

Climat(s) :

dynamique et statique

Didier Paillard

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
CEA-CNRS-UVSQ

17 septembre 2020

Avant-propos

Il y a de nombreux ouvrages qui paraissent sur le climat, et sur le changement climatique actuellement en cours : sur les principes physiques des modèles qui sont utilisés pour simuler le climat, notamment la dynamique de l'atmosphère et de l'océan ; sur la biodiversité et son rôle dans notre environnement ; sur notre consommation d'énergie et comment nos modes de vie perturbent le système climatique ; sur les conséquences socio-économiques et géopolitiques, etc... Pourtant, il n'y a, me semble-t-il, aucun ouvrage « de physicien » qui s'intéresse à la planète Terre dans son ensemble, son évolution dans le temps (dynamique) et son fonctionnement actuel (statique), non seulement sur ses aspects physiques mais en essayant d'englober plus largement le rôle, aujourd'hui évident, des êtres vivants dans le fonctionnement de la planète. Le plus souvent, ces différents aspects sont éparpillés à travers de multiples points de vue : d'une part la géologie, la paléoclimatologie, l'astronomie, la géochimie, l'évolution de la vie; et d'autre part la météorologie, l'océanographie, l'étude des écosystèmes, les questions d'énergie auxquelles nos sociétés sont confrontées, etc... Il serait bien évidemment illusoire de faire un livre qui aborde en détail toutes ces questions et j'en serais bien incapable. Mais ce que je propose ici est plutôt un « point de vue » différent. Comme je le soulignerai à diverses reprises dans cet ouvrage, le climat est une notion fortement « anthropocentrique ». Pour bien appréhender la question du climat, il convient tout d'abord d'en avoir conscience et de le souligner, puis ensuite de se décentrer, de prendre du recul, de regarder notre planète de loin, comme le ferait un astronome. C'est dans cet esprit que j'effectue mes travaux de recherche, et que j'essaie de comprendre ce qu'on appelle « le climat ». La climatologie n'est, selon moi, ni une branche de la météorologie (une « science physique » avec un objet bien précis : l'atmosphère), ni une branche de la géographie (une « science humaine »). C'est clairement une science de la planète Terre. La notion de « Gaïa, planète vivante », développée notamment par J. Lovelock, est intéressante par son point de vue global et aussi évolutif. Mais ses défenseurs insistent souvent beaucoup trop sur des concepts « vitalistes », sensés remplacer notre méconnaissance du système Terre, et sans doute pas suffisamment sur les concepts « d'émergence » issus de la physique ou de la chimie. En effet, il faut selon moi plutôt raisonner en « physicien » : d'une part, il faut essayer de décrire et de comprendre les dynamiques en jeu et les grands principes sous-jacents, si possible en termes mathématiques, avec des équations dynamiques ou « mécanistes », en particulier pour aborder l'évolution du climat ; mais d'autre part, il faut aussi utiliser un point de vue plus « systémique », éventuellement basé sur des principes d'optimisation ou « thermodynamiques » pour rendre compte de la « statique du système », c'est-à-dire du climat tel qu'on l'observe à un instant donné comme aujourd'hui. Ceci va un peu à l'encontre des approches qui sont traditionnellement utilisées : approches souvent « à l'équilibre » des géochimistes et des simulations numériques des climats passés ; et approches dites « dynamiques » pour extrapoler le climat actuel.

A bien des égards, cet ouvrage n'est qu'une ébauche, car je ne pourrai pas aller très loin dans chacune de ces deux directions. Mais ce point de vue sur notre planète me semble être essentiel. Ce livre ne s'adresse pas spécifiquement aux étudiants physiciens, ni aux géologues, ni aux géographes, ni, ni... Il a l'ambition d'être suffisamment simple pour être abordable par un large public ayant un minimum de bagage scientifique.

Partie 1 : Généralités	4
1.1 - Petite histoire des « sciences du climat »	6
1.2 - Vers une définition du climat	25
1.3 - Quelques notions élémentaires	38
Partie 2 : Dynamique du climat	49
2.1 - Petite histoire de la planète	51
2.2 - Astronomie	81
2.3 - Carbone	105
2.4 - <i>L'océan</i>	119
<i>Partie 3 : Statique du climat</i>	
3.1 - <i>Entropie, énergie, température</i>	

Partie 1
Généralités

Introduction générale

Le climat : un concept protéiforme.

La notion de climat pose problème. Le mot est utilisé au quotidien, mais souvent dans des significations très différentes. Ainsi, les géographes définissent cette notion comme étant la moyenne ou la statistique des variables météorologiques sur une « longue durée » (typiquement 30 ans selon les recommandations de l'OMM, Organisation Météorologique Mondiale - WMO en anglais) : le climat est donc une grandeur qui dépend de la région considérée, mais qui est, par définition, relativement stable dans le temps. C'est l'aspect régional et « statique » qui domine. D'où cette idée très largement répandue que le climat est une notion de « long terme ». Par définition. A l'inverse, le changement climatique actuel est présenté comme un phénomène global : le climat de la planète change, et change même rapidement. C'est donc une notion globale qui dépend du temps, et l'idée « d'urgence climatique » nous suggère qu'il s'agit d'un temps beaucoup plus « court » que ce que certains ne l'imaginaient jusqu'à présent. Le mot « climat » ne signifie donc pas toujours la même chose... Traditionnellement, pour un géographe, la notion de « climat global » n'a pas de sens, et d'ailleurs, quand bien même elle en aurait un, cette notion n'a en fait aucun intérêt : les êtres humains habitent géographiquement quelque-part. Prédire un réchauffement global de la planète n'intéresse pas directement les gens : ce qui compte, c'est ce qui va impacter plus ou moins directement nos vies, à l'échelle locale. En effet, le climat est avant tout une science de l'environnement. Plus précisément, une science de l'environnement des êtres humains. Une science anthropo-centrée. A l'inverse, pour le géologue qui étudie les soubresauts du climat au cours des temps passés, ou pour le météorologue qui calcule le réchauffement de la planète au 21^{ème} siècle, la notion de « climat global » s'impose d'elle-même. Les différentes communautés scientifiques qui parlent de climat ne parlent donc pas vraiment de la même chose. Voire même, sur certains points, ils s'opposent. D'une certaine façon, au cours des dernières décennies, les « météorologues » se sont accaparés la notion de climat, en tant qu'objet physique, dont les contours ne sont d'ailleurs pas vraiment définis. Les géographes se sont parfois sentis spoliés, dépossédés de leur domaine. A tort ET à raison. Ce sont clairement eux qui sont aux avant-postes de la question des impacts du changement climatique sur nos sociétés. Mais ils ont beaucoup tardé à en comprendre la portée et les enjeux.

L'idée que le climat évolue dans le temps, que la planète change, avec des causes naturelles et maintenant des causes anthropiques, est donc un point de départ essentiel. Le « climat » ne peut pas se réduire aux simples variables physiques mesurées et simulées par le météorologue, comme la température et les précipitations. La géochimie, la paléoclimatologie, la géologie, nous montrent qu'il faut élargir l'objet « climat » en y incluant bien d'autres éléments, pour au final discuter du fonctionnement de la planète. Par exemple, le cycle du carbone est bien évidemment au cœur du problème actuel. Plus largement, les multiples questions posées par le changement climatique actuel amènent à s'interroger plus largement sur la place de l'homme dans la Nature. Pour y voir plus clair, il est utile de se tourner vers l'histoire des sciences, de suivre les évolutions de la notion de climat pour mieux apprécier les différentes facettes du problème qui nous est posé aujourd'hui. Il est, de plus, essentiel d'essayer de comprendre pourquoi les différentes communautés scientifiques se sont parfois affrontées sur certains points anecdotiques ou fondamentaux, et pourquoi, à bien des égards, la climatologie n'est pas une discipline bien définie, mais ressemble plutôt à une immense tour de Babel. Ensuite seulement, j'essaierai

d'illustrer ce que tous ces points de vue tentent d'approcher, ce qu'ils ont en commun, et je donnerai alors ma définition personnelle du climat.

1.1 - Petite histoire des « sciences du climat »

L'archétype: les saisons

L'archétype du phénomène climatique, bien connu de tous, c'est l'alternance des saisons. La question du retour des saisons est clairement posée dès la préhistoire et l'antiquité : elle est très vraisemblablement à la naissance de l'astronomie. En effet, la révolution néolithique et l'invention de l'agriculture nécessitent un nouvel outil, le calendrier, destiné à mieux prédire l'époque des semailles ou des récoltes, indépendamment des fluctuations quotidiennes du temps qu'il fait. C'est de toute évidence une question de prédiction climatique, et c'est dans l'observation du mouvement des astres que les premiers savants ou prêtres de l'époque trouveront les lois qui gouvernent les saisons, malgré le caractère très aléatoire du temps qu'il fait au quotidien. L'astronomie (ou l'astrologie) permettent effectivement de prédire correctement le retour du printemps: c'est la première démonstration claire que le climat est un concept déterministe. Le « temps qu'il fait » (en météo) et le « temps qui passe » (du passé vers le futur) proviennent de la même racine latine *tempus*, ce qui souligne à quel point saisons et écoulement du temps sont liés dans les esprits et l'évolution des idées. Il est donc raisonnable d'affirmer que le climat, à travers le cycle saisonnier, est probablement le concept à l'origine du déterminisme en science.

Le climat : une science de l'environnement

L'étymologie grecque du mot climat (κλίμα) signifie « angle » ou « inclinaison » et désigne la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon. C'était initialement un synonyme du mot « latitude » car, tout comme pour les saisons, on sait depuis longtemps que c'est cet angle-là qui va avoir un rôle déterminant. La question posée depuis l'antiquité, notamment par Aristote, c'est l'habitabilité de la planète :

« La raison démontre que la partie habitable est limitée en latitude, et cette partie peut être regardée comme circulaire par la température mélangée qui y règne » (Aristote, Météorologiques, 2, ch. 5, §13)

Il définit ainsi cinq zones géographiques sur la Terre, deux zones polaires inhabitables car trop froides, une zone équatoriale inhabitable car trop chaude, et deux zones tempérées et habitables, à des latitudes (climats) intermédiaires. C'est certainement là l'origine de ce que les géographes dénommeront plus tard les cercles polaires et les tropiques. Il est intéressant de souligner l'analogie avec ce que les astronomes appellent aujourd'hui la « zone habitable » du système solaire ou des exo-systèmes planétaires, qui est elle aussi définie exclusivement en termes de température, selon là aussi des critères géométriques simples fortement anthropocentriques.

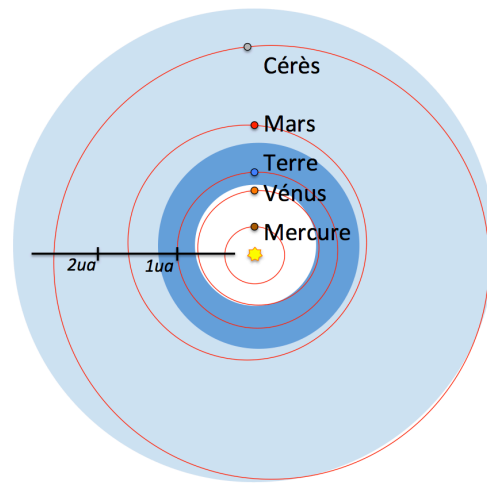


Figure : À gauche, les zones géographiques du globe terrestre de l'Antiquité : les zones habitables en bleu, et les zones inhabitables, polaires en jaune et torride en rouge (manuscrit du 12^e siècle « Le songe de Scipion » de Macrobie); à droite, la zone habitable du Système solaire, selon différents critères (bleu foncé entre 0,73 et 1,24 UA, bleu clair, jusqu'à 3 UA).

Si cette volonté de caractériser et de cartographier le monde « habitable » est certainement très ancienne, elle ressurgira fortement aux 17^{ème} et 18^{ème} siècles, notamment grâce aux explorateurs et voyageurs qui découvrent de nouveaux territoires, de nouvelles ressources et de nouveaux groupes humains ou « peuplades sauvages ». Une question posée est alors de comprendre ce qu'est un « climat sain » ou un « climat malsain » : les médecins ne connaissaient pas encore les agents pathogènes que sont les microbes et il était couramment admis que les maladies soient plus ou moins directement liées à l'environnement et plus particulièrement au climat. Pour s'approprier de nouveaux espaces, il fallait donc tenter de comprendre ce lien entre les variables environnementales et la possibilité de vivre « en bonne santé » dans ces nouveaux territoires. De toute évidence, des grandeurs « physiques » comme la température ou la présence d'eau (les précipitations) sont des éléments très importants, mais ce ne sont pas les seuls : la végétation, l'écosystème, et plus généralement tout « l'environnement » sont susceptibles de jouer un rôle. On imaginait qu'une « bonne gestion » du territoire permettait d'influencer fortement le climat, en plantant et en exploitant les forêts, en cultivant les plantes adéquates, ou en irriguant correctement les surfaces agricoles. C'est dans ce contexte d'appropriation des surfaces terrestres qu'est née la climatologie, au sens des géographes. Dès lors, se pose la question de mesurer quantitativement le « climat » à travers certaines grandeurs de notre environnement. Le choix est donc fortement anthropocentrique, et le climat est, aujourd'hui encore, défini comme la moyenne, ou la statistique, des variables météorologiques à la « surface de la Terre », notamment la température et les précipitations, variables qui vont gouverner notre paysage immédiat. Ce choix est extrêmement discutable, voire malheureux, en termes de physique de la planète, car d'autres variables seraient sans doute beaucoup plus pertinentes : la température des océans car c'est là qu'est stockée la chaleur ; la température en haut de la troposphère car c'est là qu'est émis le rayonnement infra-rouge qui contrôle le bilan radiatif de la planète ; et bien d'autres variables encore qui vont contrôler étroitement l'équilibre ou l'évolution du système. Mais on ne refait pas l'histoire. Pour des raisons techniques simples à comprendre, la température est donc mesurée à 1,50 mètre au-dessus du sol : c'est là que l'on met le thermomètre. C'est aussi dans cette couche de l'atmosphère que l'on vit. Par abus de langage, on parle souvent de « température à la surface de la Terre », même si ce n'est pas exact : nous ne sommes pas des fourmis et la température du sol nous intéresse moins directement, bien qu'il s'agisse, là encore, d'une variable cruciale pour la physique du système. Avant de tenter d'élaborer une définition du climat, il est important de bien

assimiler ce point de départ : fondamentalement le climat est une notion de géographe, destinée à caractériser notre environnement. C'est donc à l'origine un point de vue fortement anthropocentrique sur la planète Terre. En particulier, ce n'est certainement pas un concept issu de la physique ou de la météorologie.

Les géographes n'utilisent pas seulement des grandeurs physiques météorologiques lorsqu'ils parlent de climat. Très souvent, le climat est décrit en termes de « catégories climatiques » ou de « zones bioclimatiques ». En effet, ce que l'on souhaite décrire, appréhender, comprendre, c'est moins l'objet physique « atmosphérique », que notre environnement sensible, notamment en termes de végétation, de paysage, d'agriculture et de modes de vie. Lorsque l'on décrit les saisons, on parle plus spontanément de fleurs au printemps et de feuilles mortes à l'automne, que des changements de la température ou de la pluie. Lorsque l'on parle de climats tropicaux, on évoque avant tout la forêt équatoriale ou la savane. Le climatologue géographe a donc une ambition qui va bien au-delà de ce que le météorologue peut discuter : il souhaite comprendre notre environnement, sous ses diverses facettes. C'est bien évidemment de cela dont il est question lorsque l'on parle aujourd'hui de changement climatique. Par exemple, pour traduire simplement les variables physiques « températures de surface et précipitations » en paysages, une façon toujours très utilisée, encore aujourd'hui, c'est la classification de Köppen, élaborée au 19^{ème} siècle (Köppen, 1884) et régulièrement réactualisée depuis (par exemple Peel et al., 2007). Cette classification est basée sur les moyennes mensuelles des températures et précipitations : en choisissant judicieusement des seuils sur ces variables, il est possible de rendre compte de façon assez raisonnable des principaux types d'environnement sur Terre. Cette approche empirique est bien évidemment très discutable car la végétation dépend d'une multitude d'autres paramètres : biogéochimiques (le CO₂ atmosphérique, les nutriments du sol, etc...), hydrogéologiques (la nature du sol et l'écoulement de l'eau, ...), écologiques (la compétition entre espèces, les pathogènes, la biodiversité, etc...) et bien évidemment humains (occupation des sols, agriculture, gestion des forêts, urbanisme, ...). Néanmoins, le succès de cette approche en termes de zones « bioclimatiques » démontre, si besoin était, que les variables physiques de l'atmosphère ont effectivement un rôle essentiel pour rendre compte de notre environnement. Des modèles infiniment plus sophistiqués sont développés actuellement, pour tenter de mieux prendre en compte, de façon beaucoup plus mécaniste, les nombreux processus qui gouvernent la végétation, en interaction avec l'atmosphère d'une part, et en interaction avec les sociétés humaines d'autre part. C'est effectivement là que se situe un des principaux nœuds du problème, car c'est là que les conséquences du changement climatique actuel risquent d'avoir un impact direct et fort sur les groupes humains. Ce n'est pas le seul.

Bien évidemment, pour caractériser le climat d'une région à l'aide de la température locale (et les précipitations, les vents, et autres grandeurs météorologiques), il ne suffit pas d'une seule mesure. Depuis très longtemps, sans doute même depuis l'antiquité et la nécessité d'inventer le calendrier, il est évident que la météorologie n'obéit pas à des lois « simples et reproductibles ». La notion de climat géographique, tout comme la notion de saison, n'a de sens que lorsque l'on s'intéresse à une statistique suffisamment grande du phénomène atmosphérique. Le choix traditionnel est d'effectuer cette statistique sur 30 ans. Sans doute pour des raisons pratiques. Plus vraisemblablement pour des raisons « anthropocentriques », car il s'agit là d'une durée ayant une dimension humaine, typiquement une génération. D'une certaine façon, le climat est donc défini par les géographes comme étant stable sur une génération. C'était sans doute une hypothèse de travail raisonnable au 18^{ème} ou au 19^{ème} siècle. Cela ne l'est clairement plus aujourd'hui.

Le climat et la planète ont une histoire commune

L'existence de changements environnementaux est discutée depuis longtemps, mais le plus souvent dans des contextes géographiques restreints, avec des observations fragiles (eg. Aristote) ou avec des arguments très spéculatifs. Comme cela a été évoqué plus haut, on imaginait que l'homme puisse avoir une influence « positive » sur le climat, en domestiquant les espaces naturels ; ou bien une influence « négative » en surexploitant les forêts [Fressoz & Locher, *Les révoltes du ciel*, Seuil 2020]. De façon générale, la Nature était considérée comme la base solide et immuable de la Création, que l'être humain se devait d'aménager et de gérer au mieux, pour en tirer le meilleur profit. L'idée que la planète ne soit pas immuable et que la Nature puisse changer spontanément rejoint en fait étroitement la question des origines. Les géologues à la fin du 18^{ème} siècle s'opposent sur ce point, avec d'une part les plutonistes qui défendent l'idée que la planète et les roches se forment dans le feu, c'est-à-dire sont toutes d'origine magmatique, et les neptunistes, plutôt minoritaires, qui soutiennent à l'inverse que les roches se forment dans un océan primitif, et sont toutes d'origine sédimentaire. L'eau ou le feu comme élément primitif. Dans « *Les époques de la Nature* » (1778), Buffon se range du côté des plutonistes et explique comment notre planète s'est formée à partir d'un morceau de Soleil arraché par une comète : elle s'est donc selon lui formée dans le feu. Il en déduit un âge de la Terre (environ 75 000 ans) en extrapolant la vitesse de refroidissement de boulets de canons : un âge beaucoup plus ancien que celui donné par la Bible.

Au début du 19^{ème} siècle, il y a donc cette idée dominante que la température sur Terre dépend avant tout de sa chaleur interne initiale. Par conséquent, elle décroît progressivement au cours des temps passés. Les observations géologiques et paléontologiques étaient dès lors souvent interprétées dans ce sens : les mammouths retrouvés au nord de la Russie étaient décrits comme des « éléphants sibériens », témoins d'un climat de type africain dans un passé relativement proche ; les faunes et flores du début de l'ère Tertiaire (Eocène) étaient reconnues, à juste titre cette fois, comme des marqueurs d'un climat chaud ; et les forêts tropicales du Carbonifère qui ont donné naissance aux gisements de charbon en Europe comme en Amérique du Nord - source de toutes les attentions des géologues en ce début de la révolution industrielle - étaient interprétés, à tort comme on le verra plus loin, comme le signe d'une planète jeune et encore très chaude. Cette façon d'interpréter la paléontologie, par analogie avec notre environnement actuel correspond toujours à l'un des piliers fondateurs de la géologie (l'actualisme) mais il doit être utilisé avec beaucoup de précaution et d'esprit critique (eg. Fleming, 1829).

La notion scientifique moderne de changement climatique apparaît au milieu du 19^{ème} siècle avec la découverte des âges glaciaires. En effet, il existe de nombreuses preuves physiques d'une extension dramatique des glaciers dans les Alpes, mais aussi dans d'autres régions du monde : les moraines qui correspondent clairement à des extensions maximales des glaces, les striations sur les roches qui indiquent de manière cohérente, parfois sur des centaines de kilomètres, la direction de l'écoulement de la glace ; les roches « moutonnées », lisses du côté érodé par le glacier, mais accumulant des débris de l'autre ; les blocs erratiques qui ont voyagé des dizaines ou des centaines de kilomètres vers l'aval des vallées, loin de leur position originelle ; et bien d'autres indices encore. La prise de conscience que ces glaciations ne concernent pas seulement les Alpes, mais aussi l'Ecosse, la Scandinavie et

l'Amérique du nord, conduit les géologues à la conclusion qu'il y a bien eu une succession d'âges glaciaires dans un passé relativement récent. Pour la première fois, la notion de changement climatique planétaire devient une réalité scientifique, et l'on comprend que l'histoire climatique de la Terre n'est pas un simple refroidissement depuis les origines, mais suit certainement une évolution beaucoup plus complexe. Dès lors, de façon très marginale, certains scientifiques se posent la question des mécanismes qui contrôlent de tels changements planétaires.

A cette époque, les lois physico-chimiques qui déterminent la température de l'atmosphère n'étaient pas encore entièrement élucidées, et la thermodynamique était une science tout juste naissante. Cependant, quelques principes fondamentaux étaient relativement bien acceptés (cf. Fourier, 1824): d'une part, la source de chaleur déterminante, c'est le Soleil, la chaleur venant de l'intérieur de la Terre étant beaucoup plus faible ; d'autre part, les constituants de l'atmosphère ont probablement un rôle essentiel pour intercepter « la chaleur obscure rayonnante », autrement dit le rayonnement infra-rouge (E. Foote, Tyndall). C'est donc sur ces deux bases que sont élaborées deux théories du climat pour tenter d'expliquer les périodes glaciaires : d'une part la théorie astronomique, qui prétend que les changements de climat sont liés à la mécanique céleste (Adhémar, 1848; Croll, 1864; Milankoviç, 1941); d'autre part la théorie géochimique, qui propose à l'inverse des causes terrestres, en invoquant des changements de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre (Tyndall, Arrhenius, Chamberlin). Le rôle exact de ces deux théories dans les cycles glaciaires est aujourd'hui encore toujours en discussion, comme cela sera détaillé plus loin.

Il faut sans doute souligner que, bien évidemment, les notions de changement climatique, notamment sur la période historique, étaient déjà très largement discutés dans la communauté scientifique, comme par exemple l'évolution des glaciers alpins au cours des siècles ou l'interprétation d'éventuelles tendances observées dans la végétation ou les mesures de températures. Si la question des changements environnementaux était bien présente aux 18^{ème} et 19^{ème} siècles, les scientifiques étaient confrontés à la difficulté d'obtenir des séries temporelles quantitatives sur de longues durées. De plus, si de telles observations « de terrain » étaient très incertaines, les mécanismes sous-jacents de l'évolution de l'environnement l'étaient tout autant. Rétrospectivement, la découverte des glaciations au 19^{ème} comme un phénomène planétaire indiscutable, avec potentiellement un mécanisme sous-jacent assez simple (l'astronomie ou l'effet de serre) apparaît comme un tournant dans notre compréhension des changements climatiques. Mais ce n'était certainement pas le cas à l'époque.

Les physiciens et le climat

A la fin du 19^{ème} siècle, la question de l'origine des âges glaciaires, et par conséquent des phénomènes physico-chimiques qui déterminent le climat, conduit à de « vives discussions », si l'on en croit le chimiste Svante Arrhenius (1896) lorsqu'il présente ses motivations pour tenter d'effectuer, pour la première fois, le calcul de l'effet de serre sur Terre. Mais de façon étonnante, ni les physiciens ni les astronomes ne semblent participer à ce débat. D'une part, certains géologues et chimistes de renom se rangent du côté de la théorie géochimique des glaciations, de même que le physicien John Tyndall ; d'autre part, ce sont des « amateurs de science » qui posent les jalons de la théorie astronomique. En effet, Adhémar est un professeur de mathématique ; James Croll effectue de nombreux métiers (marchand, assureur, ...) avant de devenir gardien puis bibliothécaire à l'université, ce qui lui permet de lire des ouvrages scientifiques, d'élaborer, puis de publier ses idées ;

Milankoviç est initialement un ingénieur ayant fait une thèse sur les structures voûtées et construit de nombreux ouvrages d'art, ponts et barrages. Très clairement, la question n'est pas jugée digne d'intérêt de la part des physiciens.

Il y a probablement de nombreuses raisons à ce silence des physiciens et des astronomes. Il y a tout d'abord une prudence, voire une méfiance extrême, face aux potentielles implications sociétales. Le message de François Arago, directeur de l'observatoire de Paris, est très explicite : « *Jamais, quels que soient les progrès des sciences, les savants dignes de ce nom et soucieux de leur réputation ne se hasarderont à prédire le temps* » (Arago, 1858, sur la prédiction du temps). Dans cet article, Arago explique son exaspération :

« On ne me fera plus jouer le rôle de Nostradamus... Des centaines de personnes qui cependant ont parcouru tous les échelons des études universitaires n'ont pas manqué de m'assaillir ... de ces questions vraiment déplorables à notre époque : L'hiver sera-t-il rude? Pensez-vous que nous aurons un été chaud, un automne humide? Voilà une sécheresse bien longue, bien ruineuse! Va-t-elle cesser? On annonce que la Lune rousse produira cette année de grands ravages; qu'en pensez-vous? »

La méthode des physiciens est, en effet, de définir des « objets simples », susceptibles d'être décrits mathématiquement de la manière la plus fidèle possible. L'exemple à suivre, c'est la mécanique et ses lois déterministes. Cette abstraction est très naturelle lorsque l'on s'intéresse à des objets difficiles à observer comme les astres ou les atomes. Mais elle est plus délicate lorsqu'il s'agit de notre environnement. Il est intéressant de constater que, aujourd'hui encore, la physique s'intéresse à quasiment toutes les échelles spatiales, de « l'infiniment petit » (physique des particules, physique nucléaire, physique atomique et chimie physique, ...) jusqu'à « l'infiniment grand » (astronomie, cosmologie, ...), mais en évitant les échelles intermédiaires qui correspondent à l'environnement dans lequel nous vivons, pour les laisser à une multitude d'autres disciplines scientifiques.

On peut se demander si la notion de « complexité », si souvent mise en avant lorsque l'on parle de climat, n'est pas avant tout une question de perspective, liée à la quantité d'observations disponibles, mais aussi à notre implication directe dans l'objet d'étude. Notre environnement est complexe parce nous le percevons directement, à travers une multitude d'aspects différents. Notre environnement est complexe car, pour les nombreux spécialistes impliqués dans l'étude du climat, spécialistes de l'atmosphère, de l'océan, de la végétation, de la biogéochimie, etc..., chaque composante a besoin d'être représentée avec un maximum de soin et de détail. Notre environnement est complexe car les sciences de l'environnement sont, par définition, à l'intersection des sciences de la nature et des sciences humaines. Aujourd'hui plus que jamais, le climatologue est incité à aller dans cette direction et les simulations numériques du climat du 21^{ème} siècle sont de plus en plus gourmandes en temps de calcul. Personnellement, je pense qu'au contraire, il est légitime et nécessaire de s'intéresser aussi à la Terre comme les planétologues peuvent le faire pour une planète lointaine, qu'on a le droit et le devoir d'employer des modèles les plus simples possibles pour en comprendre le fonctionnement et l'évolution. Si certains physiciens ont parfois encore des « tendances climato-sceptiques », c'est essentiellement à cause de cette situation bancal qui consiste à appliquer des modèles mécanistes, nécessairement « trop simples », pour simuler au mieux tous les détails d'un système « très complexe ». Au final, le plus souvent tous ces détails importent peu. Au contraire, ils peuvent nous aveugler en masquant l'essentiel. Personne ne remet en cause les principes de l'effet de serre sur la planète Vénus. Est-ce vraiment parce que l'atmosphère de Vénus est plus simple ?

On assiste, peu à peu tout au long du 19^{ème} siècle, à un partage assez strict entre les diverses disciplines scientifiques. En particulier, il revient aux physiciens de mesurer les variables atmosphériques, puis d'établir les lois de la météorologie, à partir des lois du rayonnement et de la mécanique des fluides. Le successeur d'Arago à l'Observatoire de Paris, Urbain Le Verrier, va ainsi fonder le réseau d'observatoires météorologiques qui permettra de réaliser les premières prévisions. En effet, grâce à l'invention du télégraphe, il devient possible de communiquer rapidement des observations et des prévisions à 24 heures, utiles pour la marine. L'instrumentation et la compréhension physique de l'atmosphère a en effet beaucoup progressée : Horace Bénédict de Saussure, à la fin du 18^{ème} siècle, a ainsi inventé plusieurs appareils, dont l'hygromètre à cheveux pour mesurer l'humidité, et son « héliothermomètre » qui permet de concentrer l'énergie solaire en interposant des vitres, à la façon d'une serre. Claude Pouillet développe le pyréliomètre qui permet les premières mesures quantitatives du flux solaire ; Jozef Stefan énonce la loi du corps noir ... La météorologie devient ainsi peu à peu une branche de la physique.

A l'inverse, il revient aux géologues de s'intéresser à l'évolution de la planète Terre, avec des débats parfois assez violents avec les communautés religieuses, sur l'origine de l'homme ou l'âge de la Terre. Les rares physiciens qui s'aventurent sur ce terrain miné y sont avant tout poussés par des arguments issus de la thermodynamique. Par exemple, le physicien britannique William Thomson (Lord Kelvin) reprendra de manière rigoureuse le calcul de Buffon, pour obtenir un âge de la Terre de 20 à 40 millions d'années, en considérant une planète qui se refroidit progressivement. Il entrera ainsi, jusqu'à la fin de sa vie en 1907, dans une vive controverse avec les géologues qui soutenaient, avec raison, qu'un âge aussi jeune ne permettait pas d'expliquer les observations géologiques et encore moins l'évolution de la vie mise en évidence par Darwin. Cet épisode est, encore aujourd'hui, présenté par certains géologues comme une illustration claire de la supériorité de « l'observation de la Nature » sur les « calculs théoriques ». [Note : aujourd'hui encore, les créationnistes enrôlent volontiers Lord Kelvin pour défendre leurs thèses]. Ceci dit, le dogme du refroidissement de la Terre était également très largement répandu chez les géologues à la fin du 19^{ème} siècle, en particulier à travers la théorie d'Eduard Suess, qui expliquait la formation et la structure des montagnes par la contraction (thermique) du globe.

La conviction de Kelvin provient avant tout de la finitude des ressources énergétiques: l'énergie interne de la Terre est finie, surtout s'il s'agit uniquement de sa chaleur originelle, ce qui s'est avéré faux après la découverte de la radioactivité. Son deuxième argument, encore plus solide, est que l'âge du Soleil devait être tout aussi limité, sans doute comparable à celui de la Terre, car on ne connaissait pas alors de source d'énergie suffisante pour entretenir pendant longtemps un tel flux de chaleur. C'est donc à travers la thermodynamique, la science des « machines thermiques », que les physiciens posent, à la fin du 19^{ème} siècle, la question du temps et des limites pour notre planète.

Le climat et la composition chimique de l'atmosphère

La chimie est aujourd'hui souvent présentée comme une science avec une forte vocation industrielle, beaucoup moins comme une science de la Nature. Néanmoins, les historiens des sciences s'accordent pour définir la naissance de la chimie moderne par les découvertes de Lavoisier, Priestley et Scheele, à travers la découverte de l'oxygène et de la nature chimique de l'air à la fin du 18^{ème} siècle. Ces travaux coïncident étroitement avec la compréhension de la photosynthèse par Bonnet, Senebier et Ingenhousz à la même époque et le lien entre la composition de l'atmosphère et la vie végétale sera dès lors bien établi.

Il est intéressant de remarquer qu'auparavant, les quatre éléments des grecs de l'antiquité, le feu, l'air, l'eau, la terre, étaient souvent associés à quatre qualités (le feu : chaud et sec, l'air : chaud et humide, l'eau : froide et humide, la terre : froide et sèche), aux quatre points cardinaux (le sud chaud et sec, le nord froid et sec, l'est chaud et humide, l'ouest froid et humide) et aux quatre saisons. Pour les alchimistes et les médecins du moyen-âge, absolument tout était lié à ces quatre éléments, y compris le « tempérament » des peuples qui vivent sous différents climats, en différents lieux, comme par exemple les peuples méridionaux, agités et colériques, car pleins de feu. C'est avec cet héritage que les climatologues-géographes-médecins d'alors mesurent les températures et les précipitations, le « chaud » et « l'humide », à travers le monde. Le « climat » relevait certainement beaucoup plus de la « chimie » ou de la « composition de l'atmosphère » que de la physique, qui était représentée à cet époque essentiellement par la mécanique newtonienne.

C'est donc en essayant de comprendre le « phlogiston », l'élément feu dans la matière, que les chimistes découvrent « l'air vital », maintenant dénommé oxygène. Dès lors, le feu perd définitivement son statut « d'élément » chimique, et l'étude du « fluide calorique » relève dorénavant des sciences physiques en donnant naissance à la thermodynamique. La combustion et la respiration apparaissent de même nature physico-chimique, ce qui implique que les machines thermiques, les animaux et les êtres humains se nourrissent tous d'un « combustible » à base de carbone et d'origine végétale. Et ils utilisent tous un même comburant : « l'air vital » ou oxygène.

A l'aube de la révolution industrielle, la question des ressources énergétiques est un problème évident et critique : l'énorme avantage du charbon par rapport au bois, c'est qu'il est resté inexploité dans le sous-sol, il est abondant et peu cher. A l'inverse, le bois est une ressource aux multiples usages : construction, chauffage, réserve de chasse, et les espaces forestiers sont en concurrence directe avec l'agriculture, qui nécessite elle aussi beaucoup de terres. L'alimentation et le bois, tous deux en tant que ressources énergétiques, combustibles pour les hommes et les machines, sont déjà en concurrence pour l'utilisation des sols, bien avant la question actuelle des bio-carburants : c'est au final l'énergie du Soleil, capturée par la photosynthèse. Ce n'est donc pas un hasard si, depuis l'aube des temps, la terre est à la base de la propriété et de la valeur économique. Au 18^{ème} siècle, on assiste dans toute l'Europe à une poussée démographique importante. Les guerres sont moins fréquentes, l'hygiène progresse, l'agriculture devient l'objet de toutes les attentions de la part des savants de l'époque des Lumières, le fer remplace le bois dans les outils agricoles. La pression sur les forêts devient très forte et la sidérurgie nécessite d'énormes quantités de bois. Le développement économique passe par l'exploitation du charbon et la Grande Bretagne montre la voie.

Il est évident dès le 18^{ème} siècle que le charbon n'est pas une « énergie renouvelable » contrairement au bois, qu'il s'agit de plantes fossiles dont le stock sous-terrain s'épuise peu à peu, au fur et à mesure de son exploitation. La géologie et la paléontologie se développent donc pour mieux en comprendre l'origine et pour mieux en caractériser les gisements. Les plus grands gisements de charbon en Europe correspondent à l'ère géologique nommée le Carbonifère, et les paléontologues y reconstituent des environnements qui ressemblent clairement à des forêts tropicales humides. Ils imaginaient donc, à tort, une planète toute entière très chaude et humide, alors qu'aujourd'hui nous savons que l'Europe était tout simplement positionnée à l'équateur, à cause de la dérive des continents. Un Carbonifère très chaud pouvait s'inscrire facilement dans la théorie « plutoniste » comme une

conséquence d'une Terre qui se refroidit progressivement, avec un « climat tropical » global. Mais la formation de telles quantités de charbon devait nécessairement aussi avoir un effet sur la composition de notre atmosphère.

L'origine organique du charbon ne faisait aucun doute au début du 19^{ème} siècle: il a été créé grâce à la photosynthèse de plantes primitives. Cette photosynthèse a produit de l'oxygène, ce qui expliquait la présence et l'abondance d'oxygène dans notre atmosphère actuelle et par conséquent le développement des animaux qui, dès lors, peuvent aujourd'hui à la fois respirer l'oxygène issu de cette photosynthèse et consommer des végétaux pour se nourrir. Ainsi, Lavoisier (1793) nous dit:

« que la terre n'a pas toujours été peuplée d'êtres vivans ; qu'elle a été longtems un désert inanimé, dans lequel rien n'avoit vie ; que l'existence des végétaux a précédé de beaucoup l'existence des animaux, ou au moins que la terre a été couverte d'arbres et de plantes, avant que les mers fussent peuplées de coquillages »

[note : il est étonnant de voir à quel point cette opinion est encore aujourd'hui très répandue — les forêts comme « poumons » de la planète — même si l'on sait depuis bien longtemps que les animaux ont colonisé la planète, et que l'oxygène existait sur Terre, bien avant l'apparition des plantes terrestres].

Pour les géologues et les chimistes du 19^{ème} siècle, il était donc possible, voire probable, que l'atmosphère terrestre au Carbonifère soit pauvre en oxygène et riche en dioxyde de carbone. Ceci permettait à la fois de rendre compte de la bonne préservation du carbone réduit (non oxydé) dans les gisements de charbon, mais aussi de rendre compte des climats tropicaux, grâce à l'effet de serre du CO₂ atmosphérique [note : mais nous savons aujourd'hui que l'atmosphère terrestre au Carbonifère était, au contraire, très vraisemblablement riche en O₂ et pauvre en CO₂ et que le Carbonifère était une « période glaciaire »]. Ceci explique vraisemblablement pourquoi les géologues et les chimistes étaient plutôt en faveur du rôle de l'effet de serre dans le climat. Ainsi, les propos de J. J. Ebelmen (1855), dans le contexte actuel, ont presque un caractère prophétique:

« Les belles recherches de M. Adolphe Brongniart, sur la flore houillère, ont conduit tous les géologues à admettre, avec cet illustre botaniste, l'existence dans l'atmosphère, à cette époque, d'une proportion d'acide carbonique supérieure à celle que l'on y trouve actuellement. Tout porte à penser qu'il y a une relation nécessaire entre la nature des végétaux et des animaux, et la composition du milieu dans lequel ils vivent... Rien n'établit que les causes variées qui tendent à modifier la composition de l'air aient en ce moment une résultante nulle... Je crois qu'il y aurait un très grand intérêt à déterminer la quantité d'acide carbonique contenue dans l'air en divers lieux, à diverses hauteurs, dans des conditions variées de saisons, de températures, de direction des vents... La fixation de ces nombres fournirait à l'histoire naturelle du globe une donnée des plus importantes pour le présent et surtout pour l'avenir. »

Jacques-Joseph Ebelmen (1814-1852)

Les géochimistes d'aujourd'hui s'étonnent de voir à quel point les processus fondamentaux étaient déjà connus au 19^{ème} siècle. Ainsi, en parlant des travaux de J. J. Ebelmen en 1845, ils notent que « tous les concepts fondamentaux y ont été développés, non seulement les cycles géochimiques de C et S et leurs effets sur l'O₂ et le CO₂ atmosphérique, mais aussi les détails de l'érosion chimique » (Berner and Maasch, 1996). En effet, Ebelmen décrit en détail les processus qui contrôlent la composition chimique de l'atmosphère sur les temps géologiques, qui ne se résument pas, loin de là, à la photosynthèse et la respiration :

« Quand Saussure eut démontré par ses belles expériences cette admirable loi de la nature, en vertu de laquelle le carbone passe de l'atmosphère dans les végétaux pour être

bientôt restitué à l'état d'acide carbonique, soit par leur décomposition, soit par les animaux qui s'en nourrissent, on crut que cette rotation du carbone assurait la permanence de la composition de l'air atmosphérique. On voit maintenant qu'il faut faire intervenir dans la solution de la question des phénomènes d'un tout autre ordre, et que les éléments minéraux de la croûte terrestre concourent aussi, par des réactions inverses les unes des autres, à la production de cet équilibre ».

Il introduit déjà explicitement la notion de « rétroaction » dans le fonctionnement du cycle du carbone de la planète, notion au final très naturelle en chimie, mais qui ne sera proposée que bien plus tard (1981) comme étant le « thermostat de la Planète » (Walker et al., 1981):

« On peut même présumer que toute augmentation un peu considérable dans la proportion d'un des éléments constitutifs de l'air ferait fonctionner avec plus d'intensité les causes d'absorption ou de précipitation de cet élément. Supposons, par exemple, qu'à la suite d'un cataclysme arrivé à la surface du globe, des orifices volcaniques aient projeté dans l'atmosphère une grande quantité d'acide carbonique. La vie organique un moment interrompue reprendrait son cours avec plus d'énergie qu'auparavant, grâce au carbone qu'elle trouverait abondamment dans l'air. Plus il y aurait de végétaux formés, plus il y en aurait de soustraits à la décomposition, plus il se produirait de pyrites de fer. La présence d'une grande quantité d'acide carbonique dans l'air déterminerait aussi une décomposition plus rapide des silicates. Toutes les causes de précipitation, de minéralisation du carbone, agiraient donc avec plus d'intensité. »

Mais Ebelmen est parfaitement conscient que cette notion « d'équilibre de la Nature » ne tient pas toujours et il continue en expliquant en quoi cela modifie le climat sur Terre :

« Plusieurs circonstances tendent néanmoins à prouver qu'aux anciennes époques géologiques l'atmosphère était plus dense et plus riche en acide carbonique, et peut-être en oxygène, qu'à l'époque actuelle. A une plus grande pesanteur de l'enveloppe gazeuse devaient correspondre une plus forte condensation de la chaleur solaire... Les variations dans la nature de l'air ont été sans doute constamment en rapport avec les êtres organisés qui vivaient à chacune de ces époques ».

De façon intéressante, Ebelmen insiste fortement sur les liens étroits entre les êtres vivants, la chimie de la planète, et le climat. Les chimistes du 19^{ème} siècle avaient donc au final à leur disposition les principaux éléments pour concevoir et élaborer une théorie de la « physiologie de la planète », avec ses propres mécanismes de régulation, dont le « climat » serait une partie intégrante. Mais Ebelmen a été très largement oublié (cf. Berner and Maasch, 1996) et ce point de vue de géochimiste moderne ne resurgit, me semble-t-il, qu'à la fin du 20^{ème} siècle, avec la prise de conscience du réchauffement climatique actuellement en cours, et notamment avec la nécessité de mieux comprendre le cycle de carbone.

La Terre comme une planète vivante

Contrairement aux chimistes, les biologistes ne s'intéresseront à l'objet « planète Terre », me semble-t-il, que beaucoup plus tard, au 20^{ème} siècle, à travers le développement de l'écologie et de l'étude des écosystèmes. Ils ne s'y intéressent d'ailleurs généralement pas véritablement en tant qu'objet d'étude scientifique, et restent la plupart du temps très critiques vis-à-vis des approches « globales » développées par les bio-géochimistes, c'est-à-dire les géochimistes qui travaillent plus particulièrement sur les liens réciproques entre les êtres vivants et la chimie de notre environnement planétaire. En effet, pour représenter les flux de matière, d'eau ou d'énergie entre le « vivant » et l'environnement, il est nécessaire de simplifier à l'extrême le fonctionnement de la biologie, en la représentant le plus souvent de façon très mécaniste, à l'aide de relations semi-empiriques. Les écologues s'intéressent à

des échelles typiquement beaucoup plus locales pour étudier les détails des interactions entre les espèces et le rôle de la biodiversité sur les écosystèmes : ils observent donc une multitude de processus qui ne peuvent pas aujourd'hui être représentés dans des modèles plus larges, notamment à l'échelle planétaire. Et à l'autre bout du spectre, la biologie moléculaire s'intéresse au fonctionnement intime du « vivant » à l'aide de briques élémentaires, comme les acides aminés, qui s'assemblent pour former probablement des millions de protéines différentes, dont les structures restent, pour la plupart, encore à découvrir. Du point de vue des biologistes, il est donc difficile, voire illusoire, de représenter « simplement » une telle complexité à l'échelle de la planète. En tout cas, probablement pas avec une approche « mécaniste ».

Il faut souligner que, tout comme pour les physiciens, cette complexité résulte avant tout d'un point de vue : lorsque l'on regarde les détails, on observe une multitude d'interactions. Rendre compte de la totalité de tous ces phénomènes dépasse très certainement la capacité de notre cerveau, tout comme celle des ordinateurs les plus puissants. Il faut donc tenter d'avoir une approche plus globale. Certains réclament donc une « approche systémique », qui serait mieux à même de rendre compte de ce genre d'objet. Plus que d'un ensemble méthodologique bien précis, cette approche correspond plutôt à une attitude, à un ensemble de concepts, qui sont mis en avant par exemple par les médecins, les biologistes, les économistes ou les sociologues. Ce point de vue « holistique » peut certainement être intéressant en climatologie : c'est d'ailleurs l'objet de tout ce chapitre que d'essayer de donner une vision plus globale du « système climatique ».

