# PREMIÈRE PARTIE

# Evolution séculaire du niveau des mers

*« Le travail mental de prévision est une des bases essentielles de la civilisation. Prévoir est à la fois l'origine et le moyen de toutes les entreprises, grandes ou petites ».*
**Paul Valéry** [1871-1945]. (Variété III).

## I. Introduction à l'eustatisme

Le Grand Larousse Universel [1989] définit l'eustatisme comme la "variation lente du niveau des océans et des mers, d'origine tectonique ou climatique" alors que le Petit Larousse [1963] limite sa définition à la "théorie qui attribue aux glaciations les variations générales du niveau des mers". Quant au Petit Robert [1991], on peut y lire: "mouvements eustatiques, variations du niveau de la mer dues notamment à la fonte des glaces et à la glaciation". Enfin, la Nouvelle Encyclopédie Bordas [1985] donne la définition suivante: "théorie selon laquelle la variation du niveau des mers serait due aux glaciations; ces variations sont dites eustatiques". Au regard de ces définitions, un esprit curieux ne manque pas de ressentir une certaine frustration face à cette absence de détails que l'on n'est pas habitué à trouver dans les grandes encyclopédies. Les informations fournies sur l'eustatisme sont réduites au minimum nécessaire pour donner une idée vague du sujet. L'explication se trouverait dans la complexité du phénomène, encore mal appréhendé. Cependant, il existe une littérature de plus en plus abondante dans le domaine de l'étude du climat de la Terre et de ses changements, notamment depuis que l'Homme, prenant conscience des limites de son habitat, la Terre, s'intéresse à son environnement et à l'impact que ses activités ont sur ce dernier.

Ce chapitre apporte des éléments de base à une meilleure compréhension de l'eustatisme. Il permet de situer l'application principale de notre étude dans son contexte scientifique général. Mais surtout, ce chapitre a pour objet d'éclaircir quelques notions essentielles pour la suite de l'exposé, voire de définir notre propre terminologie, en particulier en ce qui concerne la grandeur "niveau de la mer".

Les deux éléments importants que nous pouvons déjà retenir des définitions succinctes, énoncées ci-dessus, sont : des variations du niveau de la mer *lentes* et *générales*. Leur origine résidant dans les glaciations, nous commençons par présenter le cadre dans lequel elles se produisent.

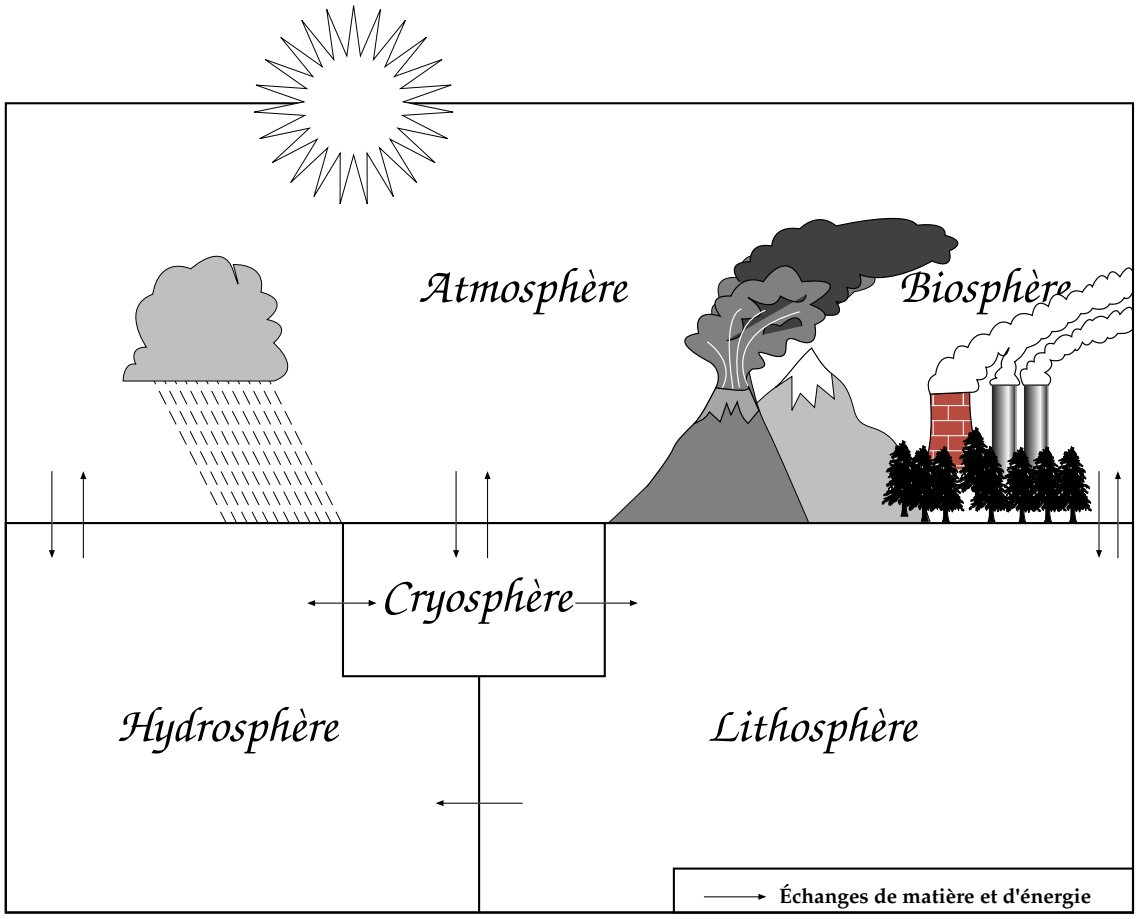
## I.1. Le système climatique

### I.1.1. Composantes du système climatique

Le système climatique terrestre est défini selon Peixoto et Oort [1992] comme un système thermo-hydrodynamique composé, non isolé, et fermé. Autrement dit, l'univers étant divisé en deux parties, le système et l'environnement, il s'agit d'une partie de l'univers qui contient de la matière et de l'énergie (thermodynamique); qui est constituée de systèmes simples formant une partition mathématique (composé); qui échange de l'énergie avec son environnement (non isolé); mais qui n'échange pas de matière avec cette autre partie (fermé) [Tisza, 1966].

Les systèmes simples du climat, appelés également sous-systèmes, sont tous non isolés et ouverts, par opposition à la définition précédente de fermé. Ils sont au nombre de cinq et sont généralement appelés : atmosphère, hydrosphère, cryosphère, lithosphère et biosphère. Mais cette terminologie diffère parfois d'un auteur à l'autre. C'est ainsi que l'on trouve aussi la désignation suivante : atmosphère, océans, glaces, terres émergées et végétation [Sadourny, 1994]. Bien que cette seconde dénomination est plus restrictive que la première, elle identifie clairement les éléments les plus significatifs à l'heure actuelle dans l'étude et la modélisation du climat. La figure 2 illustre le système climatique et ses principales composantes.

**Figure 2 : Le système climatique et ses différentes composantes. Vue schématique inspirée de Peixoto & Oort [1992].**



L'atmosphère est la couche d'air qui entoure le globe terrestre. Elle constitue certainement la composante principale du système climatique en raison de la grande variabilité de ses propriétés physiques dans le temps et dans l'espace. Elle est souvent présentée selon un découpage simple en couches successives: troposphère, stratosphère, mésosphère et thermosphère. Ce découpage théorique s'appuie sur un critère de gradient vertical de température. Il est complété par des couches séparatrices, ou limites, dont le nom est composée de "pause". Par exemple, on observe en général une baisse régulière de la température dans la troposphère, depuis la surface terrestre jusqu'à une altitude d'environ douze kilomètres, ensuite la température se stabilise, c'est la tropopause. Cette limite conceptuelle sépare la troposphère de la stratosphère, où, à l'inverse, on observe une élévation régulière de la température au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la surface terrestre. L'idée d'une atmosphère stratifiée est d'autant plus justifiée que l'action de la pesanteur organise la matière en couches de densité décroissante avec l'éloignement du centre de masse de la Terre. Selon une estimation de Peixoto et Oort [1992], la troposphère et la stratosphère réuniraient 99% de la masse de l'atmosphère. Ce chiffre explique en outre l'importance particulière de la partie inférieure de l'atmosphère pour la compréhension des processus climatique. Par ailleurs, les masses d'air sont principalement mises en mouvement par l'énergie solaire qu'elles absorbent. Les différences d'échauffement sont à l'origine d'une circulation générale à grande échelle dans la troposphère, dont les mouvements s'organisent de manière à rétablir un équilibre thermique en transportant l'énergie du chaud vers le froid, et inversement. A cet égard, notons que les mécanismes de la circulation atmosphérique à grande échelle sont particulièrement influencés par la rotation de la Terre. En revanche, à petite échelle, au contact des limites inférieures de l'atmosphère avec les terres émergées et les océans, les mouvements turbulents prédominent.

L'hydrosphère englobe l'ensemble de l'eau en phase liquide sur la Terre. Elle comprend non seulement les océans, mais aussi les mers intérieures, les lacs, les cours d'eau et les eaux souterraines. Toutefois, les océans constituent l'élément principal de ce sous-système puisqu'ils couvrent plus de deux tiers de la surface terrestre, environ 360 millions de $km^2$ qui concourent à l'absorption d'énergie solaire et à l'émission d'énergie infrarouge. En raison de leur masse et de la chaleur spécifique de l'eau, les océans représentent un important réservoir d'énergie. Le stockage est réalisé par la couche d'eau en surface, dont l'épaisseur varie suivant les saisons et l'intensité des vents. Cette couche, d'une profondeur moyenne de cent mètres, est appelée couche de mélange océanique car, soumise à l'action du vent, elle est très homogène en température et en salinité, mais aussi très turbulente. Sa température dépend de l'énergie absorbée par l'océan, elle est particulièrement élevée dans les régions intertropicales, due à l'intense rayonnement solaire incident. De même que dans le cas de l'atmosphère, l'océan présente une circulation générale qui transporte l'énergie emmagasinée dans les régions intertropicales chaudes vers les latitudes moyennes et polaires plus froides, mais aussi des latitudes élevées froides vers les latitudes basses plus chaudes. On distingue deux types de circulation: l'une, en mouvement sous l'influence des vents alizés et de la rotation de la Terre; et l'autre, engendrée par les différences de température et de salinité. La première est constituée des grands gyres quasi horizontaux que forment les courants de surface tels que le Gulf Stream. La seconde a manifestement sa source dans le Nord de l'Atlantique, où des eaux très froides plongent en profondeur et s'acheminent lentement vers l'hémisphère Sud, il s'agit de la circulation thermohaline. Hormis ses échanges importants de matière et d'énergie avec l'atmosphère, l'océan joue un rôle particulier en raison de son inertie thermique et mécanique qui retardent la manifestation d'une perturbation du climat sur plusieurs décennies. Ainsi, les océans sont capables d'absorber en surface un excès de chaleur, mais aussi un excès de gaz carbonique, et d'emmagasiner ces surplus dans les profondeurs de l'océan pour les restituer ultérieurement.

La "cryosphère", dont le nom provient de sphère et du mot grec kruos, qui signifie froid, est formée de l'ensemble des glaces continentales et marines: glaciers alpins, calottes glaciaires, Groenland et Antarctique, mais aussi glaces de mer, permafrost et neige. Les principales caractéristiques de la cryosphère, qui intéressent l'étude du climat, sont, d'une part, sa grande capacité à réfléchir le rayonnement solaire incident; et d'autre part, sa faible conductivité thermique. La première caractéristique affecte l'albédo planétaire, et la seconde réduit les échanges thermiques entre les océans, les terres émergées et l'atmosphère. Les changements saisonniers et interannuels de la couverture terrestre en glace et en neige ont surtout des effets notables à long terme sur le système climatique, aboutissant en particulier aux fameuses périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène. Par ailleurs, les glaciations influent sur la stabilité des couches basses de l'atmosphère qui seront plus froides en contact avec les glaces; sur la masse et le volume des océans; et sur la couverture des terres émergées. Mais, elles exercent aussi une influence significative sur la circulation thermohaline, notamment sur la formation d'eau profonde dans le Nord de l'Atlantique. Lors du dernier maximum glaciaire, mais également au cours de périodes plus récentes de refroidissement rapide et intense, on aurait constaté le ralentissement et l'interruption du transport d'eau profonde [Minster, 1994]. L'explication se trouverait en partie dans l'étendue des glaces vers les latitudes basses, mais aussi dans la nouvelle structure verticale de la densité des océans due en particulier à une salinité plus élevée.

