P) qui permet un positionnement à environ 10 mètres près et un code non-précis (code C/A) à seulement 100 mètres près (ce code est accessible à tout utilisateur...). Le code précis est parfois crypté par les militaires américains pour empêcher son utilisation par d'autres forces armées.

Remarque : en réalité, pour se positionner, il faut quatre satellites car les inconnues sont 3 paramètres de position et le *décalage de temps entre l'horloge récepteur et celle des satellites*. Ce décalage temporel est lié au fait que, même si les horloges des satellites sont maintenues parfaitement synchronisées par un système de contrôle au sol, celles des récepteurs, indépendantes les unes des autres, ne sont pas contrôlées. Ce sont en général de simples quartz bon marché, qui permettent la production de récepteurs accessibles à tous les utilisateurs. Ces quartz ont une forte dérive temporelle, ce qui cause le décalage de temps avec les horloges des satellites qui sont elles parfaitement contrôlées.

- **Précision supplémentaire indispensable en géophysique** : En géophysique, pour la majeure partie des applications du GPS, on ne saurait se satisfaire de la précision atteinte par les mesures à partir du signal codé. En effet, pour la tectonique des plaques par exemple, il est nécessaire de mesurer des positions au centimètre près (voire au millimètre près) si l'on veut être à même de détecter des déplacements de quelques centimètres par an (voire moins) sans avoir à attendre des centaines d'années.

La technique consiste alors à effectuer la mesure de la distance satellite-station directement sur le signal sinusoïdal de l'onde porteuse. La longueur d'onde du signal sinusoïdal étant considérablement réduite par rapport à celle du signal codé, on atteint une précision centimétrique ! Ainsi, la longueur d'onde de l'onde porteuse du code C/A est de 19 cm, celle de l'onde porteuse du code P est de 24 cm...

Cette méthode est donc bien plus précise que celle de mesure de la pseudo-distance mais elle présente un inconvénient majeur : elle est ambiguë. En effet, alors que les codes toujours différents et donc identifiables se succèdent en continu, rien ne permet de distinguer une oscillation de l'onde de la suivante : on ne connaît donc pas le nombre d'oscillations qui séparent le satellite du récepteur mais seulement le nombre d'oscillations qui séparent deux mesures effectuées sur le même satellite à deux instants différents. On n'a donc pas accès en temps réel à la distance satellite-récepteur...

- **Technique de la mesure de phase de l'onde porteuse** : La technique consiste à enregistrer un grand nombre de mesures sur le terrain et en continu sur tous les satellites visibles, pendant un certain laps de temps. Puis, de retour au laboratoire, un ordinateur permettra la résolution des nombreuses équations établies à partir de ces mesures, pour un nombre petit d'inconnues (distance satellite-récepteur à un instant donné (celui de la mesure), latitude, longitude, altitude). L'évolution dans le temps de la distance satellite-récepteur sera ensuite mesurée par l'évolution du déphasage des ondes sinusoïdales. Cette technique est connue sous le nom de mesure de phase de l'onde porteuse.

- **Principales causes d'imprécision du GPS** : En dehors de la dégradation volontaire du signal par les militaires américains, il y a un certain nombre de facteurs "naturels" qui limitent la précision du GPS. On peut citer dans l'ordre de leur influence :