Il y a néanmoins quelques écueils à éviter. Un point important de ce type d'approche est la notion de régulation. Les médecins et biologistes parlent d'homéostasie. Les ingénieurs parlent de rétroaction négative. En effet, beaucoup de « systèmes complexes » comme les êtres vivants, les organisations socio-économiques, possèdent des mécanismes qui permettent leur survie et leur développement. Le cycle du carbone joue très probablement ce rôle de thermostat pour le climat de la planète à l'échelle géologique, et il existe certainement beaucoup d'autres rétroactions négatives dans le système Terre. Mais il y a derrière ce type de raisonnement un problème « téléologique », qui consiste à partir de la conclusion (le système est régulé et « stable ») pour mieux en comprendre les mécanismes. Ceci peut être un point de départ utile, mais qui peut parfois conduire, pour le climat de la planète, à un optimisme déraisonnable de certaines personnes, écologistes et climato-sceptiques réunis, sur le thème de « l'équilibre de la Nature », « la nature est bien faite », « la planète en a vue d'autre » [note : on peut mentionner par exemple en France Yves Lenoir, écologiste, ancien dirigeant de Greenpeace France, et climato-sceptique notoire]. C'est ce que l'on peut appeler l'éco-optimisme.

On peut tenter de rattacher ce point de vue aux idées vitalistes qui étaient encore très répandue au début du 20^{ème} siècle : le « principe vital » en opposition au « matérialisme » des physiciens et des ingénieurs. Dans ce contexte, il est intéressant de mentionner les idées de Vladimir Vernadsky qui a développé au début du 20^{ème} siècle la notion moderne de « biosphère », vue comme une entité planétaire vivante. D'une certaine façon, Vernadsky peut être considéré comme le père de la bio-géochimie moderne. C'est très certainement un personnage de référence en écologie.

[Note : le mot « biosphère » est forgé par le tectonicien Eduard Suess au 19^{ème} siècle, mais c'est uniquement pour compléter sa succession concentrique de sphères qui décrit la structure de la Terre : la barysphère au centre (le noyau terrestre), la lithosphère, l'hydrosphère, l'atmosphère, etc... dans son livre « Die entstehung der Alpen ». Il ne pose absolument pas la question du rôle de la vie dans le fonctionnement de la planète. C'est semble-t-il Vernadsky qui l'introduit de cette façon « Nous exprimons cette universalité ou expansion de la vie

par le nom que E. Suess a donné à l'enveloppe terrestre supérieure : la biosphère, sphère de la vie » Vernadsky, [Géochimie, p.269].

Pour Vernadsky, c'est le monde vivant qui détermine l'environnement, pas le contraire. En particulier, s'il y a des obstacles environnementaux au développement de la vie :

« ... la matière vivante exercera une pression, analogue aux pressions des gaz, pour les surmonter et changera ses propriétés morphologiques pour les vaincre ».

L'impact du vivant sur la composition de l'atmosphère ne fait effectivement aucun doute aujourd'hui, comme le souligne Tyler Volk (2004) :

« En ce qui concerne le CO₂ de l'atmosphère, plus de 99% du réservoir total a récemment été rejeté par un être vivant qui respire, plutôt que par un volcan. Pour l'azote, plus de 99 % a été rejeté par les vivants qui dénitrifient, plutôt que par les volcans. Et pour le méthane et d'autres gaz en trace, plus de 99 % a été rejeté par les procaryotes vivants, plutôt que par les volcans. L'atmosphère est une gigantesque déchetterie. »

Vladimir Vernadsky, 1863-1945

Dans son livre « Géochimie » (1924), Vernadsky cite ainsi certains de ses prédécesseurs [Note : Dumas et Boussingault, Essai de statique chimique des êtres organisés, 1844. Jean-Baptiste Dumas est chimiste, pharmacien, homme politique, un des fondateurs de l'Ecole Centrale Paris; Jean-Baptiste Boussingault, chimiste, botaniste, un des fondateurs de l'agronomie moderne]:

« Si nous nous résumons, disait Dumas..., nous voyons que, de l'atmosphère primitive de la terre, il s'est fait trois grandes parts ; l'une constitue l'air atmosphérique actuel ; la seconde qui est représentée par les végétaux, la troisième par les animaux... tout ce que l'air donne aux plantes, les plantes le cèdent aux animaux, les animaux le rendent à l'air ; cercle éternel dans lequel la vie s'agite et se manifeste, mais où la matière ne fait que changer de place ».

Mais surtout, il va plus loin en ajoutant :

« La matière vivante n'est pas seulement un appendice de l'atmosphère, mais un phénomène planétaire plus grand, car, prise en masse et non en volume, l'atmosphère planétaire est probablement moindre que la matière vivante qui en grande partie en dérive ».

Autrement dit, le vivant n'est pas un « appendice de l'atmosphère », mais c'est le contraire : l'atmosphère est un appendice du vivant. Ce n'est pas l'environnement planétaire qui influence le vivant, c'est le vivant qui détermine, fabrique, et fait évoluer son environnement. Vernadsky insiste beaucoup sur le rôle des micro-organismes : les microbes (que l'on peut voir au microscope) et les « ultra-microbes » (qu'on ne peut pas voir, mais qui ont un effet chimique notable) car :

« La superficie des petits corps d'une masse quelconque de la matière est toujours beaucoup plus grande que la superficie de la même masse, réunie dans un grand corps ».

En effet, les échanges de matière entre le vivant et l'environnement dépendent de la surface d'interaction, pas du volume. Les plus petits organismes sont donc logiquement les plus importants. Mais Vernadsky insiste énormément sur :

« la constance de l'aspect chimique de l'écorce terrestre dans tous les temps géologiques ... Ainsi, la quantité de matière vivante paraît être une constante planétaire depuis l'Archéen. Certainement cette constante est sujette à des oscillations. C'est un complexe de cycles, de phénomènes réversibles que nous observons, comme un état d'équilibre. C'est une constante de même forme que celle de la composition moyenne de

l'atmosphère ou de la partie saline de l'eau des Océans ... La constance de la quantité de la matière vivante est pour nous un fait empirique – une conséquence nécessaire de tous les faits géochimiques ».

Selon Vernadsky, c'est la vie qui a façonné jusqu'à présent la planète, et c'est l'homme qui va naturellement prendre le relai. Avec Pierre Theilhard de Chardin, il sera à l'origine du concept de « noosphère », la sphère de la pensée humaine, qui s'ajoute aux deux niveaux antérieurs: la « géosphère » ou matière inanimée, et la « biosphère » ou matière vivante, qui contrôle déjà la première. Certains voient aujourd'hui dans le développement actuel d'internet l'émergence concrète de cette notion de « noosphère ». Vernadsky prend acte de la main mise de l'homme sur la planète et s'en félicite :

« En réglant sur la surface terrestre la vie des organismes verts autotrophes [ie. l'invention de l'agriculture], l'homme a obtenu un levier d'action, dont les conséquences dans l'histoire de la planète furent immenses. L'homme est devenu de ce fait maître de toute la matière vivante... Se basant sur cette grande conquête, l'homme a anéanti « la nature vierge » ».

Mais il s'inquiète néanmoins, comme Arrhenius, des ressources énergétiques qui viendront rapidement à faire défaut:

« Mais l'homme n'a jusqu'à présent pas réussi à obtenir dans ce nouveau milieu la sécurité nécessaire de sa vie... Des faits nouveaux troublants, qui se rapportent aux bases de son existence, se dégagent en ces derniers temps. Les réserves de matières premières diminuent visiblement. Si leur usage augmente avec la même vitesse, la position deviendra grave. Dans deux générations on pourra s'attendre à une disette de fer ; le pétrole deviendra rare encore plus tôt ; dans quelques générations, la question du charbon pourra devenir tragique. Il en est de même pour la plupart des autres matières premières. La disette de houille paraît particulièrement grave, car c'est le charbon qui procure à l'homme l'énergie nécessaire pour sa vie sociale dans sa forme actuelle. »

Mais cela ne met pas en défaut son optimisme dans « l'entendement humain », qui finira sûrement par résoudre tous ces problèmes :

« Mais les réserves d'énergie qui sont à la disposition de l'entendement sont inépuisables. La force des marées et des vagues marines, l'énergie atomique radioactive, la chaleur solaire peuvent nous donner toute la puissance voulue. L'introduction de ces formes d'énergie dans la vie est une question de temps. Elle dépend de problèmes dont la solution ne présente rien d'impossible. L'énergie ainsi obtenue n'aura pas de limites pratiquement. »

Dans « l'autotrophie de l'humanité » (1944), il prédit que l'homme finira par couper le cordon ombilical qui le lie encore à la Nature, via son alimentation basée sur la photosynthèse, en fabriquant directement ses aliments par synthèse chimique :

« Le naturaliste ne peut contempler cette découverte [à venir] qu'avec une grande tranquillité... La création d'un nouvel être autotrophe lui donnera des possibilités qui lui ont manqué pour l'accomplissement de ses aspirations morales séculaires ; elle lui ouvrira les voies d'une vie meilleure. »

D'une certaine façon, le véganisme qui se développe aujourd'hui peut sans doute être interprété comme un premier pas dans cette direction.

Sur la question du cycle du carbone et du réchauffement climatique, Vernadsky est définitivement éco-optimiste. Il constate à la fois que la perturbation anthropique est de caractère géologique :

« C'est un fait très important et très caractéristique de l'histoire du carbone, que la quantité de l'acide carbonique ainsi formé par l'humanité devient de plus en plus grande,

et est d'un ordre qui doit nécessairement être pris en considération dans son histoire géochimique ». « Une force géologique nouvelle est certainement apparue à la surface terrestre avec l'homme ».

Mais il conteste très fortement les conclusions d'Arrhenius, car il estime que les cycles naturels vont permettre de réguler le CO₂ atmosphérique :

« La masse d'eau de l'océan ... est un grand régulateur de l'acide carbonique. Cette masse le restitue dans l'air quand la tension de l'acide carbonique dans l'atmosphère est amoindrie, elle le reprend quand il y est en excès »

« C'est un des plus parfaits appareils de l'équilibre dynamique qui existent, comparable à la régularité du mouvement des astres »

L'une de ses erreurs est de surestimer très largement la masse en carbone de la biosphère à environ 50 000 ou 500 000 GtC, dont 10 à 1000 GtC pour la matière vivante terrestre :

« Il est clair que la plus grande masse du carbone animal ou végétal est concentrée dans la mer ».

alors que nous savons aujourd'hui que la biomasse marine (6 GtC) est beaucoup plus petite que la biomasse terrestre (470 GtC) [Bar-On et al., PNAS, 2018]. Mais c'est sans doute aussi sa foi dans l'homme, sommet de l'évolution, qui le conduit à être éco-optimiste pour la nouvelle ère géologique qui commence avec la révolution industrielle :

« Arrhenius au bout de ces recherches exprime l'opinion que [pour le CO₂] sa quantité dans l'ère actuelle s'élève peu à peu. Il a indiqué un fait nouveau dans son histoire qui n'existait pas dans les époques géologiques antérieures — l'activité de l'homme civilisé ... Mais le bilan de l'activité humaine n'est pas fait et il est possible que l'homme a une influence non seulement sur le dégagement mais aussi sur l'absorption de l'acide carbonique — par exemple — en modifiant la quantité de matière vivante verte »

« ... à notre époque géologique — ère psychozoïque, ère de la Raison — se manifeste un nouveau fait géochimique d'une importance capitale ... Pour la première fois dans l'histoire de notre planète, nous voyons la formation de composés nouveaux, un changement inouï de la face terrestre. Au point de vue géochimique tous ces produits ... changent le cours éternel des cycles géochimiques »

« Il est clair que ce n'est pas un fait accidentel, qu'il était préformé par toute l'évolution paléontologique. C'est un fait naturel comme tous les autres et nous y voyons un nouveau phénomène où la matière vivante agit en contradiction apparente avec le principe de Carnot ».

En effet, selon lui, la vie n'obéit pas au second principe de la thermodynamique :

« Dans leur ensemble, les animaux et les végétaux, toute la Nature vivante, présentent un phénomène naturel, contraire au principe de Carnot, comme il est généralement formulé. Il y a généralement un accroissement d'énergie active dans l'écorce terrestre comme une suite générale de la vie, de toutes ses manifestations. Dans les phénomènes de la biosphère l'entropie de l'Univers devrait diminuer et non s'augmenter »

C'est le physicien Erwin Schrödinger qui, l'un des premiers, éclairera ce point, dans son livre « Qu'est-ce que la vie » (1944) : les êtres vivants, tout comme les machines thermiques, sont des systèmes ouverts qui « consomment » de l'énergie pour produire du travail, construire des structures, et générer de l'information. Dans les deux cas, il y a bien une augmentation de l'entropie globale qui est rejetée dans l'environnement, mais qui permet localement d'abaisser l'entropie, notamment à l'intérieur de l'organisme vivant. Schrödinger souligne qu'une telle prouesse n'est possible, dans une cellule vivante microscopique, qu'à la condition qu'elle possède quelque part un « plan », une « information », un « code » stable et transmis de génération en génération. Il anticipe ainsi, d'une certaine façon, la découverte de l'ADN par Watson et Crick, en 1953, une décennie plus tard. Le développement de la biochimie moléculaire sonnera le glas des idées vitalistes.

L'homme et le climat, à l'âge de la conquête spatiale

Si la question du lien étroit entre composition chimique de l'atmosphère et climat a été soulevée dès le 19^{ème} siècle, notamment E. Foote, puis par Tyndall et Arrhenius pour expliquer les glaciations, les physiciens et les météorologues se sont longtemps désintéressés de la question. C'est donc un ingénieur, Guy Stewart Callendar qui, le premier, en 1938 va compiler les observations météorologiques sur la période 1880-1935 et mettre ainsi en évidence un réchauffement du climat significatif, d'environ 0,05°C par décennie. En se basant sur des mesures de pCO₂ effectuées au début du 20^{ème} siècle (274±5 ppm en 1900) et sur les émissions anthropiques alors estimées à 4,3 GtCO₂ par an, il calcule une augmentation de la pCO₂ grâce à un modèle simple du carbone océanique, et en déduit à l'aide d'un modèle radiatif que la température devrait augmenter de 0,03°C par décennie : le réchauffement climatique qu'il observe est donc largement explicable avec l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère.

« Few of those familiar with the natural heat exchanges of the atmosphere, which go into the making of our climates and weather, would be prepared to admit that the activities of man could have any influence upon phenomena of so vast a scale. »

En effet, peu de gens étaient prêts à accepter cette idée. L'« effet Callendar » a donc été fortement critiqué et globalement rejeté par la communauté scientifique.

Roger Revelle, océanographe à Scripps, s'intéresse au carbone dans l'océan comme un outil pour mieux comprendre la circulation océanique. Il embauche Charles Keeling pour mesurer le CO₂ atmosphérique à Hawaï, ce qui permettra de suivre son évolution en continu depuis 1958 jusqu'à aujourd'hui. Il embauche aussi Gustaf Arrhenius (petit-fils de Svante Arrhenius) qui avait déjà mis en évidence des cycles glaciaires dans les carbonates des sédiments marins, témoins des changements passés du climat et du carbone.

Les physiciens de l'atmosphère s'emparent de la question de l'effet de serre dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Grâce à une meilleure compréhension des propriétés radiatives de l'atmosphère (aviation, guidage infra-rouge des missiles, etc...) et avec l'aide des premiers calculateurs électroniques, il devient possible de décrire assez fidèlement le bilan radiatif de la Terre. Gilbert Plass (1956) sera l'un des premiers physiciens de l'atmosphère à annoncer clairement le réchauffement global actuellement en cours, y compris dans la presse grand public [Frank Capra tourne en 1958 un documentaire pour la télévision sur la météorologie, avec un message très explicite sur la question du réchauffement climatique : <https://www.youtube.com/watch?v=m-AXBbuDxRY>].

L'image de la Terre vue de l'espace, comme étant une petite planète bleue dans l'immensité noire, a certainement profondément marqué les esprits. L'objet « planète Terre » est devenu soudain beaucoup plus concret. Dans ce contexte, l'idée de Gaïa, planète vivante, sera largement popularisée par James Lovelock et Lynn Margulis dans les années 1970. James Lovelock, ingénieur indépendant, travaille pour la NASA sur la détection des gaz atmosphériques, notamment pour l'exploration de Mars. Lynn Margulis est la microbiologiste qui a proposé en 1966 la théorie de l'endo-symbiose, pour expliquer l'évolution des eucaryotes [Note : Cette théorie a depuis été très largement acceptée: les mitochondries sont originellement des alpha-protéobactéries qui ont été incorporées à l'intérieur d'un autre organisme procaryote, maintenant identifié comme une archée d'Asgard (eg. Eme et al. 2017). De même, les chloroplastes des végétaux sont originellement des cyanobactéries. L'évolution ne procède pas seulement par

la « sélection naturelle » c'est-à-dire la loi du plus fort : parfois, ou même souvent, la coopération s'avère plus efficace !].

« Gaïa » a eu un grand succès médiatique. Selon Lovelock :

« À ma grande surprise, l'intérêt principal pour Gaïa est venu du grand public, des philosophes et des religieux. »

Mais ce succès a fortement contribué lui a donnée d'emblée un caractère sulfureux:

« Le mouvement New Age a intégré Gaïa en son sein mais, malheureusement... le rejet par certains New Agers de la science elle-même a rendu ma tâche plus compliquée encore. »

Selon le géochimiste Kirchner (2003), cela explique en grande partie pourquoi le nom « Gaïa » a été peu utilisé dans la communauté scientifique, bien qu'au final, cette idée s'inscrit en fait très logiquement dans la continuité des idées scientifiques en géochimie :

« Il est aisé de comprendre pourquoi nombreux sont ceux, appartenant à la communauté des « Earth System Science », qui ne veulent pas avoir affaire avec le label Gaïa, à cause des connotations qu'elle porte ».

On préférera donc parler des « Sciences du système Terre ». Par ailleurs, tout comme pour Vernadsky, ce point de vue « global » ou « holiste » a parfois tendance à se traduire en éco-optimisme :

« Ne nous inquiétons pas trop de ce que nous allons faire à la planète... la vie est très résiliente ». Lovelock, 1975

même si plus tard Lovelock changera d'avis, face au changement climatique. Lynn Margulis a également été l'épouse de Carl Sagan, astronome, et un des fondateurs de l'exobiologie. Carl Sagan s'est intéressé au climat de la Terre primitive, en énonçant le paradoxe du Soleil jeune (Sagan and Mullen, 1972). En effet, les modèles d'évolution stellaire prédisent que le rayonnement du Soleil augmente au cours du temps, et la luminosité solaire devait être environ 30% plus faible il y a 4,5 milliards d'années. Or l'eau liquide a existé depuis les origines : l'effet de serre devait donc être beaucoup plus important à cette époque.

De façon générale, l'exploration spatiale pose la question de l'habitabilité (et donc du climat) des autres planètes du système solaire. Il est intéressant de constater que, pour les autres planètes, les astronomes définissent la « zone habitable » uniquement en termes de température, alors que la présence d'eau, d'oxygène et d'autres éléments vitaux sont certainement des contraintes infiniment plus fortes. Les exobiologistes parleront d'ailleurs plus volontiers de planètes « habitées » ou « vivantes », dans l'esprit de Vernadsky, car c'est le vivant qui contrôle très largement l'habitabilité ou le climat, pas le contraire. [Plus précisément, on conçoit une « planète vivante » comme un système autopoïétique, c'est-à-dire un système qui se crée spontanément, le vivant et son environnement évoluant ensemble en se transformant mutuellement].

Mais la température est effectivement le paramètre le plus simple à estimer : la terminologie « zone habitable », sous-entendu habitable par les êtres humains, fait parfaitement écho à la notion de « climat » d'Aristote (c'est-à-dire la bande de latitude habitable sur Terre). Le premier programme d'étude du climat terrestre de la NASA, via l'observation satellite, s'appelle donc « Global Habitability ».

C'est dans ce contexte de la conquête spatiale et de la guerre froide que vont être développés les modèles actuels de climat. La peur d'une guerre nucléaire suscite l'inquiétude d'un hiver nucléaire. Et le CO₂ mesuré à Hawaï augmente d'année en année. Grâce au développement des ordinateurs, des calculs de bilan radiatif, puis des modèles radiatif-convectif, il devient possible de mieux évaluer l'effet de serre lié à une augmentation du CO₂ atmosphérique (Manabe and Wetherald, 1967).

Le GIEC et les sciences du système Terre

Dans les années 1970, le réchauffement climatique devient un fait scientifique bien établi. Aux États-Unis, la National Academy of Sciences demande le premier rapport scientifique afin d'estimer l'effet d'un doublement du CO₂ atmosphérique. Ce rapport « Charney » publié en 1979 annonce un réchauffement associé entre 1,5° et 4,5°C, avec des impacts très sérieux par exemple en termes de niveau marin ou d'agriculture. Néanmoins, la question du climat ne parvient pas à entrer dans les débats politiques.

« 1979. À peu près tout ce que nous comprenons à l'heure actuelle du réchauffement climatique était compris... Les principaux aspects du problème étaient tranchés, sans débat possible, et les spécialistes, loin de se disputer sur l'établissement des faits, travaillaient à en affiner les conséquences. Il y a trente ans, nous aurions pu sauver la Terre. Pourtant nous n'avons rien fait. » (Nathaniel Rich, *Perdre la Terre*, 2019).

Les politiques nationales ou internationales sont en effet dominées par bien d'autres préoccupations, notamment la guerre froide ou le choc pétrolier. Si les premières organisations environnementales avaient pour objectif principal la « conservation de la nature » (Sierra Club créé en 1892, IUCN en 1948, WWF en 1961, ..), les nouveaux mouvements écologistes se structurent donc autour du pacifisme, contre l'énergie et les armes nucléaires, ou contre les pollutions chimiques (par exemple Friends of the Earth, 1969; Greenpeace, 1971; ...). Ces préoccupations conduisent l'ONU en 1972 à organiser la conférence de Stockholm (UN Conference on the Human Environment) et à établir le programme des Nations Unies pour l'Environnement (UNEP). L'objectif clairement affiché est déjà ce que l'on nomme aujourd'hui le « développement durable ». Si le réchauffement climatique n'est alors pas encore à l'ordre du jour, la notion de « progrès » (scientifique, économique ...) est remise en cause, par exemple à travers une critique de la société de consommation. La question des ressources et des limites de la planète est posée par certains (e.g. le rapport Meadows « The limits to Growth », 1972), qui seront accusés de « malthusianisme » par les défenseurs du développement économique, les « cornucopiens ». A l'opposé de l'éco-optimisme, le « techno-optimisme » conduit beaucoup de gens (notamment parmi certains scientifiques) encore aujourd'hui à relativiser le problème du réchauffement climatique. [« Nous disposons désormais de tant de techniques chaque jour plus performantes que nous sommes capables de rendre notre planète plus propre, son air et ses eaux en particulier, piéger le carbone, diminuer l'effet de serre autant que faire se peut, développer des énergies renouvelables n'émettant aucun déchet, ni aucun atome de carbone. Et tout cela sans revenir à l'âge de pierre et sans décroissance » Jean-Robert Pitte, Président de la Société de Géographie, *l'Opinion*, 3-10-2019]. Mais le « progrès » n'a rien d'automatique et la notion de « progrès » est elle-même sujette à discussion.

Ce n'est que deux décennies plus tard, à la conférence de Rio en 1992, que sera signée la convention-cadre des nations-unies sur les changements climatiques (CCNUCC ou UNFCCC) qui lancera le cycle de discussions et de négociations internationales actuellement en cours (dont la COP 3 à Kyoto en 1997 et la COP 21 à Paris en 2015). C'est en 1988 que sera créé le groupe d'expert intergouvernemental sur le climat (GIEC ou IPCC), qui est chargé de rédiger un rapport sur les connaissances en lien avec le réchauffement climatique. Le GIEC est structuré en trois groupes de travail : le 1^{er} groupe (climatologues-physiciens et bio-géochimiste) s'intéresse aux « Sciences du système Terre »; le groupe 2 (climatologues-géographes et économistes) s'intéresse aux impacts socio-économiques ; et le groupe 3 (surtout des économistes) envisage des pistes possibles pour l'atténuation et l'adaptation aux changements à venir. Le dernier rapport (AR5 : 5th assessment report) a été publié en 2014, le prochain (AR6) sortira en 2022. Trois « rapports spéciaux » ont été

publiés récemment, sur un réchauffement planétaire de 1,5°C (octobre 2018) ; sur l'usage des terres (août 2019) et sur l'océan et la cryosphère (septembre 2019).

Si les scientifiques dans les années 1970-1980 avaient déjà une vision claire du réchauffement global en cours, ils avaient aussi conscience que la société, la population et le monde politique, ne bougeraient sans doute pas avant que les effets du réchauffement climatique ne soient bien visibles, c'est-à-dire « trop tard » pour éviter un réchauffement important avec des conséquences potentiellement désastreuses. Aujourd'hui, près d'un demi-siècle plus tard, le réchauffement est en effet bien présent, et devant le « fait accompli », nos sociétés commencent tout juste à appréhender l'ampleur du problème.

Interdisciplinarité et hiérarchie des sciences

Les climatologues peuvent donc « se féliciter » d'avoir prévenu le monde de l'imminence d'un changement potentiellement dramatique de notre environnement planétaire, et à l'inverse « se désoler » de ne pas avoir été suffisamment écouté par l'ensemble de la société. Car comme le clame Greta Thunberg, il est nécessaire d'écouter avant tout le discours des scientifiques. Dès lors, on peut se demander pourquoi ce discours des climatologues est resté quasiment inaudible pendant un demi-siècle. Et à quel point il risque, ou pas, de le rester encore quelque temps. Il y a évidemment des raisons socio-économiques et politiques très fortes qui ont volontairement dilué et obscurci le message (Oreskes, les marchands de doute). Mais il me semble important de souligner également la place très marginale de la climatologie parmi les autres disciplines scientifiques. Par exemple si, en France, l'Académie des Sciences s'est réuni en septembre 2010 pour un « débat » sur le climat, c'était moins pour passer en revue les conclusions du GIEC, publiées et connues de tous, que pour évaluer la « scientificité » de la climatologie : qui sont les « climatologues », quelles sont leurs méthodes, peut-on leur faire confiance ? Car à l'évidence, à l'inverse de beaucoup d'autres scientifiques, les climatologues n'ont pas acquis la même respectabilité académique que celle qui caractérise les disciplines bien établies et enseignées depuis longtemps dans les filières universitaires (la physique, la chimie, la biologie, la géologie, la géographie, ...). Ils sont donc parfois regardés avec méfiance par les autres scientifiques.

Mais plus que la méfiance ou la confiance, c'est avant tout le manque d'intérêt scientifique pour « le climat » qui me semble très remarquable dans la petite histoire des sciences du climat que je me suis efforcé de raconter ci-dessus. Pour parler de ce que je connais le mieux, la notion de changement climatique apparaît avec la découverte des glaciations au 19^{ème} siècle. Si le rôle de l'effet de serre était déjà largement discuté au 19^{ème} siècle, ce n'est que dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle que les météorologues construiront les modèles et feront les observations nécessaires pour mieux le quantifier. Les diverses théories astronomiques ont toutes été formulées par des « amateurs de science », aucune par des scientifiques « académiques », ni astronomes, ni géologues. Le premier modèle mathématique destiné à reproduire les cycles glaciaires est publié en 1974 par un journaliste, Nigel Calder (par ailleurs climato-sceptique notoire), qui s'étonnait de ne trouver aucun modèle de glaciations dans la littérature scientifique. Car c'était sans doute beaucoup trop simple pour les physiciens. Et beaucoup trop spéculatif pour les géologues.

Pour paraphraser Edgar Morin, la crise planétaire actuelle peut s'interpréter comme une crise d'adolescence de l'humanité : jusqu'à présent, la logistique de la planète Terre allait de soi. Le climat ou « l'habitabilité de la Terre » était une évidence, c'est-à-dire un sujet sans intérêt : il fallait avant tout consacrer notre intelligence à imaginer et créer un futur meilleur, à construire le progrès. La physique, c'est avant tout comprendre les lois fondamentales de l'Univers. La biologie, c'est avant tout comprendre les rouages et les mystères de la Vie. Et

les sciences de l'environnement, c'est avant tout la gestion des déchets... Les lois célestes d'un côté, le banal de la gestion terrestre de l'autre. Aujourd'hui nous prenons conscience que cette « logistique planétaire » est fragile et mérite toute notre attention. Après avoir joué les jeunes adolescents turbulents, les humains doivent maintenant accepter de devenir responsables vis-à-vis de cette « logistique ». Cela nécessite en particulier une meilleure compréhension du fonctionnement de la planète, pour gérer le futur, mais aussi pour mieux comprendre notre place sur cette Terre.

1.2 - Vers une définition du climat

Une statistique des observations ?

Le climat est avant tout une notion anthropocentrique : il concerne « l'habitabilité » d'une région, c'est-à-dire l'ensemble des conditions environnementales nécessaires aux activités des êtres humains. Traditionnellement, les géographes ont constaté que la température (mesurée à 1,50 m du sol) et les précipitations sont les facteurs déterminants pour caractériser cet environnement. La classification de Köppen en est une bonne illustration : elle permet de déterminer de façon relativement précise les « différents types de climat » à partir des températures et précipitations en moyennes mensuelles, calculées sur plusieurs décennies (typiquement 30 ans). Ce sont donc ces moyennes qui correspondent à la définition habituelle du climat.

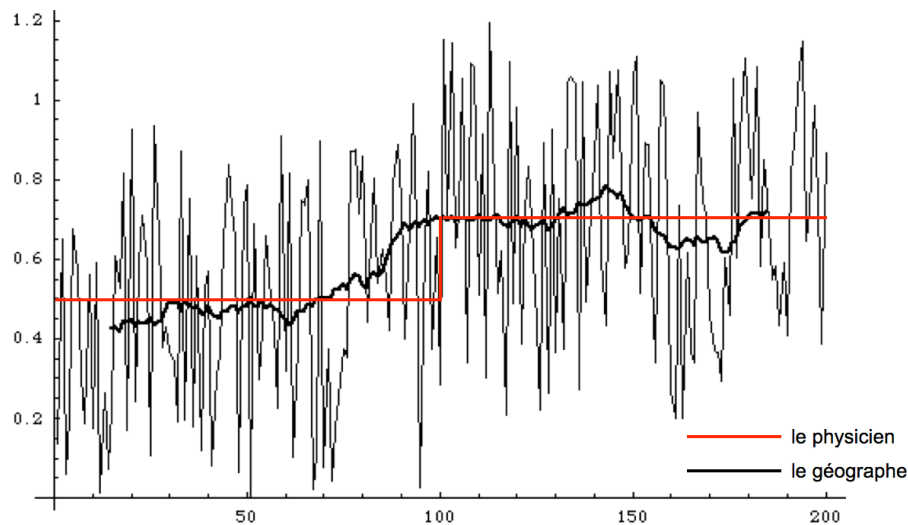
« *Climate is what you expect, weather is what you get* » - Robert A. Heinlein

Le climat, c'est ce que l'on attend, i.e. l'état le plus probable des variables météorologiques. Le plus simple est donc de prendre l'espérance statistique, c'est-à-dire la moyenne. De façon plus générale, on peut définir le climat comme étant la distribution statistique (pas seulement la moyenne) des variables météorologiques. Pour définir cette grandeur, l'approche traditionnelle est donc d'observer et d'enregistrer les variables météorologiques, puis d'en déduire ce qui est le plus probable (la moyenne), à une saison donnée, en un lieu donné. MAIS cette façon de procéder suppose qu'il n'y a pas d'évolution climatique, c'est-à-dire que la distribution statistique associée est stationnaire. A l'inverse, la "physique du climat" a pour ambition de prédire le climat et son évolution à partir de "lois physiques" qui pourront être valides dans le passé comme dans le futur. En effet, comme cela a été discuté plus haut, la notion de changement climatique est apparue au 19^{ème} siècle avec la mise en évidence des périodes glaciaires, qui constituaient la première preuve que le climat puisse varier dans le temps, ce qui était loin de faire l'unanimité auparavant. A partir de ce moment s'est posée la question de la dynamique des changements climatiques et les scientifiques ont alors avancé deux propositions différentes: la théorie astronomique qui explique les changements climatiques à partir des variations orbitales de la Terre et la théorie géochimique qui fait intervenir des variations de l'effet de serre associées à des changements de la concentration atmosphérique en CO₂.

La définition traditionnelle du climat en tant que "moyenne" de l'état de l'atmosphère, fait appel à la notion d'espérance statistique. Il est donc important de choisir la durée sur laquelle une telle moyenne doit être établie. Il est d'usage de fixer cette durée à 30 ans. Pourquoi 30 ans ? Il y a là évidemment beaucoup d'anthropocentrisme. En effet, la notion traditionnelle de climat consiste à définir une constante en un lieu donné. Il faut donc moyenniser les observations pendant suffisamment longtemps pour définir une telle constante, étant donné que les variations interannuelles sont parfois considérables. Inversement, on accepte plus facilement l'idée que le climat puisse changer "d'une génération à l'autre", autrement dit la constance du climat est relative à la durée de vie des êtres humains ou au renouvellement des générations.

Cette durée de 30 ans est, dès lors, fondamentale pour définir les phénomènes qui, climatiquement, seront décrits en moyenne seulement (par exemple les cycles diurnes et annuels, El Niño, ...), de ceux qui seront interprétés comme des changements climatiques (les cycles de Milankovitch, la variabilité solaire éventuelle à ~87 ou ~210 ans, toute dérive à long terme d'un paramètre...). La notion d'un changement climatique extrêmement rapide, instantané ou d'une année sur l'autre, pose donc problème à la fois en termes de détection,

mais aussi en termes de définition. En outre, un événement météorologique donné (canicule, tempête, cyclone, ...), quel que soit son intensité, ne pourra pas dans ce cadre s'interpréter simplement en termes de changement climatique.



Série de tirages aléatoires (100 tirages entre 0 et 1, puis 100 autres entre 0,2 et 1,2). Par construction, il y a une "augmentation brutale" de 0,2 unités à l'instant 100. Cette augmentation est visible sur le long terme, mais peut difficilement être attribuée à un instant précis sur une moyenne glissante de 30 échantillons. La courbe noire épaisse est la moyenne glissante (le « climat » a posteriori) de la courbe noire fine. La courbe rouge est la moyenne « a priori ».

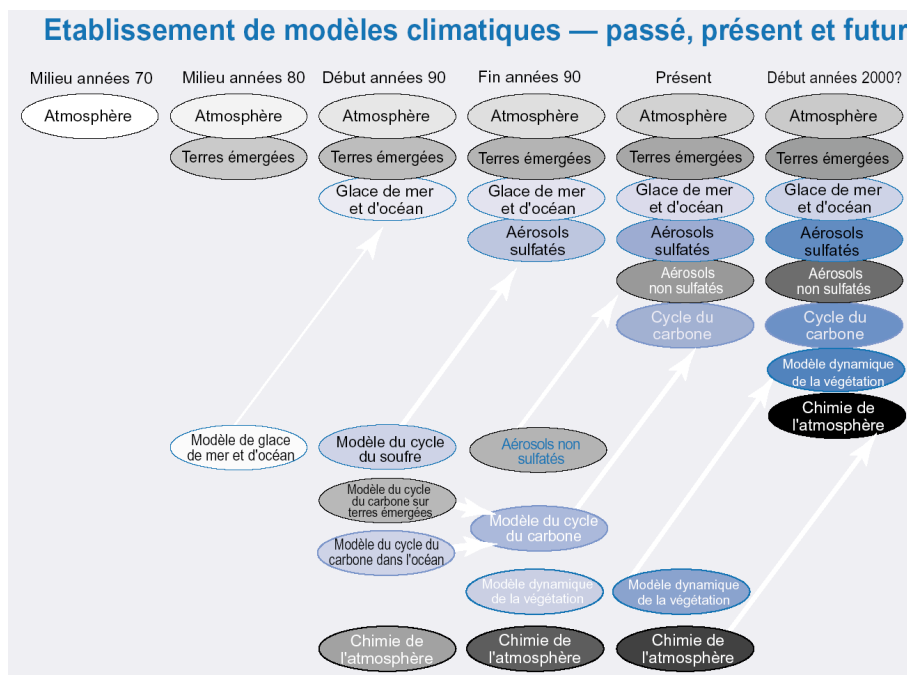
Cette durée climatique de 30 ans est aussi essentielle pour le choix des composantes physiques qui vont intervenir dans un modèle de climat. Ainsi, si l'on s'intéresse à la compréhension du climat tel qu'il fonctionne aujourd'hui, de façon "statique", il sera suffisant de se limiter aux systèmes dont les constantes de temps sont inférieures à quelques dizaines d'années (l'atmosphère, l'océan de surface, une végétation statique, ...) en supposant les autres composantes du système constantes. Inversement, toute tentative de modélisation d'un climat "dynamique", c'est-à-dire qui évolue dans le temps (donc par définition, à des échelles au moins multi-décennales), nécessite d'y ajouter toutes les composantes qui interagissent avec l'atmosphère, et ayant des constantes de temps supérieures à quelques dizaines d'années (océan profond, végétation dynamique, cycles biogéochimiques, ...). On aperçoit dès lors plusieurs difficultés importantes:

- un changement climatique sera lié à des phénomènes qu'on aurait pu juger *a priori* "extra climatique", car situés en dehors de l'atmosphère. Autrement dit, la statistique de l'atmosphère ne change, sur une échelle de temps climatique, que lorsque ses conditions aux limites changent. Inversement, si ce système "externe" interagit fortement avec le climat, il est nécessaire de prendre en compte l'évolution du système couplé et donc de le considérer comme "interne" au système climatique.

- la dynamique propre des composantes lentes susceptibles d'intervenir dans un changement climatique n'a pas pu être observée avec précision 1/ car les moyens d'observation n'existent pas depuis longtemps (ou pas encore) ; 2/ car ces composantes lentes n'ont pas beaucoup évolué dans le passé récent (ou pas encore aujourd'hui) ; 3/ car nous ne savons pas encore quelles sont les composantes lentes qu'il faudrait prendre en compte...

Un objet physique ?

Il est par conséquent délicat de donner une idée précise des contours de ce qu'est un "système climatique" en tant que "système physique" bien identifié. Quels sont les variables qui vont au final déterminer le climat ; quels sont les constantes de temps impliquées ; quels sont les différentes "composantes" du système...? Si les températures et les précipitations sont indéniablement des variables climatiques, qu'en est-il de la salinité de l'océan, des courants marins, du couvert végétal, de l'étendue de la banquise, du volume des calottes de glace, de la composition chimique de l'atmosphère, de celle de l'océan, etc... Étant donné que toutes ces composantes interagissent plus ou moins fortement, à des échelles de temps plus ou moins grandes, le terme "climat" recouvrira diverses réalités, suivant les domaines d'études ou les échelles de temps considérées. On peut, de fait, en proposer plusieurs contours possibles. Il est d'ailleurs instructif d'observer l'évolution de ce que recouvre le terme "modèle climatique" au cours des 20 dernières années:



Evolution des modèles climatiques au cours des dernières décennies (rapport IPCC 2001).

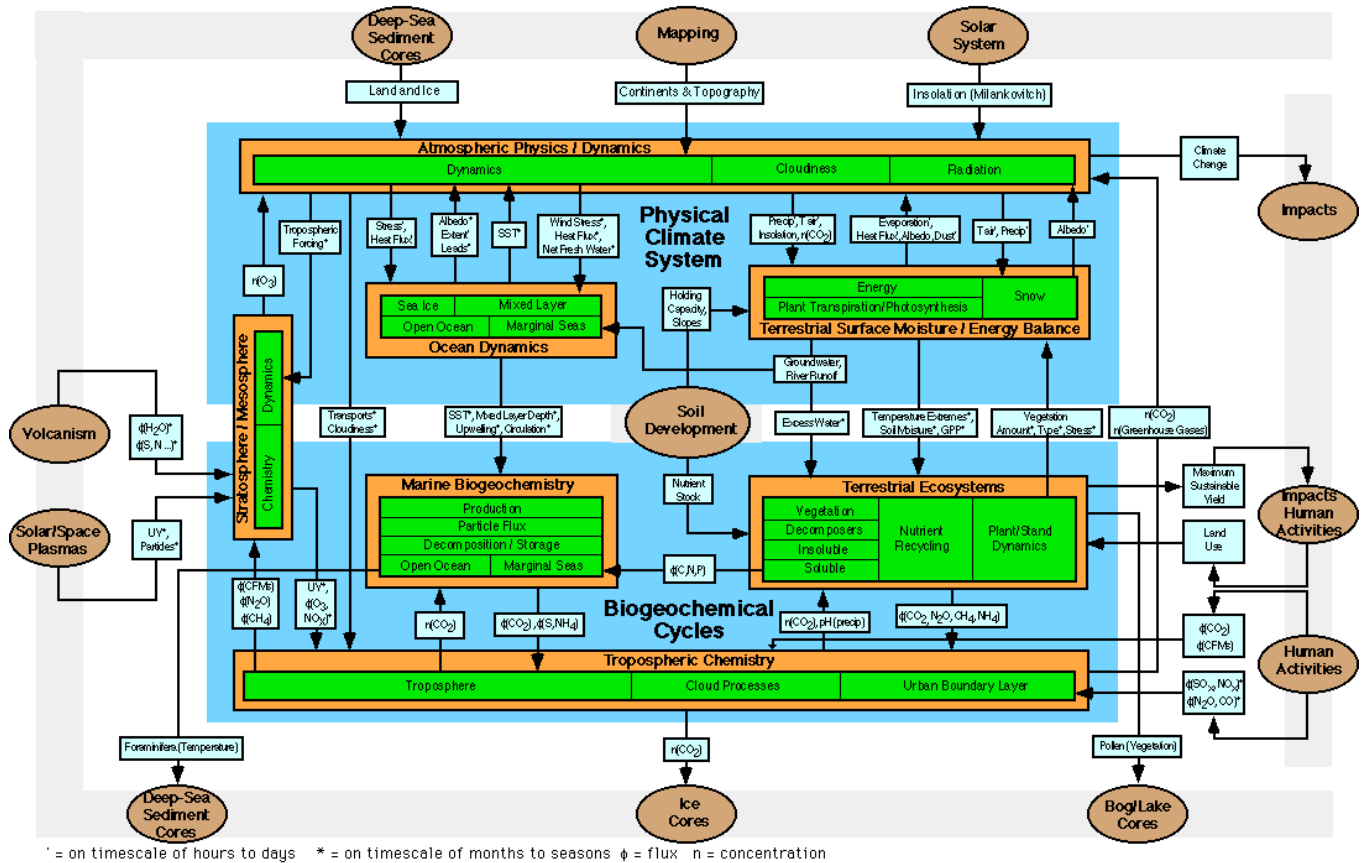
En effet, puisque l'on s'intéresse, avant tout, à la température et aux précipitations, il est assez logique de construire le "climat" à partir de l'atmosphère comme objet de base. Les modèles climatiques des années 1970-1980 étaient donc des modèles atmosphériques, dont les résultats étaient analysés en termes statistiques. Les modèles de climats sont donc construits initialement par les météorologues : les instruments et les méthodes envisagés par sont les satellites et les modèles numériques de prévision météorologiques.

L'inconvénient majeur de cette approche est que les conditions de surface océaniques (en particulier températures) et continentales (couvert végétal) doivent être prescrites. Il est donc difficile d'utiliser ce type de modèle pour des climats "différents" du climat actuel. Par conséquent, il est apparu logique de coupler ces modèles à des modèles océaniques, capables d'en représenter la dynamique et donc de calculer explicitement des températures de surface, et donc d'en déduire des flux de surface pertinents pour l'atmosphère. Mais, les interactions physiques avec la végétation sont fondamentales pour le calcul des flux d'eau et de chaleur entre le sol et l'atmosphère, ce qui a amené les scientifiques à raffiner considérablement la description du couvert végétal. Aujourd'hui, il est clair qu'il faut aussi tenir compte de la

dynamique de la végétation, qui va réagir aux changements de climat et donc interagir avec lui. De plus, cette dynamique de population s'accompagne d'adaptions physiologiques. Par exemple, dans le futur il sera plus approprié pour la plante de réduire la taille ou le nombre de ses stomates et d'augmenter la proportion de racines par rapport à la proportion de feuilles, car la photosynthèse est plus facile sous des taux élevés de CO_2 : ceci aura un effet direct sur les échanges d'eau et de chaleur entre le sol et l'atmosphère.

Par ailleurs, le taux de CO_2 dans l'atmosphère dépend largement des puits et sources naturels (la dissolution dans l'océan, la photosynthèse et la respiration par les organismes marins et terrestres, ...) qui dépendent tous largement du climat. Il est donc nécessaire de coupler les aspects "physiques" (énergie et eau) avec le cycle du carbone et, plus généralement, les autres cycles biogéochimiques. De plus, de nombreux composés atmosphériques, gaz et aérosols, ont des effets radiatifs directs ou indirects (par exemple en modifiant la microphysique des nuages) et pourront avoir une chimie complexe dans l'atmosphère (ozone, méthane, ...), en interaction avec les surfaces continentales ou marines (aérosols, ...), ce qui nécessite la prise en compte d'un modèle de chimie atmosphérique sophistiqué.

CONCEPTUAL MODEL of Earth System process operating on timescales of decades to centuries



ϕ = on timescale of hours to days * = on timescale of months to seasons ϕ = flux n = concentration

Diagramme dit « de Bretherton » (rapport NASA 1986, Earth System Science Overview A Program for Global Change). Ce diagramme n'est pas une représentation du système Terre, c'est un schéma décrivant la structure d'un modèle numérique n'existant pas encore, qui représenterait les processus jugés importants pour le changement climatique actuel.

S'il s'agit là de l'état de l'art aujourd'hui en matière de modélisation du climat, on imagine aisément qu'il manque encore quelques composantes essentielles pour décrire la dynamique du système à l'échelle du 21^{ème} siècle (la dynamique des calottes de glace, une description plus fine des écosystèmes, les cycles biogéochimiques de N, Si, Fe, etc..., et l'effet du climat sur les émissions anthropiques, ...). S'il s'agit de décrire un système physique cohérent, il est difficile, voire impossible, aux échelles de temps "climatiques" (c'est-à-dire au moins la

dizaine d'année) de se restreindre à une sous-partie de cet ensemble, sauf à se condamner à une vision "statique" du climat, c'est à dire une atmosphère (et éventuellement un océan) en équilibre avec des conditions aux limites fixées. Si l'on s'intéresse à un "changement" de climat, il est nécessaire de prendre en compte la dynamique d'un système Terre dans un ensemble plus large.

Les contours du système climatique sont donc mal définis et l'on parle de plus en plus de « Système Terre » pour désigner cet ensemble plus large, qui modifie les conditions aux limites de l'atmosphère. La tendance est parfois de restreindre le mot "climat" à son sens atmosphérique initial en définissant le climat comme étant l'état statistique de l'atmosphère, pour des conditions aux limites données, par opposition aux prédictions météorologiques qui consistent à calculer l'atmosphère, pour des conditions initiales données. Mais comme cela a été souligné ci-dessus, fixer les conditions de surface est beaucoup trop restrictif. De façon assez courante, un « modèle de climat » est donc un modèle couplé « atmosphère-océan-surfaces continentales » pour lequel on étudiera la réponse statistique en fonction de conditions aux limites, comme le CO₂ ou les paramètres orbitaux.