La lithosphère représente la partie solide de la sphère terrestre: terres émergées, plateaux continentaux et planchers océaniques. La topographie de ses éléments affecte les mouvements des deux grands fluides que sont les océans et l'atmosphère. L'interaction avec l'atmosphère et les océans est particulièrement bien illustrée par les échanges importants de matière et d'énergie qui ont lieu au cours du cycle de l'eau: évaporation, précipitation et écoulement. Dans une moindre mesure, le transfert de masse et d'énergie s'effectue aussi par le biais des volcans qui, en particulier lors d'éruptions telles que celle du Mont Pinatubo en 1991, injectent des grandes quantités de particules et de poussières dans l'atmosphère. Les aérosols influent sur le bilan radiatif de la Terre, avec un effet de refroidissement du climat qui, dans certains cas de figure, pourrait atténuer, voire masquer complètement, le réchauffement global dû aux gaz à effet de serre [Cox et al, 1995].

La biosphère comprend les systèmes biologiques marin et continental. Elle regroupe l'ensemble des organismes vivants de la faune et de la flore. Toutefois, la végétation joue un rôle prépondérant. Elle affecte l'équilibre en gaz carbonique dans l'atmosphère et dans les océans à travers la photosynthèse et la respiration. Par ailleurs, elle modifie certaines propriétés physiques de la surface terrestre, telles que l'albédo ou la rugosité. Enfin, elle influe sur d'autres caractéristiques importantes pour le climat, telles que l'évaporation ou l'écoulement de l'eau. Tous les organismes vivants ont influencé dans une certaine mesure leur environnement, cependant l'action de l'espèce humaine semble sans précédent dans l'histoire de la Terre. En quelques siècles à peine, l'Homme a altéré l'environnement de manière notable au travers de la déforestation, l'agriculture, l'urbanisation et l'industrie. A cet égard, il serait à l'origine du réchauffement global actuel.

Chacune des composantes du système climatique peut être caractérisée par sa composition chimique, son état thermodynamique et son état mécanique. En général, ces différents états, ainsi que leur évolution dans le temps, sont déterminés par des ensembles de grandeurs qui représentent certaines propriétés physiques du sous-système en question. Par exemple, l'état thermodynamique pourra être défini par des grandeurs comme la température, la pression, l'humidité, la chaleur spécifique, la densité et la salinité, alors que l'état mécanique sera précisé par des vitesses et des forces.

Mais les éléments du système climatique sont également caractérisés par une notion importante d'échelle temporelle qui correspond au temps de réponse du sous-système à une perturbation externe à celui-ci. Le temps de réponse est défini en automatique par l'intervalle de temps compris entre le moment où un signal d'entrée subit un changement brusque spécifié et le moment où le signal de sortie atteint, dans des limites données, sa valeur finale en régime établi, et, s'y maintient. Dans notre cas, ce concept traduit le temps nécessaire à un des éléments du climat pour trouver un nouvel état d'équilibre à la suite d'un changement qui lui est imposé de l'extérieur, forçage ou perturbation.

Les temps de réponse de l'atmosphère sont les plus courts de toutes les composantes du système climatique. Ils varient entre quelques minutes et quelques semaines, voire mois, suivant la partie de l'atmosphère qui est considérée, libre ou en contact avec les éléments de sa limite inférieure. Les temps de réponse associés aux océans dépendent de la profondeur considérée. Leur ordre de grandeur est typiquement de quelques semaines à quelques années pour la couche supérieure de l'océan, alors qu'il sera plutôt décennal à millénaire lorsqu'il s'agit de l'océan profond et de la circulation thermohaline. En ce qui concerne la végétation, les échelles de temps sont plutôt mensuelles à séculaires; pour les glaces de mer, elles sont hebdomadaires à décennales; pour les glaciers alpins, elles sont séculaires; et pour les calottes glaciaires, millénaires et plus. Enfin, l'écorce terrestre subit des déformations sur un spectre temporel assez large a priori, qui comprend en particulier les marées terrestres diurnes et les divers effets de charge engendrés par les divers mouvements de masses d'air, d'eau, de glace, et de sédiments. Elles s'étalent sur des durées de quelques jours à plusieurs milliers d'années, voire plus, en accord avec la durée de la cause de la déformation. Les phénomènes tectoniques et d'orogenèse sont à l'échelle de la dizaine de millions d'années. Mais, les changements importants de la lithosphère s'effectuent essentiellement sur des échelles de temps millénaire et plus. A cet égard, elle est souvent considérée comme un caractère permanent du système climatique. Cette démarche est parfois appliquée à d'autres sous-systèmes, suivant les propos de l'étude, l'atmosphère étant la composante minimale à prendre en compte en raison de sa grande variabilité temporelle.

Les valeurs des temps de réponse sont données à titre indicatif, elles illustrent le comportement de chaque élément du système climatique. Les chiffres trouvent notamment leur origine dans la composition et la structure propres à chaque sous-système. La connaissance de ces temps de réponse disparates servent aussi à mieux comprendre la complexité des interactions qui peuvent se produire entre les différents éléments du climat.

### I.1.2. Changements climatiques

L'idée largement répandue dans le passé d'un climat stable s'incline petit à petit devant le concept d'un climat en évolution perpétuelle. Les analyses isotopiques des carottes glaciaires et océaniques ont contribué à cette évolution des pensées en révélant une succession de grandes glaciations au cours de la fin du Pléistocène. Dans son ensemble, la biosphère est sensible aux changements climatiques. L'analyse des fossiles fournit donc des informations complémentaires précieuses sur les paléoclimats de la Terre. Avant d'aborder les changements climatiques, il convient toutefois de rappeler les mécanismes qui contrôlent le climat.

Le climat de la Terre est gouverné à la base par son bilan énergétique planétaire, qui, suivant le concept thermodynamique présenté au début du chapitre, s'établit entre le système climatique et son environnement. Le Soleil étant l'élément essentiel de cet environnement, le bilan énergétique terrestre résulte de la différence des flux d'énergie respectifs, émis par la Terre vers l'espace extérieur et reçu par celle-ci du Soleil. On parle aussi de bilan radiatif, considérant que les échanges d'énergie dans le vide s'effectuent fondamentalement par

rayonnement. Le soleil émet surtout des radiations lumineuses de courte longueur d'onde, alors que la Terre renvoie des radiations infrarouges de plus grande longueur d'onde après absorption du rayonnement solaire. Rappelons que l'énergie transportée par un rayonnement est d'autant plus importante que la longueur d'onde est courte (loi de Planck) et que la température de la source d'émission est élevée (loi de Stéfan-Boltzmann).

Loi de Planck: **(E.I.1)**

Loi de Stéfan-Boltzmann: **(E.I.2)**

E : énergie émise, en W.m-2
T : température absolue, en °K
$\lambda$ : longueur d'onde, en m
h : constante de Planck ( $h = 6.63 \times 10^{-34}$ J )
c : vitesse de la lumière ( $c = 2.998 \times 10^{8}$ m.s$^{-2}$ )
k : constante de Boltzmann ( $k = 1.38 \times 10^{-23}$ J.K$^{-1}$ )
$\sigma$ : constante de Stéfan-Boltzmann ( $\sigma = 5.670 \times 10^{-8}$ W.m$^{-2}$.K$^{-4}$ )

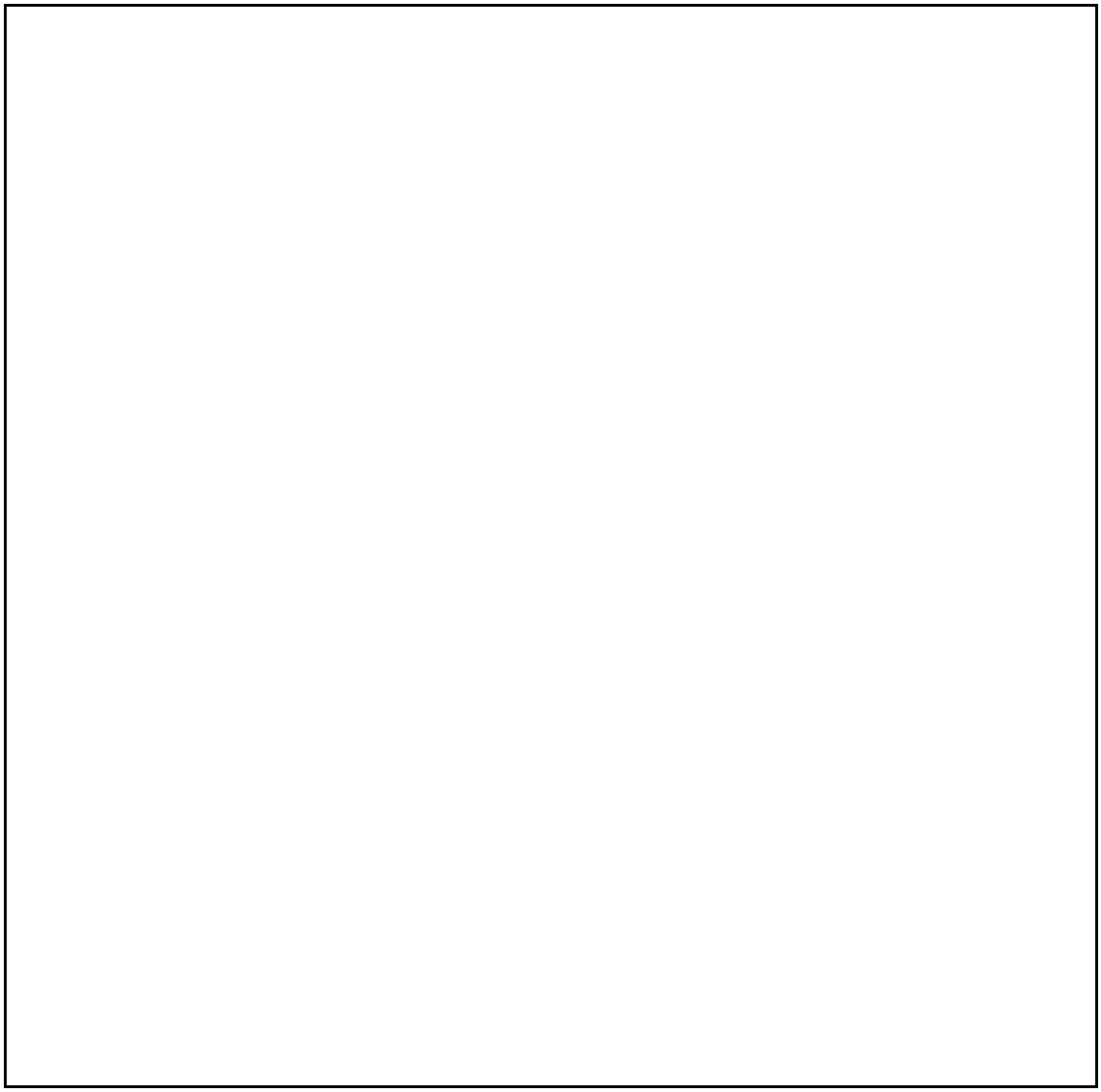
Ces lois sont énoncées pour un corps noir. Elles restent valables pour les autres corps, mais avec une formulation mathématique plus compliquée.

Les échanges d'énergie entre le système climatique et l'espace extérieur sont considérablement affectés par la couche gazeuse que constitue l'atmosphère. En raison de sa structure interne, atomique et moléculaire, un gaz réfléchit, absorbe, ou laisse passer les radiations suivant leur longueur d'onde et leur angle d'incidence. En l'occurrence, l'atmosphère terrestre s'avère plutôt transparente au rayonnement lumineux incident (cf. figure 3). Une partie importante de l'énergie solaire atteint directement la surface terrestre, où elle est absorbée et, pour une part assez faible, réfléchie. La physique contemporaine nous enseigne que l'absorption d'énergie par la matière est compensée par l'émission d'un rayonnement, dont la longueur d'onde dépend de la température du corps considéré. L'équilibre énergétique s'établit par l'intermédiaire de la variation de température de la matière; le réchauffement permet d'émettre davantage d'énergie. En ce qui concerne la surface terrestre, elle émet un rayonnement essentiellement infrarouge, voisin de quinze micromètres, qui, à l'inverse de la radiation lumineuse incidente, est absorbé par certains gaz présents dans l'atmosphère. Il s'agit des gaz à effet de serre, dont le plus célèbre est probablement le gaz carbonique ($CO_2$), mais le plus important reste encore la vapeur d'eau. Suivant le mécanisme d'absorption et d'émission d'énergie décrit ci-dessus, l'augmentation des gaz à effet de serre contribue au réchauffement de l'atmosphère. D'un côté, ils absorbent une part plus importante de rayonnement infrarouge terrestre, et de l'autre, ils émettent plus de radiation de retour vers la surface de la Terre, donc celle-ci se réchauffe davantage, et les couches basses de l'atmosphère aussi.