- la réfraction par les particules chargées de l'ionosphère : La solution consiste à émettre deux ondes sur deux fréquences différentes. Chacune d'elle sera donc affectée d'une quantité différente, et la comparaison donnera une évaluation raisonnable du délai ionosphérique pour chaque longueur d'onde. C'est pour cette raison que le système GPS est "bicolore", c'est à dire qu'il émet sur deux fréquences légèrement différentes (1.575 GHz et 1.228 GHz). Il n'en reste pas moins que dans le cas d'une ionosphère très agitée, en cas de tempête solaire par exemple, l'évaluation du délai ionosphérique ne sera qu'approximative et la mesure moins précise
- la réfraction par la vapeur d'eau de la troposphère : De la même façon, le temps de propagation de l'onde GPS est affecté par la teneur en vapeur d'eau de la couche basse de l'atmosphère (de 0 à 10 km d'altitude) : la troposphère. Il serait donc nécessaire de connaître cette quantité avec précision tout le long du trajet suivi par l'onde. En pratique cela se révèle très difficile, sinon impossible, même avec l'aide des deux fréquences. En effet, le retard introduit est plus compliqué qu'un simple rapport de proportionnalité avec le pourcentage de vapeur d'eau. La différenciation entre les deux fréquences n'apporte donc pas l'information souhaitée : le délai troposphérique. Il existe plusieurs techniques pour contourner cette difficulté, aucune n'apportant de solution vraiment satisfaisante. La plus simple consiste tout simplement à introduire une nouvelle inconnue dans les calculs : le délai troposphérique de chaque station. Toutefois,

comme ce paramètre évolue en fonction de la météorologie locale, il est nécessaire de modifier ce paramètre au cours du temps (toutes les deux heures par exemple). Cela finit par introduire beaucoup d'inconnues, ce qui rend les calculs instables et les solutions moins fiables.

En pratique, ce problème prend d'autant plus d'importance que les conditions météorologiques et les épaisseurs troposphériques sont différentes entre deux stations. La ligne de base entre une station située en bord de mer (à altitude zéro) avec un degré d'hygrométrie important et une station située en haute montagne avec un air très sec, sera particulièrement affectée. Enfin, cette erreur se retrouvera plus particulièrement sur la composante verticale de la ligne de base, les erreurs horizontales se compensant plus ou moins du fait que les satellites couvrent à peu près toutes les directions l'horizon. Du point de vue théorique, des instruments permettant de mesurer directement la teneur en vapeur d'eau le long du trajet suivi par l'onde GPS sont en phase expérimentale. Il est encore trop tôt pour savoir si la précision de ces mesures, basées sur la température de brillance du ciel, sera suffisante

- la précision du positionnement des satellites GPS (recalculé à l'aide de programmes informatiques d'orbitographie) : Il est évident que si l'on se trompe d'une certaine quantité sur la position du satellite émetteur, cette erreur va se répercuter directement sur la position de la station réceptrice. La distance entre deux stations (ligne de base) sera moins affectée, la plus grosse partie de l'erreur étant éliminée par différentiation. Néanmoins, l'arithmétique veut que l'erreur proportionnelle sur l'orbite est égale à l'erreur proportionnelle sur la ligne de base. L'orbite des satellites GPS peut être calculée très précisément, mais elle est rendue publique par les militaires américains avec une précision de l'ordre de 200 m. Sur 20000 km cela donne une erreur proportionnelle de 10^{-5} (10 ppm), soit une erreur de 10 cm sur une ligne de base de 10 km ! Cette erreur est totalement inacceptable pour le positionnement précis. Il est donc nécessaire de recalculer les orbites des satellites GPS à l'aide de programmes informatiques d'orbitographie. Ce faisant, on arrive à contraindre l'erreur d'orbite à environ 20 cm, soit 10^{-9} (1 ppM), ce qui ne donne plus qu'une erreur de 1 mm pour une ligne de base de 1000 km de long.
- les phénomènes de réflexions multiples du signal, et
- la position mesurée des antennes GPS : Lorsque l'on mesure la position d'une antenne GPS, que mesure-t-on vraiment ? En fait, le cœur d'une antenne GPS est constitué d'une spire de fils conducteurs (un solénoïde) qui a pour mission de convertir l'onde électromagnétique en signal électrique. C'est la position du point même où la conversion se fait, que l'on nomme centre de phase de l'antenne, qui est donc mesurée. Malheureusement, ce point n'est pas matériellement défini, c'est un point "virtuel" dont la position dépend de l'incidence de l'onde par rapport au solénoïde, c'est à dire par rapport à l'antenne elle-même. Le centre de phase, et donc la position mesurée de l'antenne, peut ainsi se déplacer de plusieurs centimètres, en fonction de l'élévation et de l'azimut des satellites que l'on reçoit. Là encore, l'erreur de positionnement sera d'autant plus faible que les décalages introduits se compenseront en moyenne grâce à la bonne répartition spatiale des satellites. Néanmoins, les satellites ne couvrant que la demi-sphère supérieure, un décalage systématique de l'altitude de la station est inévitable. En pratique, on résout la difficulté en utilisant toujours des antennes identiques, orientées dans la même direction, ce qui annule le décalage sur la différence entre les altitudes de deux stations. Là encore, on est amené à faire du positionnement différentiel.
- Certains de ces phénomènes sont à peu près contrôlés, d'autres le sont moins, voire pas du tout.