Ma définition

La définition du climat comme une statistique *a posteriori* des observations pose divers problèmes, comme cela a été souligné plus haut. L'approche du physicien consiste donc à essayer de calculer *a priori* le climat, en utilisant un modèle supposé prédictif. Mais comme nous l'avons vu, le contenu physique de ce modèle n'est pas bien défini, et dépend beaucoup de la question scientifique posée. Ces différentes propositions ont toutes en commun la volonté de définir le climat comme étant, avant tout, prédictible :

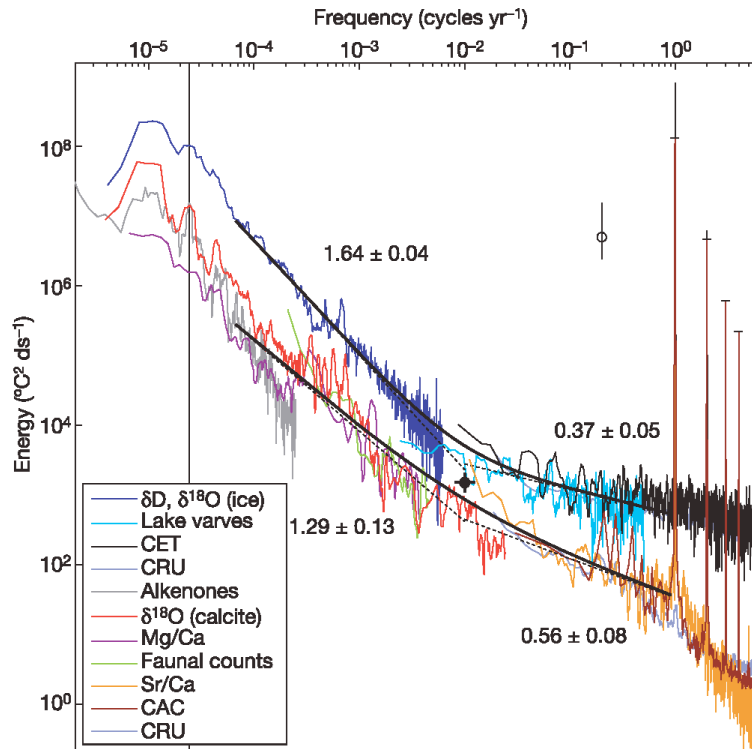
« Climate is what you expect, weather is what you get »

Plutôt que de spécifier l'objet physique sous-jacent (l'atmosphère, mais aussi un peu l'océan et la végétation, et sans doute aussi pas mal d'autres choses, ...), on peut se contenter de séparer les phénomènes selon leur prédictibilité:

Le climat est la partie prédictible de notre environnement.

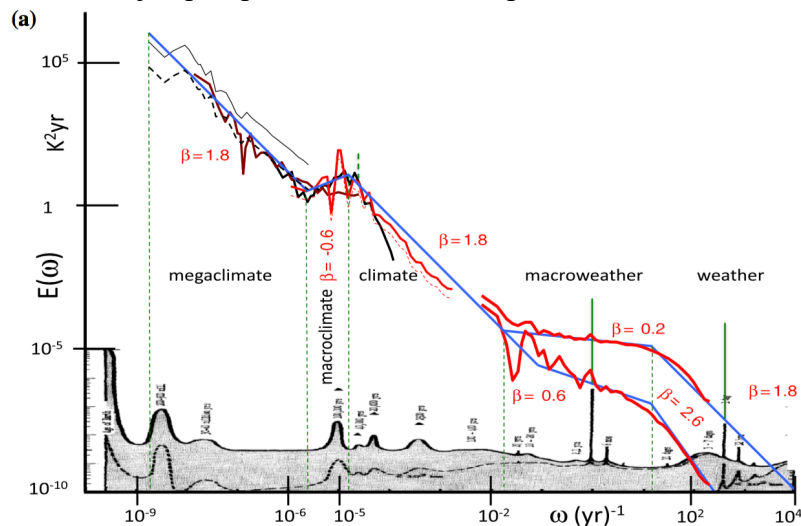
Selon l'échelle de temps considérée, l'objet physique sera très différent. Mais c'est bien là le quotidien du climatologue : utiliser des modèles différents pour répondre à des questions différentes. Cette définition a « l'inconvénient » d'inclure la « météo » au sens de prévision météorologique, mais il me semble intéressant de considérer la météorologie comme une branche de la climatologie, plutôt que l'inverse.

A ce titre, il est important de noter que la pente du spectre "climatique" est nettement plus grande que celle du spectre de la variabilité intra- ou inter-annuelle. Ceci s'interprète assez directement en termes d'une plus grande prédictibilité pour les processus lents, au-delà du siècle, et donc pour ce que l'on appelle habituellement le climat. En effet, un spectre de type « bruit rouge », avec une pente proche de 2, correspond à un système possédant une auto-covariance importante, donc une prédictibilité importante, alors qu'un spectre de type « bruit blanc », avec une pente nulle, correspond à un système purement aléatoire, sans aucune prédictibilité.



Spectre de la variabilité des températures, selon Huybers et Curry (Nature 2006), pour les hautes latitudes (courbes du haut) et les tropiques (courbes du bas). On note qu'il existe une rupture de pente assez nette vers 10^{-2} , ce qui témoigne de la mise en œuvre de processus distincts à diverses échelles de temps. Cette coupure (environ un siècle) n'est pas fondamentalement différente de la définition classique du climat (30 ans).

Ces différentes pentes suggèrent également que les processus physiques importants à l'échelle du siècle sont différents de ceux qui dominent à plus court terme. Lovejoy (2015) introduit ainsi la notion de « weather » à l'échelle de quelques jours, de « macro-weather » entre l'échelle mensuelle jusqu'à plusieurs décennies, puis de « climate » au-delà du siècle.



Spectre de la variabilité des températures et définition des différentes échelles temporelles impliquées, selon Lovejoy (Climate Dynamics 2015)

Selon moi, cette distinction, climat versus météo, en termes d'échelle de temps n'est pas satisfaisante : par exemple, le cycle annuel est évidemment un phénomène climatique. C'est même l'archétype de tout phénomène climatique. Car les saisons sont prédictibles.

Echelles de temps et d'espace du climat

Si la notion de climat est souvent présentée, de façon confuse, en termes d'échelles de temps, comme cela a été discuté ci-dessus, le lien entre climat et échelles spatiales est souvent encore plus embrouillé. Pour certains, il semble aller de soi que le climat est avant tout une notion valide à l'échelle régionale ou continentale (> 100 km), mais qui devient plus problématique à une échelle plus locale (< 50 km). On peut peut-être trouver l'origine de cette idée dans les cartes des différentes « zones bioclimatiques » des géographes, comme la classification de Köppen : effectivement, en l'absence de relief, la transition d'un « type de climat » vers un autre n'est définie que de manière floue, à une échelle supérieure à 100 km. Plus simplement, si l'on définit le climat via la moyenne des observations météorologiques sur 30 ans, il est clair que cette moyenne sera plus incertaine lorsque l'échelle spatiale diminue. Mais ce n'est pas toujours le cas : dans les régions montagneuses, les zones climatiques s'étagent de manière visible entre le bas de la vallée et les sommets, à des échelles kilométriques. Il y a aujourd'hui une très forte demande sociétale pour prédire les impacts du changement climatique à des échelles de plus en plus locales. Pour y répondre, les météorologues construisent des modèles atmosphériques avec une résolution spatiale toujours plus fine. Ils constatent alors que la fiabilité des prédictions semble décroître lorsque l'on regarde les résultats à des échelles de plus en plus petites. Par exemple, pour le 21^{ème} siècle, tous les modèles prédisent une aridification de la région méditerranéenne et une augmentation des précipitations au nord de l'Europe. Mais à une échelle plus locale sur la France, les modèles régionaux ne sont parfois pas d'accord sur le signe de la perturbation à venir.

Quelle est donc l'échelle spatiale du climat ? Là encore, tout comme pour l'échelle temporelle, il me semble que la notion de « climat » ne peut être définie qu'à travers la prédictibilité du système, et non pas en fixant une « résolution spatiale » arbitraire pour le climat, et encore moins l'objet physique sous-jacent. Cette prédictibilité dépend fortement du lieu : par exemple, la topographie est un élément essentiel. Ce n'est pas le seul. Le voisinage des grandes étendues d'eau (proximité de la mer ou d'un lac) aura aussi des conséquences visibles sur le climat local. Plus généralement, lorsque l'échelle spatiale diminue, la notion de « climat » va se transformer en notion « d'environnement ». Les éléments déterminants seront donc fortement liés aux surfaces terrestres : la végétation, l'agriculture, l'urbanisme, etc... Autant de composantes dont la dynamique n'est en général pas représentée dans les modèles régionaux des météorologues. Pourtant ce sont elles qui au final vont déterminer le climat à l'échelle locale.

Déterminisme et chaos

Si le climat est la « partie prédictible » de notre environnement, il est nécessaire de préciser en quoi il y a aussi une partie intrinsèquement non-prédictible, même si l'on parle toujours de modèles parfaitement déterministes.

L'invention du calendrier il y a quelques millénaires marque très vraisemblablement la naissance de la science et du déterminisme. C'était clairement, avant tout, une découverte climatologique. La notion de « chaos déterministe » a été largement développée à partir des années 1960, notamment à travers la prise de conscience par les météorologues que la prévision de la dynamique atmosphérique est intrinsèquement limitée à environ une ou deux semaines, ce qui a été popularisé depuis sous le nom « d'effet papillon ».

C'est Henri Poincaré qui a, probablement le premier, introduit la notion de chaos déterministe, en étudiant le problème « à trois corps » de la mécanique céleste dans les

années 1890 (en corrigeant une erreur détectée par le relecteur Lars Phragmén, jeune mathématicien suédois, qui révisait le manuscrit original). Poincaré met en évidence que, dans certains cas, les lois parfaitement déterministes de la gravitation newtonienne conduisent à des solutions qui sont très « sensibles aux conditions initiales » : toute erreur infinitésimale sur le point de départ va croître de manière exponentielle en fonction du temps, jusqu'à rendre le système entièrement imprévisible au bout d'un certain temps. Depuis, il a été démontré que ceci est loin d'être un cas particulier, mais bien au contraire, c'est le cas général. Ainsi, le système solaire est chaotique (Jacques Laskar, 1989) et il est intrinsèquement impossible de déterminer les paramètres de l'orbite terrestre à un instant donné, au-delà d'une durée d'environ 50 millions d'années (soit environ 1% de l'âge de la Terre). Il est intéressant de souligner que c'est à travers la mécanique céleste, l'archétype du « déterminisme », que la notion de chaos est apparue pour la première fois.

Mais c'est seulement dans les années 1960-1970 que les scientifiques ont pris la mesure de l'omniprésence du « chaos déterministe ». Les équations de Lotka ou de Verhulst, qui gouvernent la dynamique des populations, sont potentiellement chaotiques. Les équations de la convection, notamment pour les mouvements atmosphériques, sont chaotiques. La physique, la chimie, la biologie montrent partout des exemples de chaos déterministe. Loin d'être un phénomène exceptionnel, le chaos déterministe a remplacé peu à peu la vision « mécaniste » du monde qui était auparavant un paradigme dominant.

Auparavant, on imaginait que la difficulté pour prédire l'évolution de certains systèmes, comme un fluide turbulent ou bien l'atmosphère, était liée avant tout au grand nombre de degrés de liberté de ceux-ci : les phénomènes étaient considérés « complexes » ou « imprévisibles » à cause d'une multitude de variables en interactions. La compréhension du « chaos déterministe » a démontré qu'il n'en est rien : les systèmes chaotiques apparaissent spontanément à partir de 3 variables seulement pour les systèmes dynamiques. Ainsi, le théorème de Ruelle-Takens (1978) démontre que le chaos n'est pas un cas particulier, mais au contraire, c'est le cas général, même pour des systèmes avec très peu de variables [Note : le chaos apparaît dès que les points d'équilibres du système sont instables, que le domaine d'évolution est compact, et que le système possède plus de 2 degrés de liberté. Plus précisément, les systèmes multi-périodiques qui convergent sur un tore T_N avec $N > 2$ sont structurellement instables]. En résumé, pour le physicien, le « hasard » n'existe pas : un dé qui roule sur une table de jeu est un système parfaitement déterministe, dont l'état final, au bout de deux ou trois rotations, n'est tout simplement pas prédictible. C'est la même chose pour la prévision météorologique au bout de quelques semaines, ou bien pour le mouvement des planètes au bout de quelques dizaines de millions d'années. C'est aussi très certainement la même chose pour un cerveau humain : une machine déterministe, mais clairement imprédictible.

La météorologie a été un élément important dans cette évolution des idées, notamment à travers l'utilisation des ordinateurs. En 1961, Edward Lorenz était intrigué par le fait qu'en recommençant la même simulation numérique, il obtenait au bout d'un certain temps un résultat totalement différent.

« the numbers that I had typed in were not the exact original numbers, but were the rounded-off values that had appeared in the original printout. The initial round-off errors were the culprits; they were steadily amplifying until they dominated the solution »

(E. N. Lorenz, *The Essence of Chaos*, U. Washington Press, Seattle (1993), page 134)

Ceci l'a conduit à comprendre que ses équations météorologiques étaient fondamentalement chaotiques. Lors d'une réunion scientifique, il conclut (*E. Lorenz, 1963*):

"One meteorologist remarked that if the theory were correct, one flap of a sea gull's wings would be enough to alter the course of the weather forever. The controversy has not yet been settled, but the most recent evidence seems to favor the sea gulls."

Quelques années plus tard, la mouette s'est transformée en papillon et il donne une conférence dont le titre est : « *Predictability: Does the Flap of a Butterfly's Wings in Brazil Set off a Tornado in Texas?* ». L'effet papillon est né.

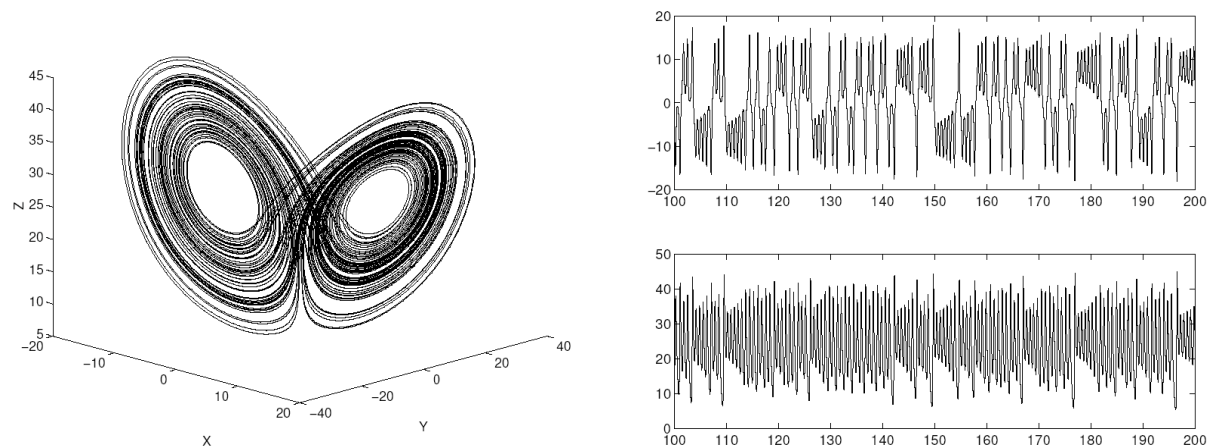
Le modèle de Saltzman-Lorenz

Pour mieux illustrer ce caractère chaotique de l'atmosphère, Lorenz va emprunter un modèle simplifié de la convection à Barry Saltzman (Saltzman, 1962) pour n'en garder que les variables qui ne convergent pas, et qui au contraire montrent des solutions non-périodiques. Ce modèle est défini par le système d'équations différentielles suivant:

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = \sigma(y - x) \\ \frac{dy}{dt} = x(\rho - z) - y \\ \frac{dz}{dt} = xy - \beta z \end{cases}$$

Il s'agit d'un modèle qui dérive des équations d'un fluide chauffé par en bas, c'est-à-dire un modèle de convection de Rayleigh-Bénard, avec une réduction drastique de la dimension du problème (on passe d'un problème continu en espace, ie. de dimension infini, et on ne garde que trois degrés de liberté $\{x,y,z\}$) selon une méthode proposée par Barry Saltzman, climatologue américain qui a par ailleurs beaucoup réfléchi aux cycles glaciaire-interglaciaire. L'idée centrale est d'avoir un modèle "le plus simple possible" avec des comportements non-triviaux, à la manière de ce qui est observé dans l'atmosphère.

Ce modèle de Saltzman-Lorenz (Lorenz, 1963) est devenu emblématique, notamment pour présenter la notion « d'attracteur étrange », illustrée ci-dessous.



Attracteur « étrange » du modèle de Lorenz (pour $\beta = 8/3$, $\rho = 28$, $\sigma = 10$). A gauche, trajectoire dans l'espace de phase $\{x,y,z\}$. A droite, séries temporelles $x(t)$ (en haut) et $z(t)$ (en bas).

L'atmosphère, tout comme le système de Lorenz, est un système dissipatif, autrement dit ce système évolue en « oubliant » sa condition initiale : il "perd" de l'information. Si l'on part d'une condition initiale quelconque parmi tous les triplets de réels $\{x,y,z\}$ pour le modèle de Lorenz, on aboutit asymptotiquement, au bout d'un temps assez rapide, sur un ensemble beaucoup plus "petit": une trajectoire "limite" asymptotique que l'on appelle l'attracteur, car (presque) toutes les conditions initiales convergent vers cet ensemble, représenté à gauche

sur la figure ci-dessus, pour certaines valeurs des paramètres (σ, ρ, β) . La nature « étrange » de l'attracteur de Lorenz provient du fait qu'il s'agit d'un objet fractal. Pour d'autres valeurs des paramètres (σ, ρ, β) , on obtient des attracteurs « plus habituels » comme des points, lorsque le système converge vers un état d'équilibre stable, ou des cycles limites, lorsque le système possède une oscillation spontanée.

La notion de chaos déterministe est en fait assez triviale, et l'exemple le plus simple est donné par le chaos linéaire. Une conception erronée mais néanmoins fréquente, consiste à croire que le chaos apparaît seulement dans les systèmes non-linéaires. Ceci est lié à la nécessité de "replier" l'espace des phases du système. Le chaos linéaire est pourtant très courant. C'est par exemple le fondement des générateurs de nombres aléatoires dans les ordinateurs (... ou comment générer le hasard avec une machine qui obéit à un code déterministe). Pour un système discret (une suite numérique définie par récurrence), il suffit par exemple d'appliquer:

$$\{ X_{n+1} = a X_n + b \text{ modulo } c; X_0 \}, \text{ avec } a > 1.$$

Pour un système ayant un nombre fini de valeurs (si X_n est un nombre entier), X_n est alors périodique, mais la période peut être extrêmement grande si les nombres a, b, c sont bien choisis. Par exemple, un nombre dans un ordinateur est représenté par des 0 et des 1 (bits) et ne peut prendre qu'un nombre fini de valeurs, 2^N où N est le nombre de bits. Les opérations sont donc faites (par construction) modulo $c = 2^N$. Les générateurs aléatoires simples utilisent des récurrences comme celle ci-dessus, avec a et b bien choisis (pour que les nombres "semblent" aléatoires). Par exemple:

$$X_{n+1} = 1664525 X_n + 1013904223 \text{ (modulo } 2^{32}, \text{ pour un processeur 32-bits).}$$

La suite est initialisé avec une valeur initiale X_0 ("seed") qui peut être l'heure locale, ou n'importe quel autre nombre qui change au cours du temps. C'est pour cela que l'on parle de nombres "pseudo-aléatoires" en informatique. En particulier, si on initialise la suite toujours avec le même nombre, on obtiendra toujours le même résultat.

Pour un système infini, la périodicité de X_n peut disparaître (ie. tendre vers l'infini). Par exemple, examinons le cas $a = 10; b = 0; c = 1$. On obtient l'évolution déterministe:

$$X_n = (10 X_{n-1}) \text{ modulo } 1 = (10^n X_0) \text{ modulo } 1.$$

Autrement dit, X_n est la partie fractionnaire après multiplication par 10 de X_{n-1} , c'est-à-dire en décalant les chiffres vers la gauche dans l'écriture décimale. Si X_0 est un nombre réel (avec une infinité de chiffres après la virgule), on obtient par exemple le résultat suivant:

$$X_0 = 0,569872365981.....$$

$$X_1 = 0,69872365981.....$$

$$X_2 = 0,9872365981.....$$

...

$$X_{10} = 0,81.....$$

$$X_{11} = 0,1.....$$

$$X_{12} = 0,..... ??$$

Si X_0 est déterminé à 10^{-12} près, alors X_{11} est déterminé à 10^{-1} près seulement et X_{12} est complètement indéterminé. C'est cela que l'on appelle la "sensibilité aux conditions initiales" ou "l'effet papillon": une imprécision (erreur) infinitésimale se transforme au bout d'un temps fini en une indétermination totale du système. Cette imprécision croît de façon exponentielle au cours du temps, bien que l'évolution soit parfaitement déterministe.

De façon générale, un système chaotique est donc caractérisé par une incertitude qui croît de façon exponentielle en fonction du temps, comme $e^{\lambda t}$, où λ est appelé l'exposant de Liapounov (ou Lyapunov): λ est strictement positif pour un système chaotique. Dans l'exemple linéaire exposé ci-dessus, il vaut $\lambda = \log(10) = 2,3$. Cette incertitude croît, jusqu'à atteindre la taille du domaine de l'espace des phases: dans l'exemple ci-dessus, X_{12} est en

pratique un nombre aléatoire dans le domaine d'intérêt $[0,1]$. L'autre ingrédient nécessaire pour générer du chaos, c'est le « repliement de l'espace des phases » afin de rester confiné dans un espace « fini » (en mathématique, on parle d'espace compact, ou borné). En effet, les systèmes physiquement intéressants ne divergent pas à l'infini : si les trajectoires divergent de façon exponentielle l'une par rapport à l'autre, elles doivent tenir dans un ensemble borné et il faut donc les replier. Dans le cas linéaire, ceci a été obtenu via l'opération « modulo ». Dans le cas non-linéaire, il est possible de recourber ces trajectoires pour qu'elles reviennent près de leur point de départ, comme cela est illustré avec l'attracteur de Lorenz.

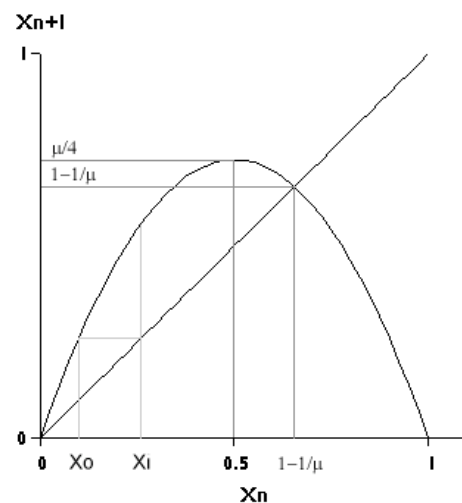
La suite logistique

La suite logistique a eu un rôle important dans l'étude des systèmes chaotiques, notamment pour mettre en évidence certaines relations universelles qui surviennent dans la transition vers le chaos à travers le mécanisme de doublement de période, mécanisme qui s'avère très générique. La question posée est, comment transforme-t-on de façon continue un modèle « classique » qui converge vers un équilibre, en un modèle chaotique.

La suite logistique est définie par la relation de récurrence suivante:

$$\{ X_{n+1} = \mu X_n(1 - X_n) ; X_0 \}$$

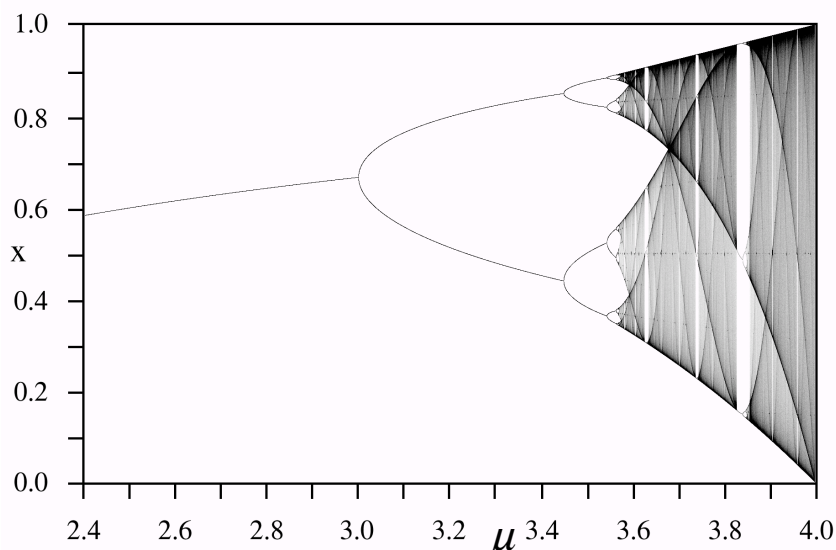
C'est la version discrète de l'équation de Verhulst, destinée à représenter l'évolution des populations : à l'instant $n+1$, la taille de la population X_{n+1} dépend de la population à l'instant précédent X_n . Si X_n est petit, X_{n+1} est proportionnel à X_n (via les naissances), mais si X_n est grand, avec des ressources limitées, la population décroît.



Pour que la variable X_n reste dans l'intervalle $[0, 1]$, il est nécessaire d'imposer $0 \leq \mu \leq 4$. Suivant les valeurs de μ la suite possède différents types de comportement asymptotique (lorsque $n \rightarrow \infty$). A chaque fois que ce comportement change, on parle de bifurcation du système:

- $0 \leq \mu \leq 1$: X_n converge vers 0 pour toute valeur initiale ($X_\infty = 0$ est l'unique point d'équilibre, il est stable)
- $1 < \mu \leq 3$: X_n converge vers une limite non nulle $X_\infty = 1-1/\mu$. (0 reste un point d'équilibre, mais est devenu instable. $X_\infty = 1-1/\mu$ est stable)
- $3 < \mu \leq 3,57$: X_n possède plusieurs valeurs d'adhérence (il oscille entre plusieurs "limites"). Il y a une succession de dédoublement de ces valeurs lorsque μ augmente (oscillations entre 2 valeurs, puis 4, puis 8, 16, 32, etc...) de façon de plus en plus rapproché (cf. plus loin).
- $3,57 < \mu \leq 4$: X_n possède généralement un comportement chaotique, sauf dans certaines plages du paramètre dans lesquelles le comportement asymptotique redevient périodique (par exemple, de période 3 pour $\mu \sim 3,83$).

Figure: Diagramme de bifurcation de la suite logistique, pour μ entre 2,4 et 4,0.



On peut démontrer que toutes les périodicités sont présentes (tous les entiers naturels !) une fois et une seule. Elles apparaissent même dans un ordre bien précis lorsque μ augmente (Théorème de Charkovski). Dans la phase de doublement de période ($3 < \mu \leq 3,57$), chaque dédoublement (bifurcation) survient pour une valeur μ_k telle que la distance $(\mu_{k+1} - \mu_k)$ entre deux bifurcations successives tend vers une progression géométrique de raison $\delta =$ constante de Feigenbaum. Autrement dit:

$$\delta = \lim (\mu_{k+1} - \mu_k) / (\mu_{k+2} - \mu_{k+1})$$

C'est une constante universelle: sa valeur ne dépend pas du problème, toutes les transitions vers le chaos avec doublement de fréquence possède la même évolution.

$$\delta = 4,66920160910299067185320382\dots$$

Le modèle de Lorenz présenté plus haut possède un diagramme de bifurcation identique : la transition vers le chaos y est là aussi engendrée par doublement de période.

Le diagramme de bifurcation de la suite logistique est en fait la version "réelle" de l'ensemble de Mandelbrot. Celui-ci est l'ensemble des points c du plan complexe, tels que la suite de nombres complexes:

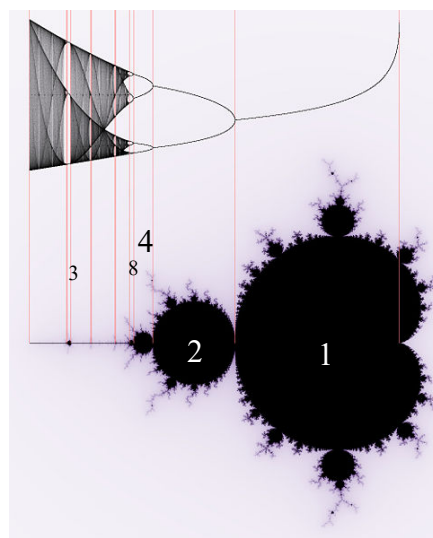
$$\{ z_n = c + z_{n-1}^2 ; z_0 = 0 \}$$

ne tend pas vers l'infini (en module). La correspondance avec la suite logistique est donnée par:

$$c = \frac{\mu}{2} \left(1 - \frac{\mu}{2} \right)$$

C'est l'archétype d'un ensemble fractal.

Figure: Ensemble de Mandelbrot (en bas) et diagramme de bifurcation de la suite logistique (en haut, renversé). Les numéros indiquent la longueur des cycles (périodicités).



Pour conclure, il est intéressant de souligner que, d'une certaine façon, la météorologie est « beaucoup moins chaotique » que le système solaire. En effet, la dynamique atmosphérique est clairement un phénomène dissipatif : au bout de quelques semaines, le système a « oublié » sa condition initiale et il y a donc un « attracteur » pour la dynamique de l'atmosphère. Les météorologues aiment d'ailleurs parfois définir « le climat » comme étant cet attracteur. Mais une telle définition néglige bien d'autres paramètres, comme je l'ai développé ci-dessus, qui interagissent fortement avec l'atmosphère, comme par exemple la végétation, l'hydrologie de surface et bien d'autres composantes. Au final, même si la structure fine d'un tel attracteur atmosphérique pouvait être mieux caractérisée, cela nous renseignerait très peu, voire pas du tout, sur le fonctionnement du climat, au sens où je l'ai défini précédemment. En pratique, l'état de l'atmosphère peut donc être considéré comme « aléatoire », avec une distribution statistique relativement bien définie, qui dépend bien évidemment de la saison et des autres conditions aux limites de l'atmosphère.

A l'inverse, le système solaire est un système « hamiltonien », c'est-à-dire qu'il n'oublie pas sa condition initiale. Il n'y a pas d'attracteur. Le domaine des possibles est donc beaucoup plus vaste et le chaos beaucoup plus sévère. Par exemple, Jacques Laskar (2009) a ainsi démontré qu'il y a une probabilité non nulle (~1%) pour que le système solaire soit fortement déstabilisé au cours des prochains 5 milliards d'années, c'est-à-dire la durée de vie future de notre Soleil, au point de générer des collisions entre certaines planètes internes (Mercure, Vénus, Terre, Mars). A ce titre, pour mieux contraindre notre connaissance du système solaire, il est envisagé d'utiliser les variations climatiques associées aux variations orbitales, au-delà de 50 millions d'années dans le passé : contraindre la trajectoire chaotique sur deux (ou plus) périodes de temps très éloignées permettrait de raffiner les paramètres du système solaire de façon infiniment plus précise que ce que pourrait fournir n'importe quelle amélioration des mesures astrométriques.

1.3 - Quelques notions élémentaires

Lorsque l'on présente le fonctionnement du système climatique dans l'enseignement supérieur, on se rend assez rapidement compte que certaines notions de base, souvent jugées évidentes, ne sont en fait pas si bien connues que cela des étudiants et du grand public en général. Notamment les fondamentaux. A une époque où le changement climatique fait la une des journaux de façon presque quotidienne, c'est assez inquiétant. Quelques exemples importants :

- Pourquoi fait-il chaud en été (et froid en hiver) aux moyennes latitudes ?

Une proportion variable, mais importante (10 à 30%) des étudiants en licence ou en master répond que cela est lié à la distance entre la Terre et le Soleil. C'est bien évidemment entièrement faux et le mécanisme des saisons sera rappelé dans le chapitre 2.2 (Astronomie et climat). Mais cela illustre parfaitement le degré de méconnaissance du public sur les aspects les plus simples du système climatique. Les saisons sont théoriquement (en France) au programme de l'école primaire. Puis, plus rien ensuite. [Note : grâce à la réforme des programmes du lycée en 2019, c'est au programme de 1^{ère} !].

En deux mots, aux moyennes et hautes latitudes, les saisons sont liées à deux grandeurs astronomiques différentes : d'une part la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon, et d'autre part la durée du jour. Aux basses latitudes, les changements saisonniers de température sont peu importants et la saisonnalité est avant caractérisée par les précipitations : une saison sèche et une saison humide.

- Comment définit-on les tropiques ?

La très grande majorité des étudiants pense que les tropiques sont définis par leur climat (chaud), ou bien de façon arbitraire par des bandes de latitudes qui délimitent la moitié de la surface terrestre proche de l'équateur. Très peu de gens ont conscience qu'il y a un lien avec la hauteur du Soleil et son passage au zénith. Il s'agit pourtant là des notions « climatologiques » de base, bien connues et bien comprises par les géographes depuis l'antiquité. Et c'est d'ailleurs là l'étymologie du mot climat !

- Qu'est-ce qu'une calotte de glace ? Et qu'y a-t-il au pôle nord ?

Il y a une extrême confusion, notamment dans les médias, entre les calottes de glace (inlandis, ice sheets) et la banquise (glace de mer, sea ice). Tout le monde sait que le pôle nord et le pôle sud sont « gelés », mais pas nécessairement que la nature de la glace y est fondamentalement différente d'un pôle à l'autre. Il faut dire que les livres pour enfants sont particulièrement féconds en erreurs grossières sur la question (même s'ils ont fait des progrès considérables ces dernières années). Il ne s'agit pas de « détails », mais bien d'une méconnaissance généralisée des régions polaires. Celles-ci ont pourtant un rôle critique dans le changement climatique en cours.

En quelques mots, l'Arctique est au nord, l'Antarctique au sud. Les manchots vivent dans l'hémisphère sud, et les ours blanc dans l'hémisphère nord, tout comme les inuits. L'arctique est un océan, le plus souvent couvert de banquise, c'est-à-dire de l'eau de mer gelée sur une épaisseur typiquement de l'ordre du mètre (on peut éventuellement y pêcher en faisant un trou, si elle n'est pas trop épaisse). L'antarctique est un continent, couvert d'une calotte de glace, c'est-à-dire de la neige accumulée sur un socle rocheux pendant des millénaires, et d'une épaisseur typique de 2 à 4 km. Le Groenland est une autre calotte de glace, mais n'est pas situé au pôle nord. Les plateformes glaciaires (ice shelves) autour de l'Antarctique (Filchner, Ross, Amery) font partie de la calotte glaciaire, mais flottent sur l'Océan, et font typiquement de 200 à 800 m d'épaisseur, et les icebergs sont aussi de la glace continentale

qui s'est détachée d'une calotte, via des glaciers ou, en Antarctique, via des plateformes glaciaires.

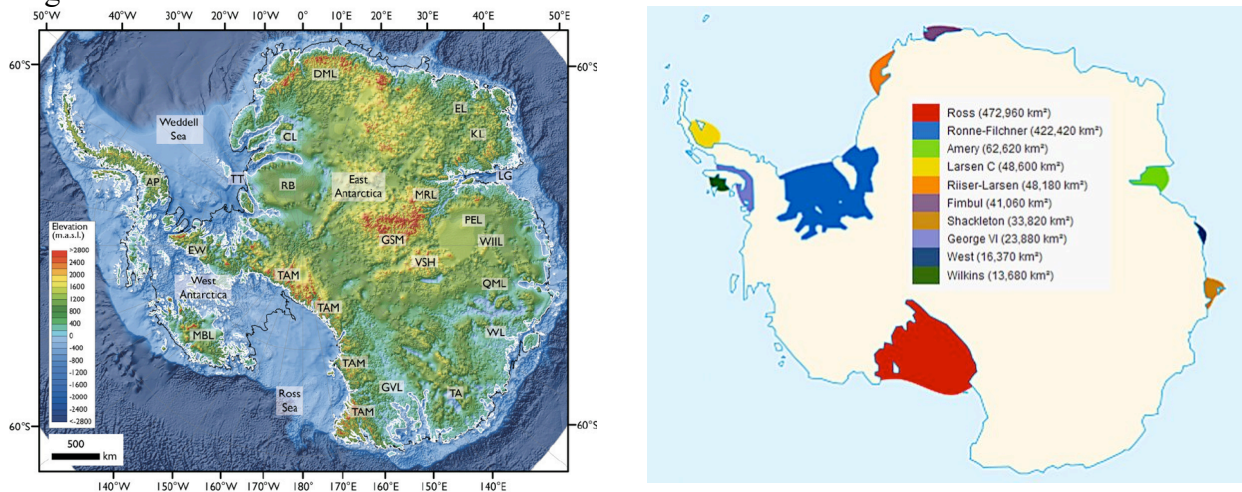


Figure : L'Antarctique est un inlandsis, c'est-à-dire une calotte de glace posée, pour l'essentielle, sur un continent. Le socle rocheux est parfois très au-dessus du niveau de la mer (montagnes centrales) et parfois très en dessous (de profondes vallées, notamment près des bords). La glace mesure plusieurs kilomètres d'épaisseur. Elle peut être posée sur le socle, ou bien flotter sur l'océan. Cette dernière situation correspond à ce que l'on nomme des « plateformes glaciaires » ou « plateaux glaciaires » (ice-shelves en anglais), comme illustré sur la figure de droite (zones colorées). La ligne d'échouage (trait noir sur la figure de gauche) délimite la glace posée et la glace flottante. Elle est en général située sous le niveau de la mer, et l'évolution de la calotte est largement pilotée par ce qui se déroule à cet endroit.

Le bilan radiatif

La Terre n'est pas un système physique fermé. Elle échange en permanence de l'énergie (et même de la matière) avec son environnement. Si l'on s'intéresse plus précisément aux deux enveloppes fluides océan et atmosphère, il faut aussi potentiellement examiner les échanges d'énergie (et de matière) avec la Terre solide. Les sources d'énergie disponibles pour le "système climatique" sont donc:

- le rayonnement solaire ($1,75 \cdot 10^{17}$ W ou 175 PW, soit en moyenne 342 W/m^2). Le Soleil lui-même fonctionne grâce à la fusion de l'hydrogène, qui est transmuté en hélium.
- le flux géothermique (environ $3,5 \cdot 10^{13}$ W ou 35 TW – en fait, entre 30 et 45 TW, – soit de l'ordre de $0,07 \text{ W/m}^2$). Celui-ci est dû au moins pour moitié à la décroissance radioactive de U^{238} , U^{235} , Th^{232} et K^{40} . Il est donc 5000 fois plus faible que le rayonnement solaire.
- la dissipation des marées (environ $3,7 \cdot 10^{12}$ W ou 3,7 TW, soit environ $0,0073 \text{ W/m}^2$). Elle est 10 fois plus faible que le flux géothermique.

Ces flux énergétiques peuvent être mis en relation avec la consommation énergétique totale de l'humanité, estimée entre 13 et 14 TW (années 2000, à 85% à partir de combustibles fossiles), ce qui est proche (environ 1/3) du flux géothermique, tout comme (environ 3 fois) de la dissipation des marées. On comprend dès lors que la consommation énergétique de l'humanité commence à devenir un phénomène géophysique à part entière.

Les flux d'énergie sur Terre (TW)

(1 Gtep/an = 1,3 TW)

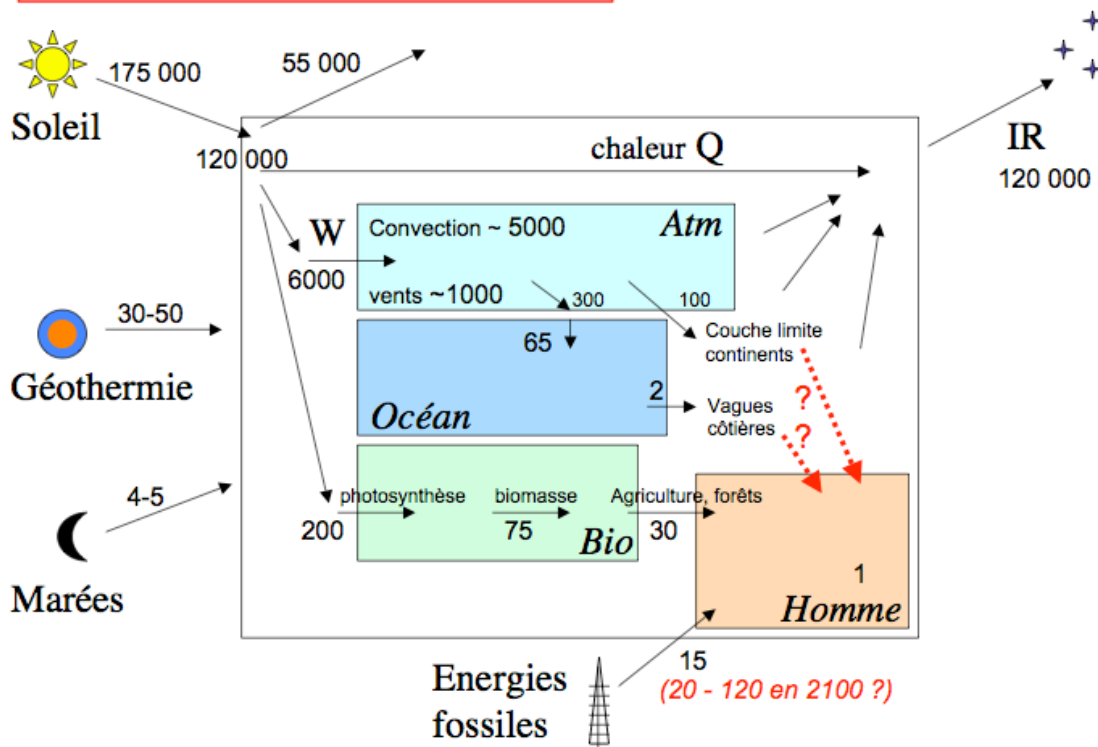


Figure : Les flux d'énergie sur Terre. On remarquera que, à l'exception de l'énergie solaire, les sources d'énergie « renouvelables » restent limitées en comparaison des besoins présents et futurs.

D'autres flux d'énergie et/ou de matière peuvent avoir parfois un rôle climatique certain (chute de météorites, flux géochimiques, ...) ou hypothétique (vent solaire, rayonnement cosmique, ...). Mais comme cela a été souligné dès le début du 19^{ème} siècle, il est assez évident que c'est avant tout le Soleil qui chauffe la Terre, les autres sources d'énergie pouvant être négligées pour établir un bilan thermique.

Néanmoins, ces autres sources d'énergie (et de matière) peuvent avoir parfois une grande importance. Ainsi, au fond des océans (à 5 km de profondeur), l'eau est suffisamment isolée du rayonnement solaire pour être sensiblement influencée par le flux géothermique, qui pourra avoir un effet sur le transport des masses d'eau, et donc sur le transport de chaleur par l'océan. De même, l'énergie des marées semble être fondamentale pour mélanger l'océan verticalement, et donc pourrait avoir un rôle essentiel sur la circulation océanique.

A la distance moyenne Terre-Soleil (environ 150 millions de km), l'énergie solaire reçue perpendiculairement au rayonnement est d'environ :

$$S_c = 1365 \text{ W/m}^2 (\pm 5 \text{ W/m}^2)$$

Cette valeur est nommée 'constante solaire', bien qu'elle ne soit sûrement pas constante. Outre le cycle solaire bien connu d'environ 11 ans (pour lequel les observations satellitaires donnent une variation de l'ordre de $\pm 1 \text{ W/m}^2$ (inférieure à l'incertitude sur la valeur absolue), soit une variation relative $\Delta S_c/S_c$ de 0.1 à 0.2 %), il existe des variations à plus long terme qui restent difficiles à quantifier (observations des taches solaires depuis plusieurs siècles, mesure de certains isotopes radiogéniques: ^{14}C et ^{10}Be). S'il est évident que ces changements d'activité solaire ont un impact sur le climat, l'amplitude de cet effet est parfois très controversée. Il faut invoquer des phénomènes amplificateurs encore

hypothétiques pour envisager des conséquences climatiques significatives, impliquant la photochimie dans la stratosphère (car le rayonnement UV change de façon plus importante que le rayonnement total) ou le rayonnement cosmique sur la condensation des nuages. Ces mécanismes (souvent mis en avant par certains climato-sceptiques) apparaissent négligeables à travers les études récentes. Un simple bilan radiatif (voir plus bas : $\Delta T/T = 1/4 \Delta S/S$) donne des variations correspondantes de l'ordre de 0,1 à 0,2°C.

Par ailleurs, comme on le verra plus loin, la distance moyenne Terre-Soleil change de manière cyclique à long terme avec les variations d'excentricité de l'orbite terrestre. Ces cycles d'environ 100 000 ans induisent donc également des changements de la « constante » solaire, du même ordre de grandeur que le cycle de 11 ans ($\pm 1 \text{ W/m}^2$). Ces changements très faibles de la distance Terre-Soleil ne sont pas à l'origine des changements climatiques du Quaternaire.

Afin d'équilibrer le bilan énergétique de la planète, le rayonnement solaire incident doit être globalement compensé par un flux d'énergie quittant notre planète. Il s'agit du rayonnement infra-rouge émis par la Terre.

Question: si ce n'était pas le cas, combien de temps faudrait-il pour faire bouillir les océans?

La loi thermodynamique qui détermine le rayonnement thermique d'un corps idéalisé, sans « couleur » préférentielle (un corps noir) a été obtenue peu à peu de façon expérimentale, puis déterminée de manière purement théorique à la fin du 19^{ème} siècle par Max Planck, grâce à une hypothèse audacieuse : la statistique du rayonnement est discrète et s'obtient par un simple dénombrement des différents « quantas » d'énergie $h\nu$, tout comme la loi des gaz parfaits s'obtient par un dénombrement des degrés de liberté des molécules gazeuses dans la théorie cinétique selon Maxwell Boltzmann.