La figure 3 illustre les différents flux d'énergie qui forment le bilan énergétique de la Terre. Le schéma est élaboré d'après les estimations fournies dans Peixoto et Oort [1992] et dans Sadourny [1994]. En moyenne, globale et annuelle, le bilan énergétique planétaire est à peu près en équilibre, d'une part, au sommet de l'atmosphère, et d'autre part, à la surface terrestre. On constate qu'au sommet, cet équilibre correspond à une température théorique d'environ -18°C, suivant la loi de Stéfan-Boltzmann, alors qu'en surface elle est de +15°C. L'écart de 33°C est surtout attribuable au mécanisme d'effet de serre, mais également aux mouvements d'air, qui transportent l'énergie des régions chaudes excédentaires vers les régions plus froides déficitaires, en particulier par convection des couches basses de la troposphère vers les couches plus élevées. Les estimations présentées ci-dessus sont d'abord des valeurs moyennes autour desquelles se distribuent les observations ponctuelles. Ainsi, un paramètre

climatique comme la température présente des répartitions aux échelles spatiale et temporelle, dont notamment les variations zonales et saisonnières.

**Figure 3 : Bilan énergétique de la Terre. Valeurs issues de Peixoto & Oort [1992], cohérentes avec celles de Sadourny [1994].**



Avant d'aborder les différents facteurs à l'origine des modulations du climat, il est important de préciser ce que l'on entend par changement climatique. De manière simple, on peut définir un changement climatique comme la différence entre deux états comparables du climat, tels que les états de deux mois de juillet typiques, de deux années, ou encore de deux décennies. En thermodynamique, l'état physique d'un système est déterminé par un nombre minimal de paramètres permettant de le décrire. De la même façon, l'état du climat peut être déterminé par un jeu de grandeurs caractérisant la structure et le comportement du système climatique sur un intervalle de temps donné. Dans notre cas particulier, il s'agit de valeurs moyennes sur un mois, sur une saison, sur une année, sur une décennie, sur trente ans, etc. En effet, la climatologie, à l'inverse de la météorologie, renonce à décrire en détail le comportement et la structure instantanées des éléments de l'atmosphère, pour ne s'intéresser qu'à des grandeurs macroscopiques ayant souvent un caractère statistique. Parmi les variables caractérisant

l'état du système climatique, nous devons souligner la température, qui revêt une telle importance que l'on exprime souvent les changements climatiques en termes de refroidissement ou de réchauffement du climat.

Parmi les nombreux facteurs qui déterminent l'état du système climatique et, en outre, qui gouvernent ses changements, le premier qui vient à l'esprit est certainement le rayonnement solaire. Bien que l'émission de radiation par le soleil soit souvent considérée stable, les mesures directes de rayonnement solaire incident effectuées par satellite depuis maintenant quinze ans confirment la présence du cycle de onze ans. En effet, cette variation périodique de l'activité solaire est connue depuis longtemps des astronomes. La luminosité du soleil et l'intensité de son champ magnétique sont proportionnelles au nombre de tâches visibles à sa surface. Mais, d'autres indices de l'activité solaire corroborent ces résultats, en particulier l'abondance en certains isotopes atomiques comme le carbone 14 ou le béryllium 10. Ces isotopes sont formés dans l'atmosphère par l'impact des rayons cosmiques, dont le taux dépend de l'intensité du champ magnétique solaire qui les détourne en partie.

Grâce aux mesures indirectes de l'activité solaire, des cycles supérieurs à onze ans ont été mis en évidence à des périodes voisines de 88 ans, 210 ans et 2300 ans. Cependant, les modèles climatiques actuels ne semblent pas sensibles aux amplitudes de ces cycles, qui représentent quelques dixièmes de pour-cent du rayonnement total incident. Néanmoins, on ne peut s'empêcher de noter la coïncidence entre le minimum de Maunder (1645-1715) en nombre de tâches solaires, et le "petit âge glaciaire" observé en Europe. En outre, l'activité solaire n'aurait cessée d'augmenter au cours des trois derniers siècles, plaçant ainsi notre soleil au dessus de l'activité radiative moyenne des étoiles comparables en masse, composition chimique et âge. Le réchauffement terrestre observé entre 1600 et 1850, début de la révolution industrielle, serait cohérent avec cette tendance à long terme de l'activité solaire si les effets du volcanisme sont aussi pris en compte. En revanche, de 1850 à nos jours elle n'expliquerait plus que la moitié du réchauffement, voire seulement le tiers si l'on ne considère que les deux dernières décennies [Lean & Rind, 1996].

Outre les phénomènes astrophysiques propres à notre étoile, le rayonnement solaire reçu par la Terre dépend des paramètres astronomiques de la planète, à savoir: l'excentricité de l'orbite, l'inclinaison de l'axe de rotation terrestre par rapport au plan de l'écliptique et la précession des équinoxes (figure 4). Chaque paramètre a son spectre temporel de variabilité, et leur combinaison affecte aussi bien la quantité de rayonnement solaire incident que sa distribution géographique à la surface terrestre. Ainsi, l'excentricité influe sur la quantité d'énergie que la surface terrestre reçoit au périhélie et à l'aphélie. Une orbite plus elliptique accentuera davantage le contraste saisonnier d'un hémisphère de la Terre par rapport à l'autre. Dans le cas particulier de la figure 4.a, les hivers et les étés sont plus prononcés dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord. Par ailleurs, l'inclinaison de l'axe de rotation terrestre par rapport à l'écliptique exerce un effet sur l'insolation et sur l'angle d'incidence du rayonnement solaire frappant la surface terrestre. Pour une inclinaison donnée non nulle, ces deux paramètres dépendent de la latitude et de l'époque de l'année considérées. Par contre, pour une inclinaison nulle, la durée du jour et de la nuit sont identiques pour toutes les latitudes, à n'importe quelle époque de l'année. L'angle d'incidence du rayonnement solaire ne dépend plus que de la latitude; il est alors nul à l'équateur. Ceci s'explique par la sphéricité de la Terre (figure 4.b). Notons que la quantité d'énergie solaire reçue par une surface est maximum lorsque celle-ci est perpendiculaire aux radiations incidentes. Enfin, le troisième facteur astronomique, la précession des équinoxes, correspond au mouvement circulaire décrit par l'axe de rotation terrestre autour d'un axe perpendiculaire à l'écliptique. Il détermine en outre la date des équinoxes, mais également celle des solstices d'été et d'hiver. Lorsque le solstice d'hiver dans l'hémisphère Nord coïncide avec la position du périhélie, les hivers sont plus doux et les étés moins chauds que dans l'hémisphère austral. L'effet conjugué des trois

paramètres astronomiques se traduit par des variations complexes du rayonnement solaire reçu par la Terre en raison de leurs périodicités respectives différentes. Bien que l'amplitude de ces variations soit du même ordre de grandeur que celle de l'activité solaire, autrement dit "trop" faible si l'on en croit la sensibilité actuelle de certains modèles climatiques [Crowley 1996, Lean & Rind 1996], l'idée répandue au début du siècle par Milankovitch [1941] d'une relation étroite entre changements orbitaux et glaciations est attestée par les résultats de nombreuses analyses de données, par exemple Berger & Pestiaux [1986], ou encore Rial [1995].

**Figure 4.a : Influence de paramètres orbitaux sur le bilan énergétique terrestre. Le schéma montre deux orbites d'excentricités différentes. La configuration en pointillés présente une inclinaison de l'axe de rotation plus faible par rapport au plan de l'écliptique, et la position de la Terre correspond à une équinoxe prochaine, due à la précession.**

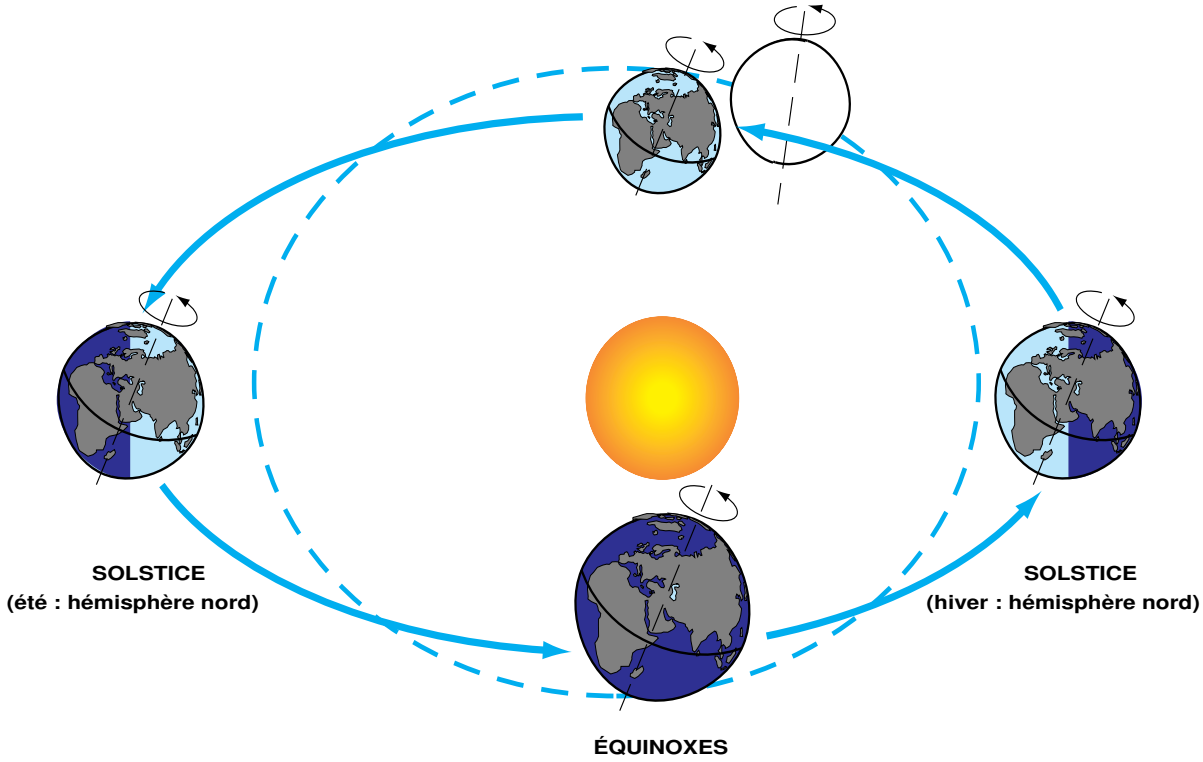



**Figure 4.b : Flux d'énergie solaire reçu en fonction de la latitude. La même quantité de photons réchauffe une surface plus petite à l'équateur qu'aux pôles.**

Alors que les facteurs présentés jusqu'à présent affectent la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre de l'espace extérieur, d'autres phénomènes plus endogènes favorisent également les changements climatiques. Par exemple, le mouvement des plaques tectoniques joue un rôle particulier, notamment en raison des différences dans l'inertie thermique et l'albédo des continents et des océans. Nous avons vu dans la section précédente que, d'une part, les océans ont généralement une plus faible capacité à réfléchir le rayonnement incident que les terres émergées (cf. figure 5), et, d'autre part, ils ont une plus grande inertie thermique. Cette deuxième propriété explique les plus faibles écarts de température observées en mer qu'en terre ferme pour une variation équivalente de rayonnement incident entre le jour et la nuit. En conséquence, la distribution géographique des terres émergées influe sur le bilan énergétique en surface. L'énergie absorbée par la surface terrestre sera d'autant plus importante que les continents se répartiront autour de l'équateur, et s'éloigneront des régions polaires. A cet égard, la présence des terres émergées aux latitudes élevées serait une condition nécessaire au phénomène des glaciations [Ghil, 1995]. Par ailleurs, la disposition des blocs continentaux contraint les mouvements océaniques, et donc la distribution de chaleur subséquente. En effet, quelles seraient les caractéristiques de la circulation océanique si le passage de Drake était fermé ? Déjà, on peut imaginer que le courant circumpolaire antarctique n'existerait pas, et, de ce fait, il ne contribuerait pas à l'isolement et au refroidissement de l'Antarctide...