- **Autres applications du GPS** : érosion, déformation d'un volcan, rebond post glaciaire, surveillance d'une faille active...

- ULBI (Ultra Long Base Interferométrie)

- Réception des ondes émises par un quasar : corps céleste extrêmement distant : toutes les ondes sont parallèles à la surface du globe. On suit la réception des ondes par deux stations A et B et on compare le retard ou l'avance de A par rapport à B. On suit au cours du temps l'augmentation ou la diminution d'amplitude entre les deux stations. Si l'amplitude diminue, les plaques portant A et B se rapprochent
- Précision : qq cm ou dcm par an. par convention, noté + rapprochement et - éloignement

c) Cinématique instantanée et cinématique absolue.

c1) Décalage entre Cinématique instantanée et cinématique absolue

- On compare avec vitesses moyennes obtenues par anomalies magnétiques : des erreurs sont dues à l'intégration sur qq milliers d'années par anomalies magnétiques.
- La différence entre les résultats obtenus avec des enregistrements directs est de qq cm/an

c2) Conséquences de la convection sur la cinématique lithosphérique

- Moteur thermique
- Mais couplé à Moteur mécanique : friction (déplacement de matière, à l'état solide dans le cas du manteau : convection), gravitaire (bombement thermique des chambres à forte activité du à diapir de matière mantellique chaude, effondrement vers la fosse, refroidissement de plaque ancienne avec augmentation de sa densité)

4- Mouvements absolus déterminés par rapport au référentiel des points chauds.

- On considère classiquement deux types de référentiels absolus : soit l'axe de rotation de la Terre, soit le référentiel de points chauds. L'accord entre les deux types de détermination est excellent.
- On considère les points chauds comme immobiles entre eux (repère indéformable) et par rapport au déplacement des plaques lithosphériques, compte tenu de son origine très profonde (limite noyau - manteau inférieur).
- Les points chauds se traduisent à la surface des plaques lithosphériques par des phénomènes volcaniques alcalins (issus d'un magma peu différencié car pas concerné par la formation de la croûte continentale notamment, qui appauvrit le magma sous-jacent en alcalins incompatibles avec la maille cristalline) : volcans isolés ou plus généralement alignés au milieu d'une plaque lithosphérique; parfois superposé à une dorsale : cf Irlande)
- L'orientation de l'alignement permet de préciser le mouvement absolu (dans ce référentiel de point chaud!); l'écart entre deux volcans (en tenant compte de leur âge!) permet de mesurer la vitesse de déplacement de la plaque au-dessus du point chaud
- Reconstructions cinématiques et évolution des points triples :
 - la connaissance de la position des pôles et de la vitesse de rotation actuelle des plaques ne suffit pas à donner une image de la Terre il y a plusieurs milliers d'années.
 - La démarche consiste à rechercher un maximum d'indices tels que :
 - la comparaison des structures continentales,
 - les anomalies magnétiques,
 - la position des paléopôles magnétiques et
 - l'évolution des configurations : un point triple peut :
 - rester fixe : cas de trois dorsales comme l'océan indien actuel
 - se déplacer au moins par rapport à une des plaques : cas de trois subductions concourantes
 - ou se transformer en un point triple plus un point double : cas de deux dorsales aux vitesses d'expansion différentes associées à une faille transformante.