Loi de Planck, rayonnement du corps noir (1900)

Lorsqu'un corps matériel est chauffé, il émet un rayonnement électromagnétique (dit thermique) dont le spectre est donné, en première approximation, par la loi de Planck (pour un corps réel, il faut en plus prendre en compte les raies d'émission et d'absorption des atomes ou molécules qui le composent). Si E est la densité d'énergie émise, par unité de surface et par unité de temps, par un corps noir (i.e. un objet sans raie spectrale, c'est-à-dire qui absorbe et émet indifféremment toute fréquence électromagnétique), alors le spectre est donné par :

$$\frac{dE}{d\nu} = \frac{2h\pi\nu^3}{c^2(e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1)}$$

avec:

ν = fréquence (Hz)

T = température (K)

h = constante de Planck = $6.62608 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$

c = vitesse de la lumière = $2.99792458 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$

k = constante de Boltzmann = $1.380658 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$

On peut aussi écrire cette expression sous la forme:

$$\frac{dE}{dx} = \frac{2\pi^5}{15c^2} \frac{(kT)^4}{h^3} b(x) = \sigma T^4 b(x) \quad \text{avec} \quad b(x) = \frac{15}{\pi^4} \frac{x^3}{e^x - 1}; \quad x = \frac{h\nu}{kT}; \quad \int_0^{\infty} b(x) dx = 1$$

avec $\sigma = \text{constante de Stefan} = \frac{2k^4\pi^5}{15c^2h^3} = 5,67051 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$

Ou bien, en remplaçant ν par c/λ ($\lambda = \text{longueur d'onde}$):

$$\frac{dE}{d\lambda} = \frac{2c^2h\pi}{(e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1)\lambda^5} \quad \text{ou bien} \quad \frac{dE}{d\lambda} = \frac{kT}{hc} x^2 \frac{dE}{dx} = \frac{k\sigma}{hc} T^5 x^2 b(x) ; \quad \lambda = \frac{hc}{kT} \frac{1}{x}$$

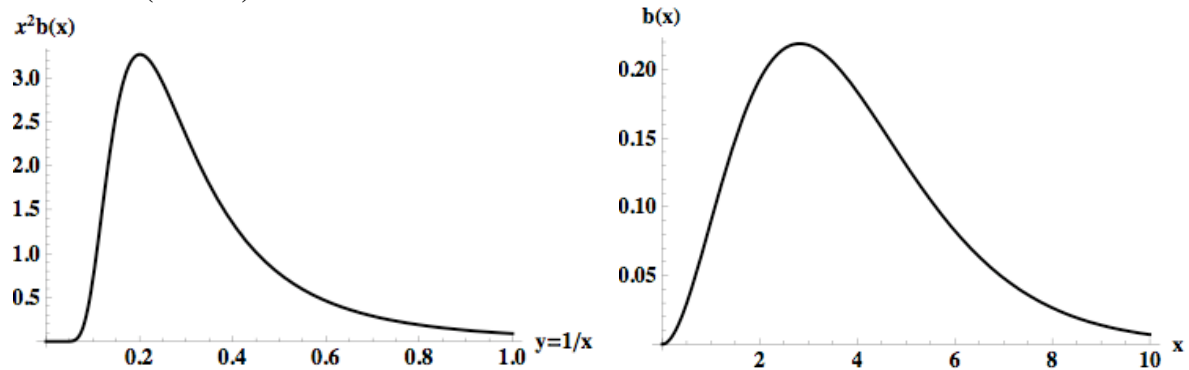


Figure : Forme du spectre d'un corps noir, en fonction de la longueur d'onde (à gauche, fonction de $1/x$), ou bien en fonction de la fréquence (à droite, fonction de x). Attention, il ne s'agit pas tout à fait de la même fonction ($b(x)$ ou bien $x^2b(x)$).

Il est intéressant de remarquer que ces deux densités d'énergie n'ont pas le même maximum. En effet, en fonction de la fréquence, on a le maximum de $b(x)$ en $x_1 = 2.82144$; en fonction de la longueur d'onde, on a le maximum de $x^2b(x)$ en $x_2 = 4.96511$. Il peut sembler paradoxal que la « couleur » la plus intense du spectre de Planck soit différente selon que l'on choisit de la désigner en termes de fréquence ou de longueur d'onde. Ce paradoxe disparaît lorsque l'on comprend qu'une densité énergie $dE/d\nu$, ie. dans un intervalle $[\nu, \nu+d\nu]$, n'est pas directement comparable à une densité énergie $dE/d\lambda$ dans un intervalle $[\lambda, \lambda+d\lambda]$, puisqu'il faut aussi prendre en compte le changement de taille de l'intervalle en question (autrement dit, le changement de variable).

On obtient donc le maximum (en Hz):

$$\nu_{MAX} = \frac{kx_1}{h} T = 5,88 \cdot 10^{10} T$$

Ou bien le maximum (en m) :

$$\lambda_{MAX} = \frac{hc}{kx_2} \frac{1}{T} = \frac{0.0028977}{T}$$

En pratique, on est souvent amené à intégrer le spectre de Planck sur des bandes de fréquence, ce qui conduit à introduire la primitive:

$$B(x) = \int_0^x b(x') dx' = 1 + \frac{15}{\pi^4} (x^3 \text{Log}(1 - e^{-x}) - 3x^2 \text{Li}_2(e^{-x}) - 6x \text{Li}_3(e^{-x}) - 6 \text{Li}_4(e^{-x}))$$

qui fait intervenir les fonctions Li_z ie. les polylogarithmes de paramètre $z = 2, 3, 4$

On en retiendra deux conséquences importantes. D'une part, en intégrant sur toutes les longueurs d'onde, on obtient la **loi de Stefan-Boltzmann**.

$$E = \int_0^\infty \frac{dE}{d\lambda} d\lambda = \frac{2k^4\pi^5 T^4}{15c^2h^3} = \sigma T^4$$

D'autre part, la longueur d'onde dominante est inversement proportionnelle à la température. C'est la **loi du déplacement de Wien** :

$$\lambda_{max}(\mu\text{m}).T(\text{K}) = 2897.71 \approx 3000 \mu\text{m.K}$$

Par exemple, le spectre visible est centré au voisinage de $\lambda_{\max} \approx 0.5 \mu\text{m}$ et l'on en déduit directement la température « de surface » du Soleil $T_{\text{Soleil}} \approx 6000 \text{ K}$. Plus généralement, les astrophysiciens obtiennent de cette manière la température des étoiles : bleu = « chaud » et rouge = « froid », c'est-à-dire le contraire de nos conventions habituelles.

Question: A partir de la constante solaire, de la température de surface du soleil et de la distance Terre-Soleil (150 millions de km), calculer le rayon du Soleil. Vérifier que le résultat est bien cohérent avec un diamètre apparent de 1/2 degré.

La loi de Stefan permet de calculer, au premier ordre, la température d'une planète comme la Terre. Celle-ci intercepte le rayonnement solaire sur une surface $= \pi R^2$, R étant le rayon terrestre. Une proportion α du rayonnement incident est réfléchi. Cette proportion α est appelée **albédo** de la planète. La proportion $(1 - \alpha)$ est donc absorbée et permet de chauffer la Terre. Le rayonnement solaire absorbé est donc :

$$B = (\pi R^2) (1 - \alpha) S_c$$

La Terre émet un rayonnement thermique (dans l'infrarouge) sur l'ensemble de sa surface c'est-à-dire $4 \pi R^2$. A l'équilibre radiatif, ce rayonnement émis compense le rayonnement absorbé. On en déduit le bilan radiatif :

$$B = (\pi R^2) (1 - \alpha) S_c = (4 \pi R^2) \sigma T^4$$

c'est-à-dire:

$$(1 - \alpha) S_c / 4 = \sigma T^4.$$

Pour un albédo planétaire $\alpha = 0.31$ (valeur terrestre aujourd'hui), on obtient donc $T = 254 \text{ K}$, soit -19°C . C'est un peu froid... mais somme toute correct à 10% près (30K trop froid par rapport à environ 300K). C'est ce genre de calcul simple qui sert de base aux astronomes pour définir « la zone habitable » dans le contexte des exo-planètes.

Pour la Terre, on peut préciser un peu les choses.

De quelle température parle-t-on ?

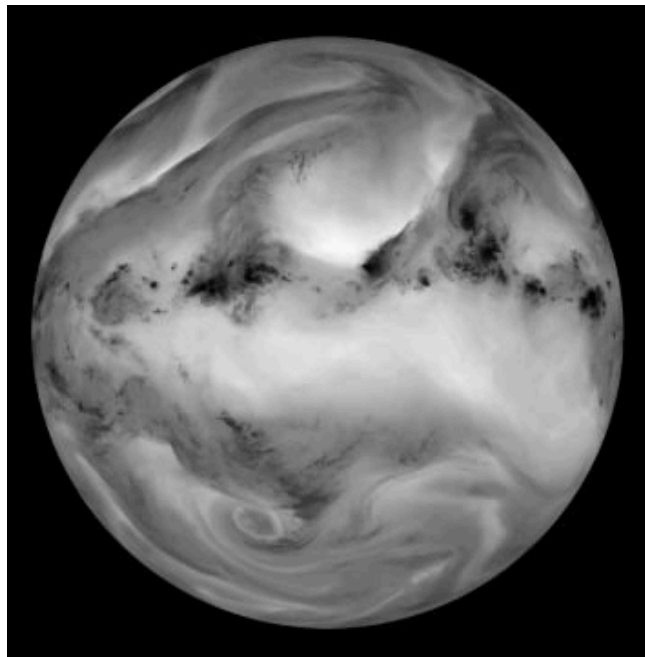


Figure : La planète Terre, dans le domaine infra-rouge. Il s'agit là du terme énergétique sortant $B = \sigma T^4$ (environ 235 W.m^{-2}) qui est significativement plus grand que le terme

visible réfléchi ($\alpha S_c/4 \approx 107 \text{ W.m}^{-2}$). Il s'agit donc de l'image physiquement la plus pertinente de notre Planète. On voit que ce n'est pas la surface (le sol ou l'océan) qui émet ce rayonnement : la température T n'est donc pas celle qui nous intéresse.

Comme on peut le remarquer sur la figure ci-dessus, le rayonnement thermique de la surface terrestre n'est pas visible de l'espace. Ce rayonnement est absorbé et réémis par l'atmosphère. La température $T \approx 254 \text{ K}$ que nous avons obtenu plus haut est celle du rayonnement qui s'échappe vers l'espace : c'est donc la température de ce que l'on voit sur cette figure. Il s'agit principalement de la vapeur d'eau, le principal gaz à effet de serre, dans les couches supérieures de la troposphère. En effet, la tropopause est très froide et donc très sèche. En chimie, on appelle cela un « piège froid », ce qui permet d'éliminer l'essentiel de l'eau. Il n'y a donc quasiment pas d'eau dans la stratosphère et la « surface gazeuse » qui est visible sur cette image est le sommet de la partie humide de l'atmosphère, c'est-à-dire le haut de la troposphère. [Note : il est intéressant de souligner que, lorsque l'on parle de la température de surface du Soleil, ou bien de planètes gazeuses comme Jupiter, on parle en fait de la « surface gazeuse » qui émet le rayonnement thermique vers l'espace. Nous sommes ici exactement dans la même situation]. Pour des raisons thermodynamiques simples (loi des gaz parfait, mélange adiabatique), cette température vers 6-10 km d'altitude (500 à 200 mbar) est plus froide que la surface terrestre.

Lorsqu'un climatologue parle de la température de la Terre, il va de soi (... ?) qu'il s'agit de la température « en bas » de l'atmosphère. En fait, très précisément à 1,50 m au-dessus du sol, là où l'on met le thermomètre et où l'on installe les stations météorologiques. Comme cela a été souligné dans les chapitres précédents, la notion de climat est fondamentalement anthropocentrique. L'effet de serre provient de cette différence de température entre la surface terrestre (là où l'on vit) et l'altitude à laquelle le rayonnement s'échappe vers l'espace. Ces deux altitudes sont très différentes, car l'atmosphère est essentiellement opaque dans le domaine infra-rouge, en particulier à cause de la vapeur d'eau.

La "fenêtre" spectrale atmosphérique

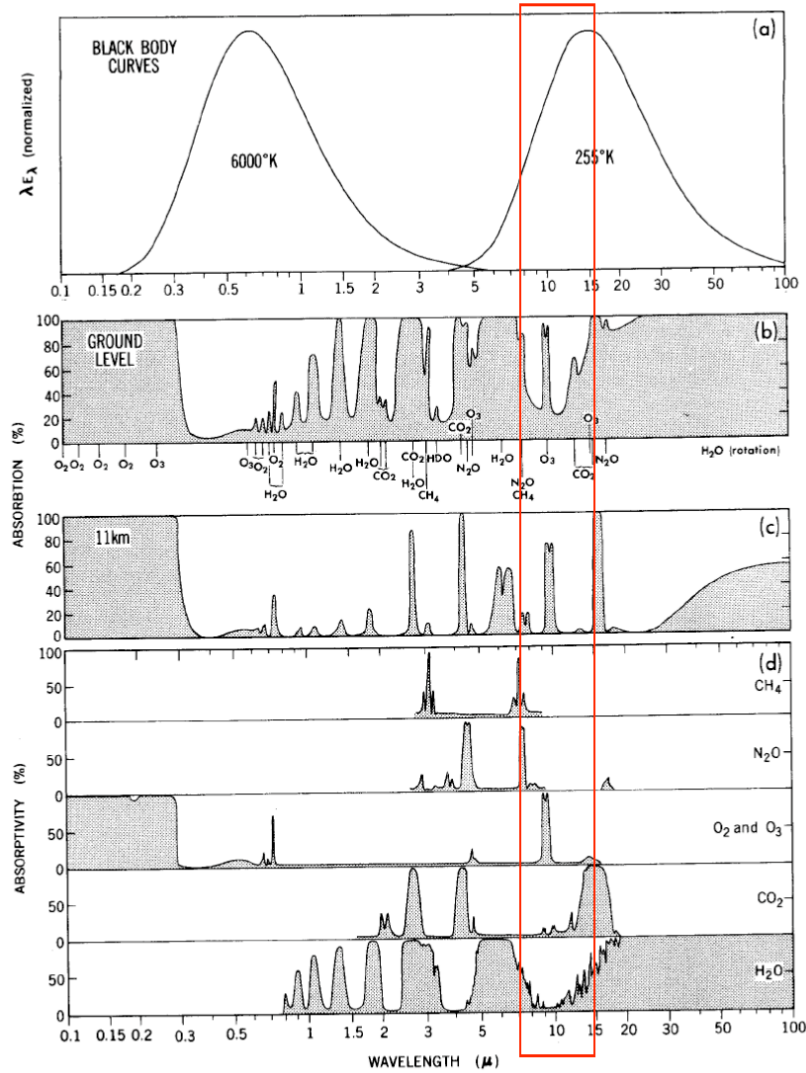


FIGURE 6.2. Black body curves for the solar radiation (assumed to have a temperature of 6000 K) and the terrestrial radiation (assumed to have a temperature of 255 K) (a); absorption spectra for the entire vertical extent of the atmosphere (b) and for the portion of the atmosphere above 11 km (c) after Goody (1964); and absorption spectra for the various atmospheric gases between the top of the atmosphere and the earth's surface (d) after Howard *et al.* (1955) [updated with data from Fels and Schwarzkopf (1988, personal communication) between 10 and 100 μm].

Figure : Dans le domaine visible, l'atmosphère est transparente (peu d'absorption) ... ce n'est pas un hasard (« visible »), mais dans le domaine infra-rouge, ce n'est plus le cas (courbe b). Au-dessus de 11 km (courbe c), l'atmosphère est suffisamment sèche pour devenir transparente dans l'infrarouge. En effet, le principal gaz à effet de serre est la vapeur d'eau (courbe du bas). Le CO₂, le CH₄ et N₂O ont un rôle important, car ils ne condensent pas et sont donc présent partout, y compris dans la stratosphère. Plus marginalement, ils contrôlent aussi la taille de la « fenêtre spectrale atmosphérique ».

On peut donc ajouter un coefficient empirique dans notre équation de bilan radiatif pour tenir compte de cet effet. Par exemple :

$$(1 - \alpha) S_0/4 = \sigma T^4 = (1 - \varepsilon) \sigma T_s^4$$

où T_s est la température « de surface » qui nous intéresse, et ε est la proportion de cette énergie thermique qui ne pourra pas s'échapper vers l'espace. Il ne s'agit PAS de la proportion du rayonnement de surface absorbé par l'atmosphère, car presque tout est

absorbé, mais seule la fraction $1-\varepsilon$ sera réémise vers l'espace, car la température est plus froide en altitude.

Pour illustrer ce point, on peut formuler une version très simplifiée de ce bilan, avec le modèle « à une seule vitre » : on fait l'hypothèse que l'atmosphère (de température T_A) est entièrement transparente dans le domaine visible, et complètement opaque dans le domaine infra-rouge.

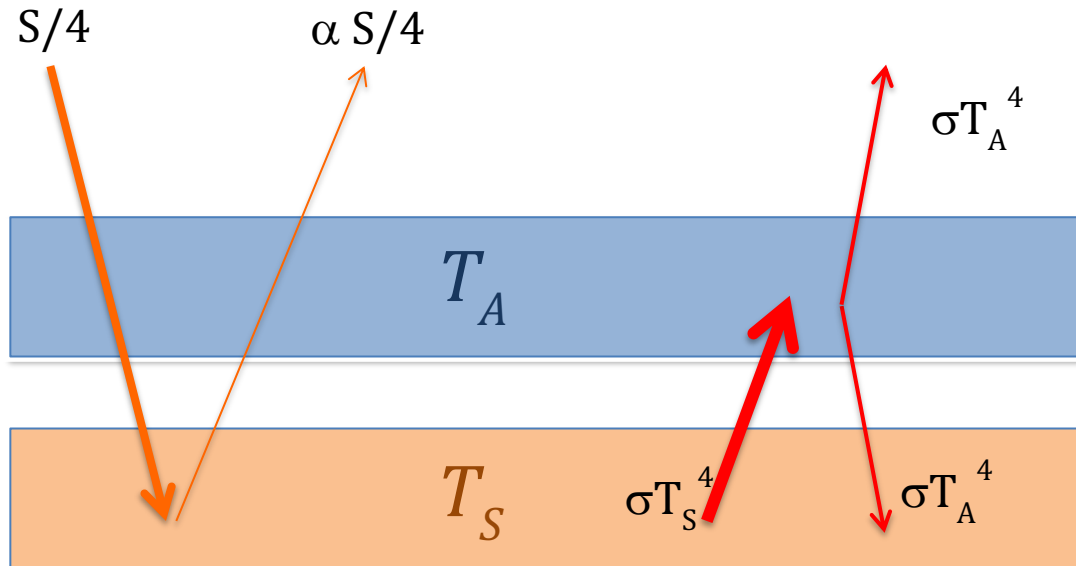


Figure : Modèle « à une vitre ». On y représente une couche « de surface » avec une température T_S et une couche atmosphérique (température T_A) transparente dans le visible et opaque dans l'infra-rouge.

Dans ce cas, on en déduit le bilan radiatif :

$$(1 - \alpha) S/4 = \sigma T_A^4 = 1/2 \sigma T_S^4$$

Autrement dit, lorsque tout le rayonnement infra-rouge est absorbé, ε vaut exactement $1/2$ pour un modèle à une vitre. De façon empirique, on observe sur Terre $T_S \approx 288$ K (15°C) ce qui implique :

$$(1 - \varepsilon) = (254/288)^4 = 0,6$$

donc, le bilan radiatif de la Terre peut s'écrire de façon simplifiée comme suit:

$$(1 - \alpha) S_c/4 = (1 - \varepsilon) \sigma T_S^4$$

avec $\varepsilon = 0,4$; $\alpha = 0,31$; $S_c \approx 1368$ W.m⁻² et donc $T_S \approx 288$ K.

Question: Formuler un modèle « à N vitres » et démontrer que, dans ce cas, on obtient simplement $\sigma T_S^4 = (N+1) \sigma T^4 = (N+1) (1-\alpha) S/4$

	<i>Mercure</i>	<i>Vénus</i>	<i>Terre</i>	<i>Mars</i>
<i>distance d (U.A.)</i>	<i>0.387</i>	<i>0.723</i>	<i>1</i>	<i>1.523</i>
<i>Albédo α</i>	<i>0.106</i>	<i>0.75</i>	<i>0.306</i>	<i>0.25</i>
<i>$S_d = S/d^2$ (W/m²)</i>	<i>9134</i>	<i>2617</i>	<i>1368</i>	<i>590</i>
<i>$T_E = ((1-\alpha)S_d/4\sigma)^{1/4}$ (K)</i>	<i>434</i>	<i>232</i>	<i>254</i>	<i>210</i>
<i>T_E (°C)</i>	<i>163</i>	<i>-41</i>	<i>-19</i>	<i>-63</i>
<i>T_s au sol (°C)</i>	<i>167</i>	<i>464</i>	<i>15</i>	<i>-65</i>

Figure : Les termes du bilan radiatif des planètes telluriques du système solaire. La température effective T_E est calculée à partir du rayonnement solaire et de l'albédo. Pour les planètes sans atmosphère (ou très peu), cette valeur est très proche de la température de surface. Pour Vénus, l'effet de serre est gigantesque, avec 500 K de différence entre le sol et le rayonnement émis vers l'espace.

Rétroactions

Le bilan radiatif obtenu ci-dessus est certes simplifié, mais néanmoins parfaitement justifiable. Il est important d'y ajouter quelques précisions. Ce bilan dépend de 2 paramètres empiriques, l'albédo α et l'effet de serre ε , dont les valeurs sont bien évidemment choisies pour obtenir le résultat souhaité. Ces valeurs dépendent du climat, et il serait plus juste d'écrire :

$$(1 - \alpha(T_s)) S_c/4 = (1 - \varepsilon(T_s)) \sigma T_s^4$$

où cette fois l'albédo α est une fonction de la température, tout comme l'effet de serre ε . Par exemple, la proportion α de rayonnement visible réfléchi va augmenter lorsqu'il y aura plus de neige sur les continents ou plus de glace sur les océans. Ceci engendre un effet « amplificateur » sur les températures : plus il fait froid, plus il y a de neige, moins il y a d'absorption du rayonnement solaire et en retour, plus il fait froid (cela fonctionne aussi dans l'autre sens... plus il fait chaud... etc...). C'est ce que l'on appelle communément une « rétroaction positive ». L'exemple le plus important est sans doute l'effet de serre : plus il fait chaud, plus il y a d'évaporation et, donc, de vapeur d'eau dans l'atmosphère, plus l'effet de serre augmente et au final, plus il fait chaud.

Fondamentalement, la notion de rétroaction (« feedback » en anglais) est une notion linéaire introduite en électronique (traitement du signal, cybernétique,...) pour traduire les effets d'amplification ou d'atténuation. Par exemple, au voisinage de l'équilibre radiatif, on peut écrire :

$$\frac{-\Delta\alpha}{1-\alpha} + \frac{\Delta S}{S} = \frac{-\Delta\varepsilon}{1-\varepsilon} + 4 \frac{\Delta T}{T}$$

La rétroaction entre température et albédo correspond donc à une relation entre la variation d'albédo $\Delta\alpha$ et la variation de température ΔT .

Question: Un doublement du CO_2 atmosphérique entraîne (sans rétroaction) une augmentation de ε de 0.01 (c'est-à-dire $\varepsilon = 0.41$ sans rétroaction). Quel est l'effet du doublement de CO_2 sur la température sans rétroaction de la vapeur d'eau ? Si on suppose que ε augmente linéairement en fonction la température avec $d\varepsilon/dT = 0.004 K^{-1}$, quel sera le résultat avec la rétroaction de la vapeur d'eau ? On peut supposer un albédo constant (= 0,31) ou bien dépendant lui aussi linéaire de la température (par ex. $d\alpha/dT = -0.001 K^{-1}$).

L'albédo et l'effet de serre dépendent de bien d'autres facteurs. On peut notamment citer les nuages qui ont un impact majeur à la fois sur l'albédo et l'effet de serre, mais dont la représentation dans les modèles pose toujours des difficultés aux climatologues. Les rétroactions peuvent être plus ou moins rapides. Par exemple, les forêts aux hautes latitudes ont un albédo faible, et sont favorisées par le réchauffement climatique et les teneurs atmosphériques plus élevées en CO₂. Il s'agit là aussi d'une rétroaction positive (les forêts boréales accélèrent le réchauffement) mais sur une durée de plusieurs décennies, le temps que les arbres poussent. De même, les calottes de glace ont une dynamique lente, qui se compte en milliers d'années.

Déséquilibre radiatif et contenu énergétique du réchauffement actuel

L'équilibre radiatif n'est valable... qu'à l'équilibre, lorsque le climat ne change pas. Dans notre situation actuelle, il faut aussi prendre en compte l'énergie qui va être stockée dans le système Terre. Comme cela est illustré sur la figure ci-dessous, l'énergie est stockée avant tout dans l'océan. Le bilan énergétique doit tenir compte de ce stockage. Par exemple, on peut écrire :

$$C \frac{dT_s}{dt} = (1 - \alpha) S_c/4 - (1 - \epsilon) \sigma T_s^4$$

où C représente la capacité calorifique du « système Terre » (ici par mètre carré). Très grossièrement, la capacité calorifique par unité de surface est:

$$C_{\text{Atmosphère}} (\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}) = h_A \rho_A c_{pA} = (10^4 \text{ m}) (1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}) (1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}) = 10^7 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$C_{\text{Océan}} (\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}) = h_O \rho_O c_{pO} = (10^3 \text{ m}) (10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}) (4200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}) = 4.2 \cdot 10^9 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

(h: hauteur; ρ: masse volumique; c_p: chaleur spécifique à pression constante).

Il en ressort clairement que, pour mesurer le « réchauffement de la planète », il est préférable de mettre le thermomètre dans l'océan, puisque c'est là que l'énergie est stockée !

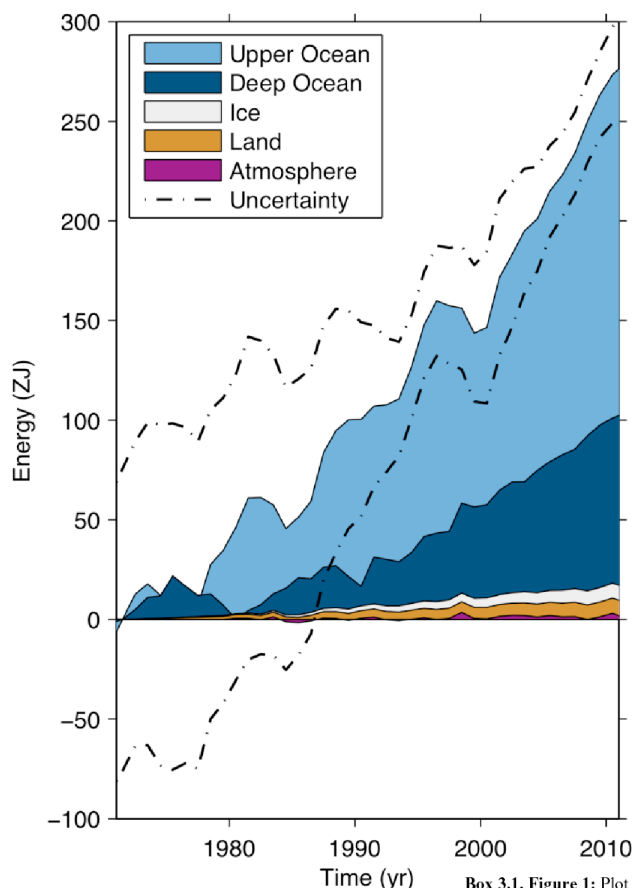


Figure (IPCC 2014): Contenu thermique de l'océan, de l'atmosphère et des surfaces continentales (pour la glace, il s'agit de la chaleur latente de fusion).

Question: A partir de cette figure, calculez le déséquilibre radiatif (en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) et comparez-le au forçage radiatif d'origine anthropique (+1,8 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ supplémentaires par rapport au pré-industriel).

Box 3.1, Figure 1: Plot of energy change inventory in ZJ (1 ZJ = 10²¹ J) within distinct components of Earth's climate system relative to 1971 and from 1971–2010 unless otherwise indicated. See text for data sources. Ocean warming dominates, with the upper ocean (light blue, above 700 m) contributing more than the deep ocean (dark blue, below 700 m; with below 2000 m starting from 1992); ice melt (light grey; for glaciers and ice caps, Greenland starting from 1992, Antarctica starting from 1992, and Arctic sea ice from 1979–2008); continental (land) warming (orange); and atmospheric warming (purple; starting from 1979) make smaller contributions. The ocean uncertainty also dominates the total uncertainty (dot-dashed lines about the sum of all five components at 90% confidence intervals).

Partie 2

Dynamique du climat

Il peut sembler étrange de parler tout d'abord de « dynamique », et seulement ensuite de « statique », car l'habitude est souvent de faire l'inverse. En physique notamment, on commence traditionnellement par l'équilibre des forces, pour expliquer l'absence de mouvement : on écrit des bilans qui s'annulent, c'est-à-dire de simples équations. Ensuite seulement on s'intéresse aux situations « hors équilibre », lorsque certaines forces vont entraîner une évolution du système, ce qui nécessite d'écrire des équations différentielles. Pourtant, on ne peut comprendre la nature des « forces » que lorsqu'elles agissent : la gravité est évidente lors de la chute d'un corps, beaucoup moins lorsque ce même objet est immobile sur le sol.

Afin d'entrevoir quelles sont les « forces » qui gouvernent le climat, il est donc nécessaire de s'intéresser tout d'abord aux changements climatiques. C'est pour cela que la paléoclimatologie a un rôle essentiel dans notre compréhension des mécanismes sous-jacents. La nature a souvent beaucoup plus d'imagination que les scientifiques et, en général, les nouveaux concepts surgissent à partir des observations plutôt que des réflexions ou des spéculations théoriques. La notion de changement climatique, loin d'être évidente a priori, est apparue avec la découverte des glaciations. La notion de « changements climatiques abruptes » ou de « tipping-points » s'est développée après les années 1990, lorsque les paléo-climatologues ont mis en évidence les conséquences globales des événements de Dansgaard-Oeschger. La prise de conscience (tardive) de l'importance, pour les organismes marins, de l'acidification ou de la dés-oxygénisation en cours de l'océan provient de ce que l'on sait des crises géologiques passées. De même, l'inquiétude sur la stabilité des clathrates, ou hydrates de méthane, résulte pour une large part de l'observation d'événements passés. On pourrait ainsi multiplier les exemples. Au cours de ses 4,5 milliards d'années, notre planète a connu de nombreux changements, pour des causes très diverses et avec des conséquences multiples. Nombre de ces bouleversements restent encore mal connus, mal compris et mal quantifiés. Mais ils sont néanmoins riches d'enseignements en posant des questions sur la « dynamique » du système. Et donc sur les « forces » qui le contrôlent.

Comme cela a été raconté dans l'introduction, depuis la découverte des âges glaciaires au 19^{ème} siècle, les scientifiques ont clairement identifié deux déterminants du climat : l'astronomie et le cycle du carbone. Ces deux aspects sont donc examinés plus en détail dans la suite, après un rapide tour d'horizon des changements climatiques que notre planète a connu.

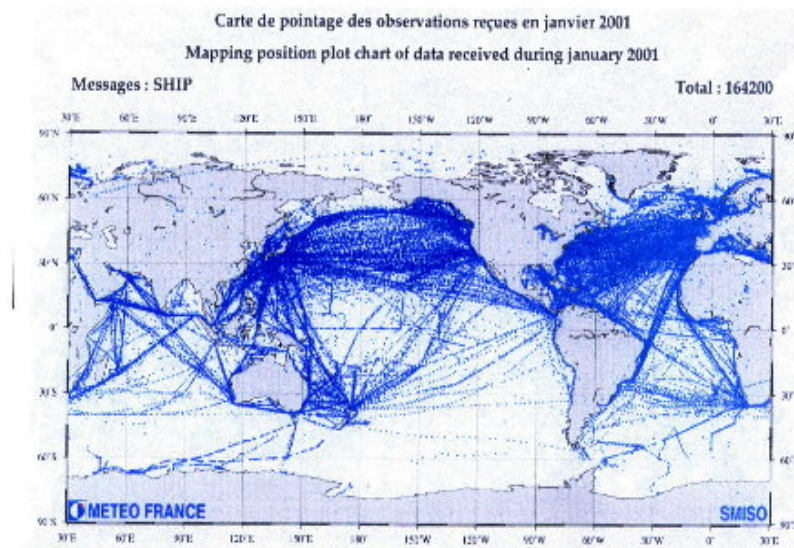
1 - Petite histoire de la Planète

Les observations météorologiques et océanographiques

Lorsque l'on explore le passé, il est souvent plus simple de commencer par le passé le plus récent, c'est-à-dire ce qui est, à tout point de vue, le plus proche de nous. La climatologie du passé commence donc par la période instrumentale, marquée par la mise en place de réseaux météorologiques. Ces réseaux sont apparus vers le milieu du 19^{ème} siècle, notamment grâce au développement du télégraphe électrique, ce qui permettait une transmission rapide des informations à l'échelle continentale, et donc la possibilité de fournir des prévisions météorologiques utiles pour la marine.

En France, un événement déclencheur a été la tempête du 14 novembre 1854, survenue lors de la guerre de Crimée qui opposait la France, l'Angleterre et l'Empire Ottoman, à l'empire russe entre 1853 et 1856. Cette tempête causa la perte de 41 navires. Trois mois plus tard, le navire « La Sémillante » coule dans une autre tempête et il n'y a aucun survivant parmi les 773 hommes à bord. Urbain Le Verrier, directeur de l'Observatoire de Paris, démontre que ces catastrophes auraient pu être évitées. Les prémices de la tempête du 14 novembre avaient été observés et, a posteriori, Le Verrier pu reconstituer sa trajectoire à travers l'Europe. Ceci amena à l'organisation d'un réseau d'observation météorologique à l'échelle nationale puis internationale, et à la transmission quotidienne de prévisions maritimes. L'organisation météorologique internationale est créée à Vienne en 1873. Elle deviendra l'organisation météorologique mondiale (OMM ou WMO) rattachée à l'ONU en 1950.

Dès le début, il était clair que les observations en mer constituaient un élément essentiel et, les marins étant directement concernés, des standards pour les mesures météorologiques et océanographiques en mer sont mis en place dès 1853, de façon à collecter les observations de tous les navires volontaires. Une mesure importante est celle de la température de l'eau de surface (SST: sea surface temperature), qui est en générale plus stable (et fiable) que les mesures effectuées dans l'air.

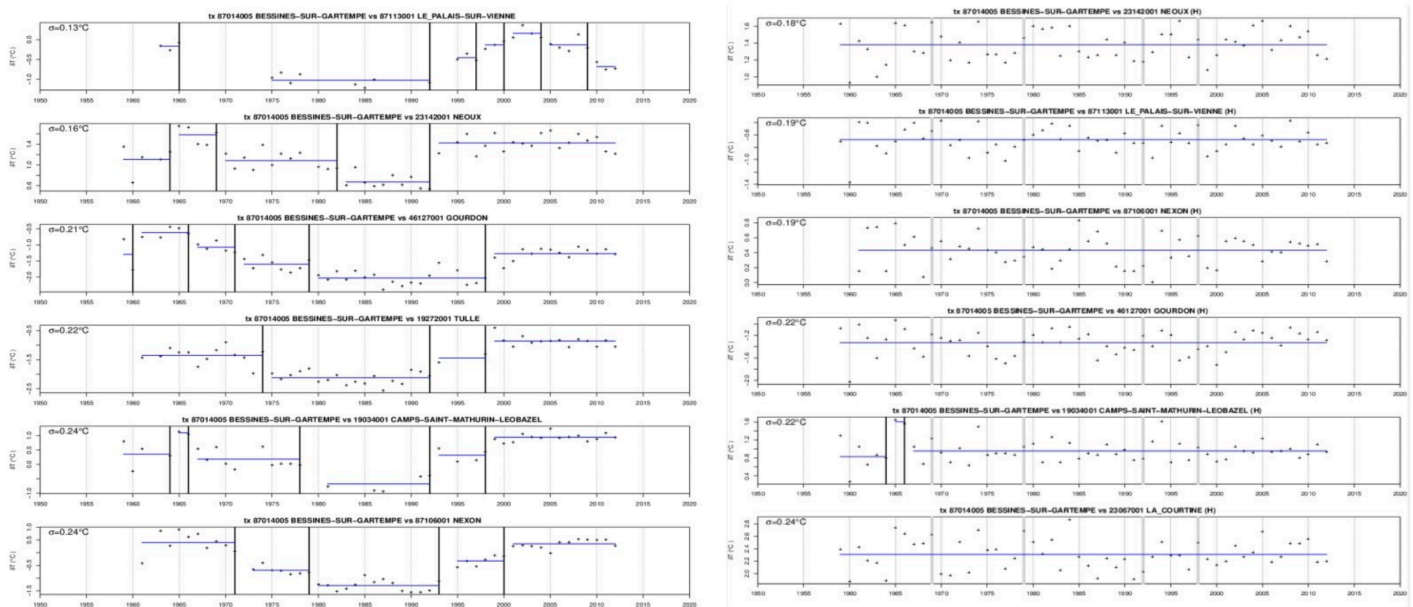


*Carte des observations météorologiques reçues des navires « VOS »
en janvier 2001 (164200 observations)*

Ce réseau des « Voluntary Observing Ships » (VOS) constitué de milliers de navires qui sillonnent le globe, a ainsi pendant longtemps été une source essentielle d'information, qui est maintenant utilement complétée par les observations satellites.

Déterminer un changement climatique à partir des observations des stations météorologiques terrestres n'est pas aussi simple qu'on pourrait l'imaginer. Pour comparer des mesures effectuées à des intervalles de temps très grands, plusieurs décennies ou même le siècle, il faut tout d'abord s'assurer de la qualité des données et corriger les nombreuses « ruptures » dans les enregistrements. C'est ce que l'on appelle l'homogénéisation des données météorologiques. En effet, un thermomètre donne une mesure assez précise, mais il mesure avant tout la température « du thermomètre ». Si l'on souhaite obtenir une mesure de la température de l'air, dont les variations ont une signification à grande échelle (> 10 km), il faut s'assurer que le thermomètre opère dans des conditions bien précises (ce qui nécessite à la fois normes, standardisations et étalonnages), mais surtout éviter que ces conditions changent au cours du temps. Or, il est impossible d'éviter de tels changements sur de grandes durées. En effet, le point de mesure est parfois déplacé (de quelques mètres ou centaines de mètres), l'environnement immédiat change (urbanisme, végétation,...), les capteurs doivent être remplacés, et dans le passé plus lointain, l'observateur ou l'heure d'observation a pu elle aussi changer.

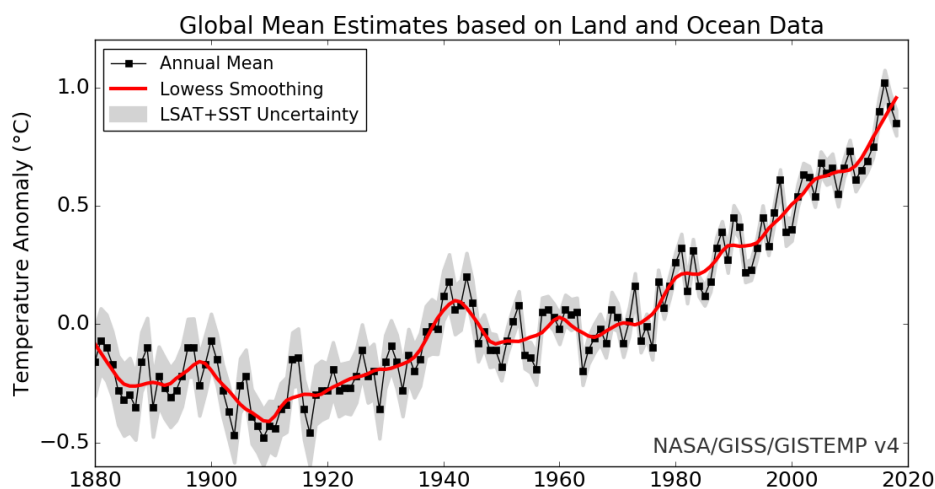
Pour corriger ces biais, il est avant tout nécessaire d'avoir un réseau de mesure, ce qui limite généralement les études climatologiques au milieu du 19^{ème} siècle, même si certaines mesures thermométriques assez fiables sont relevées depuis le 17^{ème} siècle, par exemple dans les observatoires astronomiques [e.g. Rousseau, Les températures mensuelles ^[1]_[SÉP] en région parisienne de 1676 à 2008, La météorologie n°67, 43-55, 2009]. En effet, un réseau de mesure permet de vérifier que des enregistrements proches sont fortement corrélés. Lorsqu'un enregistrement varie brutalement indépendamment de ses « voisins », cela signifie qu'il a subi une rupture méthodologique (changement d'environnement, de capteur, etc...) et qu'il convient donc de le corriger, statistiquement, à l'aide des corrélations observées avec ses voisins. De telles ruptures sont inévitables et nombreuses sur une durée d'un siècle et demi. C'est uniquement après un tel travail d'homogénéisation que l'on peut discuter des tendances à long terme des mesures thermométriques. Un enregistrement de température d'une station météorologique prise isolément n'a aucun sens climatique.



Homogénéisation de la série de Bessines-sur-Gartempe (1959-2012) réalisée par MétéoFrance. A gauche, la différence avec des séries voisines permet de détecter des ruptures. A droite, après correction, les températures voisines évoluent de façon cohérente.

cf : https://donneespubliques.meteofrance.fr/client/document/l sdm-methode_publitheque_217.pdf

Ces longues séries de températures mesurées un peu partout dans le monde, sur les continents et sur les océans, peuvent ensuite être compilées et rassemblées pour estimer l'évolution de la température moyenne globale de la planète.



Température moyenne globale de 1880 à 2018 (NASA/GISS) qui montre un réchauffement de l'ordre de 1°C au 20^{ème} siècle, très marqué depuis les années 1970.

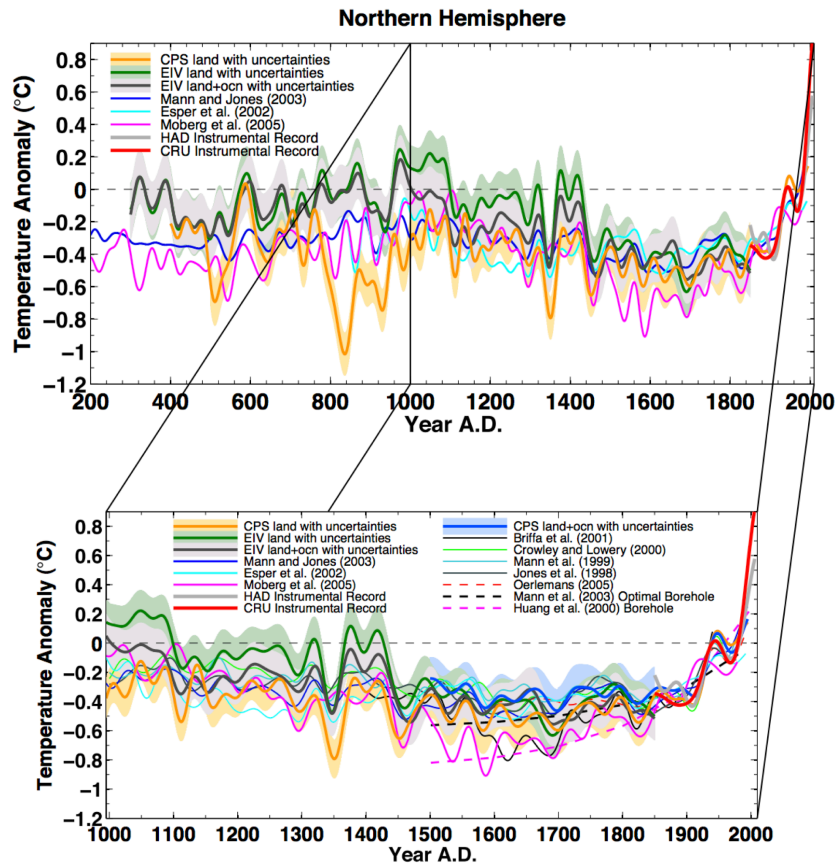
Il y a aujourd'hui essentiellement trois groupes de scientifiques qui effectuent ce travail. En Angleterre, le Hadley Center (dépendant du Met Office) et le Climate Research Unit (CRU à l'université d'East Anglia) établissent la base de donnée HadCRUT (dernière version HadCRUT4 : <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/>).

Aux Etats-Unis, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration : <https://www.ncdc.noaa.gov/climate-monitoring/global/globe/>) réalise un travail similaire, ainsi que la NASA (<https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).

Les résultats obtenus par ces trois groupes sont très similaires et le verdict est sans appel : le climat planétaire se réchauffe rapidement. La décennie 2010-2020 est très certainement la plus chaude jamais enregistrée par des thermomètres. L'origine en est bien connu : ce réchauffement est directement causé par l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre due aux activités humaines.

La période historique et le dernier millénaire

Afin de mieux comprendre en quoi le changement climatique actuel est important, inhabituel, ou grave, il est utile de le replacer dans le contexte des variations climatiques naturelles. C'est là l'un des intérêts de la paléoclimatologie. A l'échelle du dernier millénaire, il existe une grande variété d'indicateurs climatiques. Par exemple, il est possible d'utiliser des informations historiques, comme les dates de vendange qui sont en général consignées dans des registres, ou bien les dates de gel et de dégel de certaines rivières dans les régions nordiques. Sur cette période de temps, les cernes d'arbres sont un indicateur paléo-climatique très utilisé. En effet, aux moyennes ou hautes latitudes, la saisonnalité est bien marquée et les arbres ont une croissance qui s'interrompt pendant l'hiver, ce qui génère des cernes annuels. En comptant ces cernes il est relativement aisé d'obtenir une chronologie, et en mesurant l'épaisseur des cernes (ou leur densité, ou d'autres grandeurs physico-chimiques) on accède à une information environnementale liée à la température ou aux précipitations lors de la saison de croissance.