**Figure 5 : Quelques albédos (%) associés au spectre visible, d'après Houghton [1985].**

| Couverture de la Surface | Albédo | Couverture de la Surface | Albédo |
|---|---|---|---|
| Neige fraîche | 75-95 | Bois, forêts | 14-20 |
| Neige | 40-60 | Villes | 14-18 |
| Sable | 18-28 | Forêts denses | 5-10 |
| Cultures agricoles | 15-25 | Eau | 2-6 |
| Prairies | 16-20 | | |

L'activité tectonique affecte aussi la circulation générale atmosphérique, notamment par ses mouvements orogéniques qui sont à l'origine du relief plus ou moins élevé des terres émergées. Ainsi, les transports d'énergie et de matière, en particulier dans le cadre du cycle de l'eau, s'organisent suivant l'orographie des continents et ses changements.

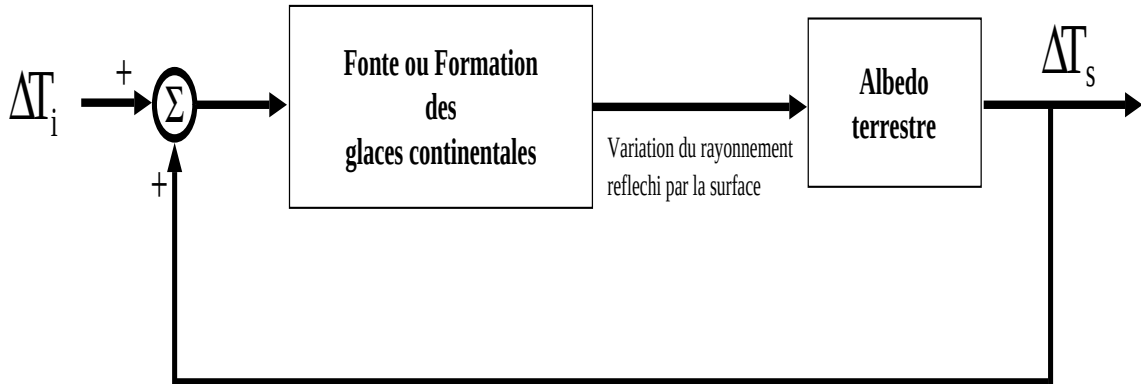
Enfin, la tectonique engendre souvent du volcanisme en bordure de plaque. Or, les éruptions volcaniques injectent des aérosols dans l'atmosphère, qui modifient le bilan énergétique terrestre en réfléchissant une fraction plus importante du rayonnement solaire incident. L'effet sur le climat est analogue à celui d'une météorite massive percutant la surface terrestre. Des grandes quantités de poussières et de particules solides sont projetées dans l'atmosphère, augmentant l'albédo planétaire, et refroidissant le climat. A ce sujet, de nombreuses évidences géologiques semblent attester la théorie selon laquelle l'impact d'une météorite dans le Yucatán, Mexique, serait à l'origine du refroidissement climatique qui aurait entraîné l'extinction massive d'espèces animales, dont les dinosaures, vers la fin du crétacé [Sotin, 1996]. Aujourd'hui, l'Homme participe activement à la présence d'aérosols dans l'atmosphère en brûlant les réserves de combustibles fossiles. Les particules troposphériques de soufre d'origine anthropique induisent une réponse du système climatique d'autant plus difficile à quantifier qu'elles altèrent certaines propriétés des nuages, notamment leur albédo, qui est alors plus élevé [Erickson III et al, 1995].

D'autres constituants de l'atmosphère influent sur le bilan énergétique terrestre. C'est le cas des gaz à effet de serre, dont l'abondance dans l'atmosphère semble corrélée avec les périodes froides et chaudes du Pléistocène [Crowley, 1996]. En particulier, l'analyse des

carottes de glace en Antarctique [Jouzel et al, 1993] et au Groenland [GRIP, 1993] révèlent un lien étroit entre les variations en gaz carbonique et les températures locales de l'air. Cependant, il est encore difficile de conclure si ce sont les périodes froides qui indurent une diminution des gaz à effet de serre, ou bien l'inverse [Cox et al, 1995]. Cette incertitude ne remet pas pour autant en cause l'effet de réchauffement reconnu de ces gaz [Barron, 1995]. Depuis l'avènement de l'ère industrielle, leur augmentation est observée à l'échelle mondiale en parallèle avec l'élévation de la température moyenne à la surface de la Terre. Selon Lean & Rind [1996], les gaz à effet de serre expliqueraient bien le réchauffement actuel, ils seraient largement prépondérants par rapport aux facteurs externes contrôlant le rayonnement solaire incident. Ainsi, s'appuyant sur des scénarios probables d'augmentation en $CO_2$ dans l'atmosphère au cours des prochaines décennies, de nombreuses prédictions de changements climatiques ont été proposées à partir de modèles numériques de l'atmosphère et des océans [IPCC, 1990 et 1995]. La préoccupation n'est plus de savoir si les gaz à effet de serre induisent effectivement un réchauffement climatique ou pas, mais plutôt quelle sera son amplitude ? ses conséquences ? sa répartition géographique ? sa durée ? Les inconnues se situent désormais au niveau d'une estimation plus précise de la réponse du système climatique à une perturbation anthropique indéniable.

Les facteurs présentés jusqu'ici sont classés dans une catégorie externe en raison de la nature forcée des fluctuations qu'ils suscitent [Peixoto & Oort, 1992]. En revanche, les facteurs entraînant des variations libres du système climatique sont qualifiés d'internes. La distinction n'est pas toujours évidente. Néanmoins, ces derniers ont un caractère plus régional, voire local, et sont généralement associés aux propriétés intrinsèques des sous-systèmes, et à leurs couplages. On y trouve en particulier la nature de la surface, la couverture végétale, la proximité à des grandes étendues d'eau... mais aussi les nombreux mécanismes de rétroaction qui lient l'atmosphère, les océans et la cryosphère. Un exemple significatif de l'importance de ces mécanismes est l'action des glaces: un refroidissement du climat favorise la formation des glaces continentales et marines, qui, à leur tour, accentuent le refroidissement, et donc la formation de glace, notamment à cause de leur albédo plus élevé que celui des surfaces dépourvues de glace ou de neige. Il s'agit d'une rétroaction positive car elle résulte en une amplification de l'effet, qui réagit sur la cause. La figure 6 illustre ce mécanisme. La rétroaction produite par les glaces est qualifiée de positive, car elle amplifie l'effet de refroidissement ou de réchauffement. A l'inverse, une rétroaction négative contribuera à atténuer l'effet, elle aura une influence stabilisatrice. Le mécanisme de rétroaction est un concept largement utilisé en automatique et en robotique pour créer des systèmes asservis dans lesquels la commande d'entrée utilise une partie du signal de sortie du système.

**Figure 6 : Exemple de processus de rétroaction positive.**



Les couplages entre éléments du climat s'accompagnent parfois d'instabilités ou d'oscillations du système climatique. Celles-ci peuvent agir de manière indépendante ou modifier les forçages externes. Le phénomène El Niño est un exemple d'oscillation climatique observée entre l'atmosphère et les océans: la variabilité de l'une des deux composantes affecte l'autre, qui en retour exerce une action sur la première. Mais il existe certainement d'autres interactions de nature plus chaotique et moins prévisible qui pourraient expliquer les changements brusques sur des courtes périodes de temps, ainsi que les variations climatiques décennales, voire millénaires. Le caractère chaotique serait particulièrement favorisé par des composantes réagissant chacune avec leur dynamique propre [Crowley, 1996].

Cette section avait en outre pour objet de souligner la complexité du système climatique. Celle-ci résulte d'abord des divers éléments qui composent ce système, chacun présentant des caractéristiques propres (structure, composition chimique, dynamique, propriétés physiques...); ensuite, des nombreux facteurs, externes et internes, qui rentrent en jeu; et enfin, des interactions souvent non-linéaires entre les variations forcées et libres qui défient les interprétations simples de cause à effet. Les temps de réponse contribuent à complexifier le système: ainsi, les mécanismes de rétroaction des sous-systèmes "lents", tels que les océans ou les glaces, peuvent induire des variations à plus longue échelle de temps dans un sous-système de nature rapide, tel que l'atmosphère. Cette remarque illustre en outre pourquoi l'étude du phénomène El Niño, ou encore celle de la circulation océanique profonde, est indispensable si on veut mieux appréhender la variabilité climatique de l'atmosphère. Les fluctuations survenant dans une composante du système climatique peuvent affecter toutes les autres en raison des échanges complexes de matière et d'énergie qui les lient. Le résultat est un climat en changement perpétuel dans le temps et dans l'espace.

### I.1.3. Modélisation du climat

Il convient de rappeler qu'un modèle sert d'abord à imiter quelque chose. En l'occurrence, les modèles climatiques sont élaborés pour reproduire l'état du système climatique et son évolution temporelle. Pour ce faire, nous disposons à la base de nos connaissances des processus physiques qui gouvernent le comportement du système climatique. En les exprimant sous une forme mathématique, nous aboutissons au *modèle mathématique*. Ce dernier est alors constitué d'un système d'équations, complété par des contraintes d'assimilation de données, des contraintes statistiques, des conditions initiales, ou encore des conditions aux limites. Il s'agit en général d'un système fort complexe en raison de l'ensemble hétérogène formé par des équations qui sont issues de la thermodynamique, de la mécanique des fluides, et de la physique du rayonnement.

La complexité du modèle n'est pas seulement due à la diversité des phénomènes physiques pris en compte, et à leur intrication. Elle provient aussi de la formulation mathématique compliquée de certains processus naturels, pour lesquels les équations sont souvent non linéaires. Or, il n'existe pas de méthode analytique générale pour résoudre ces systèmes. L'utilisation des méthodes numériques s'avère indispensable, autant que l'emploi des calculateurs, pour obtenir des solutions. Le traitement numérique des équations par ordinateur confère au modèle climatique son qualificatif de *numérique*.

Les progrès effectués en informatique, notamment les capacités toujours plus importantes des calculateurs, ont considérablement contribué au développement de la modélisation numérique des processus climatiques. La simulation assistée par ordinateur est devenue un outil indispensable dans l'étude du climat. Elle concourt à améliorer notre compréhension des changements climatiques observés. Mais surtout, elle représente le seul moyen rationnel dont nous disposons pour prédire les changements climatiques, et estimer leurs impacts sur l'environnement et sur l'Homme.

Il existe différents types de modèles climatiques selon les hypothèses et les phénomènes physiques considérés. Les plus élaborés sont probablement les modèles de circulation générale, issus des modèles météorologiques. Ils simulent explicitement les processus dynamiques présents dans l'atmosphère et les océans, en traitant les équations en un nombre discret d'instants dans le temps et de points dans l'espace. La maille élémentaire typique est de quelques centaines de kilomètres sur le plan horizontal et de quelques dizaines de niveaux sur le plan vertical. Les équations sont résolues en chacun des points de la grille tridimensionnelle ainsi formée, ce qui explique en partie le nombre important de degrés de liberté du système et les temps de calculs considérables qui sont encore nécessaires malgré la puissance des ordinateurs dont on dispose aujourd'hui. Par ailleurs, des modèles de glace de mer, neige, sol, végétation et écoulement de cours d'eau complètent en général la dynamique du système couplé océans - atmosphère pour simuler au mieux les budgets hydrologique et énergétique.

D'autres types de modèles climatiques existent. Ils sont parfois classés suivant le critère géométrique du nombre de dimensions considérées, autrement dit suivant le mode de calcul des moyennes dans l'espace. Mais il convient de les distinguer plutôt en fonction de la nature de leurs équations fondamentales, de leur approche déterministe ou statistique, et des facteurs naturels pris en compte. Par exemple, les modèles de circulation générale, couplés atmosphère - océans, figurent parmi les modèles dynamiques, ayant une approche déterministe, et prenant en compte l'atmosphère, les océans et les échanges entre ces deux sous-systèmes. Il s'agit de modèles à trois dimensions. Par ailleurs, on trouve des modèles dynamiques avec une approche plutôt statistique, tels que les modèles de bilan énergétique, ou encore les modèles de radiation et de convection, qui sont une dimension. Toutefois, il semble que les modèles de circulation générale fournissent les simulations les plus réalistes des conditions climatiques moyennes dans les océans et dans l'atmosphère, aussi bien du point de vue des structures régionales que des variabilités interannuelles.

Les variables prédites par les modèles climatiques sont typiquement la température et la pression; plus spécifiquement, l'humidité, les précipitations et le vent dans l'atmosphère; et, la densité, la salinité et les courants dans les océans. En revanche, le niveau des mers est une grandeur peu analysée, en partie à cause des difficultés de simulation. En effet, les modèles de circulation générale les plus détaillés ne considèrent pas encore la dynamique des glaciers [Oberhuber, 1995]. Par conséquent, ils ne peuvent reproduire tous les changements du cycle hydrologique, dont les échanges de masse d'eau dus à la fonte des glaces continentales. Par contre, ils simulent les changements du niveau des mers induits par la dilatation thermique. Les résultats dépendent de la capacité à reproduire une circulation océanique en trois dimensions réaliste puisqu'elle détermine en outre la vitesse à laquelle les masses d'eau de température différente sont distribuées dans l'océan profond. Une résolution spatiale fine est alors indispensable.

Outre les difficultés mentionnées précédemment concernant la complexité des modèles climatiques, d'autres problèmes rendent la simulation ardue. Les méthodes numériques demandent d'une part l'étude de questions plutôt mathématiques, telles que la convergence et la stabilité des solutions [Ghil, 1995]. D'autre part, elles requièrent la définition, en accord avec la nature des phénomènes climatiques étudiés, des incréments associés à l'échantillonnage spatial et temporel. A cet égard, plusieurs problèmes se posent.

La dimension des mailles élémentaires représentent en quelque sorte les limites de nos connaissances des phénomènes de petite échelle. Or, la réponse du climat est justement très sensible à certains d'entre eux, notamment aux phénomènes turbulents par lesquels s'effectuent des échanges importants d'énergie et de masse entre sous-systèmes. A défaut de les résoudre explicitement, on les modélise autant que possible par des paramètres macroscopiques ayant

souvent un caractère statistique, ce procédé est connu sous le nom de *paramétrisation*. Mais tous les problèmes ne sont pas résolus pour autant, car l'échantillonnage spatio-temporel adéquat varie en fonction des composantes considérées du climat. Ainsi par exemple, les structures tourbillonnaires propres aux océans nécessitent un maillage plus fin que leurs homologues dans l'atmosphère. En revanche, les processus océaniques évoluent beaucoup plus lentement que dans l'atmosphère, ils mettent plus longtemps à atteindre un état d'équilibre. Par conséquent, un incrément temporel plus grand est souvent requis. La difficulté est alors de traiter dans un modèle unique des échelles très différentes, car la simulation réaliste du système climatique demande de prendre en compte le comportement de chacune de ses composantes et leurs interactions. Les approches possibles sont: d'ignorer certains phénomènes, de les simplifier aussi fidèlement que possible, ou de les résoudre explicitement en considérant, d'une part, les limites actuelles de puissance des calculateurs, et d'autre part, la propagation des erreurs dont l'origine est alors difficile à identifier.

S'il est effectivement crucial de prendre en compte l'ensemble du système climatique, il n'en demeure pas moins qu'il est encore difficile d'évaluer l'importance relative des différents facteurs. D'autant que de nombreux processus sont mal compris ou que leurs effets sont mal connus. C'est le cas par exemple de l'effet de serre additionnel dû à la vapeur d'eau. Le réchauffement augmente la capacité de l'atmosphère à absorber la vapeur d'eau, qui, par effet de serre, accroît le réchauffement initial. La connaissance de l'amplitude de ce mécanisme de rétroaction positive est encore trop imprécise, notamment en raison des difficultés à estimer la répartition verticale de la vapeur d'eau sur le globe [Sadourny, 1994]. Mais d'autres mécanismes indécelables pourraient encore subsister. Les incertitudes de quantification relative remettent en cause les liens de cause à effet, et alimentent les interrogations quant à l'impact des activités humaines sur le climat. L'effet de serre prédit par les modèles pourrait en outre être masqué par une activité solaire moins importante dans un avenir proche [Lean & Rind, 1996], ou encore, par une phase de refroidissement due à la circulation thermohaline des océans.

L'exemple emprunté à Sadourny [1994] illustre l'importance d'un système d'observation à l'échelle du phénomène étudié, en l'occurrence global. Il contribuerait à la résolution du problème de définir les conditions initiales et les conditions aux limites dont dépend la résolution numérique des équations du modèle climatique. La plupart des contraintes sont mal déterminées car elles s'appuient sur des observations imprécises et incomplètes. Des efforts sont en cours, notamment en mettant à profit les nouvelles technologies spatiales. Quatre organisations internationales (OMM, COI, PNUE, CIUS) ont établi le Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC/GCOS) en 1992 [OMM, 1995]. Toutefois, des données pertinentes de qualité ne pourront être disponibles immédiatement car les phénomènes climatiques ont intrinsèquement des caractéristiques à long terme.

Par ailleurs, les observations sont indispensables pour valider les simulations. Les modèles ne sont à l'heure actuelle qu'une représentation simplifiée du système climatique. Les résultats obtenus dépendent du bien fondé des hypothèses et des simplifications nécessaires pour surmonter le panorama de difficultés que nous avons évoqué précédemment.

L'évaluation des performances d'un modèle est fondée sur la confrontation des résultats qui proviennent soit d'autres modèles, soit de mesures contemporaines, soit d'indices paléoclimatiques. L'intercomparaison entre modèles est instructive, néanmoins les fondements théoriques étant proches: équations, approximations, contraintes... les erreurs communes ne peuvent être décelées par ce procédé. Il est donc essentiel que des comparaisons soient aussi effectuées avec des données réelles du climat, présent et passé. Malheureusement, en dehors des difficultés à réduire les mesures indirectes en termes de variables climatiques, nous sommes confrontés à des observations limitées dans l'espace et dans le temps. Les données

paléoclimatiques sont d'une part clairsemées, et d'autre part peu nombreuses, soulevant de ce fait la question de représentativité. Les systèmes récents de mesure sont désormais conçus en conséquence avec une couverture mondiale (GCOS, GLOSS...). Mais, observant depuis relativement peu longtemps, ils ne peuvent pas encore révéler toute la variabilité temporelle liée au climat. Le processus d'évaluation consiste en général à comparer des statistiques (moyennes, variances, covariances...) sur des échelles spatio-temporelles en accord avec les phénomènes climatiques étudiés. A cet égard, les statistiques des modèles de circulation générale sont estimées à partir des simulations journalières de la même façon qu'avec les observations du monde réel. Enfin, parmi les précautions à prendre dans le travail de comparaison, il convient de garder à l'esprit que les modèles sont souvent contraints à s'ajuster à certaines données obtenues de la réalité.

Les écarts obtenus de la confrontation des résultats théoriques et réels ont de nombreuses sources d'erreur, parmi lesquelles figurent les erreurs d'approximation physique, mathématique ou numérique. Par ailleurs, la plupart des observations ont un caractère local, notamment les données des paléoclimats, et sont sujettes aux erreurs de mesure, mais aussi d'interprétation. Le problème ardu de l'interprétation des écarts provient principalement de l'intrication des nombreux facteurs considérés et de leur nature non linéaire. Ainsi, les erreurs sont d'une part propagées à travers les différentes composantes du système, et d'autre part, amplifiées, ou atténuées, par les mécanismes de rétroaction. Dès lors, il est délicat d'établir des liens de cause à effet. Par exemple, une erreur peut rester masquée jusqu'au jour où, affinant correctement la théorie, elle se dévoile en remettant en cause, à tort, l'élément nouveau.

L'étude de la réponse du modèle aux changements dans ses constituants est un travail important pour déterminer les paramètres qui influent davantage sur la solution. A titre d'exemple, la sensibilité des modèles à leur façon de représenter les nuages est un point critique, puisqu'elle conduit à un réchauffement variant entre 1,8 et 5,5°C pour un doublement du gaz carbonique atmosphérique [Sadourny, 1994]. En effet, les nuages produisent un effet de refroidissement en réfléchissant le rayonnement solaire, mais aussi un effet de réchauffement en absorbant la radiation terrestre émise vers l'extérieur. Le bilan est incertain, la quantité et le type des nuages peuvent augmenter ou diminuer le réchauffement initial selon que la couverture des nuages haut augmente plus vite ou moins vite que celle des nuages bas.

Les résultats des simulations montrent des différences considérables lorsque les tendances régionales sont comparées entre elles. Une réponse plus accentuée est généralement constatée dans les latitudes élevées en raison de la variation plus importante de l'albédo de ces régions, due en particulier au mécanisme de rétroaction des glaces. Par ailleurs, des expériences récentes avec des modèles de circulation générale couplés atmosphère - océans suggèrent que les réponses régionales peuvent varier d'un facteur deux à trois par rapport à la moyenne globale [IPCC, 1995]. Les différences régionales dans le réchauffement, mais aussi la structure complexe de la circulation océanique, expliquent ces résultats.

Une simulation plus réaliste et plus fine requiert une meilleure résolution spatiale et la considération de l'ensemble des processus physiques significatifs. Outre l'atmosphère et les océans, la dynamique des autres composantes climatiques devrait être intégré en détail dans les modèles de circulation générale. Par exemple, les glaciers et la végétation qui influe sur l'humidité des sols, leur albédo et l'évaporation de l'eau, permettraient d'établir un bilan hydrologique plus complet. Mais, l'atmosphère et les océans n'ont pas dévoilé tous leurs mystères. Bien que les caractéristiques dynamiques globales soient déjà simulées de façon approchée, les incertitudes qui subsistent dans leur circulation générale respective et dans leurs interactions sont à l'origine de réponses régionales qui s'écartent notablement de la réalité. En particulier, en raison des temps de réponse longs, les résultats dépendent de l'état initial des océans, par ailleurs mal connu.

Plus généralement, l'amélioration des modèles climatiques nécessite une meilleure compréhension des phénomènes impliqués. Pour ce faire, il est indispensable d'améliorer l'observation systématique des variables liées au climat sur une base mondiale; d'étudier les changements passés; et de faciliter les échanges internationaux.

La physique du climat est tellement variée et complexe que l'intégration de tous les processus en un seul modèle relève encore de l'utopie. A l'heure actuelle, il n'existe pas une théorie générale pour expliquer l'origine des variations climatiques et les prédire. Les modèles numériques sont assez loin de donner des réponses claires et précises. Suivant leur type, ils reproduisent mieux certains aspects du climat que d'autres, mais, selon Oberhuber [1995], aucun n'a encore réussi à expliquer les variations de température à la surface terrestre qui ont été observées dans le passé. Néanmoins, ils représentent un outil précieux pour clarifier des mécanismes spécifiques du climat, tels que le rôle de la végétation, ou encore, pour étudier la réponse du système climatique à une perturbation donnée, telle que l'augmentation de la concentration en gaz carbonique dans l'atmosphère.

## I.2. Changements climatiques et niveau des mers

### I.2.1. Echelle des temps géologiques

Lorsqu'on parle des fluctuations climatiques passées, on se réfère souvent aux périodes géologiques correspondantes pour les repérer dans le temps. Ayant évoqué à plusieurs reprises certaines de ces périodes, il me semble convenable d'insérer ici un bref rappel sur l'échelle des temps géologiques qui me permettra de l'utiliser sans perturber l'esprit du lecteur par des termes qui ne lui sont pas forcément familiers.

Afin de repérer les événements de l'histoire de la Terre, les géologues ont mis au point diverses méthodes de datation fondées sur la stratigraphie. Ces méthodes ont abouti à l'établissement de ce que l'on appelle l'échelle des temps géologiques, ou échelle stratigraphique. Toutefois, il s'agit d'une datation relative car l'analyse des relations entre les terrains, notamment des terrains sédimentaires qui s'empilent en strates, des plus anciennes aux plus récentes, permet de reconstituer la chronologie des événements les uns par rapport aux autres. En revanche, les méthodes modernes de datation, fondées sur la désintégration d'éléments radioactifs contenus dans les roches ou les fossiles, permettent de mesurer le temps en absolu, et en particulier d'estimer la longueur des ères.