Compilations de diverses reconstructions des températures moyennes de l'hémisphère Nord sur les 2 derniers millénaires (Mann et al., 2008)

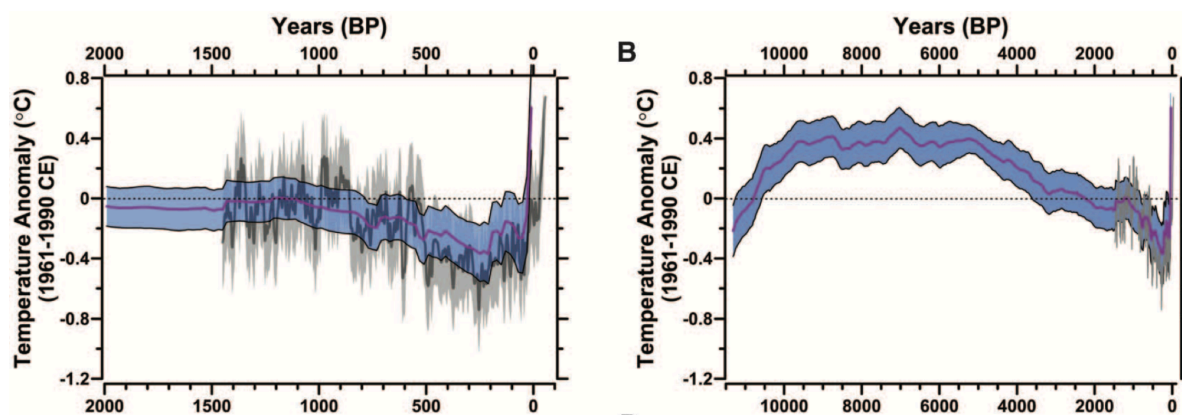
D'autres indicateurs paléo-climatiques sont également utilisés de façon complémentaire comme par exemple les isotopes dans les carottes glaciaires, pour les températures des régions polaires. Il n'y a malheureusement pas d'indicateurs plus globaux comme les sédiments marins, qui n'ont en général pas une résolution temporelle suffisante pour discuter de cette période. Par ailleurs, les arbres tropicaux n'ont pas de cernes bien marqués et il y a peu de surfaces continentales en région tempérée dans l'hémisphère sud. Par conséquent, notre vision du climat sur le dernier millénaire est probablement fortement biaisée par ce manque d'informations globales et il est préférable de limiter la discussion à l'hémisphère nord, là où nous disposons de données abondantes et concordantes. On y distingue une période relativement froide entre le 15^{ème} et 19^{ème} siècle, que les historiens ont qualifié de « petit âge de glace » ou « little ice age » (attention : ceci n'a absolument aucun rapport avec une période glaciaire). Autour de l'an 1000, on remarque également une période relativement plus clémente, dénommée traditionnellement « optimum médiéval ». Il est possible, voire probable, que ces variations de température soient très différentes dans d'autres régions du monde (tropiques ou hémisphère sud) : par exemple, les climatologues préfèrent parfois parler « d'anomalie climatique médiévale » (MCA en anglais) plutôt que d'optimum médiéval.

Lorsque l'on se limite au dernier millénaire (et à l'hémisphère nord), on observe donc une courbe « en crosse de Hockey » (the « Hockey stick » graph) avec une longue tendance au refroidissement depuis l'an mil jusqu'au 19^{ème} siècle, puis un réchauffement marqué sur le dernier siècle. Lorsque l'on élargit la perspective à deux millénaires, l'optimum médiéval apparaît comme une anomalie dans une tendance au refroidissement à plus long terme. Ceci est largement confirmé lorsque l'on regarde l'ensemble de l'Holocène, c'est-à-dire la période chaude « interglaciaire » qui débute il y a environ 10 000 ans (Marcott et al., 2013).

Sur cette période plus longue, on utilise des enregistrements à plus basse résolution, notamment les sédiments marins, qui ont une distribution géographique plus large, même s'il peut y avoir toujours des biais d'échantillonnage. Dans cette perspective, le petit âge glaciaire correspond au point minimum d'une tendance au refroidissement qui débute il y a environ 5 000 ans, et qui est surtout marquée par une baisse des températures dans l'Atlantique Nord. Cette tendance est liée très probablement au forçage astronomique associé aux cycles glaciaires, c'est-à-dire les variations de l'insolation d'été aux hautes latitudes de l'hémisphère nord, pilotées largement par la diminution de l'obliquité de l'axe terrestre. Selon Nils Ekholm (1901), partisan de la thèse d'Arrhenius sur l'effet de serre:

“the present burning of pit-coal is so great that ... it will undoubtedly cause a very obvious rise of the mean temperature of the Earth ... By such means also the deterioration of the climate of the northern and Arctic regions, depending on the decrease of the obliquity, may be counteracted.”

En effet, le réchauffement déjà enregistré aujourd'hui permet d'aller à l'encontre d'un refroidissement millénaire associé au forçage astronomique. Mais il risque aussi de nous emmener rapidement vers des climats très chauds, inédits dans l'histoire humaine.



Reconstructions millénaires (en gris) et tendances climatiques (en bleu) sur l'ensemble de l'Holocène (Marcott et al., 2013)

La période historique est particulièrement intéressante pour tenter de mieux comprendre les liens possibles entre l'évolution climatique et l'évolution des sociétés humaines. Il faut très certainement se méfier des théories simplistes qui prétendent expliquer l'histoire humaine principalement à l'aide d'événements climatiques ou de catastrophes environnementales. Néanmoins, il est nécessaire de prendre en compte cette évolution comme un élément important, parmi d'autres (l'évolution des technologies, des structures économiques et sociales, des facteurs politiques, ...), qui peut contribuer à expliquer certains événements majeurs de l'Histoire.

Dans ce contexte, il est intéressant de mentionner l'expansion viking qui coïncide assez étroitement avec l'optimum médiéval autour de l'an mil. Cette expansion des « normands », entre le 9^{ème} et le 11^{ème} siècle, concerne notamment l'Angleterre mais aussi une grande partie des côtes européennes (de la Normandie jusqu'en Italie), mais aussi la Russie et l'Ukraine. Mais le plus spectaculaire est sans doute l'installation de colonies en Islande, au Groenland et en Amérique du Nord (Vinland), qui est découverte par Leif Erikson près de 500 ans avant Christophe Colomb. Le climat relativement clément de l'Atlantique Nord a favorisé ces explorations lointaines à l'époque médiévale. Le nom de « Groenland » (terre verte) a très certainement été choisi comme « slogan publicitaire » pour encourager d'éventuels colons dans ces expéditions hasardeuses (tout comme « l'Eldorado » des espagnols quelques siècles plus tard). Le Groenland de cette époque était en effet très

semblable à celui d'aujourd'hui : une terre essentiellement gelée, avec une petite bande de terre au sud-ouest favorable à une installation européenne capable de tirer sa subsistance essentiellement de la pêche et d'un peu d'élevage. Les vikings s'y sont installés pendant plusieurs siècles, jusqu'au petit âge glaciaire. Les inuits, beaucoup mieux adaptés aux régions polaires, y vivent sans doute depuis plusieurs milliers d'années.

Les causes de fluctuations climatiques comme « l'optimum médiéval » (ou anomalie climatique médiévale) restent largement inconnues. Plusieurs hypothèses ont été proposées et il est envisageable que ces variations centennales ou millénaires soient liées à de multiples facteurs. Le rôle de la variabilité solaire sur le climat du dernier millénaire a été très largement discuté. En effet, la période du petit âge glaciaire correspond à une assez longue période d'accalmie du Soleil, avec une quasi disparition des tâches solaires, notamment pendant le minimum de Maunder entre 1650 et 1700. Mais les changements associés dans le flux d'énergie émis par le Soleil (de l'ordre de 1 W.m^{-2}) ne pourraient vraisemblablement expliquer que des variations de l'ordre de 0,1 à 0,2°C, ce qui ne représente qu'une partie des changements observés. Le volcanisme peut également avoir un rôle non négligeable et certaines périodes de refroidissement correspondent effectivement assez étroitement à des événements volcaniques majeurs, mais sur des durées de l'ordre de la décennie. Par ailleurs, il existe des indices qui démontrent l'existence de changements de la circulation océanique dans l'Atlantique, ce qui pourrait contribuer pour une part importante à une éventuelle variabilité centennale ou millénaire du climat. Cette thématique est difficile car les signaux paléo-climatiques sont de faible amplitude, et les simulations numériques du climat sur plusieurs milliers d'années sont très rares.

L'optimum pluvial de l'Holocène ou Sahara vert

Si les variations climatiques des derniers milliers d'années restent assez modestes aux moyennes latitudes en termes de températures, elles sont par contre très marquées dans les tropiques en termes de précipitations ou de végétation, en particulier dans les zones semi-désertiques. A ce titre, les fresques du Tassili-n-Ajjer (fresques néolithiques dans le sud de l'Algérie) sont un exemple célèbre et marquant de ce qu'un changement climatique signifie dans cette région, notamment en termes « d'habitabilité ».



Figure : Les fresques du Tassili, situées aujourd'hui dans une zone très aride, illustre un passé beaucoup plus clément, avec des éleveurs et du bétail, voire même des animaux aquatiques comme cet hippopotame.

De façon plus générale, on retrouve de nombreux dépôts lacustres en plein cœur du Sahara à cette période, avec un réseau hydrographique fourni. L'appellation « Sahara vert » est très exagérée, car il n'était certainement pas couvert de forêt. Mais la présence de grands lacs et de rivières créait des zones assez vastes, couvertes de végétations de façon non-négligeable,

même si généralement c'était sans doute de manière saisonnière ou semi-permanente. Le tassili est un massif montagneux, ce qui favorise les précipitations.

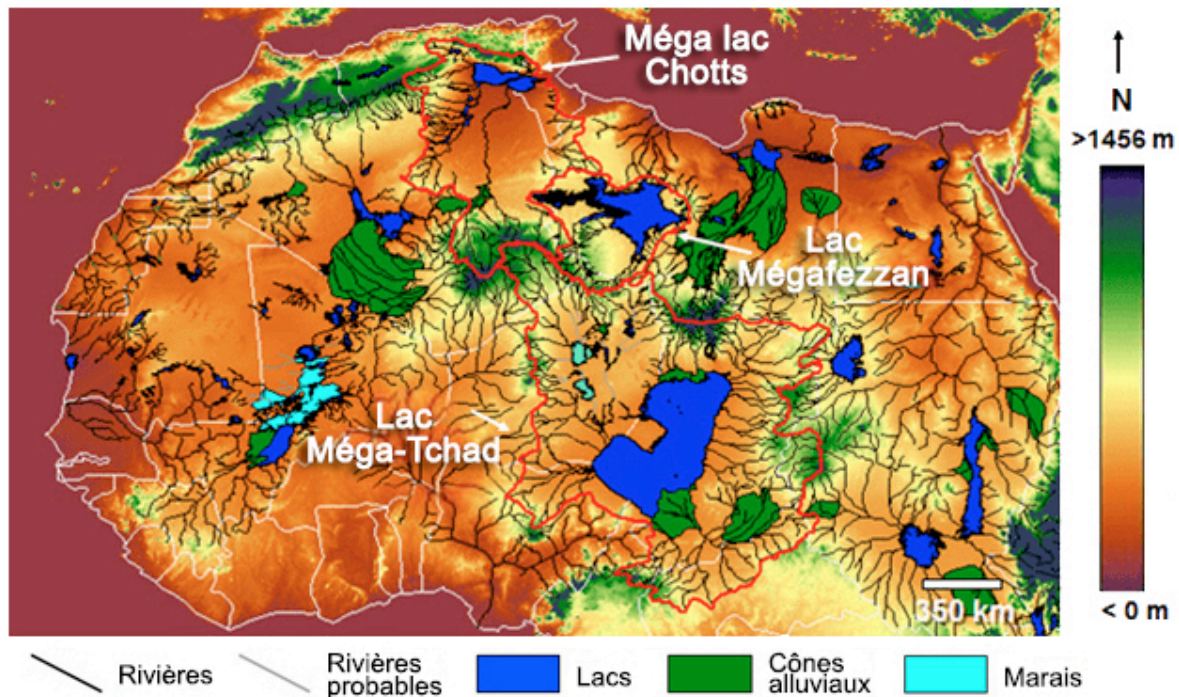


Figure : Schéma de l'hydrologie au Sahara à l'optimum pluvial de l'Holocène, il y a environ 6000 ans. Le dégradé de couleur indique l'altitude. Le lac Tchad était une véritable mer intérieure d'une taille comparable à la mer Caspienne. On peut imaginer que cette présence d'eau loin à l'intérieur du continent favorise en retour des précipitations locales, selon une « rétroaction positive ».

Cette période de temps (néolithique chez les préhistoriens ; milieu de l'Holocène chez les géologues) correspond aussi à l'invention et au développement de l'agriculture, de façon assez synchrone dans différentes régions du monde (dans le « croissant fertile », mais aussi la Chine et l'Amérique centrale). Ce n'est probablement pas un hasard. On peut également noter que le « croissant fertile » (l'Égypte et la Mésopotamie) ne semble, aujourd'hui, pas si fertile que cela. L'invention de l'écriture, et donc la période historique, commence à cet endroit et à cette époque. Il y a donc eu de nombreuses propositions pour établir des liens entre l'évolution historique des empires mésopotamiens (par exemple la chute de l'empire akkadien) avec des phases plus ou moins abruptes de l'assèchement de cette région. L'évolution climatique a certainement eu un rôle, mais il revient aux historiens de faire la part entre les facteurs environnementaux et les facteurs politiques ou économiques, qui sont d'ailleurs parfois fortement dépendants l'un de l'autre.

L'origine de ces changements de précipitations est à rechercher dans le forçage astronomique, et plus précisément dans les variations du paramètre de précession climatique, que l'on définira plus loin. Ce paramètre contrôle avant tout l'intensité des saisons : aujourd'hui (minimum de ce paramètre) l'été de l'hémisphère nord survient lorsque la Terre est au plus loin du Soleil (aphélie). Il y a environ 11 000 ans (maximum de ce paramètre), l'été correspondait au périhélie. La zone de convergence intertropicale (et donc la zone de précipitation) pourra se déplacer davantage vers le nord en été, lorsque les masses continentales de l'hémisphère nord sont davantage chauffées. Le phénomène de mousson sera également plus fort. Il y a, de plus, de nombreuses rétroactions plus locales qui vont

permettre d'amplifier ce mécanisme initial global. On observe donc dans les tropiques des alternances de périodes humides (et sèches) de façon récurrente, avec une périodicité bien marquée d'environ 23 000 ans, que l'on peut tenter de reconstruire sur le terrain, dans des dépôts lacustres par exemple. Mais le signal le mieux enregistré, associé à cette augmentation récurrente des précipitations, c'est très certainement l'occurrence des sapropèles méditerranéens.

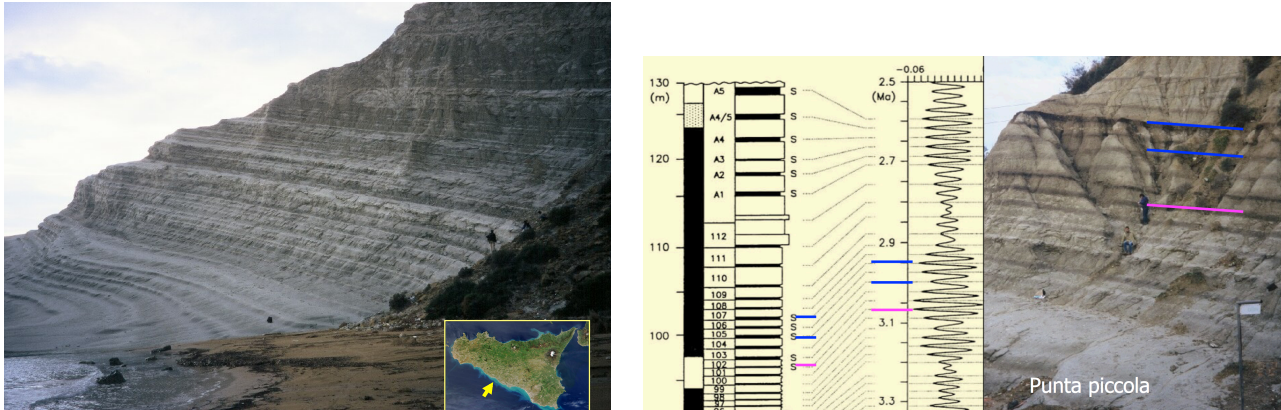


Figure : Punta Piccola en Sicile. Ce site exceptionnel permet de voir et de reconnaître clairement les cycles astronomiques dans la falaise. Les alternances sombres-claires sont liées à la préservation de la matière organique dans le sédiment. Ce site sert de référence cyclo-stratigraphique pour la chronologie du Quaternaire (la précession est calculée en fonction du temps grâce à la mécanique céleste, ce qui donne une échelle de temps absolu).

Les sapropèles sont des dépôts riches en matière organique dans les sédiments marins. Ces dépôts se forment en général lorsqu'il n'y a pas suffisamment d'oxygène au fond de la mer pour consommer cette matière organique, qui va donc être davantage préservée et peu à peu enfouie dans le sédiment. Ces dépôts peuvent être étudiés dans les carottes de sédiment marin ou parfois, s'il y a un soulèvement tectonique, directement dans le paysage, comme cela est illustré sur la figure ci-dessus. Par exemple aujourd'hui, il y a formation de sapropèles en Mer Noire (d'où son nom !). Ceci est dû d'une part à sa géométrie très fermée, puisqu'elle ne communique avec le reste des océans (la Méditerranée) qu'à travers le détroit du Bosphore. Et d'autre part à un mode de circulation « estuarien » : autrement dit, il y a de nombreux apports d'eau douce via les grands fleuves européens qui s'y jettent (notamment le Danube, le Dniepr, le Don) et les eaux de surface sont peu dense. Le renouvellement des eaux de fond ne peut se faire, marginalement, qu'à travers le Bosphore, en profondeur, avec des eaux méditerranéennes peu oxygénées, qui n'ont pas été en contact avec l'atmosphère depuis longtemps. A l'inverse, aujourd'hui la Méditerranée est un bassin d'évaporation, avec des formations d'eaux profonde en divers endroits, car dans certaines conditions (refroidissement ou évaporation) les eaux de surfaces deviennent suffisamment denses pour plonger et alimenter les fonds marins. Dans le détroit de Gibraltar, les eaux de surface entrent en Méditerranée alors que les eaux de sub-surface en sortent. Le fond de la Méditerranée est donc (relativement) oxygéné et il y a peu de dépôts organiques

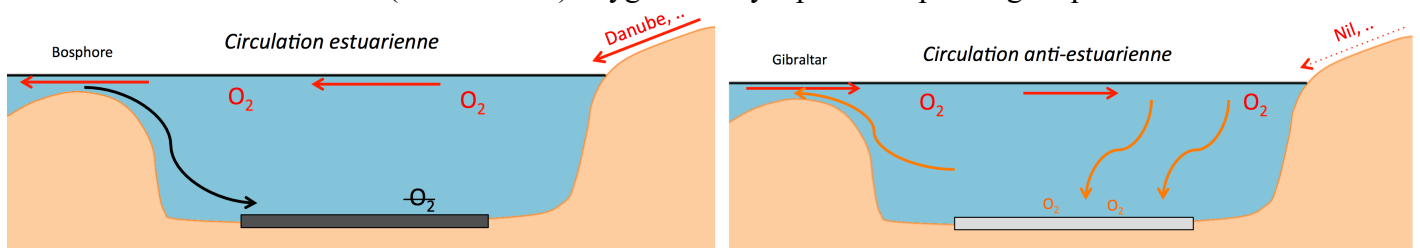


Figure : Mode de circulation estuarien et anti-estuarien, qui explique la présence ou l'absence d'oxygène dans les fonds marins des bassins fermés comme la Mer Noire ou la Méditerranée.

Dès lors, on comprend qu'un apport important d'eau douce sur la Méditerranée pendant les périodes « pluviales », via les principaux fleuves qui y débouchent (par ex. le Nil), est susceptible de faire basculer celle-ci d'un mode à l'autre, ce qui explique l'occurrence périodique de dépôts sombres, les sapropèles, dans ce bassin. La régularité astronomique de ce phénomène est suffisamment remarquable pour être utilisée comme référence pour l'échelle géologique récente.

Le dernier maximum glaciaire, les cycles Quaternaire

Comme cela a été expliqué dans le premier chapitre, les glaciations représentent le premier exemple d'un climat terrestre très différent du climat actuel. A ce titre, la découverte des périodes glaciaires pose, depuis le 19^{ème} siècle, la question des mécanismes à l'origine des changements climatiques, notamment les rôles respectifs de l'astronomie et du cycle du carbone. Aujourd'hui encore, le dernier maximum glaciaire, survenu il y a environ 20 000 ans, constitue le changement climatique récent le plus important et, sans doute, l'un des mieux documenté.

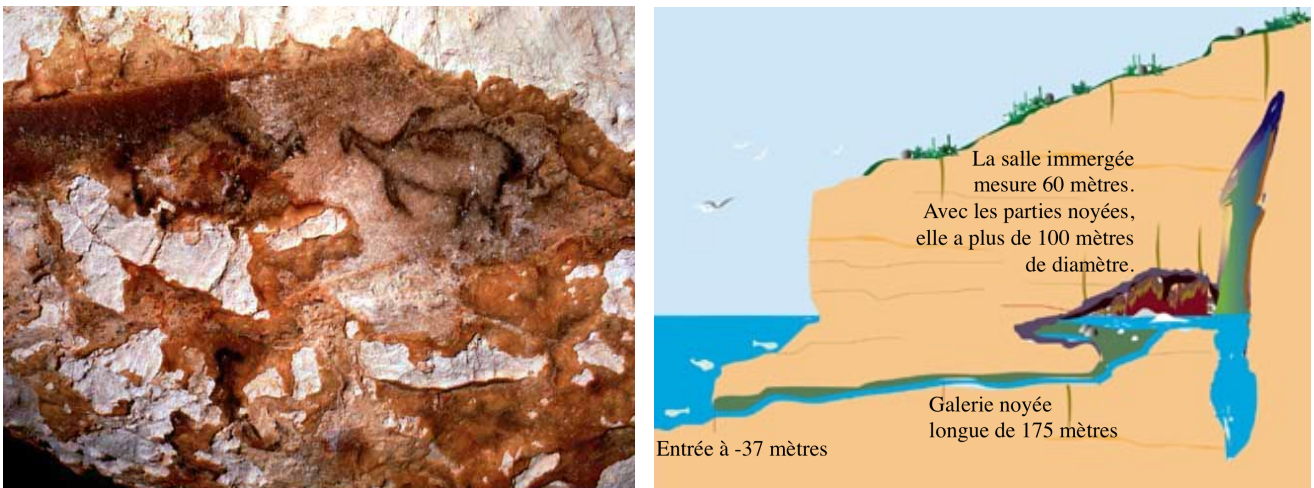


Figure : La grotte Cosquer, à Marseille. Les hommes qui habitaient cet endroit y ont peint des pingouins et d'autres animaux adaptés aux basses températures. On retrouve, par exemple, des mammouths dans de nombreuses peintures pariétales de cette période. Cette grotte est difficile d'accès, car son entrée est actuellement sous le niveau de la mer, avec une longue galerie noyée. (Attention : ce sont des pingouins, pas des manchots !)

Cette période est caractérisée avant tout par la présence de nouvelles calottes de glace sur l'hémisphère nord : la Laurentide, qui recouvrait le Canada actuel, et la Fennoscandie au-dessus de l'Europe du nord. Le niveau marin correspondant était environ 120 à 130 mètres plus bas qu'aujourd'hui, ce qui implique des changements significatifs pour la géographie terrestre dans les zones côtières, et par conséquent ce qui autorise des migrations de populations animales, végétales et humaines. Et à l'inverse, certains scientifiques imaginent que la remontée du niveau marin, durant la déglaciation (entre 14 000 et 6 000 ans avant le présent) ait pu donner naissance au mythe universel du déluge.

Les périodes glaciaires surviennent de façon plus ou moins périodiques depuis environ 3 millions d'années, ce qui implique un lien fort avec les variations des paramètres astronomiques. C'est a priori l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre qui aura l'effet le plus important, et par conséquent la théorie de Milankovitch prédit des cycles de 41 000 ans. Mais au cours du dernier million d'années, les glaciations surviennent tous les 100 000 ans, ce qui nécessite d'invoquer des mécanismes plus complexes et encore mal élucidés. Il est essentiel de bien souligner que le phénomène important ici n'est pas de nature atmosphérique (comme les périodes « pluviales » mentionnées plus haut) mais concerne l'évolution des calottes de glace. Or, si le fonctionnement de l'atmosphère est étudié depuis longtemps et, au final, maintenant relativement bien compris, il n'en va pas de même des composantes « lentes » de notre planète, comme les calottes de glace, pour lesquelles nous n'avons que très peu de recul sur leur fonctionnement dynamique. C'est là l'une des principales difficultés en climatologie.

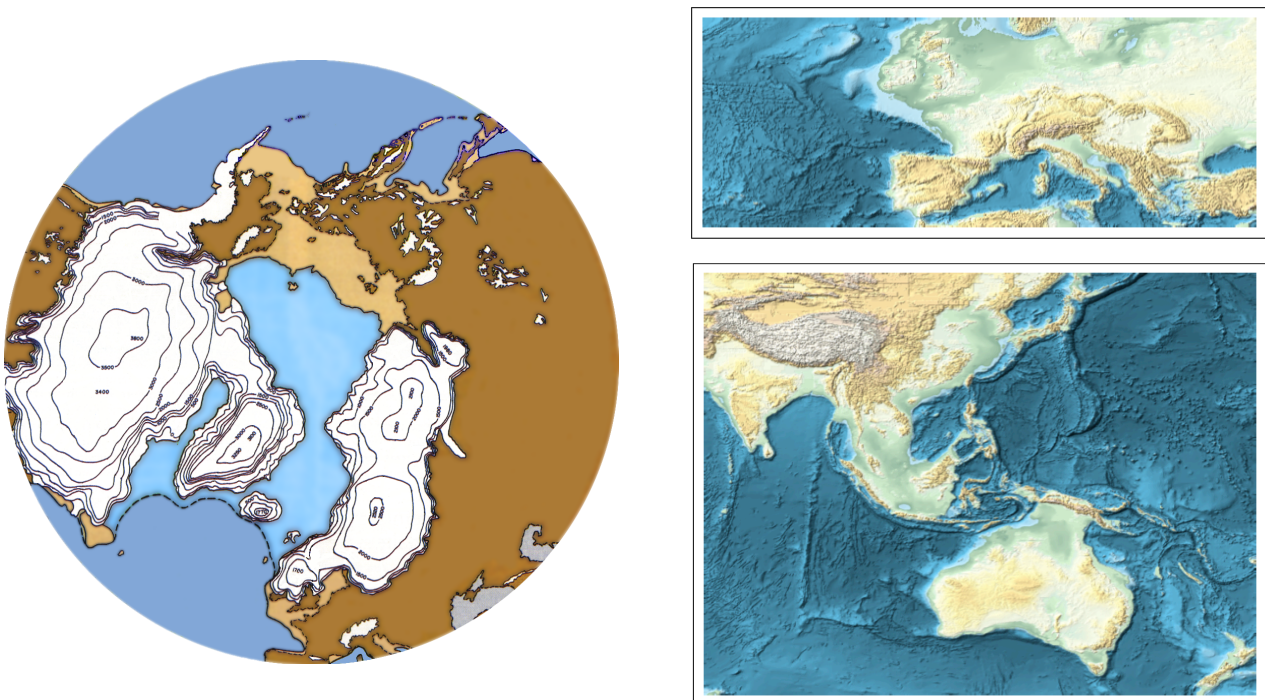


Figure : Reconstitution des calottes de l'hémisphère nord (à gauche) et topographie en abaissant le niveau de la mer de 120 m (à droite). On remarque que de nouveaux passages intercontinentaux sont possibles. C'est ainsi que les populations sibériennes ont pu coloniser l'Amérique en passant par le détroit (l'isthme !) de Bering. De même, de nombreux échanges (animaux et végétaux) deviennent possibles dans le sud-est asiatique. On retrouve des restes archéologiques au milieu de la Mer du Nord (le Doggerland).

La théorie de Milankovitch est donc avant tout une théorie des calottes de glace, certainement pas une théorie du « climat de la Planète ». Le postulat de Milankovitch est que le bilan de glace va dépendre des conditions climatiques locales au voisinage de la calotte, en particulier en été. En effet, en hiver la glace ne fond pas et il y a peu de précipitations neigeuses (il fait trop froid, l'air est trop sec). A l'inverse, la température d'été va être le principal déterminant de la fonte des glaces, et au final, du bilan de la calotte. La théorie s'intéresse donc aux variations du forçage radiatif reçu au sommet de l'atmosphère, au-dessus des calottes de l'hémisphère nord (on utilise souvent la latitude de 65°N) et en été. En

effet, il n'y a quasiment aucun forçage astronomique « global » pour la Planète, celui-ci ayant un rôle uniquement en terme régional et saisonnier.

Selon cette théorie, c'est donc l'évolution de la calotte de glace qui va modifier le climat global de la Planète et PAS le contraire. En particulier, la calotte va refroidir tout l'hémisphère nord à cause de son albédo élevé, avec notamment les rétroactions positives de la glace de mer dans les mers nordiques. De même, on s'attendrait à ce que la déglaciation (c'est-à-dire la fonte des glaces) précède le réchauffement de la Planète. Ce n'est pas ce qui est observé : durant la dernière déglaciation, on enregistre tout d'abord un réchauffement global associé à une remontée du CO₂ atmosphérique, quelques milliers d'années avec le début de la principale phase de fonte des glaces. Les rôles respectifs de l'astronomie et du CO₂ dans les cycles glaciaires ne sont pas encore bien déterminés. De même, l'origine des cycles de 100 000 ans n'est pas bien comprise. On y reviendra plus loin.

Les événements climatiques rapides de Dansgaard-Oeschger (DO).

Il serait dommage de limiter la présentation du Quaternaire aux seuls cycles glaciaires qui le caractérise. En effet, le Quaternaire est « notre » ère géologique (même s'il est très vraisemblable que nous soyons en train d'en sortir, pour nous diriger vers « l'Anthropocène »). C'est donc la période de temps, de loin, la mieux connue, et on y observe de nombreux phénomènes climatiques. Mais ce qui a beaucoup surpris les climatologues ces dernières décennies, c'est l'existence d'événements climatiques de très grande amplitude (de l'ordre de 10° à 16°C au Groenland), avec des transitions extrêmement rapides (en quelques décennies).

Les premiers indices de tels changements ont été observés dans les forages glaciaires du Groenland, dès les années 1970. Mais il faudra attendre les années 1990 et la découverte d'événements identiques dans l'Océan Atlantique, en Europe, puis dans le monde entier, pour apprécier le caractère majeur et global de ces transitions climatiques. Cette prise de conscience a fait (re-)survir la notion de « tipping points » ou « points de bascule ». Autrement dit, il est erroné de penser que les changements climatiques passés (ou futurs) s'effectuent lentement, de façon continue sur de grandes durées. Bien au contraire, il semble que le climat ait parfois plutôt tendance à basculer brutalement d'un mode de fonctionnement vers un autre. On parle aussi de « surprise » climatique...

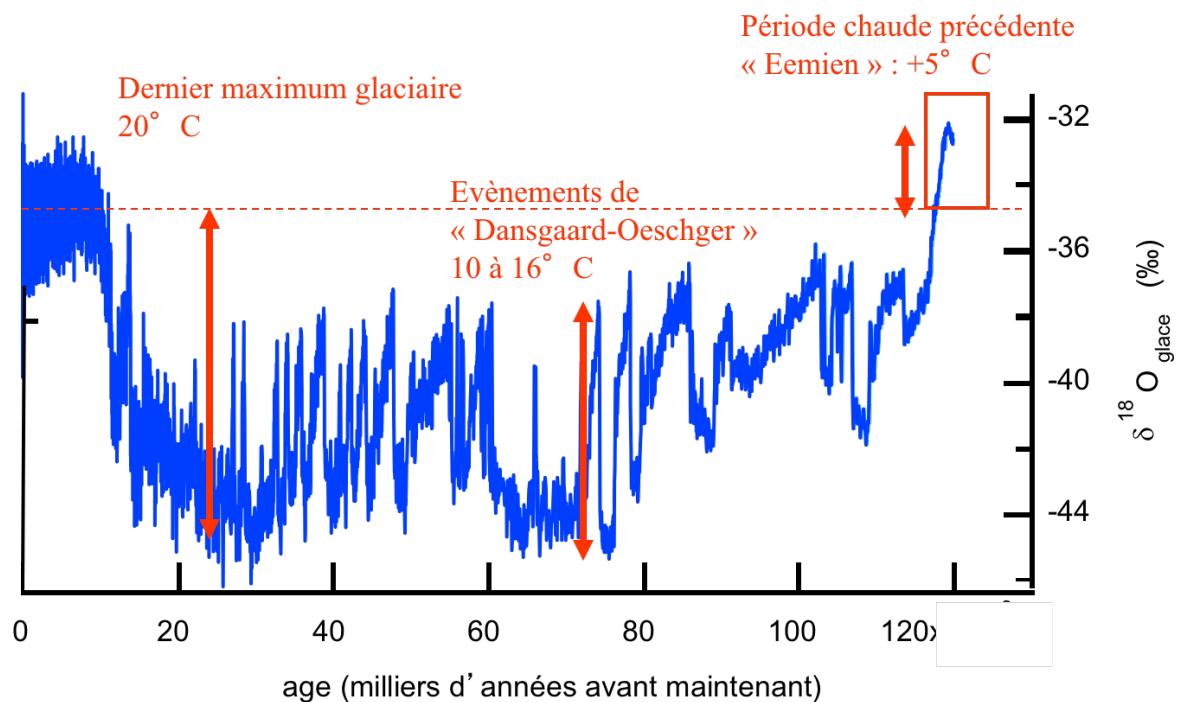


Figure : Enregistrement de la composition isotopique de la glace à NorthGRIP, au Groenland. La teneur en isotope lourd (ici, l'oxygène 18 par rapport à l'oxygène 16) est fortement influencée par la température, à travers ce que l'on appelle un processus de distillation : en se refroidissant, la vapeur d'eau se condense en commençant préférentiellement par les isotopes lourds (^{18}O), donc plus il fait froid, plus la teneur relative en ^{18}O dans la vapeur (et donc dans les précipitations) est faible.

Malheureusement, nous savons encore peu de chose sur l'origine de ces événements. Très vraisemblablement, ils correspondent à des réorganisations brutales de la circulation océanique profonde dans l'Océan Atlantique. En effet, aujourd'hui l'Atlantique transporte globalement de l'énergie de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord, contrairement à l'atmosphère ou aux autres bassins océaniques qui transportent majoritairement l'énergie de l'équateur vers les pôles. Ceci est dû à la bi- (ou multi-) stabilité de la circulation « thermohaline ».

Modèle de Stommel

La bi-stabilité de la circulation thermohaline est assez facile à démontrer sur un modèle très simple, dérivé du modèle proposé par Stommel en 1961. Le point essentiel est de bien comprendre la différence entre la température (l'énergie thermique) qui est fortement contrainte par la position géographique, et la salinité qui est beaucoup plus libre. Par exemple, une anomalie chaude dans les régions polaires va vite de dissiper (par échange thermique avec l'atmosphère, par rayonnement infra-rouge, etc...) car les flux de chaleur sont liés aux températures. A l'inverse, une anomalie de salinité pourra persister car elle ne va pas déclencher des précipitations susceptibles de l'éliminer. Autrement dit, il y a une rétroaction négative forte sur les températures de surface, mais pas sur les salinités de surface.

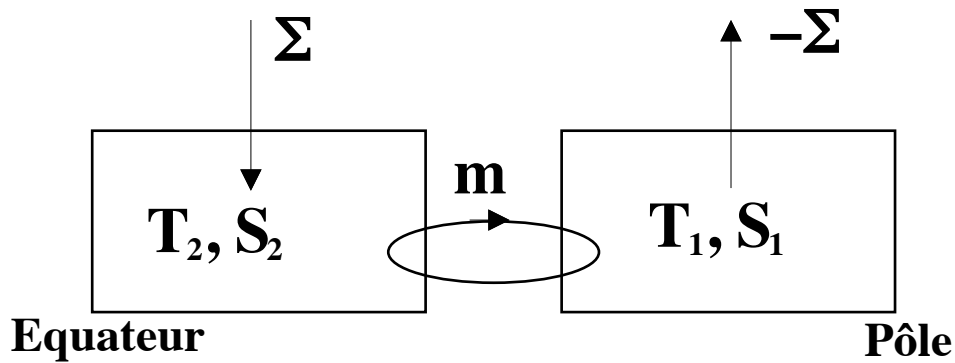


Figure : Schéma du « modèle de Stommel ». On considère seulement deux boîtes bien mélangées, ayant des températures fixées T_1 et T_2 . Les salinités par contre sont calculées grâce aux échanges atmosphériques Σ (« apport » de sel dans les tropiques pour représenter l'évaporation, et « extraction » correspondante de sel pour représenter les précipitations). Le mélange m entre les deux boîtes est supposé proportionnel à la différence de densité.

On peut simplifier à l'extrême en réduisant la géométrie de l'Océan à seulement deux boîtes bien mélangées, comme cela est illustré sur la figure. Et en fixant les températures (conditions aux limites dites de Dirichlet dans les équations aux dérivées partielles pour l'océan) et en fixant le flux de salinité, en fait le bilan évaporation - précipitation (conditions aux limites dites de Neumann) : on obtient ce que l'on appelle des conditions aux limites « mixtes », c'est-à-dire différentes pour les deux champs dynamiques qui nous intéressent.

Le mélange est donné par :

$$m = \mu (a (T_2 - T_1) - b (S_2 - S_1)) = \mu (a \Delta T - b \Delta S)$$

où a est le coefficient de dilatation thermique, b le coefficient de contraction saline, et μ le coefficient de proportionnalité entre m et le gradient de densité obtenu. La seule variable du problème est, en fait, ΔS (puisque la salinité totale est une grandeur conservée). A l'équilibre, le bilan de sel dans (par exemple) la boîte 2 peut s'écrire (ce qui entre égal ce qui sort):

$$\Sigma + |m| S_1 = |m| S_2$$

c'est-à-dire :

$$\Sigma = | \mu (a \Delta T - b \Delta S) | \Delta S$$

(note : il ne faut pas oublier la valeur absolue pour le mélange m , car rien ne garantit que le gradient de densité reste toujours de même signe).

La seule inconnue du problème étant ΔS , on reconnaît-là une équation du second degré (avec une valeur absolue), et donc on s'attend à obtenir potentiellement plusieurs solutions.

On peut se débarrasser des divers paramètres en manipulant encore un peu cette équation :

$$\left(\frac{\Sigma \beta}{\mu (\alpha \Delta T)^2} \right) = \left| 1 - \left(\frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} \right) \right| \left(\frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} \right)$$

et en posant :

$$x = \frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} ; \quad F = \frac{\Sigma \beta}{\mu (\alpha \Delta T)^2}$$

on obtient:

$$F = x |1 - x|$$

où $1 - x$ est proportionnel à la circulation thermohaline m .

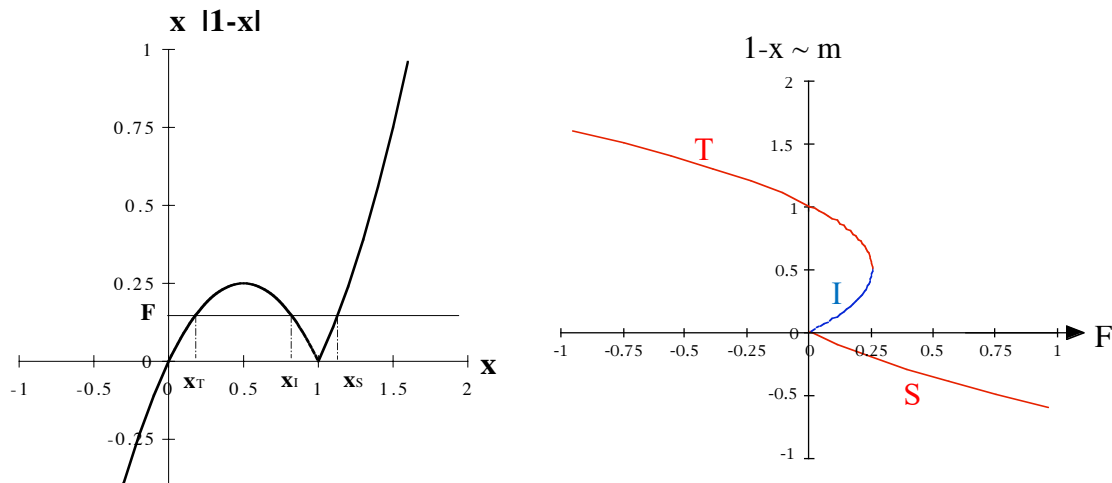


Figure : La courbe F fonction de x (à gauche) est une simple parabole avec une branche retournée. On y voit que, pour certaines valeurs du forçage F (ou Σ), il y a 3 équilibres possibles, x_T , x_I , x_S . A droite, après un quart de tour dans le sens horaire, cette courbe représente $1-x$ (ou m) en fonction du forçage F , avec les 3 branches correspondantes, thermique (T), instable (I) et saline (S). Pour la branche thermique (respectivement saline), le gradient de densité est dominé par la température (respectivement la salinité).

Une analyse de la stabilité des équilibres montre que la solution intermédiaire est instable. En effet, le bilan en sel pour la boîte 2 est nécessairement l'opposé de celui de la boîte 1, car la quantité globale de sel est conservée. On peut donc écrire:

$$\frac{d\Delta S}{dt} = 2 (\Sigma - |m|\Delta S)$$

L'équilibre est stable si une augmentation infinitésimale du gradient de salinité ΔS entraîne une augmentation du terme $|m|\Delta S$, de sorte que la dérivée de ΔS par rapport au temps devienne légèrement négative. Le sens de variation de $|m|\Delta S$ en fonction de ΔS est en fait donné directement par la figure $F = |1-x|x$ en fonction de x . La branche intermédiaire descendante (figure de gauche) indique une diminution de $|m|\Delta S$ lorsque ΔS augmente, d'où un équilibre instable. Les branches "thermique" et "saline" sont, par contre, stables. Pour une même valeur des températures et du flux de sel, il y a donc éventuellement deux équilibres stables dans ce système, l'un dominé par la température comme aujourd'hui dans l'Atlantique nord (les eaux froides plongent en dessous des eaux chaudes), l'autre dominé par la salinité (ce sont les eaux salées qui plongent).

Si la multi-stabilité de l'océan Atlantique a été très largement étudiée, notamment sous l'influence de flux externes d'eau douce, il nous manque toujours un scénario capable d'expliquer les événements de Dansgaard-Oeschger. Y-a-t-il une perturbation « externe » en eau douce plus ou moins tous les 1500 à 5000 ans, ou bien s'agit-il d'une oscillation interne de l'océan ? Peut-on imaginer une oscillation entre l'Océan Atlantique et les calottes de glace ? La Laurentide ou bien l'Antarctique ? Les outils de modélisation du climat ne sont souvent pas bien adaptés pour répondre à ce genre de question.

Modèle de Welander

On peut formuler une version « verticale » du modèle précédent susceptible de présenter des oscillations spontanées entre une phase « diffusive » et une phase « convective ». Ce modèle est composé de deux boîtes superposées, représentant une masse d'eau froide et peu salée pour la surface (de température T_1 et de salinité S_1) et une masse d'eau légèrement plus chaude et salée pour le fond (de température T_0 et de salinité S_0). La boîte profonde est beaucoup plus grande que la boîte de surface et on suppose T_0 et S_0 constants. La différence de densité ces deux boîtes s'obtient comme précédemment en fonction des coefficients positifs de dilatation thermique α et de contraction saline β supposés constants:

$$\Delta\rho = -\alpha(T_1 - T_0) + \beta(S_1 - S_0)$$

Le mélange verticale est très grand (convection) si la colonne est peu ou mal stratifiée (si $\Delta\rho < -\varepsilon$) et faible sinon (diffusion) :

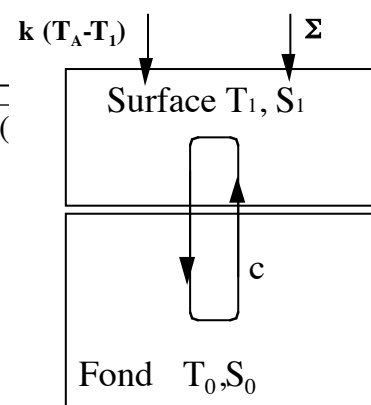
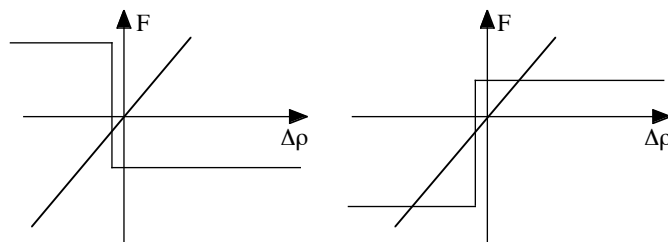
$$c = c_0, \quad c_0 \text{ petit,} \quad \text{si } \Delta\rho < -\varepsilon$$

$$c = c_1, \quad c_1 \text{ grand,} \quad \text{si } \Delta\rho > -\varepsilon$$

A l'équilibre :

$$T_1^e = \frac{k T_A + c^e T_0}{k + c^e} \quad ; \quad S_1^e = S_0 + \frac{\Sigma}{c^e} \quad ; \quad \Delta\rho^e = -\alpha \frac{k(T_A - T_0) + \beta \Sigma}{k + c^e}$$

où l'on a écrit : $c^e = c^e(\Delta\rho^e) = c_0$ ou c_1 , selon la stratification. $F(\Delta\rho)$ est donc une fonction constante pour $\Delta\rho < -\varepsilon$ et pour $\Delta\rho > -\varepsilon$ ce qui donne par exemple les schémas ci-dessous :



L'équation $\Delta\rho = F(\Delta\rho)$ possède donc là encore soit une, soit deux solutions stables. Mais parfois, il n'y a que la solution instable (schéma de gauche), et le système subira une oscillation spontanée entre diffusion et convection. C'est un mécanisme possible pour expliquer les événements de Dansgaard-Oeschger.