L'échelle des temps géologiques n'est pas tombée pour autant en désuétude, elle a simplement été calée dans le temps. Son usage prévaut car le découpage qui lui est associé correspond à l'observation d'événements significatifs de l'histoire de la Terre. Ainsi, une première division apparaît autour de 540 millions d'années avant nos jours. Elle sépare l'échelle des temps en deux grandes parties: dans la plus ancienne, il est très rare de trouver des traces d'organismes animaux alors que, dans la plus récente, des fossiles témoignent de leur présence. Ce constat est à l'origine de la dénomination de cette deuxième partie: "phanérozoïque", du grec phanéros: visible, et zoïque: relatif aux animaux. Elle regroupe les ères du Paléozoïque (ou Primaire), Mésozoïque (ou Secondaire) et Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Certains désignent la première partie d'une manière semblable par « azoïque », mais de fait elle est plus connue sous le nom de Précambrien.

L'échelle des temps géologiques est divisée en cinq ou six ères suivant que l'on considère le hadéen ou pas. En effet, outre les météorites, aucune roche sur Terre ne serait si vieille pour l'associée à ce temps géologique. Par ailleurs, le Quaternaire est parfois traité comme une ère

bien qu'il appartienne au cénozoïque. Il comprend les périodes de l'Holocène et du Pléistocène. Les ères sont subdivisées en périodes, elles-mêmes constituées en épisodes ou étages. Le tableau de la figure 7 montre les principales divisions de cette échelle de temps stratigraphique que nous avons construite à partir d'éléments extraits de plusieurs encyclopédies et du livre : *Growth of a prehistoric time scale based on organic evolution* [Berry, 1987].

**Figure 7 : Principales divisions de l'échelle des temps géologiques. Le commencement d'un temps géologique est indiqué en millions d'années par rapport à nos jours (Ma).**

| | ERES | Commencement | PERIODES | Commencement |
|---|---|---|---|---|
| PHANÉROZOÏQUE | CÉNOZOÏQUE (Tertiaire et Quaternaire) | 65 Ma | Holocène | 0.01 Ma |
| | | | Pléistocène | 1.8 Ma |
| | | | Pliocène | 5 Ma |
| | | | Miocène | 23 Ma |
| | | | Oligocène | 38 Ma |
| | | | Eocène | 54 Ma |
| | | | Paléocène | 65 Ma |
| | MÉSOZOÏQUE (Secondaire) | 245 Ma | Crétacé | 146 Ma |
| | | | Jurassique | 208 Ma |
| | | | Trias | 245 Ma |
| | PALÉOZOÏQUE (Primaire) | 544 Ma | Permien | 286 Ma |
| | | | Carbonifère | 360 Ma |
| | | | Dévonien | 410 Ma |
| | | | Silurien | 440 Ma |
| | | | Ordovicien | 505 Ma |
| | | | Cambrien | 544 Ma |
| PRÉCAMBRIEN | PROTÉROZOÏQUE | 2500 Ma | Neoprotérozoïque | 900 Ma |
| | | | Mésoprotérozoïque | 1600 Ma |
| | | | Paléoprotérozoïque | 2500 Ma |
| | ARCHÉEN | 3900 Ma | Archéen supérieur | 2900 Ma |
| | | | Archéen moyen | 3300 Ma |
| | | | Archén inférieur | 3800 Ma |
| | HADÉEN | Origine de la Terre | | 4600 Ma |

### I.2.2. Evidences des variations géologiques du niveau des mers

Le niveau des mers a longtemps été cru stable au cours des ères. Mais cette idée a progressivement été abandonnée à partir du XIX$^{e}$ siècle, au fur et à mesure que des données s'accumulaient en attestant des variations du niveau des mers de plusieurs dizaines de mètres sur l'échelle des temps géologiques. Aujourd'hui, avec la théorie des changements climatiques globaux, on comprend mieux que le niveau des mers ait tendance à descendre lorsque les glaces s'accumulent sur les terres émergées des latitudes élevées pendant les longues périodes de refroidissement global, et qu'il s'élève pendant les périodes de réchauffement. Le climat de la Terre semble osciller depuis le commencement du Pléistocène entre des épisodes froids, dits glaciaires, et chauds, dits interglaciaires. Auparavant, il se serait refroidi de manière continue depuis la fin du crétacé, avec toutefois quelques paliers [Crowley 1996]. D'après l'étude des isotopes de l'oxygène dans les carottes océaniques, les cycles glaciaire-interglaciaires se seraient répétés au moins trente fois au cours des deux derniers millions d'années [Shackleton et al, 1990], le niveau de la mer variant en conséquence. Le dernier minimum de glace, où le niveau des mers était le plus élevé, remonte à 120 000 ans environ, alors que le dernier maximum glaciaire, avec un niveau des mers de l'ordre de 120 mètres sous le niveau actuel, date de 20 000 ans avant nos jours.

Bien que l'existence des grands changements du niveau marin soit désormais largement reconnue, leur datation et leur taux de variation demeurent encore souvent mal déterminés. Or, la connaissance précise de la chronologie de l'élévation du niveau des mers est importante si l'on veut comprendre les processus dynamiques complexes qui régissent le système climatique terrestre, et en particulier les relations entre ses composantes océanique, atmosphérique et cryosphérique. A cet égard, Blanchon [1995] apporte par exemple des éléments intéressants sur le mode de retrait des glaciers continentaux au cours de l'Holocène. Ses résultats sont fondés sur l'étude d'un certain type de récif corallien, situé dans la région des Caraïbes entre Barbados et la Floride. L'auteur trouve notamment des élévations rapides du niveau de la mer de plusieurs mètres en l'espace de cent ans seulement. Il y a environ 14 200 ans, 11 500 ans et 7 600 ans. Ces événements « brusques » suggèrent que la fonte des glaces ne s'est pas toujours effectuée de manière lente et progressive. Ils indiqueraient une dynamique particulière de la cryosphère en réponse à un réchauffement climatique global. A ce sujet, Pirazzoli nous rappelle que l'eau de la fonte des calottes polaires ne s'est pas toujours déversée directement en mer. Dans certains cas, elle s'est d'abord accumulée pour former d'énormes lacs d'eau douce, se vidant seulement par la suite, parfois dans un laps de temps relativement court, du fait par exemple de mouvements isostatiques, voire tectoniques.

Les indices plus ou moins précis des variations passées du niveau des mers sont de fait relativement nombreux et hétérogènes. Les témoignages de nature géomorphologique révèlent par exemple des canyons, des vallées fluviales et des deltas sous-marins sur le plateau continental, qui parfois se prolongent même jusqu'au talus continental. Ces reliefs construits par l'érosion hydrologique n'ont pu se former sous les eaux, ils prouvent par conséquent que le niveau des mers était plus bas dans le passé qu'à l'heure actuelle. D'autres évidences géomorphologiques sont fournies par les traces des anciens rivages. Ces traces se présentent notamment sous forme d'encoches, de replats submergés, ou encore de plates-formes d'abrasion littorale surélevées. En l'occurrence, il s'agit de formations produites par l'érosion, mais nous avons aussi comme témoignages les formes d'accumulation et de colmatage telles que les conglomérats de plage, les tourbes, etc.

Un élément clé est cependant la datation de ces éléments. Les techniques radiométriques permettent de dater avec précision certains éléments chimiques radioactifs qui sont contenus dans les couches de tourbe, dans les replats submergés, et plus généralement dans la plupart des formes de terrain évoquées ci-dessus, caractéristiques d'une position proche de la surface de la mer. La datation au radiocarbone est une méthode assez répandue, notamment en raison de son caractère absolu et de son utilisation aisée sur des échelles de temps inférieures à cinquante mille ans. Elle s'effectue sous couvert des hypothèses de stabilité de la formation du carbone 14 dans le passé; de l'homogénéité de cet élément dans l'atmosphère par mélange rapide et mondial; de l'équilibre entre les réservoirs océanique et atmosphérique; et enfin de l'absence de contamination des matériaux étudiés par des éléments extérieurs plus récents. Elle demande en outre une bonne connaissance de ces matériaux. Pirazzoli [1976] présente à ce sujet une analyse détaillée des possibilités et des limites de la méthode de datation au carbone radioactif, notamment appliquée à certains marqueurs géologiques du niveau marin, dont il présente par ailleurs un panorama assez complet.

Outre les indicateurs géologiques présentés ci-dessus, les récifs coralliens constituent des indices biologiques et morphologiques précieux pour l'étude des quelques six à sept derniers millénaires, où l'élévation du niveau marin s'est considérablement ralentie. Certains coraux ne peuvent en effet survivre que dans les premiers mètres sous la surface marine. C'est notamment le cas de l'espèce étudiée par Blanchon [1995]. Lorsque l'élévation du niveau de la mer est lente, ils peuvent construire de nouveaux étages de leurs squelettes carbonatés. En revanche, lors de remontées brusques, ils périssent et d'autres espèces marines viennent éventuellement les coloniser. Des forages permettent de prélever les coraux fossiles préservés pendant des millénaires sous l'eau, et qui ont vécu pendant les différentes phases de la dernière déglaciation. Certains sont présents aujourd'hui jusqu'à des profondeurs de cent mètres. Outre les quelques résultats présentés auparavant pour des périodes plus reculées, Laborel et al [1994] ont calculé à partir de l'étude des *Lythophyllum lichenoides*, une algue calcaire rouge, que le niveau de la mer s'est élevé de 1,6 mètres sur les 4 500 dernières années avec un taux de 0,4 mm/an entre 4500 et 1500 ans avant nos jours, puis de 0,2 mm/an. Les données utilisées proviennent des côtes sud-est de la France, à l'ouest de Marseille, et de la Corse. Les auteurs remarquent en particulier la cohérence de leurs résultats avec ceux de Pirazzoli [1976], obtenus à partir de marqueurs sédimentaires et archéologiques.

Les données archéologiques contribuent en effet à l'étude et à la connaissance des changements du niveau des mers sur les derniers milliers d'années. Il s'agit la plupart du temps de constructions portuaires. Mais tout ouvrage établi en fonction du niveau de la mer local est a priori exploitable: viviers à poissons, marais salants, slips, etc. Le nombre de sites archéologiques ou de villes submergées sont relativement fréquents dans le bassin méditerranéen. L'Organisation des Nations Unies en aurait déjà recensé plus de 1200 autour de la Méditerranée [Flemming, 1995]. Parmi les sites célèbres se trouve le port de Césarée, en Israël, au nord de Tel-Aviv, ou encore, la colonie grecque d'Apollonia au large de la Libye, maintenant sous un peu plus de deux mètres d'eau. Les grottes creusées sous l'effet des vagues quand le niveau de la mer était plus bas, puis occupées par nos ancêtres, constituent également des indicateurs archéologiques du niveau marin de grand intérêt. La grotte Cosquer, au large du cap Morgiou, dans le sud-est de la France, est un exemple de ce type de vestige. Un autre exemple est rapporté par Flemming [1995] au sujet de la découverte d'un village du néolithique de plus de 10 000 ans, situé à présent à quelques dix mètres de profondeur, au nord du site archéologique de Atlit, en Israël.

Les indices archéologiques et géologiques présentés jusqu'ici fournissent surtout des données du niveau marin locales et relatives à l'écorce terrestre. Leur interprétation en termes de variations globales est délicat en raison des fluctuations locales et régionales du niveau de la mer, et surtout des diverses sources potentielles de mouvements verticaux du sol, qui agissent aussi à des échelles spatiales réduites. Pour pallier à cet inconvénient, et réduire les marges d'incertitude, il est nécessaire de collecter et de comparer des résultats largement espacés sur le globe. Un changement global du niveau de la mer laissant a priori des indices sur l'ensemble des côtes du monde.

Il existe toutefois des marqueurs géologiques particulièrement intéressants, car ils sont représentatifs de la masse de glace terrestre présente au moment de leur formation, et donc de celle de l'eau dans les océans. Il s'agit d'une part des sédiments qui se déposent au fond des océans et, d'autre part, de la neige qui s'accumule pour former les grandes calottes de glace. Les enregistrements se présentent sous forme de carottes de sédiments océaniques ou de glace d'une dizaine de centimètres de diamètre et d'une longueur pouvant atteindre parfois trois kilomètres [GRIP, 1993]. Le principe théorique de la méthode d'analyse repose sur certains processus particuliers associés au cycle de l'eau. Les isotopes de certains éléments chimiques de l'eau ont de fait des propriétés thermodynamiques différentes, en particulier leur vitesse et leur température d'évaporation et de congélation. Si bien que, lors des périodes froides, leur abondance relative dans les océans est sensiblement modifiée lorsque beaucoup d'eau se retrouve piégée sous forme de glace. Il est alors possible d'estimer l'étendue de la glace terrestre en regardant les concentrations de ces isotopes dans les sédiments marins, notamment en étudiant les traces de certaines espèces de plancton telles que les coquilles calcaires des foraminifères. L'analyse isotopique des carottes de glace permet par ailleurs de reconstituer les propriétés de l'atmosphère au cours du temps géologique puisque la composition de la glace dépend des températures auxquelles elle s'est formée. De plus, les bulles d'air piégées au cours du processus de glaciation constituent des échantillons d'air fossile dont la concentration en gaz à effet de serre peut également être mesurée. Les résultats donnent une vue globale, car ces gaz se mélangent rapidement dans l'atmosphère, ils se trouvent par conséquent distribués uniformément. L'étude stratigraphique, radiométrique et isotopique des carottes de sédiments marins permet de remonter jusqu'à des époques reculées de près de trois millions d'années lorsque les isotopes étudiés sont ceux de l'oxygène, alors que les carottes de glace se limitent plutôt aux 200 000 dernières années, voire un peu plus. La résolution temporelle se dégrade toutefois au fur et à mesure que l'on examine le fond des carottes.

Les indices géologiques et archéologiques ne laissent pas de doute possible en ce qui concerne l'existence de changements du niveau des mers d'amplitude notable dans le passé. Haq et al [1987] proposent une chronologie des variations du niveau des mers au cours des temps géologiques depuis le trias (245 Ma), en s'appuyant sur des techniques modernes d'analyse stratigraphique des sédiments marins et sur un modèle de dépôt sédimentaire récent. Biju-Duval [1994] reprend notamment leurs résultats, et présente en outre l'évolution du niveau des mers depuis le cambrien (544 Ma). Plus récemment, une synthèse de résultats suggère que le niveau global de la mer s'est élevé d'une centaine de mètres au cours de l'intervalle de temps situé entre vingt mille et six mille ans avant nos jours. Cette remontée est toutefois mal connue dans le détail. Certains résultats indiquent en effet qu'elle ne s'est pas réalisée de manière progressive et régulière sur ces quelques quatorze mille ans. L'élévation du niveau des mers se serait ensuite considérablement ralentie, ne remontant que de quelques mètres sur les six ou huit derniers millénaires. En outre, elle ne serait plus que de quelques décimètres sur les deux derniers millénaires.

### I.2.3. Causes principales des variations géologiques du niveau des mers

Les variations du niveau des mers à l'échelle des temps géologiques de quelques milliers d'années sont intimement liées aux changements climatiques. Les phénomènes physiques à l'origine sont les variations de densité de l'eau et la fonte ou la formation de glace sur les terres émergées. Il existe toutefois d'autres causes possibles de variation du niveau des mers aux échelles de temps considérées. Aussi, j'ai choisi de les présenter suivant une classification simple, inspirée de Pirazzoli [1976], qui a le mérite de donner une bonne vue d'ensemble.

Les sources de variation à long terme du niveau des mers peuvent être distinguées selon qu'elles affectent:

- la forme du contenant de l'eau;
- la quantité d'eau qui se trouve dans le contenant;
- le volume que cette quantité d'eau occupe effectivement.

Le niveau d'eau dépend en effet de la forme du contenant. Ce constat, trivial lorsqu'on transvase l'eau d'un type de verre conique à un autre à fond plat, s'applique également aux bassins océaniques. Les processus géodynamiques modifient en permanence le relief de l'écorce terrestre et, par conséquent, la forme des bassins océaniques. A cet égard, les mouvements tectoniques sont probablement la principale source de renouvellement et de changement du relief. Les zones de formation et de destruction des plaques sont en particulier génératrices de plancher océanique, de volcanisme et de massifs montagneux. Les phénomènes de déplacement de charge altèrent aussi la topographie marine et terrestre. Un nouvel équilibre des compartiments de l'écorce terrestre est entraîné par la surcharge ou la décharge de poids. On parle de glacio-isostasie dans le cas où l'élément responsable est la glace, et d'hydro-isostasie dans le cas de l'eau liquide. Un type particulier d'isostasie est par ailleurs causé par l'érosion hydrologique et l'accumulation de sédiments dans l'embouchure des cours d'eau, voire le plateau continental. Plus largement, l'érosion transforme sans cesse le relief, et transporte des quantités importantes de matériaux toujours dans le même sens, dicté par la pesanteur, des terres continentales vers le fond des mers.

Plusieurs causes influent sur la quantité d'eau présente dans les océans. Tout d'abord, les cycles de glaciation et de déglaciation se manifestent par les déplacements d'énormes quantités d'eau entre les océans et les terres émergées. Ils sont dus à la formation et à la fonte des glaces continentales. Notons entre parenthèses que le volume occupé par les glaces flottantes correspond, par équilibre hydrostatique, au volume d'eau liquide que représente cette glace. Les icebergs et les banquises n'influent donc pas davantage sur le niveau des mers que leur eau soit sous forme de glace ou sous forme liquide. Dans les glaces continentales, on distingue en général les glaciers alpins et les petites calottes de glace, des grandes étendues polaires formées par le Groenland et l'Antarctique. La distinction ne relève pas tant de leur dimension ou de leur dynamique propre que des incertitudes qui sont associées à ces vastes étendues de glace. La plus grande île de notre planète et le continent antarctique souffrent en effet d'un manque cruel de données et d'observations.

D'autres sources peuvent aussi affecter le niveau des mers à travers les échanges d'eau entre terres émergées et mers. C'est le cas notamment des réservoirs d'eau souterrains. Alors qu'un certain état d'équilibre naturel était défini dans le passé via le cycle hydrologique, aujourd'hui, l'Homme perturbe cet équilibre par le pompage d'eau des nappes phréatiques, l'irrigation, la déforestation, la construction de barrages, etc. Enfin, en ce qui concerne les changements de la quantité d'eau océanique, une question intéressante est encore l'origine de l'eau sur Terre, et par voie de conséquence, la détermination des sources d'eau « juvénile ».

L'hypothèse d'une source interne semble aujourd'hui assez controversée, car l'eau observée dans certains types de magmas pourrait très bien être d'origine superficielle. De fait, ces magmas ne sont pas constitués uniquement de matières profondes [Pirazzoli, 1976]. Dans l'hypothèse d'une origine météorique, les apports seraient aujourd'hui négligeables et compenseraient les pertes vers l'espace extérieur. Le bombardement météorique fut en effet très intense durant les premières centaines de millions d'années qui suivirent la formation de la Terre. Mais depuis il se serait fortement réduit.

La chimie de base nous enseigne que le volume d'un corps change sous l'influence de la température sans pour autant qu'il n'y ait d'apport de masse. C'est ainsi, par exemple, que la loi de Charles énonce que le volume d'un gaz dont on maintient la masse et la pression constantes varie directement avec la température. Ce phénomène de contraction ou de dilatation thermique se produit quelque soit l'état physique du corps, dans une moindre mesure toutefois pour un liquide que pour un gaz. Le changement de configuration géométrique de l'élément chimique dans les trois dimensions de l'espace est connu sous le nom d'effet stérique. Il correspond en outre à un changement de la densité de l'élément en question, dans notre cas l'eau marine. En l'occurrence, lorsque la température augmente , la densité diminue, et le niveau de la mer s'élève. L'autre facteur qui influe sur la densité de l'eau, et donc sur son volume et son niveau, est la salinité. L'effet stérique dû à la salinité est appréciable au niveau local et régional, aux échelles de temps courtes, largement inférieures au siècle, dû principalement à l'apport d'eau douce par les cours d'eau, à la formation de glace de mer, à l'évaporation, et aux précipitations. A plus long terme et à un niveau global, la salinité de l'eau de mer est directement liée aux glaciations. Par ailleurs, les variations de densité dans l'océan Atlantique Nord semblent gouverner la formation des eaux profondes et la circulation générale thermohaline, donc la redistribution de masse et de chaleur à l'échelle mondiale et, par conséquent, l'ampleur de l'effet stérique. Les processus physiques d'ajustement sont toutefois longs, de l'ordre de plusieurs centaines d'années, voire plus. Enfin, l'effet stérique dû à l'apport continu de sels dans les océans n'est vraisemblablement sensible qu'à des échelles de temps très longues, nettement supérieures au million d'années. Panzarini [1963] évalue l'accroissement annuel de sels par les fleuves à environ $2\times10^{-9}$‰, soit 0.002‰ tous les millions d'années, valeur très inférieure à la différence de salinité moyenne des océans estimée entre le dernier maximum glaciaire et aujourd'hui, soit une variation de l'ordre de 3.5‰ sur 20 000 ans [Pirazzoli, 1976]. La salinité actuelle des océans ne peut donc raisonnablement s'expliquer par la seule contribution fluviale. Elle serait en fait due pour une grande part au volcanisme intense passé.

La contribution de chaque facteur n'est pas aisée à évaluer. Les estimations sont difficiles à cause du manque important d'observations. Les évaluations sont de ce fait essentiellement obtenues à partir de modèles relativement complexes, validés et ajustés par les données observées. Aussi, un certain nombre d'hypothèses tacites sous-tendent ces études quantitatives. Par exemple, la quantité d'eau sur Terre est implicitement supposée stable au cours des temps géologiques. De même, la forme du contenant océanique n'aurait pas fondamentalement changée, hormis les déformations isostatiques, sur une échelle de temps de quelques millions d'années. Ces hypothèses dépendent bien entendu de l'échelle temporelle considérée.

L'effet stérique dû à la variation de température n'est pas négligeable sur le niveau des mers, puisqu'il représenterait pas moins de la moitié de l'élévation séculaire observée depuis la fin du XIX$^{e}$ siècle [Gornitz et al, 1982]. Les mesures étant rares et locales, les calculs de dilatation thermique des eaux océaniques s'appuient sur des profils de température obtenus à partir de modèles plus ou moins sophistiqués de diffusion de la chaleur. Quelques difficultés se posent à cet égard à l'heure actuelle. Les modèles simples à une dimension sont incapables de reproduire de manière réaliste certains processus importants de pénétration et de mélange

des eaux qui s'effectuent depuis la surface des océans vers les couches inférieures. Pour mieux faire, il est en particulier important d'inclure la circulation générale thermohaline, donc de prendre en compte l'espace sur ses trois dimensions. Notons que les modèles océaniques utilisent en entrée une répartition de la température en surface et son évolution dans le temps. En général, ces informations sont fournies par un modèle climatique indépendant, à moins de disposer au départ d'un modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan. Les différences entre les résultats ne sont toutefois pas encore significatives, car les incertitudes demeurent trop importantes. D'une part, les observations qui servent à ajuster les paramètres des modèles sont rares, limitées dans le temps et dans l'espace à quelques régions. Des hypothèses à vérifier par ailleurs sont alors nécessaires pour pallier à cet inconvénient. D'autre part, des problèmes non résolus subsistent, notamment en relation avec la méconnaissance des conditions initiales. Les événements climatiques passés déterminent en effet l'état de l'océan observé aujourd'hui. Mais les conditions passées sont mal connues, de même que les mécanismes responsables des retards dans les réponses. La dilatation thermique concerne toute la colonne d'eau océanique, elle dépend donc des phénomènes qui se déroulent dans l'océan profond, à l'échelle de temps caractéristique du millier d'années [Wigley, 1995]. C'est ainsi qu'en utilisant les mêmes conditions de forçage en surface pour différents modèles, nous obtenons des résultats différents au bout de quelques dizaines d'années. Un certain niveau de cohérence permet cependant d'estimer la contribution de l'effet stérique à une élévation du niveau des mers de deux à sept centimètres au cours des cent dernières années [IPCC, 1995].