Les événements rapides : Heinrich et MWP1a

Si le climat change parfois de manière brutale, c'est aussi le cas des calottes de glace durant le Quaternaire. Les calottes sont des objets gigantesques, avec une inertie absolument considérable. Très souvent, on considère qu'elles n'évoluent pas, ou alors très lentement. C'est en général une condition aux limites fixée dans les modèles de climat. Pourtant, les observations paléo-climatiques montrent des changements très brutaux, qui restent aujourd'hui très difficile à expliquer avec notre connaissance actuelle de la dynamique des calottes.

Le premier exemple que l'on peut mentionner, ce sont les événements de Heinrich. Alors que les glaciologues discutaient de la possibilité d'événements climatiques rapides au Groenland (les DO), les paléocéanographes observaient dans les années 1980 des dépôts massifs de débris d'origine glaciaire en plein cœur de l'océan Atlantique. Ces « niveaux de Heinrich » démontrent l'occurrence de débâcles massives d'icebergs dans l'Atlantique, entre 40°N et 55°N, dans une bande de latitude déjà identifiée comme riche en débris glaciaires

(IRD : ice rafted debris) et dénommé la « bande de Ruddiman ». On retrouve ces niveaux de Heinrich jusqu'au détroit de Gibraltar, voire même à l'entrée de la Méditerranée.

Qu'il y ait plus d'icebergs en période glaciaire n'est pas très étonnant. Par contre, que ceux-ci arrivent dans l'océan de façon épisodique et massive l'est beaucoup plus. Pour expliquer un tel comportement, il est nécessaire d'invoquer des instabilités dans la dynamique des calottes de glace. Plusieurs hypothèses ont été émises. Pour l'instant, les modèles de calotte ne sont pas capables de simuler de tels événements.

250 μm
sédiment glaciaire de l'Atlantique Nord



sédiment des niveaux de Heinrich

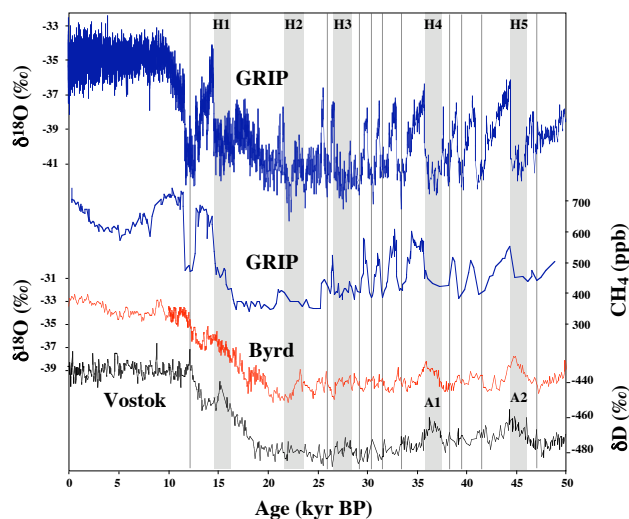


Figure : A gauche, cette image illustre le contraste entre un « niveau de Heinrich » et un sédiment glaciaire ordinaire dans l'Atlantique nord. La fraction grossière du sédiment ($>250 \mu\text{m}$) y est alors dominée par des grains de quartz, alors qu'habituellement on y trouve essentiellement des foraminifères. A droite, les niveaux de Heinrich (H1 à H5) sont situés dans la variabilité observée dans les carottes de glace (GRIP au Groenland, Byrd et Vostok en Antarctique) : ce sont des phases froides au nord, mais chaudes au sud.

On peut imaginer qu'il existe un lien entre les niveaux de Heinrich et les événements de Dansgaard-Oeschger. Comme on peut le voir sur la figure ci-dessus, les Heinrich surviennent pendant des périodes froides. La question centrale est de déterminer le sens de la causalité... Y-a-t-il plus d'icebergs lorsqu'il fait froid, avec une instabilité dans la dynamique qui serait déclenchée par le froid ? Ou au contraire, la débâcle d'iceberg induit-elle un coup de froid dans l'hémisphère nord, en injectant massivement de l'eau douce dans un système thermo-halin bi-stable ? Cette question n'est toujours pas bien comprise.

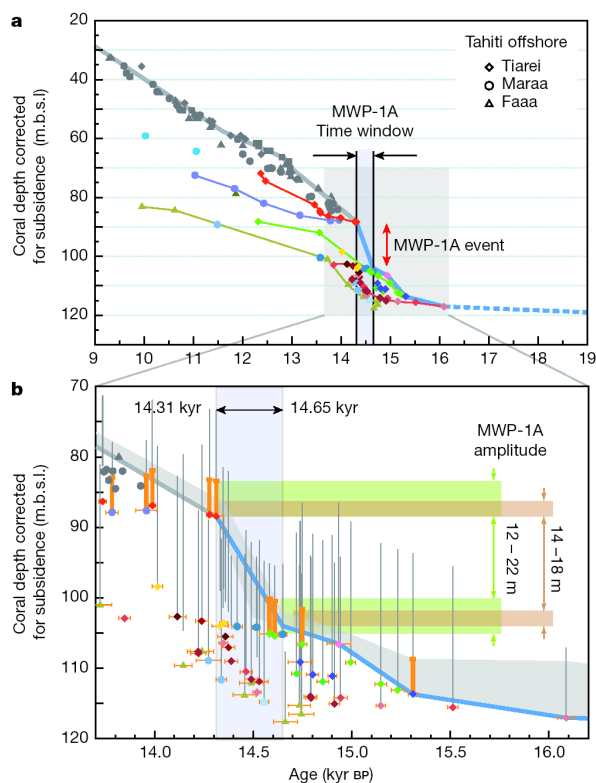


Figure : (Deschamps et al, 2012). La remontée du niveau marin, au début de la dernière déglaciation, commence par un événement brutal : le Melt Water Pulse 1A (MWP1a), il y a 14 600 ans. Les coraux se développent près de la surface. Par ailleurs, les carbonates de leurs squelettes permettent des datations très précises. Ceci nous donne des reconstructions de niveau marin détaillées, qui indiquent une remontée brutale d'environ 15 m en seulement 3 ou 4 siècles. De tels variations s'expliquent difficilement avec les modèles actuels de calotte de glace.

Mais l'exemple le plus marquant dans la dynamique récente des calottes, c'est très certainement le « pulse » observé dans la remontée du niveau marin au début de la déglaciation. Comme cela est illustré ci-dessus, on obtient des taux de remontée de l'ordre de 4 ou 5 mètres par siècle. C'est hors de portée des modèles de calotte, ce qui conduit, depuis 30 ans à un dialogue de sourd entre géochimistes-paléoclimatologues d'une part, et physiciens de la mécanique de la glace d'autre part, ces derniers ayant beaucoup de mal à croire à un tel phénomène qu'ils ne peuvent expliquer physiquement.

Ceci pose des questions sur les scénarios futurs du niveau marin et sur la démarche de l'IPCC qui est avant tout basée sur des simulations numériques.

L'évolution climatique au Cénozoïque

Le Quaternaire (les derniers 2 ou 3 millions d'années) est, somme toute, une période de temps assez courte et peu représentative des climats de notre planète, même s'il s'agit là de la « période humaine » dans l'histoire de la vie sur Terre. Par ailleurs, cette période est maintenant révolue avec la survenue de l'Anthropocène, et il convient de s'intéresser à des périodes « chaudes », en tout cas significativement plus chaudes que la période interglaciaire actuelle. Lorsque l'on remonte plus loin dans le temps, on constate que la présence de calottes de glace dans l'hémisphère nord coïncide plus ou moins avec le Quaternaire, mais que la calotte Antarctique est plus ancienne et apparaît il y a environ 35 millions d'années.

Plus généralement, le Cénozoïque (l'ère Tertiaire) correspond schématiquement à un refroidissement progressif de notre Planète.

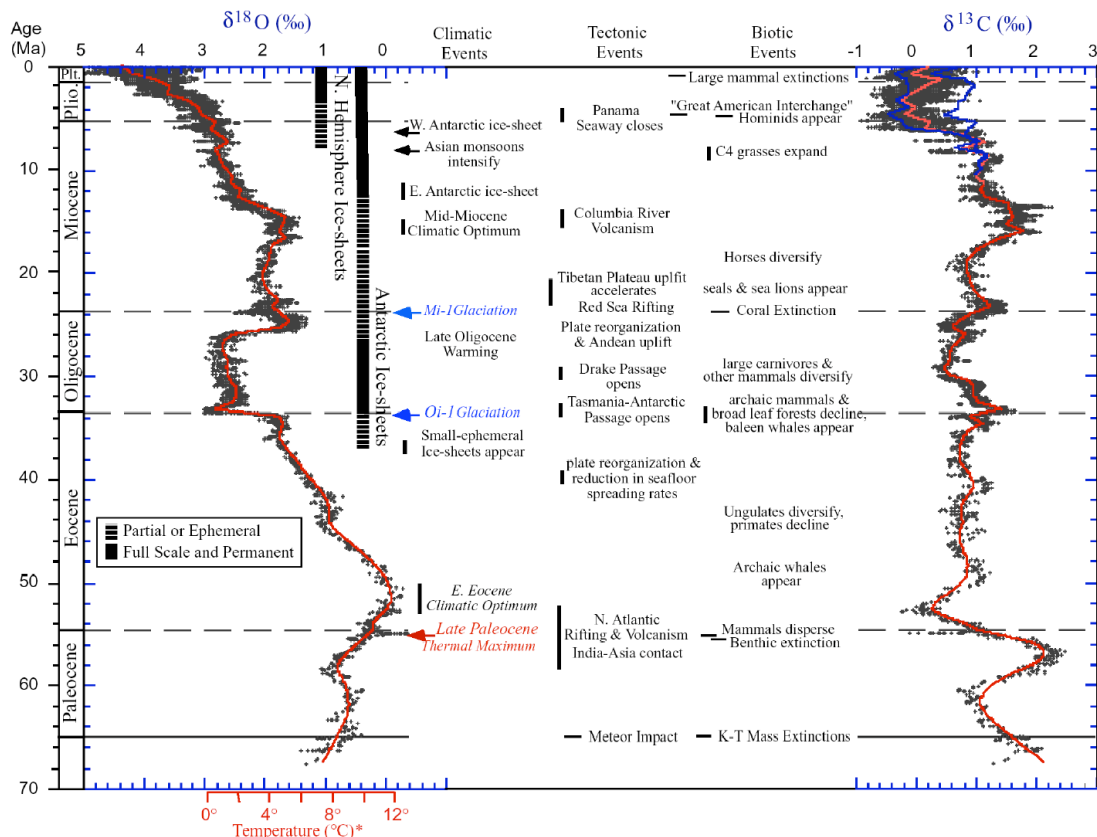
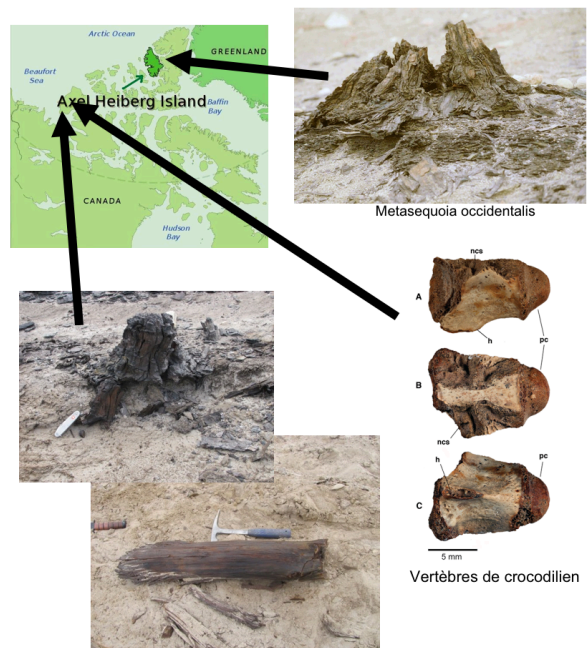


Figure : Evolution du climat au Cénozoïque (Zachos et al. 2000). A gauche, les isotopes de l'oxygène nous renseignent sur le climat. A droite, les isotopes du carbone ont un lien avec le cycle du carbone. L'échelle stratigraphique géologique (à l'extrême gauche) nous renseigne sur les « grandes transitions » dans les écosystèmes terrestres. Ces trois éléments (climat, carbone et vie sur Terre) sont liés et subissent ensemble des transitions brutales, que l'on appelle des transitions géologiques.

Cette évolution nous démontre que les « accidents », ou transitions brutales dans notre environnement, impliquent en général le climat, le carbone et l'évolution de la vie sur Terre. Ceci souligne (si besoin était) qu'il sera sans doute impossible de comprendre l'évolution du « climat » indépendamment du contexte géochimique et paléontologique.

Il est intéressant de discuter un peu plus de ce qu'est un maximum thermique comme l'Éocène.

Figure : A « l'optimum » Éocène, on retrouve des écosystèmes tropicaux sur l'île d'Ellesmere ou l'île d'Axel Heiberg, au nord du Groenland, sur les bords d'un océan « tropical arctique », avec des palmiers et des animaux à sang froid comme des tortues ou des crocodiles. Comment se comportaient ces écosystèmes durant la nuit polaire ? Très vraisemblablement, il faut imaginer une absence totale de gel, même au cœur de l'hiver. Des fossiles similaires existent aussi en Antarctique.



Il était déjà bien connu des paléontologues du 19^{ème} siècle que cette période de temps correspondait à un climat particulièrement chaud, avec une faune tropicale omniprésente en Europe. Arrhénius, dans son papier de 1896, explique comment une concentration atmosphérique plus élevée en CO₂ expliquerait ces températures élevées. Aujourd'hui encore, il s'agit là de la meilleure explication, qui est d'ailleurs largement confortée par les estimations de CO₂ obtenues de diverses manières, comme illustré sur la figure ci-dessous.

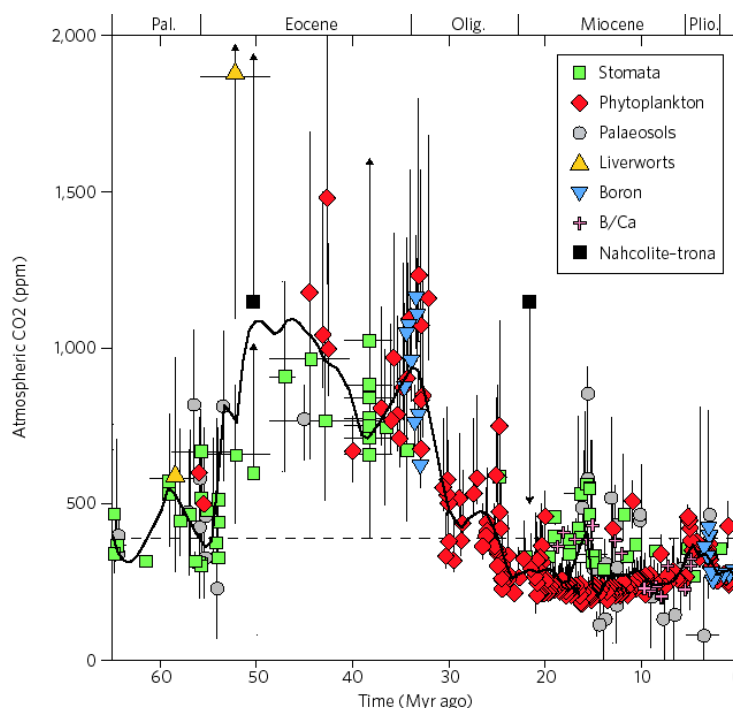


Figure : Les estimations du CO₂ atmosphérique au cours du Cénozoïque sont assez indirectes et diverses méthodes peuvent être utilisées, avec des barres d'erreur assez larges. Néanmoins, le maximum de température à l'Éocène coïncide avec des taux de CO₂ élevés (entre 700 et 2000 ppm, ou plus ?), tout comme Arrhénius l'avait suggéré au 19^{ème} siècle.

Il est néanmoins important de souligner que les modèles de climat ne parviennent à simuler ce type de climat très chaud, qu'en utilisant des hypothèses assez extrêmes en termes de taux de CO₂ atmosphérique (par exemple, 8x, 16x ou 32x la valeur pré-industrielle, soit plutôt entre 2000 et 4000 ppm). Soit les estimations géochimiques du CO₂ sont trop basses, soit les modèles de climat sous-estiment l'effet du CO₂ sur les températures dans des contextes très chauds.

Le LPTM (Late Paleocene Thermal Maximum) ou PETM (Paleocene Eocene TM)

L'entrée dans l'Éocène est marquée par une transition particulièrement intéressante dans le contexte anthropique actuel. En effet, la transition Paléocène-Éocène correspond à un réchauffement très brutal de l'ordre de 5°C, tout au plus en quelques milliers d'années, causé vraisemblablement par une injection massive de gaz à effet de serre dans le système Terre, comme cela est suggéré par les compositions isotopiques du carbone durant cet événement.

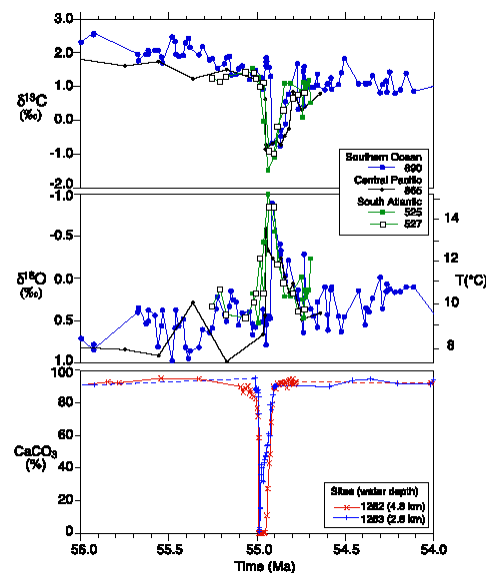


Figure : Il y a 55 millions d'années, la transition Paléocène-Eocène correspond à des changements majeurs dans le climat (courbes isotopiques du milieu, dans différents océans), mais aussi dans le carbone (courbes du haut) où l'on note un apport massif et brutal de carbone isotopiquement « léger », une signature classique des réservoirs biogéniques (méthane ou plus généralement combustibles fossiles), et finalement dans la chimie de l'océan, qui ne parvient plus à accumuler des carbonates, probablement à cause d'une acidité plus grande.

Les causes initiales de cet événement ne sont pas clairement identifiées, mais il s'inscrit dans un réchauffement progressif de la Terre entre le Paléocène et l'Eocène. Il semble que, au-delà de certains seuils, ce réchauffement s'accélère brutalement. Un scénario privilégié serait la déstabilisation des clathrates (hydrates de méthane) dans les sédiments marins des marges continentales. En effet, on estime que ceux-ci renferment (aujourd'hui) des quantités considérables de méthane (plusieurs milliers de GtC) qui peuvent être déstabilisées par des hausses de température, ou des baisses de pression. Quelques milliers de GtC sous forme de méthane permettraient d'expliquer le signal en ¹³C et un réchauffement de quelques degrés (le méthane s'oxyde rapidement en CO₂ dans l'atmosphère, quelques milliers de GtC, cela correspond à un scénario « haut » de l'IPCC). On observe également l'acidification des océans, ce qui correspond bien à une augmentation du carbone sur Terre. La durée de cette

perturbation (environ 200 000 ans) est également conforme aux constantes de temps du carbone sur Terre, comme on le verra plus loin.

Le Mésozoïque

L'ère secondaire est bien connue du public, et notamment des enfants, comme étant l'époque des dinosaures. Je profite de ce paragraphe pour tenter de détruire quelques idées reçues à ce sujet...

Tout d'abord, les dinosaures n'ont pas disparu. Il est maintenant bien établi que les dinosaures sont les ancêtres directs des oiseaux. Ces « lézards terribles » (selon l'étymologie) étaient en fait simplement de gros poulets. Ceci a des implications « climatiques » directes... En fait, la « forêt tropicale » que l'on associe à ces animaux est avant tout une projection dans le passé de l'environnement habituel des lézards d'aujourd'hui (l'actualisme des géologues ou des paléontologues). Or il apparaît maintenant que les dinosaures étaient des animaux à sang chaud, et pourvus de plumes, c'est-à-dire deux adaptations biologiques qui correspondent clairement à des climats froids.



Figure : Une « image d'Épinal » de l'ère secondaire : de gros lézards dans une forêt tropicale... C'est très loin de ce que l'on sait sur cette (longue) période de temps...

En fait, il convient de souligner que le Mésozoïque est une période de temps très longue, entre 252 et 65 Ma, soit près de 200 millions d'années, trois fois plus longue que le Cénozoïque. Au Cénozoïque, on passe d'un climat « tempéré » au Paléocène, à un climat très chaud à l'Éocène, jusqu'à un climat glaciaire au Quaternaire. Au Mésozoïque, on a le temps de faire plusieurs allers-retours entre des périodes très chaudes (notamment au Trias et au Crétacé) et des périodes beaucoup plus froide (notamment au Jurassique).

Le Carbonifère

Mais en matière « d'image d'Épinal » particulièrement erronées, le plus intéressant est sans doute le Carbonifère, comme cela a déjà été souligné dans l'introduction historique. En effet, cette ère « du charbon » est au cœur des préoccupations scientifico-industrielles depuis le 19^{ème} siècle. Il s'y est donc construit des « images mentales » qui ont aujourd'hui encore la vie dure...

Le Carbonifère est avant tout une période froide, avec une glaciation très sévère dans l'hémisphère sud. En effet, le supercontinent Gondwana occupe une position polaire et la calotte de glace correspondante en recouvre une très grande portion, jusqu'à des latitudes

moyennes en Afrique ou en Amérique du sud (voir figure ci-dessous). Il est très vraisemblable que la quantité de glaces continentales soit alors plus importante qu'au dernier maximum glaciaire.

Les dépôts de charbon qui ont donné son nom à cette période sont tous situés dans la bande équatoriale, là où un climat humide persistait. Pour des raisons physiques simples, il y avait toujours (à cette époque comme aujourd'hui) au voisinage de l'équateur, une zone de convergence inter tropicale, avec des précipitations abondantes.

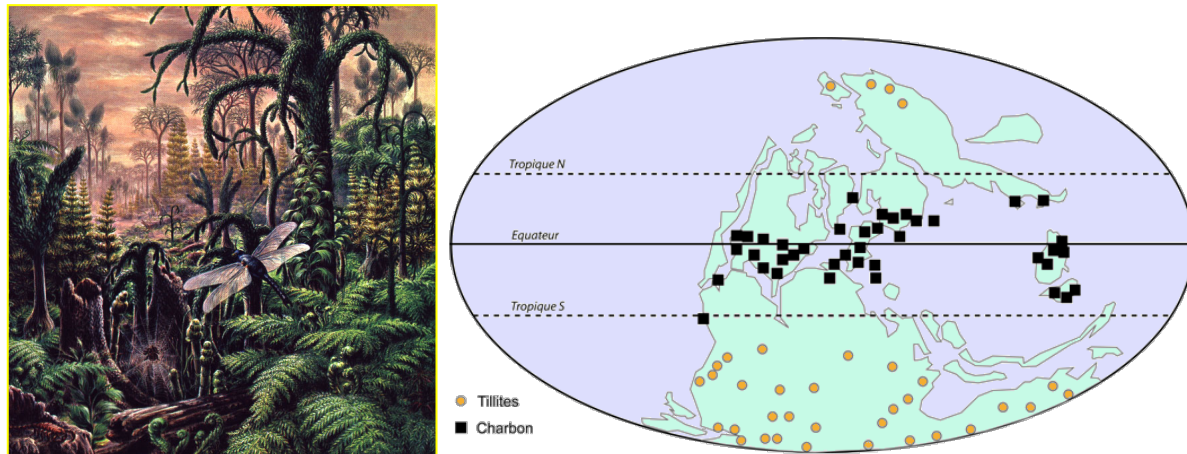


Figure : Une représentation classique (et trompeuse) du Carbonifère, avec des forêts géantes de fougères arborescentes, et des insectes géants (des libellules jusqu'à 1 mètre d'envergure !). Ceci n'était le cas qu'au voisinage de l'équateur, là où se sont formés les gisements de charbon. Partout ailleurs, le Carbonifère est avant tout une période glaciaire sévère.

Les causes des changements climatiques à très long terme sont mal connues, et sont sans doute multifactorielles. Il y a sans doute des causes à trouver dans la disposition des continents (ici, présence d'un continent polaire), ou bien dans des alternances à long terme de la géochimie planétaire (voir paragraphe suivant). Mais on peut aussi, dans le cas du Carbonifère, mentionner le rôle de l'évolution biologique.

En effet, cette période correspond à une « innovation technologique » des plantes : la synthèse de la lignine, l'un des principaux constituants du bois. Ceci leur a permis d'atteindre des tailles importantes, un avantage évolutif certain pour capturer l'énergie solaire. Mais la lignine est très indigeste. A cette époque, aucun organisme n'était capable de décomposer cette nouvelle molécule. Il faudra quelques millions d'années pour que les champignons « inventent » les enzymes qui permettent de « manger du bois » et donc de recycler ce nouveau matériau. Entre temps, des milliers de GtC de lignine ont été soustrait du système Terre par enfouissement pour devenir du charbon. Ceci a vraisemblablement diminué significativement la concentration atmosphérique en CO₂ et favorisé une période glaciaire. C'est en tout cas un scénario intéressant, issu de la phylogénie moléculaire qui permet de dater l'apparition des nouvelles molécules dans l'arbre du vivant.

La glaciation du Carbonifère succède par ailleurs aux glaciations de l'Ordovicien. Là aussi, on soupçonne fortement la végétation d'avoir un rôle déterminant dans l'évolution du climat. En effet, il est tentant d'expliquer la glaciation Ordovicienne comme le résultat de la colonisation des continents par les plantes, et donc de l'augmentation considérable de l'érosion continentale qui en découle. Car les sols sont avant tout des usines à décomposer les roches, pour en extraire des éléments nutritifs, pour en faciliter l'assimilation par les

plantes. La mise en place de cette usine biogéochimique à l'échelle des continents de la planète a ainsi très vraisemblablement contribué à accélérer l'érosion des roches. On verra plus loin qu'il s'agit là du principal puits de carbone aux échelles de temps géologiques. Il est donc important de considérer la vie sur Terre comme un acteur potentiel majeur de l'évolution du climat.

L'évolution globale du Phanérozoïque

Le phanérozoïque (du grec phaneros, visible + zoion, animal) est l'ère des macro-organismes, qui ont laissés des fossiles facilement identifiables dans les couches géologiques, ce qui englobe donc les ères primaire, secondaire, tertiaire (et quaternaire). Bien qu'une reconstruction globale du climat soit très difficile sur une telle période de temps, il apparaît néanmoins une succession de périodes froides et chaudes, qui témoigne d'une possible « cyclicité ». On peut tenter de relier ces cycles au cycle de Wilson, c'est-à-dire à l'ouverture et à la fermeture des bassins océaniques. Mais l'évolution biologique a elle aussi joué très probablement un rôle déterminant sur cette évolution.

Une explication traditionnelle fait parfois appel à des changements de $p\text{CO}_2$ qui sont malheureusement encore largement inconnus sur cette période de temps. De façon plus générale, il est envisageable que l'ouverture et la fermeture des bassins océaniques induisent des modifications importantes dans les cycles bio-géochimiques. Il y a notamment des alternances bien documentées sur la chimie des carbonates dans l'océan, avec parfois précipitation préférentielle sous forme d'aragonite (comme aujourd'hui), et parfois sous forme de calcite (au Crétacé). Ceci est très certainement lié au pH de l'océan, aux concentrations en calcium, et au final, ceci affecte certainement la concentration atmosphérique en CO_2 , et donc le climat.

Il est important de souligner que, sur cette période de temps, les informations géochimiques sont plus incertaines et sujettes à caution. Par exemple, l' ^{18}O des carbonates, l'indicateur paléoclimatique de « référence », montre une tendance à très long terme que l'on n'explique pas bien, qui est sans doute liée aux échanges avec la Terre interne. Les informations sur la $p\text{CO}_2$ sont assez qualitatives, et parfois discordantes. Il est donc nécessaire de regarder simultanément plusieurs types d'informations pour obtenir une vision plus robuste de ces évolutions à long terme.

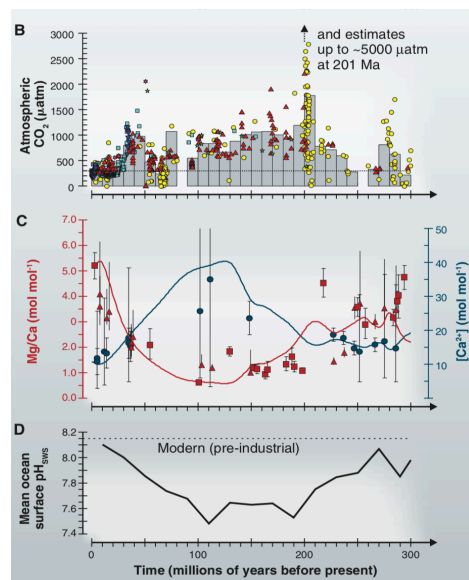
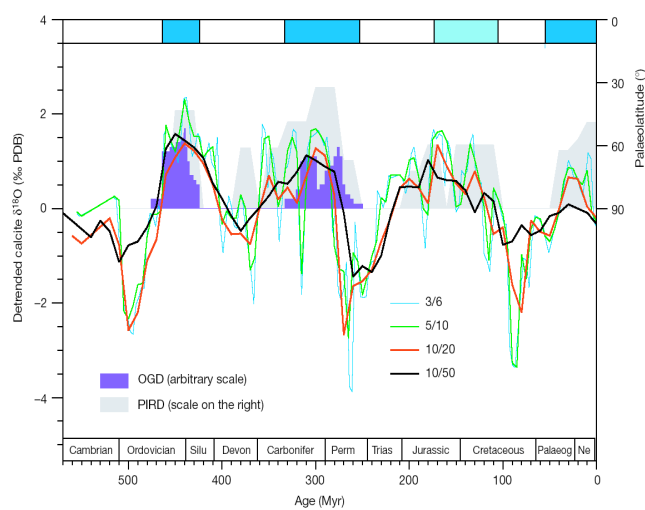


Figure : A gauche (Veizer et al. 2000), évolution du climat à l'échelle des centaines de millions d'années, qui montre une alternance entre des phases chaudes dite « greenhouse » et des phases plus froides « icehouse » avec des dépôts glaciaires (PIRD : paleolatititude of ice-rafted debris. OGD : other glacial deposits). A droite (Hönisch et al., 2012), reconstructions de la pCO₂ de la concentration en calcium et du pH de l'océan (attention, l'échelle de temps est dans l'autre sens !).

La Terre boule de neige

La rétroaction entre la glace de mer et l'albédo de la Planète est bien connue depuis longtemps. L'idée que ceci conduit à une « catastrophe », c'est-à-dire à un phénomène de seuil et d'hystérésis, remonte aux années 1960, avec les publications des premiers modèles de climat « à bilan d'énergie » (EBM en anglais). Il apparaît alors clairement qu'en dessous d'un certain seuil critique de refroidissement (par exemple en baissant le CO₂, ou en diminuant la constante solaire), la glace de mer va brutalement s'étendre sur toute la planète, qui va devenir « entièrement blanche ». C'est ce que l'on appelle une Terre « boule de neige ».

Plus précisément, si l'on écrit un bilan radiatif sous la forme :

$$(1 - \alpha(T_s)) S_c/4 = (1 - \varepsilon) \sigma T_s^4$$

où l'albédo est une fonction explicite de la température de surface, et où l'effet de serre est supposé constant, on peut facilement obtenir la figure ci-dessous. Pour cela, il faut préciser comment l'albédo est susceptible de changer pour de (grands) changements de température. Il est très raisonnable de penser que α sera proche d'une constante lorsque les océans sont gelés (la Terre est uniformément blanche), et de même α sera peu différent d'une constante lorsque la planète est « bleue ». La forme précise de $\alpha(T_s)$ entre ces deux valeurs constantes n'est pas importante pour obtenir au final deux équilibres stables bien distincts : une planète bleue et une planète blanche.

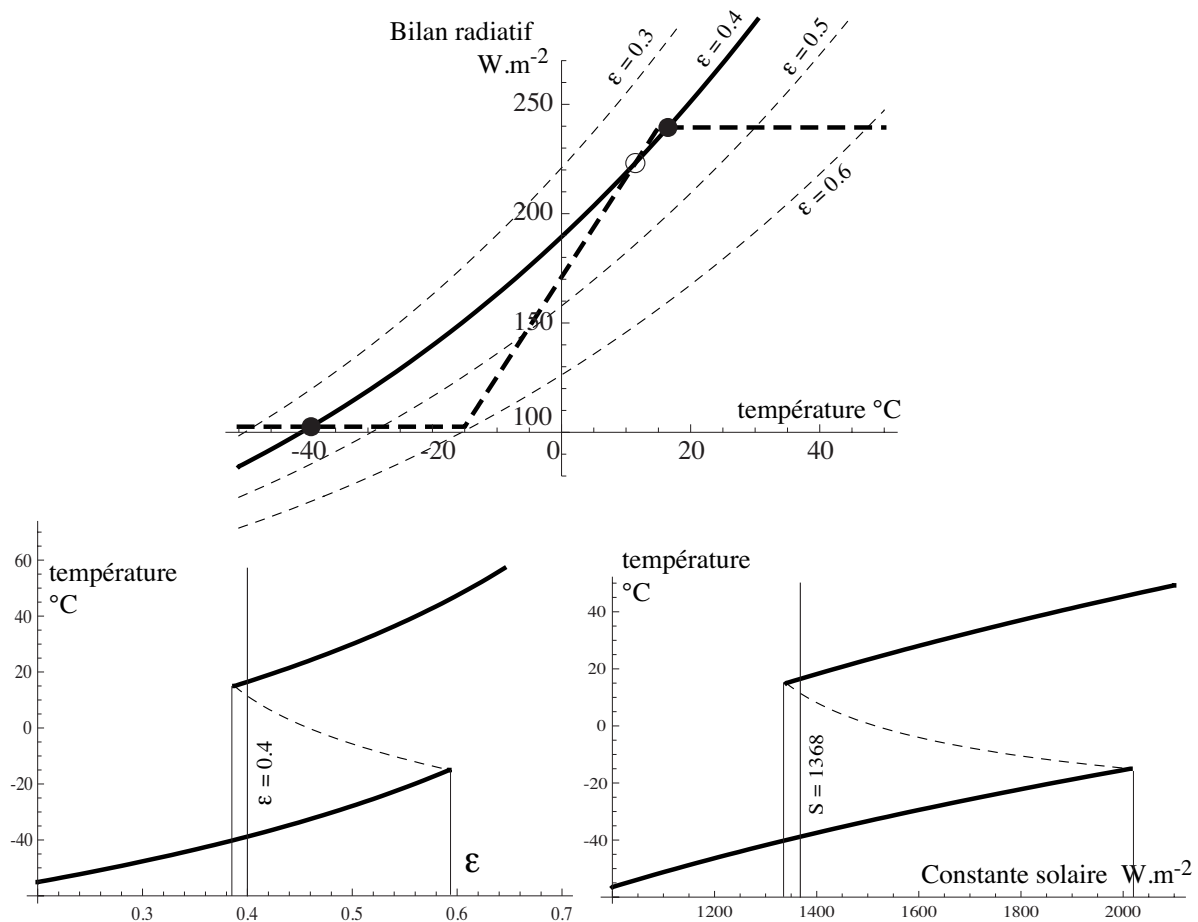


Figure : La rétroaction glace-albédo et la Terre « boule de neige ». Si l'albédo est constant quand il fait très chaud ou très froid (c'est une hypothèse très raisonnable) et si l'effet de serre dépend peu de la température (hypothèse beaucoup moins raisonnable, mais pas critique ici), on obtient un phénomène d'hystérésis entre une Terre "boule de neige" et une Terre déglacée. On suppose ici $\alpha = 0,3$ ou $0,7$ en dehors de l'intervalle $[-15^{\circ}C, +15^{\circ}C]$ et variant linéairement dans cet intervalle : en haut les deux termes du bilan radiatif, solaire en pointillé gras et infra-rouge en trait gras ($\epsilon = 0,4$) et en pointillé fin, pour diverses valeurs de l'effet de serre ; en bas, le diagramme de bifurcation lorsque l'on change l'effet de serre (à gauche) ou bien la constante solaire (à droite).

Si l'hypothèse d'une Terre "Boule de neige" est un objet qui sort assez naturellement des équations de bilan radiatif comme expliqué ci-dessus, il semble bien que cela corresponde également à certains épisodes de l'histoire de la Terre. Déjà dans les années 1960, Brian Harland était intrigué par des traces glaciaires, semblables à celles du Quaternaire, mais distribuées sur la plupart des continents, certaines d'entre elles étant à des paléolatitudes tropicales. En même temps, les physiciens du climat (Budyko, Tellus, 1969) montraient que la rétroaction glace-albédo permettait effectivement de geler facilement l'ensemble de la Planète, mais également que sortir d'un tel état serait très difficile, étant donné la largeur de l'hystérésis. Cela reste d'ailleurs aujourd'hui encore la principale difficulté de cette hypothèse "boule de neige": il est facile d'y entrer, mais très difficile d'en sortir.

A la fin des années 80, Joe Kirschvink a proposé que, pour sortir d'un tel état, il suffisait d'invoquer la rétroaction de Walker. En effet, sur une Terre complètement gelée, l'érosion continentale est minimale, alors que le volcanisme reste actif. Du CO_2 va donc pouvoir s'accumuler dans l'atmosphère pendant des millions d'années, jusqu'à atteindre des niveaux

très importants (>100 000 ppm, soit 10% ou plus), ce qui permettrait de déclencher une déglaciation. Par ailleurs, Kirschvink nota que ces épisodes de glaciations totales, au Néoprotérozoïque, étaient associés à des formations de fer rubanés (Banded iron formations: BIF), quelque chose qui n'était pas survenu depuis l'Archéen, à l'époque où la planète était anoxique, et qui n'est jamais survenu depuis. Puisque ces BIF sont associés à des épisodes anoxiques dans l'océan, Kirschvink en déduit qu'ils signalent une couverture quasi totale de glace sur l'océan, qui empêchait l'oxygénation de celui-ci par l'atmosphère.

De façon intéressante, Georges Williams a proposé une explication alternative pour ces glaciations tropicales: si l'axe de la Terre était alors incliné à plus de 54° (cf. les calculs d'insolation plus loin), alors les tropiques reçoivent moins d'énergie que les pôles et une glaciation limitée aux basses latitudes est envisageable. Cette hypothèse a depuis été réfutée par les astronomes. Par ailleurs, Williams remarqua que ces formations glaciaires étaient systématiquement surmontées de dolomites ($\text{Ca}_{1/2}\text{Mg}_{1/2}\text{CO}_3$), des formations calcaires elles aussi présentes à toutes latitudes, associées traditionnellement à des climats chauds. Il semble donc que ces glaciations totales se sont terminées par des températures très chaudes sur toute la Planète. Ceci est cohérent avec l'hystérésis très large que l'on obtient dans le cadre de la rétroaction « température-albédo » illustré sur la figure ci-dessous : pour sortir d'une Terre boule de neige, le seul chemin possible est de passer par une planète extrêmement chaude. Avec ce bilan d'énergie idéalisé, pour sortir de la glaciation, il faut augmenter l'effet de serre ε jusqu'à des valeurs de l'ordre de 0.6 dans notre exemple, ce qui induit une température globale moyenne de la Terre de l'ordre de +50°C !. Une paramétrisation simpliste (et certainement fautive) donne:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + 0.025 \text{ Log}(C/C_0)/\text{Log}(2)$$

avec les valeurs actuelles $\varepsilon_0 = 0.4$, $C_0 = 280$ ppm.

Il faudrait donc des niveaux de CO_2 200 ou 300 fois supérieurs à l'actuel (> 100 000 ppm), ce qui résulterait de l'accumulation du carbone volcanique dans l'atmosphère pendant des dizaines de millions d'années. Une fois ce niveau atteint, la fonte brutale des glaces induit un climat extrêmement chaud et une érosion continentale intense. La rétroaction de Walker permet alors de précipiter de façon massive ce carbone, ce qui explique les formations calcaires juste au-dessus des traces glaciaires.

Un autre argument géochimique permet de compléter ce scénario. En effet, le carbone qui entre dans le système superficiel provient essentiellement du volcanisme, et celui en sort soit sous forme de carbonate (via l'érosion des silicates), soit sous forme de matière organique, qui va rester piégée dans les sédiments (pour éventuellement former un jour du pétrole, charbon, ou gaz...). La matière organique possède une composition isotopique appauvrie en carbone 13, d'environ -25‰. Aujourd'hui, environ 20% du flux "sortant" s'effectue sous forme organique. La composition isotopique des carbonates va donc être enrichie, relativement à celle des volcans, de l'ordre de 5‰, de façon à clore le bilan de carbone 13. Inversement, lorsque cette composition isotopique des carbonates rejoint celle du CO_2 issu des volcans, cela implique qu'il n'y a plus d'enfouissement de matière organique, ce qui peut s'expliquer par un arrêt presque complet de la production biologique. C'est effectivement ce qui se produit durant ces épisodes de glaciation. La force de la théorie de la "boule de neige" est d'expliquer toutes ces observations à partir d'un même phénomène physique, comme cela a été souligné par Paul Hoffman dans les années 2000, ce qui a fait resurgir cette théorie dans la communauté scientifique.

Il y a sans doute eu 2 ou 3 épisodes de « Terre boule de neige » à la fin du Néoprotérozoïque, entre 750 et 580 Ma. Les premiers macro-fossiles (faunes d'Ediacara) apparaissent ensuite vers 565 ou 555 Ma, suivi « de près » par l'"explosion Cambrienne"

(543 Ma) où tous les prototypes phylogéniques actuels sont déjà en place. Il est dès lors tentant d'établir un lien entre l'évolution des êtres vivants, tels que nous les connaissons aujourd'hui et ces épisodes climatiques extrêmes, qui ont certainement exercé une pression de sélection, un isolement géographique dans quelques refuges isolés, favorables à une accélération de l'évolution. En ne laissant que peu de survivants dans l'arbre de la vie, cela expliquerait pourquoi tous les organismes macroscopiques actuels sont organisés de façon semblable, avec une origine située aux alentours de 600 Ma selon les horloges moléculaires basées sur les taux de mutation.

Comment entre-t-on en période de "Snowball" ? Si la constante solaire était plus faible (d'environ -6% aux alentours de 800 Ma) cela n'explique en rien le déclenchement de tels événements. Une hypothèse serait une accélération de l'érosion, lié à la dislocation du super-continent Rodinia, qui se serait effectué à basse latitude, et donc sous un climat fortement érosif. Cette situation particulière aurait pu faire plonger le taux de CO₂ en-dessous du seuil critique d'englacement total. D'autres scénarios sont évidemment possible, notamment via l'évolution biologique durant l'épisode de glaciation Huronienne, c'est-à-dire la Terre boule de neige correspondant à la plus grande crise planétaire, il y a 2 milliards d'années.

Les phases de l'eau et l'habitabilité de la planète

L'eau sur Terre est un déterminant fondamental pour le climat de la Terre. Le changement de phase liquide-solide induit un basculement dramatique vers une planète très différente, avec un hystérésis considérable. Le changement liquide-vapeur (le « run-away greenhouse ») est sans doute encore plus dramatique. On peut étendre le modèle conceptuel pour inclure cet effet : il suffit d'y ajouter la rétroaction entre l'effet de serre de la vapeur d'eau et la température. La pression de vapeur saturante augmente de façon exponentielle avec la température. On choisit donc $\epsilon(T_s)$ croissant « rapidement » jusqu'à atteindre sa valeur limite 1. On obtient alors un nouvel équilibre instable, qui marque la limite du réchauffement avant un emballement incontrôlable des températures (au-delà d'une valeur mal connue).

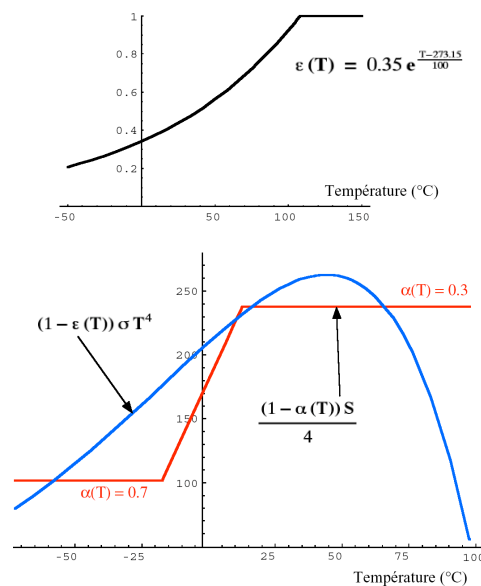


Figure : Si l'on prolonge le diagramme précédent vers des températures élevées, il faut tenir compte de la rétroaction entre la température et l'effet de serre de la vapeur d'eau.

En réalité, le phénomène critique n'est pas directement celui-ci, mais la disparition du « piège froid » de la tropopause, qui permet de garder l'eau sous forme liquide, en précipitation quasiment tout ce qui est évaporé à la surface. Si trop de vapeur d'eau atteint la stratosphère, alors cette eau sera dissociée par le rayonnement en hydrogène et oxygène, et l'hydrogène peut alors s'échapper vers l'espace : notre atmosphère n'est alors plus « étanche » pour l'eau, qui va progressivement disparaître des océans. C'est la mort planétaire (échappement de l'eau) que l'on envisage dans le prochain milliard d'années, notamment à cause de l'augmentation inéluctable de la constante solaire. L'autre mort planétaire possible (par le froid...) consiste à arrêter l'activité interne de la Terre (le refroidissement cher à Lord Kelvin !) et donc les rejets volcaniques de CO₂ dans l'atmosphère : la baisse de l'effet de serre conduit à une Terre boule de neige dont il ne serait pas possible de sortir.

Le Soleil jeune et le GOE à la limite Archéen-Protérozoïque

De façon assez simple, étant donné le bilan radiatif :

$$(1 - \alpha) \frac{S}{4} = (1 - \varepsilon) \sigma T^4$$

(S constante solaire, α albédo, ε effet de serre), on remarque que, si la constante solaire S était 30% plus faible aux origines de la Terre il y a 4 Ga, comme nous le disent les astrophysiciens, alors tout étant égal par ailleurs, on obtient une température T qui devrait être 9% plus faible, soit ~25°C plus froide. Il n'est alors plus possible d'avoir de l'eau liquide à la surface de la Terre, ce qui implique une « Terre boule de neige » pendant le ou les premiers milliards d'années de notre planète. Ce n'est absolument pas réaliste, et il est clair que la vie s'est développée et que l'océan était « libre de glace » pendant l'Archéen. Comme cela a été souligné dans les années 1970 (Sagan, 1972), il est nécessaire d'avoir alors une composition atmosphérique très différente d'aujourd'hui de façon à générer un effet de serre beaucoup plus important, a priori avec plus de CO₂ et CH₄.

Plus précisément, nous savons que l'atmosphère durant la première moitié de la vie de la Terre (environ 2 Ga) était dépourvue d'O₂, ce qui autorise de très fortes concentrations en méthane (CH₄) qui avait sans doute un rôle déterminant dans le climat de la Terre. L'apparition de l'oxygène atmosphérique (issu des organismes photosynthétiques) a sans doute provoqué la plus grande crise planétaire de tous les temps, le GOE (the Great Oxydation Event), qui se traduit par :

– la quasi-disparition des écosystèmes anaérobies (sans oxygène) qui prévalaient jusqu'ici. En effet, l'oxygène est un "poison violent" qui détruit rapidement toute forme de matière organique. La "survie" dans des conditions oxiques a nécessité la mise au point de mécanismes biochimiques très sophistiqués (réparation de l'ADN, ...). De façon intéressante, le vieillissement et la mort cellulaire aujourd'hui encore sont avant tout liés à la présence d'oxygène.

– l'effondrement de l'effet de serre lié au CH₄ qui s'oxyde rapidement en CO₂ au contact de l'oxygène, et par conséquent une glaciation peut-être totale de la Terre : c'est une hypothèse envisagée pour expliquer la glaciation Huronienne.

Cette crise, sans doute la plus importante de l'histoire de la Terre, marque la limite entre la période Archéenne et le Protérozoïque. Il est intéressant de souligner que les organismes photosynthétiques, souvent présentés comme à "l'origine" de la chaîne alimentaire actuelle (en tout cas pour des organismes "ordinaires" comme nous... d'où le « vert » des écos) sont précisément ceux qui ont causé cette crise planétaire majeure.

Si l'apparition de l'oxygène terrestre est lié à « l'invention » de la photosynthèse oxygénique, il a en retour probablement eu un rôle déterminant sur l'évolution de la vie. De façon simpliste, on peut imaginer qu'un environnement chimique hostile (oxique) favorise des organismes à plusieurs couches cellulaires, d'où l'apparition des métazoaires juste avant l'explosion Cambrienne. De plus, la présence d'oxygène dans l'environnement permet aux nouveaux organismes d'utiliser une réaction d'oxydo-réduction beaucoup plus énergétique qu'auparavant: c'est sans doute là le point de départ de la mobilité des animaux métazoaires. Une découverte récente (El Albani *et al.* Nature 2010) suggère une première apparition d'organisme macroscopique il y a deux milliards d'années, en correspondance avec le GOE. Ces formations géologiques exceptionnelles montrent aussi des traces possibles « d'organismes fouisseurs »... L'existence de tels organismes macroscopiques, ou mobiles, si tôt dans l'histoire terrestre va à l'encontre de ce que l'on pensait depuis très longtemps, et cela reste très controversé. Néanmoins, il pourrait s'agir là d'un premier essai « avorté » de vie pluri-cellulaire sur la Terre.

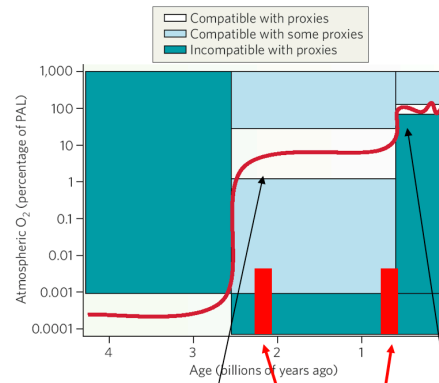


Figure 2 | Prevailing view of atmospheric oxygen evolution over time.

El Albani
et al 2010



Ediacara



Snowball

Figure : La chimie de la Planète est en grande partie déterminée par la présence ou l'absence d'oxygène. Malheureusement, nous savons peu de chose sur l'évolution des concentrations passées en O_2 . Très schématiquement, l'oxygène est apparu dans l'environnement en deux phases principales, d'une part le GOE (Great oxydation event) il y a environ 2 milliards d'années, à la limite Archéen-Protérozoïque ; et d'autre part à la limite Protérozoïque-Phanérozoïque, c'est-à-dire juste avant l'apparition des organismes macroscopiques. Ces deux phases semblent associées aux deux phases de Terre « boule de neige ». Il est également possible que des organismes macroscopiques soient apparus dès la transition Archéen-Protérozoïque, selon des fossiles retrouvés au Gabon (El Albani et al., 2010).

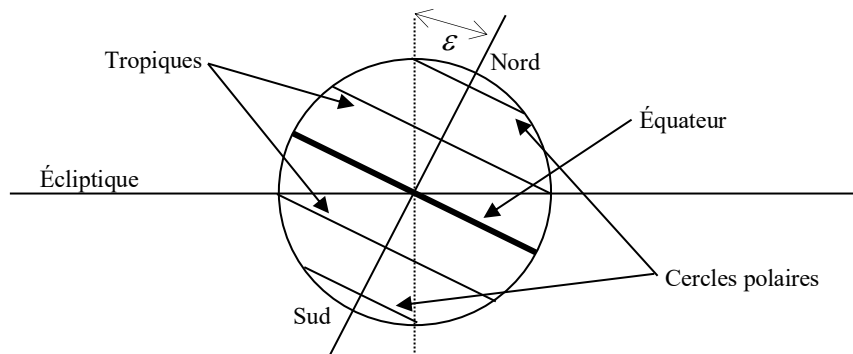
2 - Astronomie et climat

Les saisons, les tropiques

Le mot climat vient du grec *κλίμα*, qui veut dire "inclinaison". D'un point de vue étymologique, le climat correspond donc avant tout à l'inclinaison des rayons du Soleil au-dessus de l'horizon, qui vont dépendre de la latitude et de la saison. C'est donc une notion géographique qui est mise en avant. On devrait même plutôt dire que la notion actuelle de "latitude géographique" correspond précisément à cette étymologie du mot climat. Avant d'aller plus loin dans la compréhension physico-chimique du système Terre, il est nécessaire de rappeler quelques notions de base sur les positions respectives de la Terre et du Soleil, sur la définition des tropiques et des cercles polaires et sur les principaux cycles astronomiques (le jour, l'année, la précession...) qui déterminent les phénomènes climatiques les plus importants.

La Terre tourne autour du Soleil. Ce mouvement s'inscrit dans un plan, nommé "plan de l'écliptique" par les astronomes. La Terre tourne aussi sur elle-même autour de l'axe des pôles. La conservation du moment cinétique implique que ce plan (l'écliptique) et cette droite (axe des pôles) sont relativement stables dans le temps et ils ne changent de manière significative qu'à l'échelle de plusieurs milliers d'années. La géométrie du système va donc être largement déterminée par la position relative de l'axe des pôles par rapport au plan de l'écliptique et par rapport au Soleil.

L'axe de rotation terrestre est (aujourd'hui) incliné de $23^{\circ}27'$ ($= 23,4^{\circ}$) par rapport au plan de l'écliptique. Cette inclinaison est appelée "obliquité", et est souvent notée ε .



Les tropiques, aux latitudes $\pm\varepsilon$, définissent la zone (dite inter tropicale) dans laquelle le Soleil est susceptible de passer au zénith (deux fois par an). Les cercles polaires, aux latitudes $\pm(\pi/2 - \varepsilon)$ définissent les régions (dites polaires) dans lesquelles le Soleil est susceptible de ne pas se lever ou de ne pas se coucher (nuit et jour polaire, une fois par an). Comme la Terre tourne autour du Soleil, la droite "Terre-Soleil" sera tantôt inclinée par rapport à l'axe de rotation (de $90^{\circ}\pm \varepsilon$, aux solstices), tantôt orthogonale (aux équinoxes). Ce changement d'orientation, en modifiant la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon, engendre ainsi le phénomène des saisons. Mais ce n'est pas tout... car la durée du jour est aussi un élément essentiel : par exemple, aux très hautes latitudes durant le jour polaire, le soleil reste assez bas sur l'horizon, mais il fait jour 24 heures par jour, ce qui explique pourquoi les pôles en été reçoivent quotidiennement plus de rayonnement incident (en haut de l'atmosphère) que les tropiques.

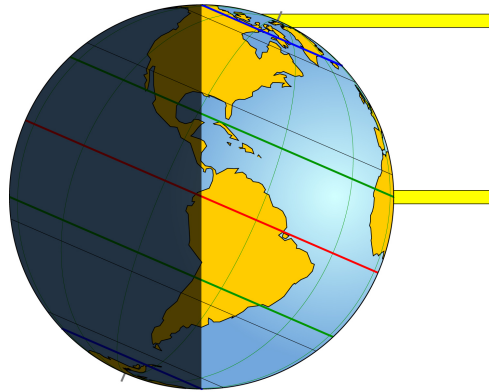


Figure : La Terre au solstice de juin. Cette figure est inspirée d'un ouvrage destiné aux nouveaux programmes du lycée, avec la légende : « La quantité d'énergie solaire reçue à la surface de la Terre est inégale selon les zones du globe : zone polaire, zone tempérée et zone intertropicale ». La hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon est en effet le principal facteur qui détermine le climat. Mais, de façon intéressante, cette figure représente la Terre durant l'été de l'hémisphère nord, c'est-à-dire précisément le moment de l'année où **le pôle nord reçoit quotidiennement plus d'énergie** que les tropiques, contrairement à ce qui est suggéré par la légende et la figure. (Figure refaite par Pierre Causeret, pour les cahiers Clairaut)

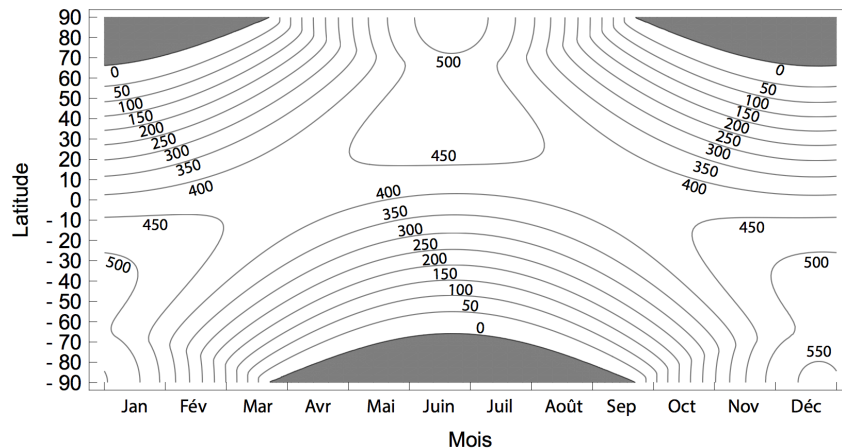


Figure : Puissance moyenne journalière P_M ($W.m^{-2}$) reçue au sommet de l'atmosphère par m^2 (horizontal) au sommet de l'atmosphère, en fonction de la position orbitale λ (traduite ici en mois du calendrier usuel) et de la latitude φ , calculée pour les valeurs actuelles de l'excentricité e , de la précession climatique ω et de l'obliquité ε . On y remarque que les pôles reçoivent plus d'énergie que les tropiques aux solstices d'été, à cause de la durée du jour. Par ailleurs, il y a une asymétrie entre les deux pôles, car la Terre est plus proche du Soleil au début du mois de janvier. On remarque aussi que l'équateur reçoit son maximum d'énergie aux équinoxes. Le calcul de cette puissance reçue est détaillé dans l'encadré plus bas.

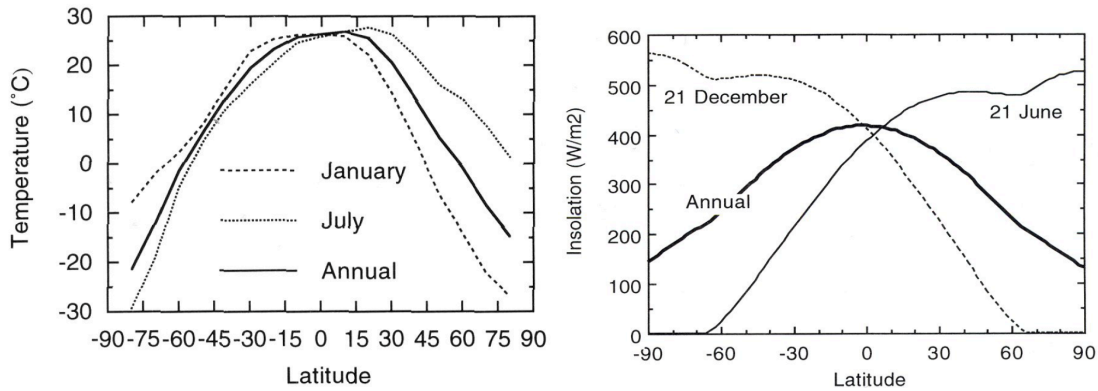


Figure: A gauche, températures moyennes en fonction de la latitude (annuel, été, hiver). A droite, l'insolation au sommet de l'atmosphère ($W.m^{-2}$) en fonction de la latitude (annuel, été, hiver). Si les températures « suivent » le forçage, on remarque que l'amplitude de leurs changements est fortement tamponnée, d'une part à cause de la capacité calorifique du système, mais surtout à cause d'une redistribution horizontale importante de l'énergie, par l'atmosphère et l'océan.

Calcul détaillé de l'insolation journalière

On calcule la quantité d'énergie reçue, par unité de temps, au sommet de l'atmosphère et par m^2 horizontal (l'insolation, en $W.m^{-2}$) à une latitude φ et à une saison donnée. Soit λ la position orbitale (angle) de la Terre par rapport à l'équinoxe de printemps (sa longitude vraie), on appelle déclinaison δ , la hauteur du Soleil au-dessus de l'équateur céleste, qui est donnée par $\sin \delta = \sin \lambda \times \sin \varepsilon$ où ε est l'obliquité de l'axe terrestre ($23^\circ 26'$). Pour ce calcul, on se place dans un repère d'origine T, le centre de la Terre, et défini par le plan de l'équateur et le méridien de l'observateur. On utilise ici des vecteurs unitaires.

Coordonnées sphériques de l'observateur :	rayon = 1 ; longitude = 0 ; latitude = φ
Coordonnées cartésiennes de l'observateur :	($\cos \varphi, 0, \sin \varphi$).
Coordonnées sphériques du Soleil :	rayon = 1 ; longitude = H ; latitude = δ
Coordonnées cartésiennes du Soleil :	($\cos \delta \times \cos H, \cos \delta \times \sin H, \sin \delta$)

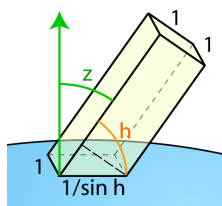
où H est l'angle horaire du Soleil par rapport à sa position à midi vrai ($H = 0$ à midi ; $H = \pi$ à minuit), angle qui permet de repérer la rotation terrestre.

On calcule le produit scalaire de $\vec{T\hat{O}}$ par $\vec{T\hat{S}}$, ce qui donne l'angle zénithal du Soleil $\hat{O\hat{T}S}$:

$$\vec{T\hat{O}} \cdot \vec{T\hat{S}} = \cos \hat{O\hat{T}S} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos H.$$

Pour calculer la puissance reçue par une surface horizontale de $1 m^2$, il faut tenir compte :

- de la distance Terre Soleil notée r en multipliant par $(a/r)^2$ car la puissance reçue est inversement proportionnelle au carré de la distance ;
- de la distance zénithale z du Soleil en multipliant par $\cos z$ ou $\cos \hat{O\hat{T}S}$ (figure ci-dessous)



On a représenté un faisceau de lumière de $1 m^2$ de section transportant $1365 W (S_0)$.

L'aire A de la surface chauffée au sol par ce faisceau est égale à $1/\sin h$ ou $1/\cos z$.

La puissance reçue au sol par m^2 est donc égale à $S_0 / A = S_0 \times \cos z$.

La puissance instantanée P_1 reçue (en $W.m^{-2}$) est donc :

$$P_1 = S_0 (a/r)^2 (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos H)$$

où S_0 est la constante solaire, a le demi grand-axe et r la distance Terre-Soleil.

r est donnée par l'équation de l'ellipse en coordonnées polaires:

$$r = a (1 - e^2) / (1 + e \cos v)$$

où e est l'excentricité de l'orbite ($e = 0,0167$) et $v = \lambda - \omega$ est l'anomalie, ie. la position orbitale par rapport au périhélie ; $\omega = 282^\circ$ est la « précession climatique », c'est-à-dire la position de l'équinoxe de printemps par rapport au périhélie.

L'heure H_0 de lever/coucher du Soleil est donnée par $\cos z = 0$, c'est-à-dire :

$$\widehat{OTS} = \pi/2, \text{ d'où : } \cos H_0 = -\text{tg } \varphi \times \text{tg } \delta$$

Au final, la puissance moyenne P_D reçue sur une journée (en W.m^{-2}) est l'intégrale entre $-H_0$ et H_0 de la puissance instantanée P_I divisée par 2π (si H_0 est exprimé en radians) :

$$P_D = S_0 (a/r)^2 (H_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin H_0) / \pi$$

On aura en particulier :

$$P_D = 0 \quad \text{pendant la nuit polaire (c'est-à-dire pour } H_0 = 0).$$

$$P_D = S_0 (a/r)^2 \sin \varphi \sin \delta \quad \text{pendant le jour polaire (} H_0 = \pi).$$

Ceci permet de calcul l'énergie incidente, qui va « faire tourner » la machine climatique...

Caveat : la précession climatique est en générale définie dans un repère géocentrique, par rapport au point vernal, et non pas dans un repère héliocentrique par rapport au printemps : il faut donc ajouter un demi-tour (π radians). En toute rigueur, on la note ϖ (pi-curviligne) et non pas ω (omega). Donc aujourd'hui, $\varpi = 102^\circ$!

Les paramètres orbitaux et axiaux

Comme on a pu le voir ci-dessus, le calcul de l'énergie reçue au sommet de l'atmosphère dépend, en plus de la latitude et de la saison (les « paramètres astro-géométriques » de base !), de seulement trois paramètres astronomiques qui vont varier à l'échelle des milliers d'années : l'excentricité e , l'obliquité ε et la précession climatique ω .

L'excentricité

Commençons par le seul paramètre orbital, c'est-à-dire l'excentricité e . La révolution de la Terre autour du Soleil n'est pas un cercle parfait, et son mouvement n'est donc pas "constant" au cours de l'année. En effet, les trois lois de Kepler (énoncées en 1609 et 1619) nous disent:

1^{ère} loi - La Terre (comme toutes les planètes) décrit une ellipse autour du Soleil. Cette ellipse peut être décrite par une équation polaire :

$$r = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos v}$$

(avec : a = demi-grand axe; e = excentricité; r = distance Terre-Soleil; v = position orbitale par rapport au périhélie, ou « anomalie vraie »).

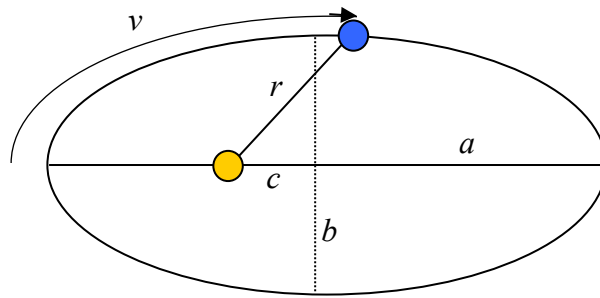


Figure : Une ellipse peut être définie de plusieurs façons : comme la section d'un cône ou celle d'un cylindre, comme un cercle « aplati » c'est-à-dire ayant subi une transformation affine, ou bien comme le lieu des points dont la somme des distances aux deux foyers est une constante. On note en général : a = demi-grand-axe ; b = demi-petit axe; c = distance du centre au foyer et l'excentricité est définie par $e = c/a$.

Démontrer que l'on a la relation de Pythagore : $a^2 = b^2 + c^2$.

2^{ème} loi – Elle correspond à la conservation du moment cinétique. Autrement dit, les aires balayées par le rayon vecteur r (le segment de droite "Terre-Soleil") sont proportionnelles au temps.

$$r^2 \frac{dv}{dt} = \frac{2\pi a^2 \sqrt{1-e^2}}{T}$$

(où T = période de révolution = 1 an).

3^{ème} loi - Le cube du demi grand axe est proportionnel au carré de la période de révolution T .

$$\frac{a^3}{T^2} = \frac{GM}{4\pi^2}$$

(avec G = constante de gravitation; M = masse solaire)

Quelques conséquences :

– La "constante" solaire S_0 est définie comme étant le rayonnement reçu en moyenne par la Terre. Si S est l'énergie solaire reçue à la distance a , on calcule la constante solaire (en utilisant la 2nde loi de Kepler):

$$S_0 = \frac{S}{T} \int_0^T \frac{a^2}{r^2} dt = S \int_0^{2\pi} \frac{dv}{2\pi \sqrt{1-e^2}} = \frac{S}{\sqrt{1-e^2}}$$

La constante solaire dépend donc (légèrement) de l'excentricité (la distance a ne change pas au cours du temps, alors que l'excentricité varie avec des périodicités de l'ordre de 100 000 ans et 400 000 ans).

– Aujourd'hui, la Terre passe au périhélie entre le 2 et le 4 janvier, soit environ 3 semaines après le solstice de décembre (solstice d'hiver dans l'hémisphère nord, ou solstice d'été dans l'hémisphère sud). Comme la vitesse de la Terre est plus rapide au périhélie, la durée de l'hiver (dans l'hémisphère nord) est plus courte que celle des autres saisons (hiver : 89 jours; automne: 89,8 jours; été: 93,6 jours; printemps: 92,8 jours), ce qui est partiellement respecté par notre calendrier (DJF: 90,25 j.; MAM: 92 j.; JJA: 92 j.; SON: 91 j.). A l'inverse, lorsque le périhélie est en été (par exemple il y a 11 000 ans), l'hiver sera plus long que l'été. Ceci pose un problème délicat en paléoclimatologie : doit-on utiliser un calendrier « habituel » pour définir les saisons, au risque d'être décalé par rapport à l'astronomie ? Ou bien doit-on

utiliser un calendrier astronomique avec des saisons de durée variable ? La réponse dépend en fait de la question étudiée.

– Comme cela est illustré sur la figure représentant la distribution de la puissance moyenne journalière P_M , à cause de la distance variable Terre-Soleil, l'hémisphère sud reçoit plus d'énergie au solstice de décembre, que l'hémisphère nord au solstice de juin. Il n'y a donc pas de symétrie parfaite entre les saisons et entre les deux hémisphères. C'est là le point de départ des théories astronomiques du climat.

L'idée que les planètes se déplacent sur des orbites immuables, comme on l'imaginait dans l'Antiquité, ne résiste pas longtemps à un examen plus détaillé. Car si la gravitation de Newton permet d'expliquer et de calculer assez précisément ces orbites, ce n'est que dans l'approximation des « deux corps », lorsque l'on considère une seule planète autour du Soleil, ou autrement dit, lorsque l'on néglige les influences mutuelles entre les planètes. Comme cela a été mentionné plus haut, c'est en essayant de résoudre le problème « à trois corps » que Poincaré découvrira la notion de « chaos déterministe », et l'on sait aujourd'hui effectivement que le système solaire est chaotique.

Mais la notion d'orbite garde néanmoins tout son sens, car l'effet gravitationnel des autres planètes (en tout premier lieu Jupiter) sur le mouvement de la Terre reste modeste. Le premier calcul de ces variations dites « séculaires » est effectué par Lagrange à la fin du 18^{ème} siècle. En introduisant sa méthode de « variation de la constante » pour résoudre ce problème différentiel, il calcule ainsi des variations cycliques de l'excentricité qui correspondent aux principaux cycles de 100 000 ans et 400 000 ans.

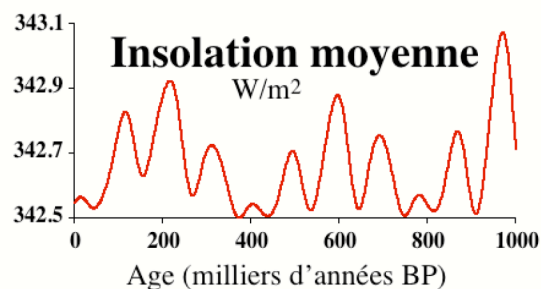
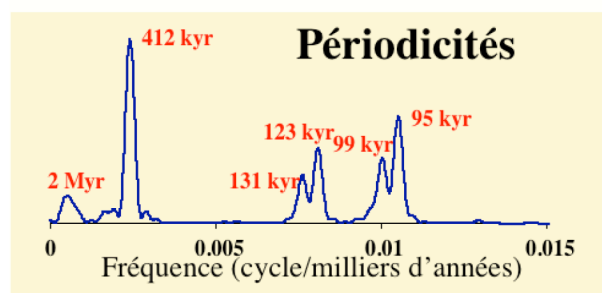
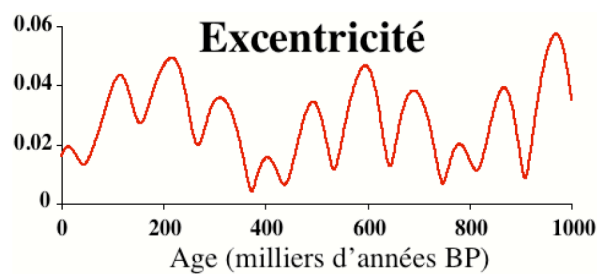


Figure : Les variations de l'excentricité au cours du dernier million d'années (solution Laskar 2004). Les principales périodicités sont voisines de 100 et 400 kyr (milliers d'années). Ceci induit des changements très mineurs dans la distance moyenne Terre-Soleil, et donc dans la valeur de la constante solaire.

L'effet global de l'excentricité sur le climat est donc très faible. Mais, l'effet des changements de précession climatique est modulé par l'excentricité : c'est à travers cet effet local et saisonnier que l'excentricité possède un rôle important. Il y a une modulation d'amplitude que l'on va pouvoir extraire et amplifier via les composantes lentes du climat.

L'obliquité

L'obliquité, tout comme la précession, concernent l'orientation de l'axe de rotation de la Terre. Il ne s'agit donc pas de « paramètres orbitaux », bien qu'on les désigne souvent de cette façon par abus de langage. Ce n'est pas un détail anodin : leur dynamique n'est pas lié uniquement aux mouvements des planètes considérées comme des objets ponctuels, mais il faut s'intéresser aussi à la forme (aplatie) de la Terre. Il s'agit donc de mécanique du solide, et plus seulement de mécanique du point. Plus précisément, ces deux mouvements résultent de l'action différentielle des astres (surtout la Lune et le Soleil) sur le bourrelet équatorial. Comme cela a été discuté plus haut, l'obliquité de la Terre est à l'origine du phénomène des saisons, et permet de définir les principales zones climatiques (polaires et tropicales). Il est donc évident que des changements d'obliquité auront un effet sur le climat.

Obliquité

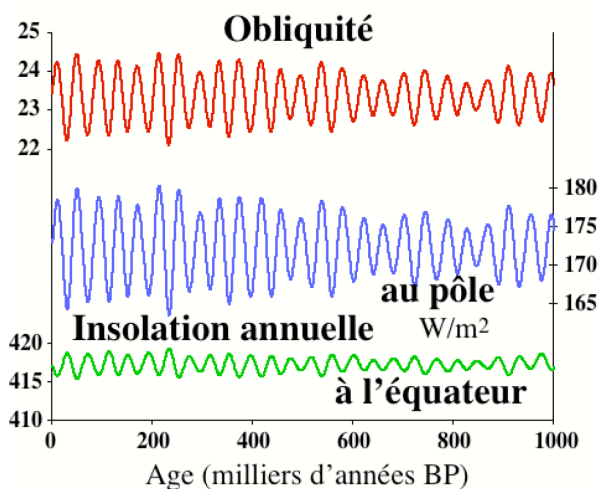
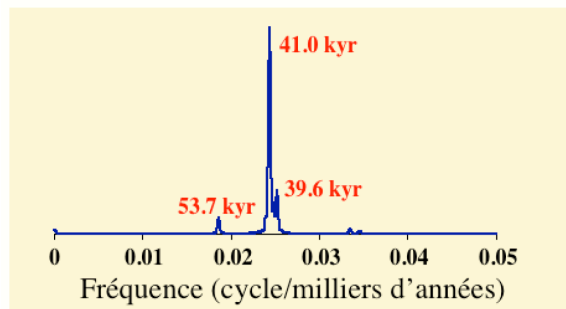


Figure : Les variations de l'obliquité au cours du dernier million d'années (solution Laskar 2004). La périodicité est très largement dominée par un cycle de 41 000 ans. En déplaçant

les cercles polaires et les tropiques, les variations d'obliquité ont un effet qui persiste en moyenne annuelle, symétrique par rapport à l'équateur. L'amplitude du forçage peut être de l'ordre de 10 W.m^{-2} dans les régions polaires (5 à 10% du total) mais reste très faible dans les tropiques (relativement, de l'ordre de 1%)



Figure : « Trópico de Cáncer en México - Carretera 83 (Vía Corta) Zaragoza-Victoria, Km 27 ». Une variation de plus de 2° de latitude en 20 000 ans, cela représente 10 à 15 mètres par an. On peut donc repérer assez facilement le mouvement des tropiques et cercles polaires « sur le terrain ».

Plus précisément, lorsque l'obliquité augmente, les régions polaires reçoivent en moyenne annuelle plus d'énergie. Bien évidemment, c'est avant tout en été que l'effet sera le plus important, mais il est essentiel de souligné que cet effet possède un bilan annuel non nul (contrairement à la précession, comme on le discutera plus loin). Comme la quantité totale d'énergie interceptée par la Terre (supposée sphérique) ne dépend pas de l'orientation de son axe de rotation (on intercepte toujours $S/4$ en moyenne globale), cela signifie que les basses latitudes reçoivent alors moins d'énergie. L'insolation annuelle en fonction de la latitude est représentée sur la figure ci-dessous, pour différentes valeurs de l'obliquité.

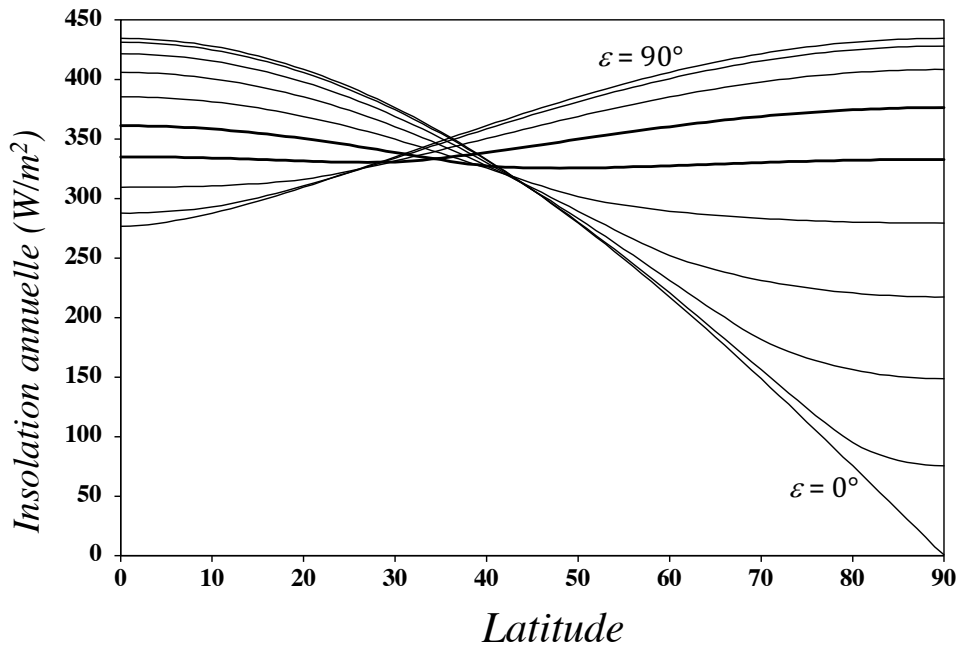


Figure : Insolation annuelle en fonction de la latitude, pour différentes valeurs de l'obliquité ε (et pour $e=0$). On remarque, pour des obliquités voisines de 50° ou 60° , que l'insolation annuelle n'est plus monotone (croissante ou décroissante) en fonction de la latitude.

Il faut également souligner que cet effet sur l'insolation est symétrique par rapport à l'équateur : lorsque l'obliquité augmente, les deux pôles reçoivent plus d'énergie. Là aussi, il s'agit d'une différence essentielle par rapport au rôle de la précession.

Dans le cadre des cycles glaciaires, on va s'intéresser à l'insolation reçue aux hautes latitudes de l'hémisphère nord, puisque l'objet considéré est avant tout la glace qui s'y développe de façon cyclique. Le forçage en moyenne annuel est donc piloté par l'obliquité, et c'est effectivement le facteur dominant dans la théorie de Milankovitch. Néanmoins, les cycles observés sont plus complexes qu'une simple oscillation à 41 000 ans, qui serait liée directement à l'obliquité. A l'inverse, regarder l'insolation un jour précis dans l'année (voir le calcul de l'insolation journalière, et la figure P_M correspondante) est sans doute beaucoup trop restrictif : la calotte va subir un forçage toute l'année, avec éventuellement une saison plus critique que l'autre. Il faut donc intégrer cette quantité sur l'année ou bien une partie de l'année. Ce calcul est explicité dans l'encadré ci-dessous. En particulier, **le résultat de l'intégrale (en Joule par m^2) ne dépend pas du tout de la précession climatique**, si l'on définit la « partie de l'année » en termes angulaires (par exemple, les solstices ou les équinoxes). Ceci est directement lié à la seconde loi de Kepler, la loi des aires. Milankovitch utilisera une partie de l'année définie en termes temporels (la moitié de l'année centrée sur le solstice), ce qu'il appelle les « saisons caloriques », par opposition aux saisons astronomiques (la durée d'un équinoxe à l'autre n'est pas égale à une demi-année...). Par contre, **la valeur moyenne (en Watt par m^2) dépend de la précession**, car le temps de parcours entre deux positions orbitales dépend de la précession, via l'équation de Képler. Ces subtilités du forçage astronomiques sont à la fois très souvent méconnues (... en tout cas aujourd'hui), mais elles sont pourtant essentielles pour bien comprendre l'effet de l'astronomie sur le climat.

Calcul de l'insolation sur l'année ou une partie de l'année

Contrairement aux idées reçues, il n'est pas trivial *a priori*, pour une planète dont l'axe est incliné par rapport à l'écliptique, que l'équateur reçoive plus d'énergie que les pôles en moyenne annuelle. Pour ce faire, il est nécessaire de calculer l'intégrale, sur l'année, de l'insolation journalière obtenue plus haut. Pour cela, il faut distinguer les trois cas possibles en séparant, le cas échéant, l'année en intervalles de temps "homogènes" $[t_1, t_2]$ qui représentent des périodes avec exclusivement:

La nuit polaire:

$$W_{12} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} W_D dt = 0$$

Le jour polaire:

$$\begin{aligned} W_{12} &= \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \left(S \frac{a^2}{r^2} \sin \varphi \sin \delta \right) dt = \frac{S}{(t_2 - t_1)} \frac{T}{2\pi\sqrt{1-e^2}} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \sin \varphi \sin \delta d\lambda \\ &= \frac{S}{(t_2 - t_1)} \frac{T}{2\pi\sqrt{1-e^2}} \sin \varphi \sin \varepsilon [-\cos \lambda]_{\lambda_1}^{\lambda_2} \end{aligned}$$

L'alternance jour-nuit:

$$\begin{aligned} W_{12} &= \frac{S}{(t_2 - t_1)} \frac{T}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (H_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin H_0) d\lambda \\ &= \frac{S}{(t_2 - t_1)} \frac{T}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \left\{ \sin \varphi \sin \varepsilon [-H_0 \cos \lambda]_{\lambda_1}^{\lambda_2} + \sin \varphi \operatorname{tg} \varphi [F(\lambda, k)]_{\lambda_1}^{\lambda_2} \right. \\ &\quad \left. - \sin \varphi \operatorname{tg} \varphi \cos^2 \varepsilon [\Pi(\lambda, -\sin^2 \varepsilon, k)]_{\lambda_1}^{\lambda_2} + \cos \varphi [E(\lambda, k)]_{\lambda_1}^{\lambda_2} \right\} \end{aligned}$$

expression qui utilise les intégrales elliptiques (de Legendre): attention les notations peuvent varier d'une référence bibliographique à une autre:

$$\begin{aligned} \text{du 1}^{\text{er}} \text{ type :} & \quad F(\varphi, k) = \int_0^\varphi \frac{d\theta}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \theta}} \\ \text{du 2}^{\text{nd}} \text{ type :} & \quad E(\varphi, k) = \int_0^\varphi \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \theta} d\theta \\ \text{du 3}^{\text{ème}} \text{ type :} & \quad \Pi(\varphi, n, k) = \int_0^\varphi \frac{d\theta}{(1 + n \sin^2 \theta) \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \theta}} \end{aligned}$$

avec $k = \frac{\sin \varepsilon}{\cos \varphi}$.

On en déduit, par exemple, l'insolation annuelle au pôle nord ou sud (jour polaire pour λ entre $[0, \pi]$ et nuit polaire pour λ entre $[\pi, 2\pi]$; $\varphi = \pi/2$):

$$W_A(\text{pôle}) = \frac{S}{\pi\sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon$$

Et à l'équateur (alternance jour-nuit toute l'année; $\varphi = 0$):

$$W_A(\text{équateur}) = \frac{S}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} [E(\lambda, k)]_0^{2\pi} = \frac{2S}{\pi^2\sqrt{1-e^2}} E(\sin \varepsilon)$$

où $E(x) = E(\pi/2, x)$ est l'intégrale elliptique complète du second type.

L'équateur reçoit plus d'énergie que le pôle lorsque l'obliquité vérifie la condition:

$$\pi \sin \varepsilon < 2 E(\sin \varepsilon)$$

ce qui est vrai en deçà d'une obliquité critique $\varepsilon_c = 53,896^\circ$

Pour la Terre ($\varepsilon = 23,4^\circ$), l'équateur reçoit donc, en moyenne annuelle, plus d'énergie que les pôles. Ce n'est pas le cas pour toutes les planètes du système solaire (e.g. Uranus avec $\varepsilon = 97,8^\circ$, Pluton $\varepsilon = 122,53^\circ$, avec des rotations « rétrogrades »).

NB: L'insolation en moyenne annuelle à une latitude donnée peut aussi se calculer par l'intégrale suivante:
$$W_A = \frac{S}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \int_0^{2\pi} \sqrt{1 - (\sin\varphi \cos\varepsilon - \cos\varphi \sin\varepsilon \sin u)^2} du$$
 qui s'obtient en calculant le produit scalaire $\vec{TO}\vec{TS}$ en coordonnées écliptiques, en intégrant d'abord sur l'année, puis ensuite sur la journée.

La précession climatique

La précession est un phénomène astronomique « à long terme » connu depuis l'Antiquité. En effet, la « précession des équinoxes » est déjà discutée par Hipparque, en 127 avant JC, et constitue ce que les anciens appelaient le « troisième mouvement de la Terre ». Les deux premiers mouvements de la Terre (la rotation et la révolution) étant clairement associés à des phénomènes climatiques (le cycle diurne et le cycle annuel), c'est très naturellement qu'il a été suggéré, dès la découverte des glaciations au milieu du 19^{ème} siècle, que la précession pouvait être responsable de ces périodes glaciaires (Arrhénius, 1842). Mais avant d'expliquer le rôle de la précession sur l'insolation, il faut commencer par mieux décrire l'aspect astronomique.

La précession climatique combine plusieurs mouvements : d'une part la précession des équinoxes, qui correspond au déplacement des équinoxes (et, plus généralement, des saisons) par rapport aux étoiles fixes ; d'autre part la précession du périhélie, qui correspond au mouvement du grand axe de l'ellipse de l'orbite terrestre par rapport aux étoiles fixes. Ce qui nous intéresse, c'est la position des saisons par rapport au périhélie, et il faut donc ajouter ces deux déplacements.

La précession des équinoxes résulte du « mouvement de toupie » de notre Planète : le pôle nord ne pointe pas toujours vers la même direction de la sphère céleste, comme cela est illustré sur la figure ci-dessous. La périodicité correspondante est de 25 700 ans.

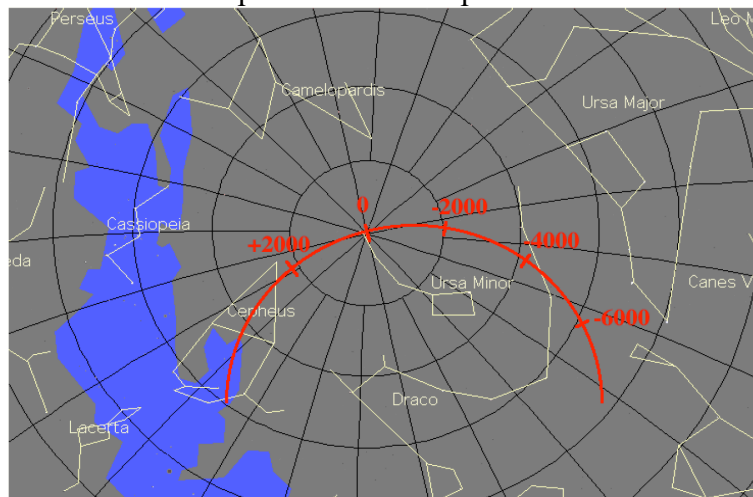


Figure : En rouge, le déplacement du pôle nord sur la sphère céleste : aujourd'hui l'étoile polaire correspond à l'extrémité de la queue de la petite ourse. A l'époque de l'Égypte antique, le ciel tournait autour d'un pôle situé dans la constellation du dragon.

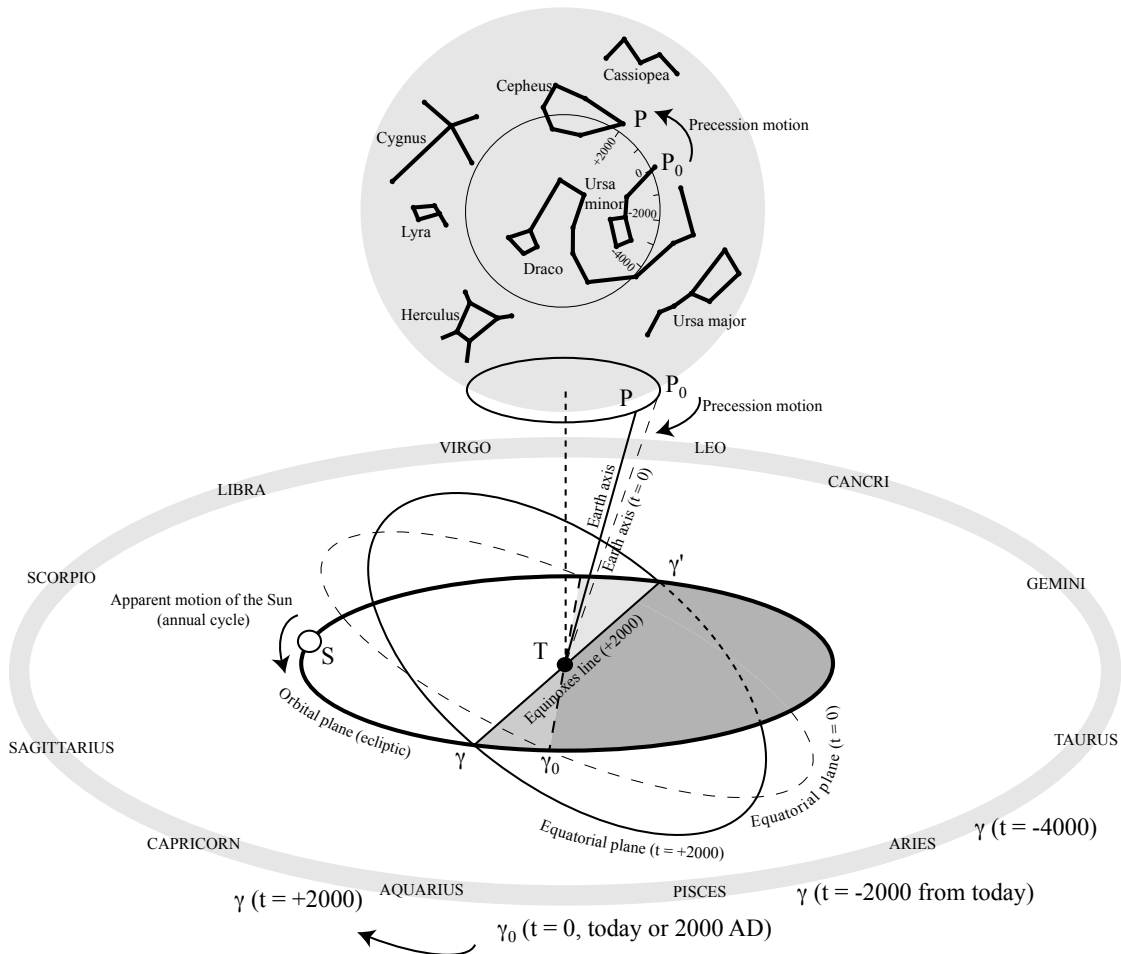
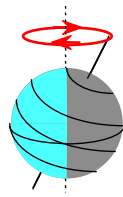


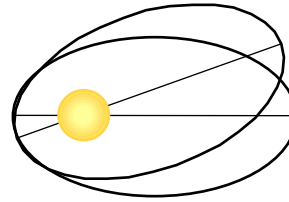
Figure : Cette précession de l'axe terrestre se traduit par un déplacement de la ligne des équinoxes (car c'est l'intersection du plan équatorial et orbital). D'où son nom de « précession des équinoxes ». Le point vernal γ , défini par la position du Soleil dans le ciel à l'équinoxe de printemps, est traditionnellement l'origine des coordonnées célestes.