La contribution de la fonte des glaciers et des calottes de glace de taille moyenne est évaluée dans le rapport de l'IPCC [1995] entre deux et cinq centimètres sur le dernier siècle. Les estimations sont obtenues à partir d'un bilan des masses de glace qui résulte d'abord de la différence entre les accumulations et les pertes. Deux facteurs viennent compléter ce bilan: l'accumulation interne due au regel d'une partie des glaces fondues, et l'ablation des calottes en icebergs. Le premier est un effet positif alors que le deuxième est négatif. Un bilan des masses positif correspond en outre à une baisse du niveau des mers. L'ablation sous forme de icebergs se limite à quelques régions, notamment polaires, et concerne donc relativement peu de glaciers. Elle est mal modélisée, mais elle peut être mesurée avec des résultats plus fiables. L'accumulation interne est par contre difficile à modéliser et à mesurer. Elle est de ce fait souvent ignorée, ce qui conduit à une surestimation des pertes dans le bilan des masses. Les gains et les pertes sont par ailleurs déterminés à partir de modèles hydro-météorologiques ou climatiques, qui fournissent une distribution des précipitations et des températures à la surface des terres. Ces données sont alors utilisées en entrée des modèles de formation et de fonte de glace. Un problème de modélisation important survient toutefois à cause de la grande variabilité spatiale et temporelle de la réponse des glaciers. Les taux de fonte et de formation dépendent en particulier de leur forme et de leurs dimensions. Or, moins d'une cinquantaine de glaciers seraient effectivement surveillés et classés de manière sérieuse. Ils sont localisés principalement dans les Alpes et en Scandinavie, ils ne représentent qu'une petite fraction des plusieurs centaines de glaciers inventoriés, et de surcroît ils sont surtout de dimension modeste. Il est par conséquent délicat d'étendre les contraintes apportées par ces observations pour l'établissement d'une estimation globale de l'effet des glaciers sur le niveau des mers, voire pour l'évaluation correcte des incertitudes. Entre 1993 et 1995, Harrison et al [1995] ont déterminé les profils de quelques trente glaciers en Alaska et au Canada par altimétrie laser embarquée sur avion. La comparaison avec les informations des cartes établies en 1950 montre que la plupart des glaciers de l'Alaska se sont amincis. Les auteurs insistent tout particulièrement sur la complexité de la relation entre changement de volume régional et climat. Ils remarquent en outre que parfois les glaciers se sont épaissis, tout en reculant.

Les observations des glaciers alpins au cours de ce siècle permettent d'établir un bilan des masses contraint, et par suite une estimation a priori plus réaliste de leur contribution à l'élévation séculaire du niveau des mers. Malheureusement, ceci est moins évident pour les

vastes étendues de glace de l'Antarctique et du Groenland par le manque accru de données. De plus, dans les régions polaires tous les termes du bilan des masses que nous avons évoqués dans le cas des glaciers doivent être pris en compte. Il est donc indispensable que les modèles utilisés intègrent la dynamique des processus d'accumulation interne de glace et les flux d'ablation des calottes en icebergs. Par ailleurs, la plupart des modèles de fonte et de formation de glaces évaluent le bilan des masses à partir des changements de température dans l'atmosphère issus de modèles hydrométéorologiques ou climatiques. La relation entre température et précipitations permet certes d'estimer l'accumulation de glace dans les régions polaires, mais en supposant toutefois que la circulation atmosphérique générale ne change pas. Cette hypothèse est loin d'être vérifiée. Les diverses estimations de la contribution de l'Antarctique et du Groenland affichent une fourchette de valeurs assez large à cause de l'effet d'incertitudes sur des très grandes extensions de glace, qui représentent respectivement 85% et 12% des glaces continentales. Aussi, on comprend que l'estimation moyenne de l'IPCC [1995] soit large et reste neutre pour les composantes Antarctique et Groenland.

Enfin, la contribution des réservoirs d'eau terrestres, souterrains ou en surface, n'est pas claire. Les principaux échanges d'eau entre ces derniers et la mer sont probablement d'origine anthropique aujourd'hui, dus en particulier à la construction de barrages, à la constitution de réserves d'eau, au pompage des nappes phréatiques, à la déforestation, etc. L'effet net sur le niveau des mers est incertain et controversé. Aussi, l'estimation moyenne de l'IPCC [1995] reste assez neutre, avec une large marge d'incertitude, vraisemblablement motivée par le manque de données à ce sujet. Lors de l'Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI) en 1995, à Boulder, aux Etats-Unis, quelques chercheurs ont d'ailleurs manifesté que l'effet des réservoirs d'eau terrestre a considérablement été sous-estimé, et ne peut être considéré nul. Le bilan effectué par Chao [1995] évalue l'effet de quelques grands réservoirs artificiels à une baisse du niveau des mers de l'ordre de 0.7 mm/an sur les cinquante dernières années. L'étude porte sur quatre-vingt-huit réservoirs de plus de dix kilomètres cubes de capacité. Selon l'auteur, ils ne représenteraient pourtant que 40% de l'eau ainsi retenue par l'Homme, le reste figurant sous forme de plus petits réservoirs, mais très nombreux. Il conclut en rappelant que, par ailleurs, l'apport des réservoirs naturels invisibles est difficile à déterminer sans une analyse géologique et historique locale.

Le tableau de la figure 8 résume les différentes contributions à l'élévation du niveau des mers au cours du dernier siècle. Les valeurs proviennent du chapitre 7 du rapport de l'IPCC [1995]. MM. Warrick, Le Provost, Meier, Oerlemans et Woodworth présentent dans celui-ci une synthèse de l'état actuel des connaissances et des grandes incertitudes qui rendent difficile le calcul exact de la variation séculaire passée du niveau marin.

**Figure 8 : Estimations des différentes contributions à l'élévation séculaire du niveau des mers sur le dernier siècle, d'après l'IPCC [1995].**

| Contribution | Estimation basse | Estimation moyenne | Estimation haute |
|---|---|---|---|
| Dilatation thermique | 2 cm | 4 cm | 7 cm |
| Glaciers | 2 cm | 3.5 cm | 5 cm |
| Groenland | -4 cm | 0 cm | 4 cm |
| Antarctique | -14 cm | 0 cm | 14 cm |
| Réservoirs d'eau terrestres | -5 cm | 0.5 cm | 7 cm |
| TOTAL | -19 cm | 8 cm | 37 cm |

## I.3. Le niveau moyen de la mer

### I.3.1. Quelques concepts associés au niveau de la mer

Bien qu'elle soit largement utilisée, la notion de niveau de la mer n'en reste pas moins vague comme le remarquent quelques auteurs [Pirazzoli 1976, Le Provost 1988]. C'est pourquoi, nous essayons à présent de la clarifier quelque peu et de comprendre la raison de ce flou auquel contribue la multitude d'expressions dérivées telles que: niveau global de la mer, niveau moyen de la mer, niveau des mers, etc.

Dans l'expression « niveau de la mer », nous avons, d'une part, le concept implicite de surface de la mer, et d'autre part, celui de niveau. La surface de la mer est l'interface qui sépare les deux grands fluides du système climatique que sont l'atmosphère et l'océan. L'idée de niveau se définit par ailleurs comme le degré d'élévation d'une surface, d'une ligne ou d'un point lui appartenant, par rapport à une surface de référence qui lui est parallèle. Aussi, une surface de niveau est une surface dont tous les points sont au même niveau, formant en particulier une surface normale aux lignes de champ de la pesanteur terrestre. Elle est également connue sous la désignation de surface équipotentielle. Notons toutefois que cette terminologie ne se restreint pas au seul champ qui est généré par la force de la pesanteur. La surface de la mer ne peut être considérée comme une surface de niveau car elle change sans cesse, d'un jour à l'autre, et d'un lieu à l'autre. Le spectre de ces fluctuations est large; nous le verrons plus en détail dans un chapitre ultérieur. Par conséquent, il est difficile de parler de niveau de la mer si ce n'est localement. Mais, en atténuant fortement la variabilité temporelle par le calcul de moyennes, l'idée n'est plus aussi absurde. La surface moyenne de la mer diffère peu d'une surface de niveau, l'écart typique étant souvent inférieur au mètre. Elle sert d'ailleurs à réaliser la surface équipotentielle de référence mondiale appelée le géoïde. Leurs écarts résultent de l'attraction gravitationnelle des autres astres du système solaire, des courants océaniques, des variations de densité et des effets météorologiques, qui n'ont pas pu être éliminés par le calcul de moyennes en raison de leur nature systématique et non périodique sur l'intervalle de temps considéré.

Le caractère vague est en partie dû à la notion de moyenne. Le niveau moyen de la mer se réfère de fait à une moyenne dans le temps. Elle n'a donc de sens que si la période de temps est spécifiée, et si les fluctuations de période inférieure sont éliminées. Lorsque l'on souhaite se rapporter à la moyenne spatiale du niveau de l'ensemble des mers, il convient plutôt d'utiliser l'expression niveau global de la mer ou niveau des mers. Le qualificatif global signifiant mondial, et les mers étant dans ce cas un terme générique qui comprend les océans et les grandes étendues marines reliées. Par ailleurs, la surface de référence des valeurs de niveau doit être en accord avec la cohérence spatiale de la grandeur considérée. Ainsi, le niveau des mers sera par exemple défini par rapport à un ellipsoïde associé à un système de référence terrestre mondial, ou encore par rapport au géoïde. En revanche, le niveau de la mer peut être déterminé par rapport à un plan horizontal défini localement à travers un ou plusieurs repères matériels liés à l'écorce terrestre, ou encore, par un réseau de nivellement réalisant un système national d'altitudes.

Dans notre étude, le niveau moyen de la mer et le niveau moyen des mers se rapporteront, sauf indication explicite, à la valeur moyenne obtenue sur une période de un an.

### I.3.2. Variations eustatiques

Nous avions démarré le premier chapitre avec une revue des définitions de l'eustatisme présentées par quelques dictionnaires encyclopédiques. Les deux éléments intéressants que nous en avions retenus étaient des variations globales et lentes du niveau de la

mer. Le tour d'horizon du système climatique de la Terre et l'étude de la relation entre les changements climatiques et le niveau des mers ont apporté une vue plus complète, en précisant notamment les liens et les processus physiques impliqués.

Pugh [1987] et Ekman [1992] définissent les variations eustatiques comme les changements globaux de volume d'eau océanique dus à la fonte ou à la formation de glace continentale, d'une part, et à la dilatation thermique, d'autre part. Mais, beaucoup d'auteurs comprennent dans ces variations d'autres causes qui affectent le niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale [Pirazzoli 1976, IOC 1985]. Par ailleurs, Lisitzin [1974] et Le Provost [1993] limitent la contribution eustatique du changement à long terme du niveau des mers à la fonte des glaces continentales. Lisitzin [1974] reconnaît toutefois qu'en général d'autres phénomènes, tels que l'isostasie, sont comptés dans les variations eustatiques. Pugh [1987] préfère distinguer les mouvements verticaux de l'écorce terrestre d'étendue régionale en les regroupant sous la désignation « changements épirogéniques ». Il insiste sur la définition des variations eustatiques du niveau des mers restreinte aux seuls changements de volume d'eau en relation avec la surface occupée par les océans; et ceci malgré les difficultés considérables pour observer ces changements libres des déformations isostatiques des bassins océaniques.

Les variations eustatiques sont par nature lentes comme nous avons pu le voir dans les sections précédentes en étudiant les causes de changement du niveau des mers. On parle souvent de tendance à long terme du niveau moyen des mers. Mais la notion de long terme est vague et varie selon le problème posé. Aussi, on utilise le terme séculaire, qui précise l'intervalle sur lequel on estime l'évolution moyenne de ce niveau global de la mer.

Lisitzin [1974] remarque que l'élévation eustatique de l'Holocène peut difficilement être considérée comme continue et uniforme. A ce titre, rappelons les trois événements brusques déterminés par Blanchon [1995], qui viennent altérer la variation progressive et lente appréciée par ailleurs. En outre, la distribution mondiale de la température n'est pas uniforme sur l'ensemble des mers [Levitus, 1982], ni l'amplitude de ses variations. Cette remarque s'applique aussi bien à l'échelle saisonnière que séculaire ou millénaire.

L'intérêt du niveau de la mer réside dans son lien avec les changements climatiques. C'est une grandeur relativement facile à mesurer, qui fournit des indices précieux sur les processus physiques à l'origine de ses variations. Aussi, une connaissance précise des variations eustatiques passées apportera des contraintes aux modèles climatiques, et améliorera leurs prévisions. Aujourd'hui, ces modèles prévoient une élévation globale de la température, en particulier aux hautes latitudes, due à l'injection massive de gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis l'avènement de l'ère industrielle. Contrairement à l'opinion générale, le réchauffement mondial pourrait se traduire, selon quelques auteurs, par une baisse du niveau moyen des mers, et non par une hausse. En effet, le bilan des masses de l'Antarctique deviendrait positif, car le contenu en vapeur d'eau et les précipitations augmenteraient dans une atmosphère plus chaude. L'accumulation de glace serait alors relativement plus importante que la fonte ou le vêlage.

La même hypothèse de réchauffement climatique conduirait donc à l'un ou l'autre des deux effets antagonistes suivant les connaissances actuelles, et l'analyse qualitative et quantitative du problème. De nombreux chercheurs admettent une augmentation du niveau moyen des mers d'une dizaine de centimètres au cours du dernier siècle. Cette hypothétique élévation eustatique récente est obtenue de l'analyse des enregistrements de marégraphes.