La précession des équinoxes correspond donc à la dérive des constellations du zodiaque dans le calendrier. Ceci a des « implications astrologiques » évidentes (vous pensiez être né(e) sous le signe des Gémeaux ? Erreur : depuis l'antiquité, cela a évolué, et le Soleil était dans le Taureau le jour de votre naissance !), mais cette succession a aussi vraisemblablement des liens étroits avec l'histoire des religions : l'ère chrétienne correspond à un point vernal dans la constellation des poissons (symbole de la chrétienté) ; le bélier (l'agneau, le berger) sont des symboles forts dans la tradition juive ; et ceux-ci ont aboli les idoles précédentes (en tuant le veau d'or et, chez les grecs, le minotaure). Tout ceci illustre que les prêtres-savants-astrologues de l'antiquité étaient conscients de ce « troisième mouvement de la Terre », probablement bien avant qu'il ne soit décrit par Hipparque...

Mais l'influence astrale du zodiaque sur le climat n'intéresse pas vraiment le climatologue. Ce mouvement doit donc être combiné avec la précession du périhélie, pour déterminer à quel moment du cycle annuel la Terre est proche, ou loin, du Soleil (Note : la précession du périhélie est un paramètre « orbital », la précession des équinoxes est un paramètre « axial »)



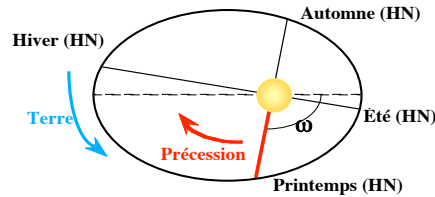
~ 25 700 years



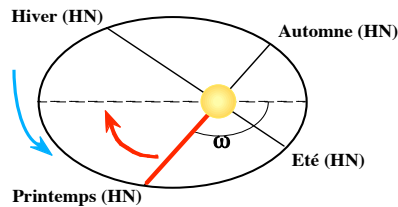
~ 135 000 years

Figure : Pour obtenir le mouvement relatif des saisons par rapport au périhélie, il faut combiner deux mouvements repérés par rapport aux étoiles : la précession des équinoxes et la précession du périhélie.

Il y a $\approx 11\ 000$ ans:



Il y a $\approx 9\ 000$ ans:



Maintenant:

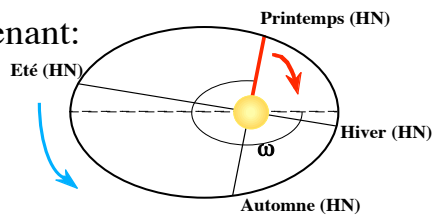


Figure : On obtient au final la position relative des saisons par rapport au périhélie, ce qui va moduler l'intensité du cycle saisonnier : par exemple des étés plus chauds et des hivers plus froids dans l'hémisphère nord au début de l'Holocène (il y a 11 000 ans). Ce forçage s'annule en moyenne annuelle (...mais pas son effet sur le climat).

Précession climatique

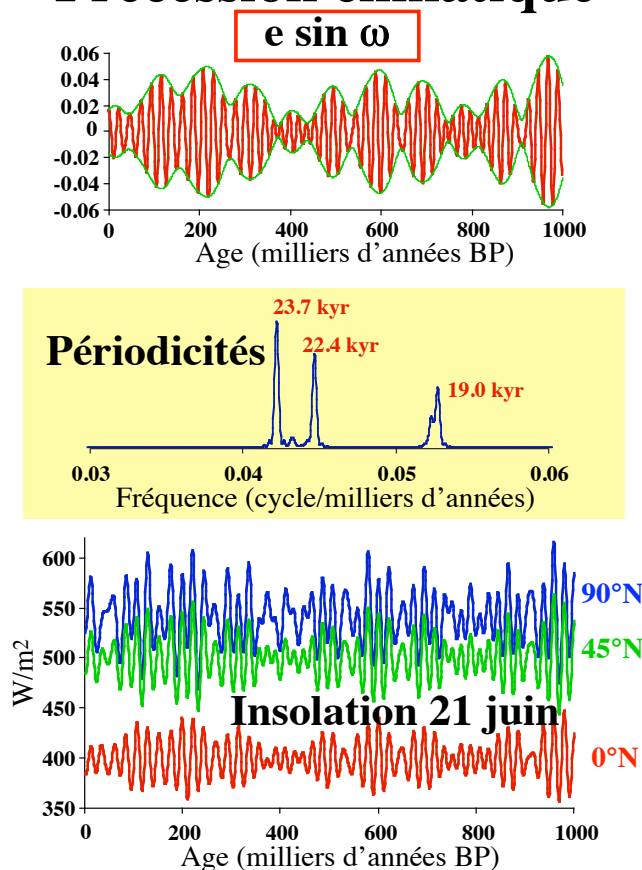


Figure : Le paramètre de précession climatique, défini par $e \sin \omega$, au cours du dernier million d'années. En effet, le rôle de la précession est modulé par l'excentricité. Il en résulte un dédoublement des fréquences, la modulation à 100 000 génère le doublet à 23 000 et 19 000 ans, et la modulation à 400 000 ans génère le doublet 23,7 – 22,4 kyr. L'insolation reçue au sommet de l'atmosphère au solstice de juin montre des variations considérables (de l'ordre de 50 à 100 $W \cdot m^{-2}$, soit 10 à 20% du total) y compris dans les tropiques, mais ce forçage s'annule en moyenne annuelle.

Plutôt que d'utiliser les deux paramètres e , ω (excentricité et précession climatique), il est parfois utile d'utiliser le couple ($e \cos \omega$, $e \sin \omega$), c'est-à-dire un changement de variable polaire-cartésien. En effet, e est une grandeur positive qui se comporte comme la norme d'un vecteur et, bien évidemment, ω est un angle. En particulier, lorsque $e = 0$, il n'y a pas de périhélie et l'angle ω n'est pas défini. Par ailleurs, pour le climatologue, on comprend que l'effet de la précession climatique sera plus grand lorsque l'excentricité augmente, puisque cela va accentuer la différence en périhélie et aphélie. On utilise donc souvent le « paramètre de précession climatique » défini par $e \sin \omega$, représenté sur la figure ci-dessus. Les variations correspondantes de l'insolation journalière sont fortement modulées par l'excentricité. C'est sans doute là l'origine des cycles de 100 000 ans pour les glaciations depuis le dernier million d'années, alors qu'auparavant, conformément à la théorie de Milankovitch, les glaciations survenaient tous les 41 000 ans, au rythme de l'obliquité

Le calendrier

Avant de clore ce chapitre sur l'astronomie, il est nécessaire de détailler un peu plus un point clé, souvent mal compris, du forçage « orbital » : la question du calendrier. Cette difficulté a d'ailleurs déjà été mentionnée à plusieurs reprises plus haut.

Selon les lois de Kepler, le mouvement de la Terre s'accélère au voisinage du périhélie, et ralentit lorsque qu'elle s'éloigne. Ceci se résoud assez simplement à travers l'équation de Kepler (voir encadré ci-dessous), ce qui permet de calculer la correspondance entre le mouvement angulaire et le temps, et donc la durée des saisons.

L'équation de Kepler

Plus précisément, l'équation de l'ellipse (en coordonnées polaires, centrées sur le Soleil) est:

$$r = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos v}$$

où v est la position par rapport au périhélie ($v = \lambda - \varpi + \pi$).

La seconde équation de Kepler permet d'écrire:

$$a^2(1 - e^2)^2 \int \frac{dv}{(1 + e \cos v)^2} = \frac{2\pi a^2 \sqrt{1 - e^2}}{T} \int dt$$

A l'aide du changement de variable:

$$\tan \frac{E}{2} = \sqrt{\frac{1 - e}{1 + e}} \tan \frac{v}{2}$$

cette équation s'intègre en:

$$E - e \sin E = \frac{2\pi}{T} t = M$$

qui est nommée "Equation de Kepler", où le nouvel angle E est appelée l'anomalie excentrique, M étant l'anomalie moyenne (et v l'anomalie vraie).

En effet, les saisons sont définies par l'astronomie comme étant les moments de l'année situés entre les solstices et les équinoxes. Le calendrier julien (introduit par Jules César en 46 avant JC), puis ensuite le calendrier grégorien (introduit par le pape Grégoire XIII en 1582) définissent la durée des mois (en particulier février) pour que les saisons astronomiques ne dérivent pas par rapport au calendrier officiel. Ces calendriers sont adaptés à notre précession climatique, mais pas nécessairement à des configurations astronomiques différentes. En modélisation du climat, il est nécessaire de compter le temps au cours de l'année (car on résout des équations différentielles en fonction du temps). Il faut donc choisir un calendrier. Les usages sont très variés... parfois on divise l'année en 12 mois de 30 jours (soit 360 jours par an), parfois on garde le calendrier actuel (365 jours, avec plus de jours en juillet et août). Ces divers choix ne simplifient pas la comparaison entre modèles.

Mais l'essentiel n'est pas là. Une convention **arbitraire**, souvent non-écrite, mais très générale est, dans tous les cas, de fixer le 21 mars à l'équinoxe de printemps. Ceci implique donc que l'équinoxe d'automne va être libre de bouger significativement autour du 21 septembre, selon les valeurs de la précession climatique. Autrement dit, les résultats saisonniers autour du mois de mars correspondent bien à une situation astronomique équinoxiale, mais on peut s'en éloigner sensiblement pour le mois de septembre qui est situé six mois plus tard, c'est-à-dire une durée fixée par le calendrier. Ceci est illustré sur la figure

suivante, en définissant le 21 septembre de deux façons différentes : soit l'équinoxe d'automne, soit 6 mois après l'équinoxe de printemps.

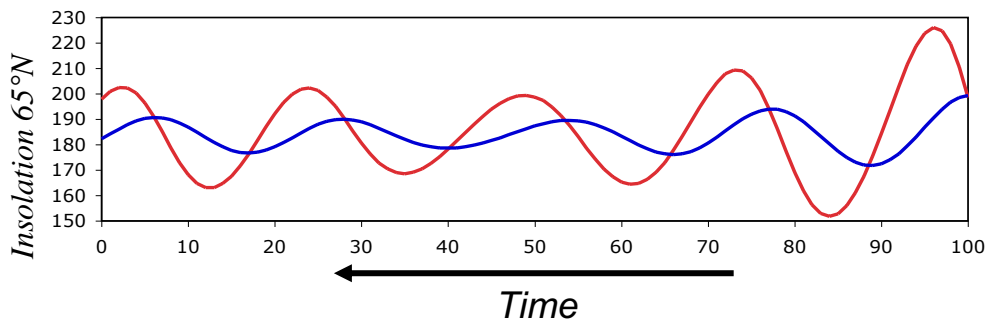


Figure : L'insolation journalière reçue au sommet de l'atmosphère à 65°N le « 21 septembre ». En bleu, s'il s'agit de l'équinoxe d'automne. En rouge, s'il s'agit d'une demi-année après l'équinoxe de printemps. Il est donc critique de bien savoir ce que l'on appelle « septembre », sachant que le 21 mars est en général défini (arbitrairement) comme étant l'équinoxe de printemps. A fortiori, comme le font certains, s'il s'agit de discuter de relation de phase avec des données paléo-climatiques (les deux courbes étant décalées d'environ 5 ka, presque un quart de période).

Si cela ne pose pas trop de problème pour comparer entre différents modèles qui utilisent la même convention, cela est potentiellement un problème pour comparer modèles et données paléo-climatiques. Mais cela fait sans doute partie d'un ensemble plus vaste de difficultés associées à ce sujet. Plutôt que de comparer l'été simulé par le modèle et des reconstructions paléo-climatiques estivales, il serait sans doute préférable d'être plus précis : par exemple les 90 jours (les trois mois) les plus chauds, ou bien toute autre définition basée sur le climat, mais pas sur un calendrier mal défini.

Les cycles glaciaire-interglaciaires

Les rôles respectifs de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession sur le climat sont discutés depuis le 19^{ème} siècle et aujourd'hui encore. Dans le cadre des cycles glaciaires, il est évident, dès le début, que seules les variations d'obliquité ou de précession auront un rôle important, l'excentricité n'intervenant que de manière indirecte, en modulant la précession. Mais les scientifiques au 19^{ème} siècle tentaient également d'expliquer l'asymétrie des températures observées à la surface de la Terre, avec un hémisphère nord un peu plus chaud que l'hémisphère sud, et une énorme calotte de glace posée au pôle sud, beaucoup plus importante que le Groenland au nord. Une idée (fausse !) consistait à expliquer cette asymétrie par le forçage astronomique : s'il fait aujourd'hui plus froid au sud, c'est peut-être parce que les hivers y surviennent loin du Soleil, ou bien que les étés sont courts (à l'inverse de l'hémisphère nord) ? Les astronomes objectaient que l'opposé est également vrai (les étés sont proches du Soleil...) puisque le forçage de la précession s'annule sur l'année ; et d'autres scientifiques pensaient (avec raison) que l'asymétrie actuelle est liée avant tout à la répartition des continents.

Néanmoins, il était tentant d'expliquer, dans la même théorie, les grandes calottes de glace du passé (au nord) et la grande calotte actuelle présente en Antarctique. C'est pourquoi les premières théories astronomiques sont basées sur la précession (Adhémar 1842 ; Croll 1864). Elles font donc l'hypothèse que ce sont les hivers froids (loin du Soleil) qui déterminent le bilan des calottes de glace. Cela est déjà fortement critiqué à cette époque

comme peu réaliste, car c'est a priori la fonte estivale qui détermine le bilan de glace : en hiver, de toute façon, il ne se passe pas grand-chose, pas de fonte, car trop froid, et peu de précipitations car trop sec.

C'est seulement au début du 20^{ème} siècle que la théorie astronomique sera ressuscitée, sous sa forme moderne, par Milutin Milankovitch (1920). Il reprend les calculs des paramètres astronomiques pour en déduire le forçage radiatif dans le passé. Il considère que l'insolation d'été dans les régions nordiques est le paramètre déterminant pour le bilan annuel de la glace, et définit « l'été » comme étant la moitié de l'année centrée sur le solstice. Comme il s'agit d'une définition temporelle (6 mois) et non pas angulaire (d'un équinoxe à l'autre), ces « saisons caloriques » contiennent à la fois un fort signal d'obliquité, mais aussi un peu de précession. Il est courant aujourd'hui d'utiliser plutôt l'insolation journalière, par exemple au solstice d'été, ou bien une moyenne entre deux positions orbitales. Comme on peut le remarquer ci-dessous, le contenu spectral est très différent et la précession est alors le signal dominant.

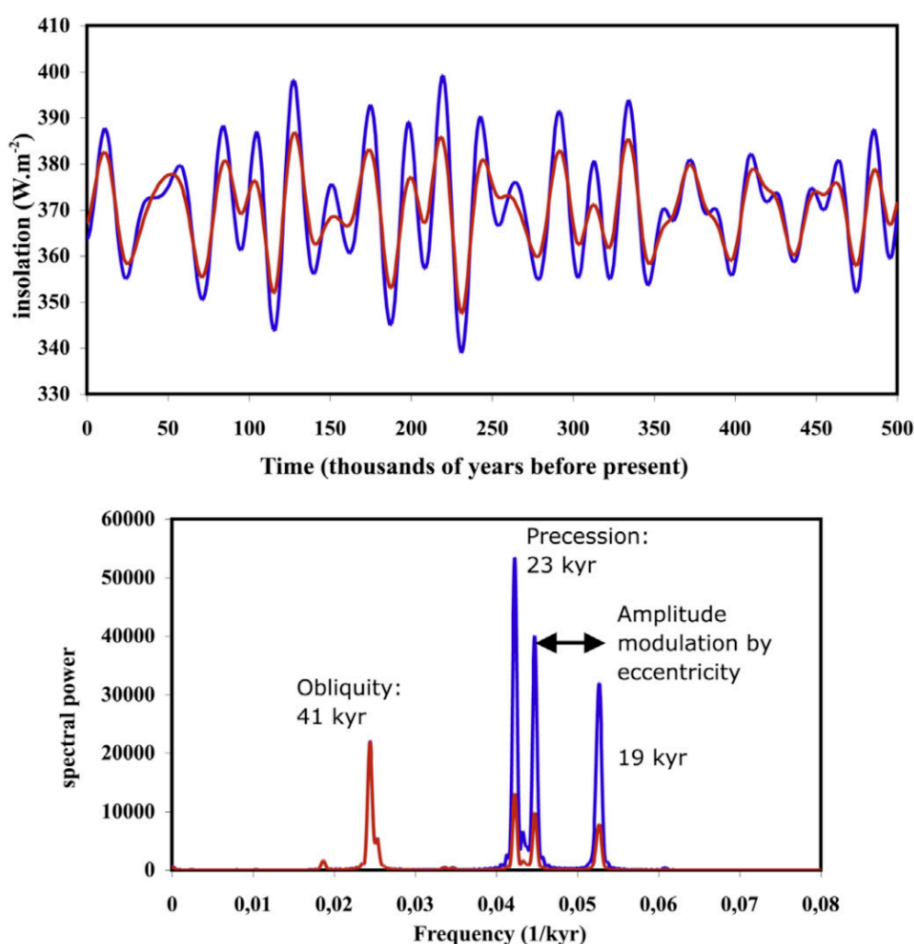


Figure : Les « saisons caloriques » à 65°N en rouge (exprimée ici en termes de puissance moyenne en $W.m^{-2}$ reçue pendant une demi-année centrée sur le solstice) comparées à l'insolation moyennée entre les équinoxes (puissance moyenne en $W.m^{-2}$ reçue entre l'équinoxe de mars et celui de septembre à 65°N). Dans le domaine temporel (en haut) et dans le domaine fréquentiel (en bas). La différence provient de la durée variable des saisons (de 169 à 196 jours entre les équinoxes). Les deux séries ont le même contenu à 41-ka (même importance de l'obliquité : la courbe bleue est sous la courbe rouge), mais l'effet de la précession sur les saisons caloriques est significativement plus faible. L'insolation journalière au solstice est très similaire à la courbe bleue. La modulation d'amplitude de la précession par l'excentricité génère un dédoublement des fréquences.

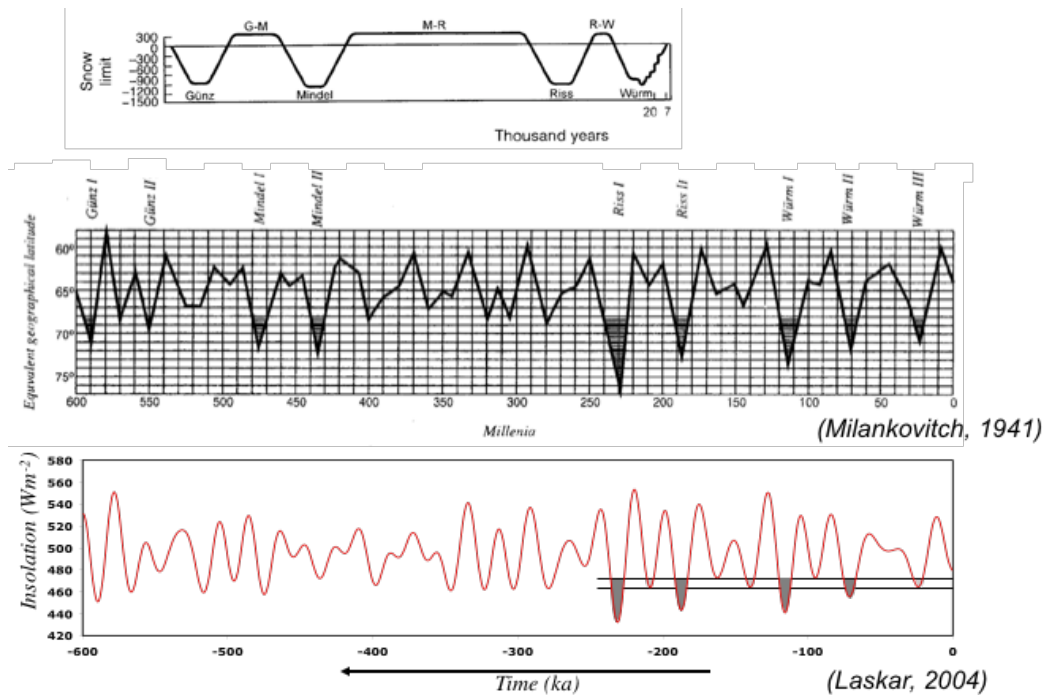


Figure : En haut, les glaciations identifiées par Penck & Brückner (1909) dans les vallées alpines, et dénommées par les affluents bavarois du Danube : Würm, Riss, Mindel, Günz. On sait, notamment grâce aux sédiments marins, qu'il y a eu beaucoup plus de glaciations et ces dénominations historiques n'ont plus beaucoup de sens aujourd'hui, en dehors d'un cadre très local (les Alpes). Au milieu, le calcul de Milankovitch. En bas, l'insolation journalière ($65^{\circ}N$, solstice d'été) selon les paramètres orbitaux calculés par Laskar (2004).

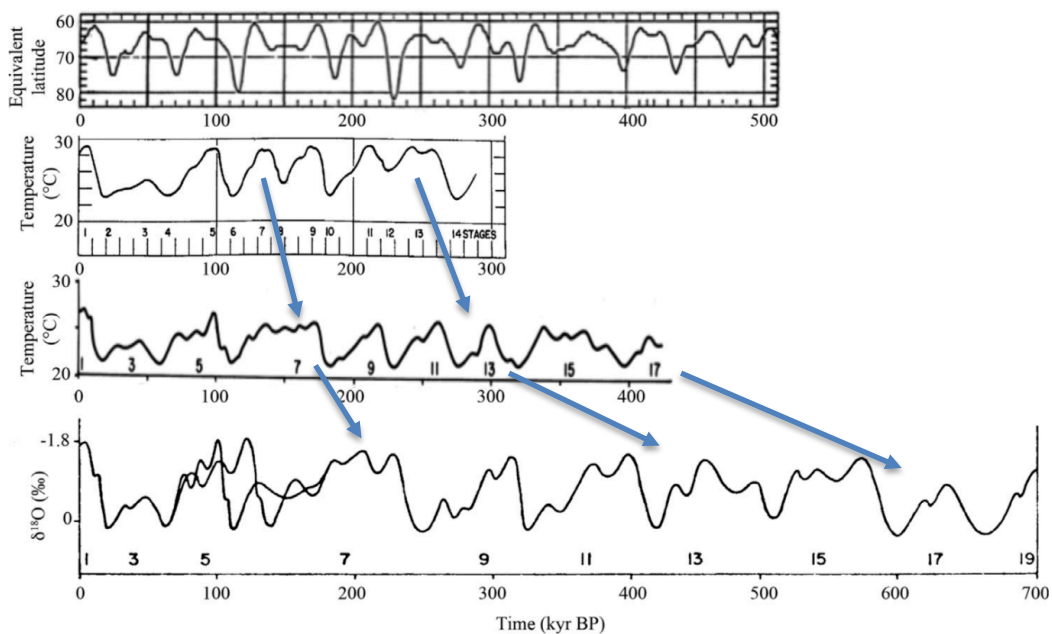


Figure : En haut, le forçage orbital utilisé par Emiliani (1955) et en dessous, sa définition des stades isotopiques marins (numérotés de 1 à 14 sur 300 kyr). Mais les progrès des datations vieillissent peu à peu les stades les plus anciens, avec (au milieu) un stade 17 vers 400 kyr (Emiliani 1966), puis (en bas) le même stade 17 au-delà de 600 kyr. Son idée initiale de « caler » les cycles sur le forçage astronomique de Milankovitch, dominé par l'obliquité à 41 kyr, devient de moins en moins tenable...

Milankovitch n'avait pas à sa disposition d'enregistrement continu de l'évolution des calottes de glace, mais seulement des traces discrètes (et assez mal datées) de quelques phases d'avancées maximales des glaces, notamment dans les Alpes. Il s'est donc contenté d'associer les minima de sa courbe d'insolation aux maxima glaciaires connus alors. L'utilisation de la géochimie isotopique en paléo-climatologie, initiée par Emiliani (1955), va révolutionner la question, en permettant de reconstruire des évolutions continues du climat à partir des sédiments marins. Emiliani définit ainsi les « stades isotopiques marins » (MIS en anglais) qui servent aujourd'hui de référence pour désigner les périodes glaciaires. Ses résultats démontrent clairement des oscillations glaciaires, mais en bien plus grand nombre que les 4 glaciations définies dans les vallées alpines. En 1955, la corrélation avec le forçage astronomique, semble assez claire, mais seuls les stades 1 à 4 sont datés, la chronologie étant pour le reste très hypothétique. Au fur et à mesure que de nouvelles informations chronologiques arrivent, il apparaît que la cyclicité de 41 000 ans qui est suggérée par la théorie de Milankovitch, ne correspond pas bien aux données isotopiques marines. En 1976, Hays et al. montrent que ces données sont bien rythmées par l'astronomie, et que l'on y retrouve toutes les fréquences attendues (19k, 23k, 41k et 100k), mais le signal dominant est lié à l'excentricité, ce qui ne correspond pas au forçage radiatif. La théorie astronomique est à la fois confirmée (car le rythme des changements est bien lié à l'astronomie) mais en même temps infirmée (car la « théorie de Milankovitch », qui prédit une cyclicité de 41 000 ans, ne fonctionne pas bien).

On découvrira plus tard que les glaciations au début du Quaternaire (entre 3 et 1 million d'années avant le présent) sont effectivement rythmées avant tout par l'obliquité : Milankovitch avait donc raison... Mais ce n'est plus le cas au cours du dernier million d'années, après une transition que l'on appelle la transition Mid-Pleistocène. L'origine de cette transition, tout comme la dynamique associée aux cycles de 100 000 ans, restent encore largement débattues.

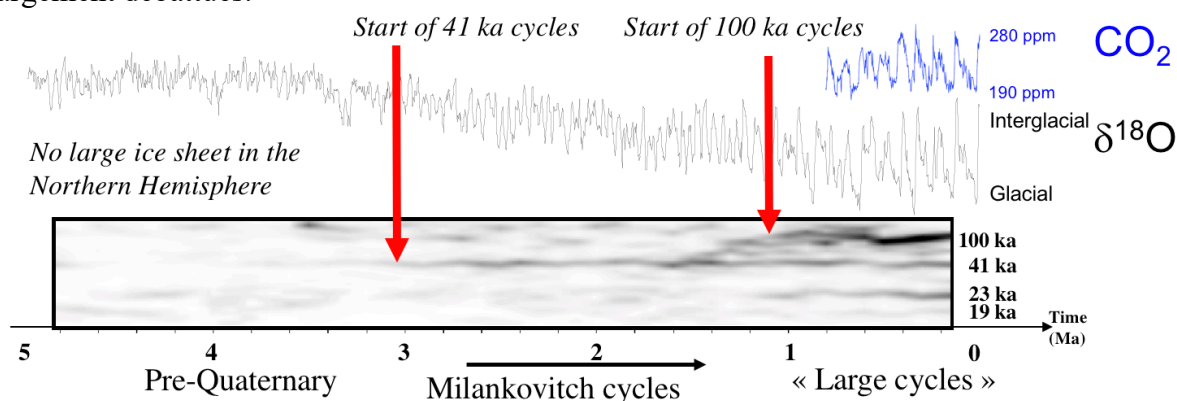


Figure : Évolution climatique sur les 5 derniers millions d'années ($\delta^{18}\text{O}$, LR04) en noir, et du CO_2 atmosphérique en bleu. Une analyse spectrale « glissante » montre l'apparition des cycles de 41kyr aux alentours de 3 millions d'années (le début du Quaternaire est fixé à 2,6 millions d'années), mais il y a une augmentation nette de l'amplitude et de la durée des cycles aux alentours de 1 million d'années : c'est ce que l'on nomme la transition du Mid-Pleistocène (MPT).

Quelques progrès et quelques points obscurs

Il est donc bien démontré que les variations des paramètres astronomiques « rythment » les cycles glaciaires. Cela ne suffit pas pour en comprendre les mécanismes. En particulier, la

théorie de Milankovitch est avant tout une théorie des calottes de glace, certainement pas une théorie du climat. Le postulat de base, c'est que ce sont les calottes qui vont modifier le climat de la Planète (via leur impact sur la circulation de l'atmosphère, leur effet d'albédo, etc...), et non pas l'inverse, le forçage astronomique étant en moyenne globale (quasi) nul. La logique causale voudrait donc que la température du globe soit en phase, ou en retard, par rapport à l'évolution des calottes. Ce n'est pas ce que l'on observe durant la dernière déglaciation, puisque les températures de l'hémisphère sud et des tropiques, tout comme le CO₂ atmosphérique, augmentent plusieurs milliers d'années avant la fonte des calottes ou la remontée du niveau marin, comme cela est illustré ci-dessous.

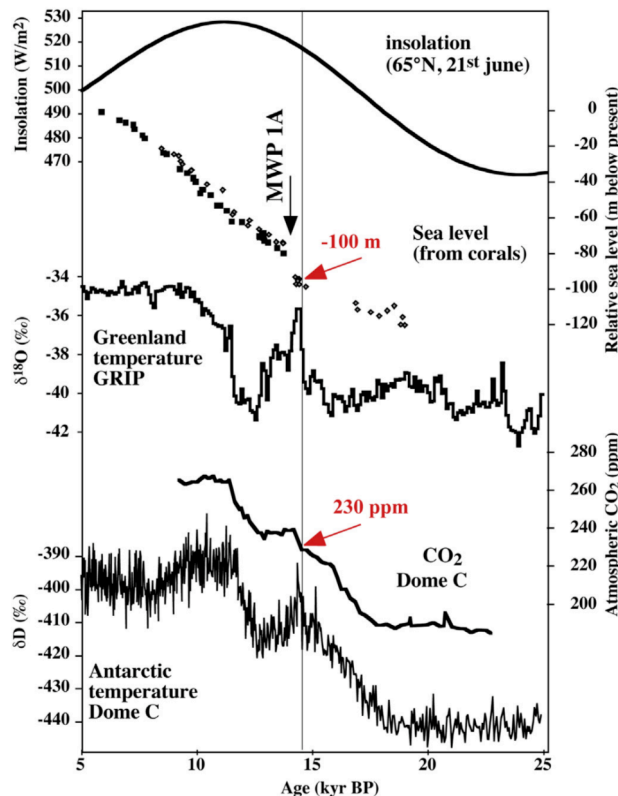


Figure : Chronologie de la dernière déglaciation. L'insolation d'été (65°N) est maximale vers 11 kyr avant le présent, et le niveau de la mer remonte assez linéairement, principalement entre 15 kyr et 6 kyr. La température au-dessus du Groenland subit des variations rapides, dont un réchauffement très brutal (le Bølling-Alerød) il y a 14 600 ans, ce qui déclenche vraisemblablement le MWP1a, une remontée abrupte du niveau de la mer. A l'inverse, les températures au sud (dans les tropiques aussi, non représentées ici) et le CO₂ remontent à partir d'environ 18 kyr. Si l'on compare l'avancement de la déglaciation pendant le Bølling-Alerød, le niveau marin est d'environ -100 m, proche de sa valeur au maximum glaciaire (-120 m) alors que le CO₂ atteint déjà 230 ppm, soit environ au 2/3 de sa transition glaciaire-Holocène (de 180 à 260 ppm). Très clairement, il y a un réchauffement planétaire avant la fonte des calottes, ce qui va à l'encontre de la théorie astronomique classique.

A l'inverse, pour l'entrée en glaciation, il semble bien que l'on commence par former une calotte au nord, alors que le CO₂ et les températures sud ou tropicales ne baisseront significativement que beaucoup plus tard. Il est donc intéressant de distinguer une phase de « glaciation » qui se comporte comme l'imaginait Milankovitch, et une phase de « déglaciation » pendant laquelle d'autres facteurs sont susceptibles d'intervenir, notamment le CO₂ atmosphérique.

Le premier modèle qui tente de simuler une évolution glaciaire, forcée par l'insolation, est un journaliste (Calder, 1974) qui, en tournant un film documentaire pour la BBC sur les glaciations, s'étonnait de ne pas trouver de prédiction théorique dans la littérature scientifique.

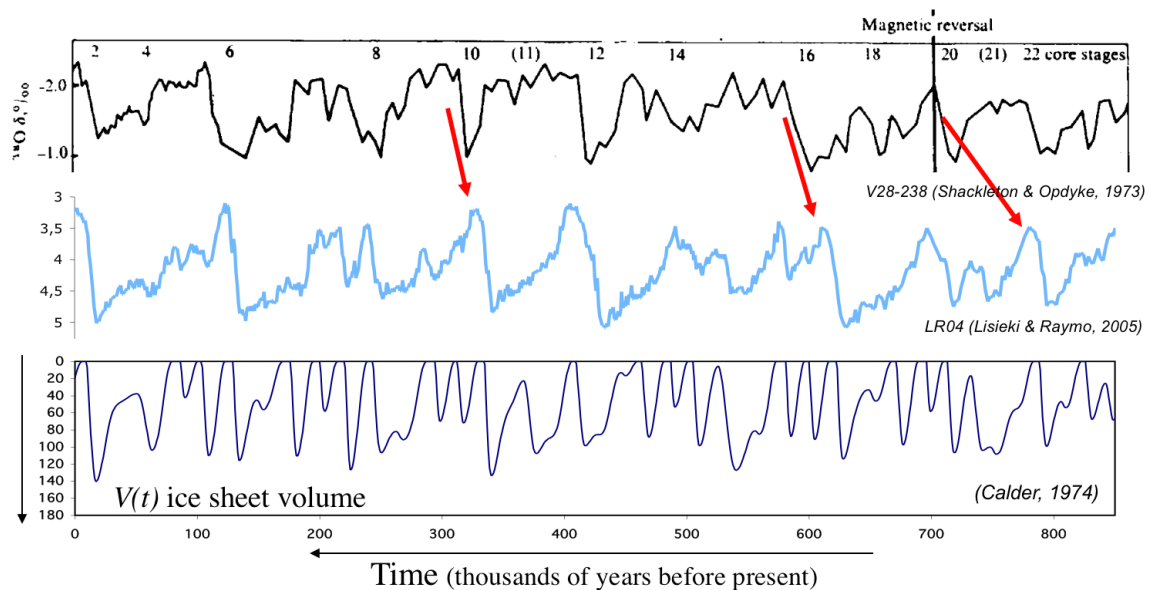


Figure : En bas, le modèle conceptuel de Calder (1974). C'est, curieusement, la première fois que quelqu'un tente de simuler l'évolution des cycles glaciaires, avec un modèle conceptuel très simple, forcé par l'insolation. Et il est intéressant de souligner que Calder est un journaliste. En haut, les données disponibles en 1974. Au milieu, les données disponibles aujourd'hui. Rétrospectivement, le modèle de Calder a correctement prédit la chronologie des stades isotopiques (et notamment la date du dernier renversement magnétique, utilisé comme marqueur stratigraphique), un succès remarquable étant donné que le mécanisme responsable de ces cycles à 100 000 ans reste toujours discuté.

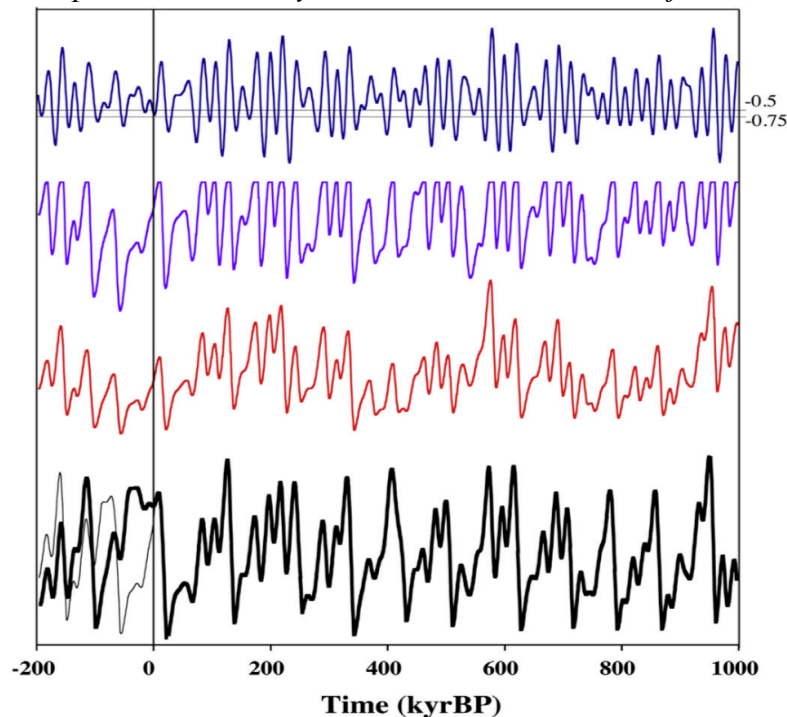


Figure : En haut, l'insolation au solstice d'été à 65°N, depuis 1 million d'années dans le passé, jusqu'à 200 000 ans dans le futur. Puis les modèles de Calder (1974), Imbrie (1980)

puis Paillard (1998). Ce dernier est basé sur des seuils. L'entrée en glaciation survient quand le forçage descend en dessous de -0,5 (courbe fine) ou -0,75 (courbe épaisse), deux options quasi identiques sur le passé, mais pas sur le futur, car la situation astronomique actuelle est très particulière, avec une excentricité qui reste faible longtemps, d'où un interglaciaire Holocène qui dure 50 000 ans.

L'intérêt de « prédire » les glaciations avant de les mesurer précisément devient alors clair, notamment pour obtenir des échelles de temps plus précises (Imbrie et Imbrie 1980, et le projet SPECMAP), mais aussi pour tenter d'en mieux comprendre les mécanismes, ce qui a suscité la publication de divers modèles, basés sur des concepts différents. Le modèle de Calder démontre que les cycles à 100 kyr ne sont pas aléatoires, comme certains l'ont suggéré à plusieurs reprises (par exemple Benzi, 1982, en introduisant de cette façon la notion de résonance stochastique en physique). Ils sont prédictibles... puisqu'ils ont été correctement prédits (en 1974) avant d'être datés plus précisément (en 1994). En analysant un peu l'origine de ce succès, on comprend que le cycle de 100 kyr est directement lié à la modulation d'amplitude par l'excentricité : lorsque l'amplitude du forçage est faible (aux minima d'excentricité), on favorise un maximum glaciaire. Ce sont donc probablement les maxima glaciaires qui déclenchent des déglaciations rapides, et engendrent ainsi la cyclicité de 100 kyr. C'est le principe d'un oscillateur de relaxation. C'est sans doute le moyen le plus simple pour expliquer ce paradoxe apparent : ce sont les minima d'excentricité (et donc les faibles changements du forçage astronomique) qui sont associés aux plus grandes transitions climatiques, les déglaciations, que l'on nomme aussi les « terminaisons », car elles marquent la fin brutale du cycle glaciaire.

Si cette idée d'un « basculement », d'une déglaciation déclenchée par un maximum glaciaire conduit cependant à un autre paradoxe : comment expliquer qu'une énorme calotte de glace soit plus « fragile », ou en tout cas plus susceptible de disparaître rapidement, alors qu'une calotte de taille modeste aura tendance à croître ? Les modèles conceptuels et les modèles de calottes envisagent plusieurs hypothèses.

- La première est liée à la dynamique de la glace. En effet, la rhéologie de la glace dépend sensiblement de la température (la glace froide est plus rigide, la glace moins froide est plus déformable). La température interne de la calotte a donc un rôle important sur son évolution. Le cas le plus extrême survient lorsque la glace basale fond : le glacier (car c'est en général des phénomènes de petite échelle qu'il faut considérer) est alors susceptible de « flotter » si l'eau sous-jacente ne parvient pas à s'échapper et donc, que sa pression équilibre le poids de la glace au-dessus. Plus généralement, la température interne de la glace est une variable très lente, car la diffusion de la chaleur nécessite des dizaines de milliers d'années pour un tel objet. Une grosse calotte aura une température basale plus élevée (sous l'influence de sa déformation et du flux géothermique), donc une dynamique plus rapide, peut-être même « catastrophique » dans le cas des événements de Heinrich. Par ailleurs, à cause de l'isostasie, une grosse calotte va enfoncer le socle rocheux : avec une altitude plus basse, les températures (basales comme de surface) seront plus élevées.

- Une autre possibilité concerne l'albédo de surface de la glace (c'est d'ailleurs sans doute aussi un mécanisme essentiel pour expliquer la fin des épisodes de Terre boule de neige). Une glace « vieille » n'a pas la même apparence qu'une glace « jeune », pour plusieurs raisons. Il y a la transformation de la neige (albédo très élevé) en glace (albédo moins élevé) et il neige moins sur une grande calotte. De plus, un climat très sec sera plus favorable au transport de poussières, comme cela a été clairement observé au dernier maximum glaciaire. Tout ceci contribue peu à peu à assombrir et à réchauffer la surface de la calotte.

- Enfin, il est tentant de se baser sur la chronologie de la dernière déglaciation (et celle des autres) qui suggère un rôle climatique plus global sur l'évolution des calottes, comme cela a été souligné plus haut. En particulier, l'augmentation du CO₂ et des températures globales

pourrait contribuer efficacement à accélérer la déglaciation. Ceci conduit alors à un scénario d'oscillateur qui fait explicitement intervenir la dynamique du carbone, qui est très vraisemblablement pilotée, sur cette échelle de temps, par la circulation de l'océan profond. En effet, on observe globalement une plus grande stratification des masses d'eau au glaciaire, qui pourrait être liée à l'évolution des zones actuelles de formation des eaux de fond antarctiques (AABW : Antarctic Bottom Waters) en lien avec la géométrie de la calotte Antarctique (modèle Paillard and Parrenin, 2004).

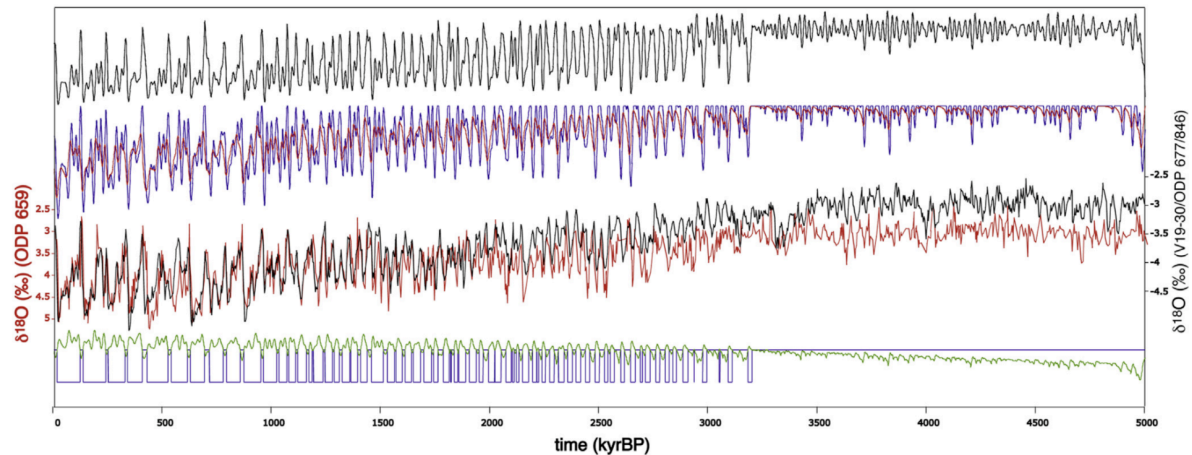


Figure : Modèle couplé calotte-carbone pour expliquer la succession des événements au Quaternaire, notamment la relation de phase observée entre les calottes et le CO₂ atmosphérique (Paillard et Parrenin, 2004). En haut, le CO₂ (noir) et le niveau marin (bleu) issus du modèle, comparés à l'¹⁸O des foraminifères benthiques (noir et rouge). Il s'agit d'un oscillateur de relaxation, forcé par l'astronomie, avec deux phases distinctes (glaciation et déglaciations) illustrées sur la courbe du bas. Si l'on ajoute une tendance linéaire à long terme, ce type de modèle « accroche » successivement les fréquences astronomiques à 41 kyr, puis ensuite à 100 kyr.

La notion d'oscillateur de relaxation est aussi très intéressante car elle explique assez simplement pourquoi le climat oscille d'abord à une fréquence astronomique (41 kyr) puis ensuite une autre (100 kyr). En effet, s'il existe une dérive à long terme (dont la nature reste à déterminer), ce type d'oscillateur va se synchroniser sur l'une ou l'autre des fréquences du forçage : c'est ce que l'on appelle l'accrochage de fréquence en théorie du signal (frequency locking), un procédé bien connu pour les télécommunications radio-fréquence.

Mais le lien entre l'astronomie et le climat ne se limite pas aux calottes de glace. Cela a déjà été mentionné plus haut, avec la cyclicité remarquable des périodes pluviales enregistrées dans la bande tropicale. On peut d'ailleurs à ce sujet s'interroger sur l'histoire des sciences, car les pays du nord (Europe et États-Unis au 19^{ème} siècle) vont exprimer le climat et ses changements avant tout en termes de température. Les glaciations sont donc logiquement l'archétype du changement climatique, car la glace a toujours été la limite « nord » de l'habitabilité. Cependant, dans les zones tropicales, les précipitations ont évidemment un rôle infiniment plus important sur l'environnement : si les sciences s'étaient d'abord développées dans cette région, la théorie astronomique concernerait probablement avant tout le phénomène de mousson, la limite de l'habitabilité y étant le plus souvent l'aridité.

La précession climatique modifie fortement la saisonnalité. Si son impact relatif par rapport à l'obliquité est discuté dans le cadre des glaciations, il est en revanche indiscutable en ce qui concerne les cycles pluviaux dans les tropiques. Dans cette région, les précipitations sur les continents sont souvent saisonnières et étroitement liées au phénomène de mousson : le continent s'échauffe en été beaucoup plus que l'océan, ce qui crée une circulation

atmosphérique de la mer vers la terre, favorable au transport d'humidité. Ceci sera donc renforcé lorsque l'été est plus intense. Ce phénomène de mousson est particulièrement marqué dans le sud et le sud-est asiatique, mais il concerne aussi l'Afrique ou l'Australie, dont les régions arides dépendent de façon critique de celui-ci.

Astronomie et carbone

Si l'astronomie influence de façon assez directe les températures et les précipitations, comme cela a été développé ci-dessus, il serait nécessaire prendre en compte également des influences plus indirectes. En particulier, il est maintenant bien établi qu'il y a un forçage astronomique à plus long terme sur certains aspects du cycle du carbone. En fait, il semble même qu'il s'agisse d'un phénomène très persistant, observé sur tout le Cénozoïque (voir figure ci-dessous), mais aussi probablement sur tout le Mésozoïque (Martinez et Dera, 2015). Cette cyclicité est bien visible dans les isotopes du carbone (le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), ce qui peut être interprété comme un signal de l'enfouissement de la matière organique.

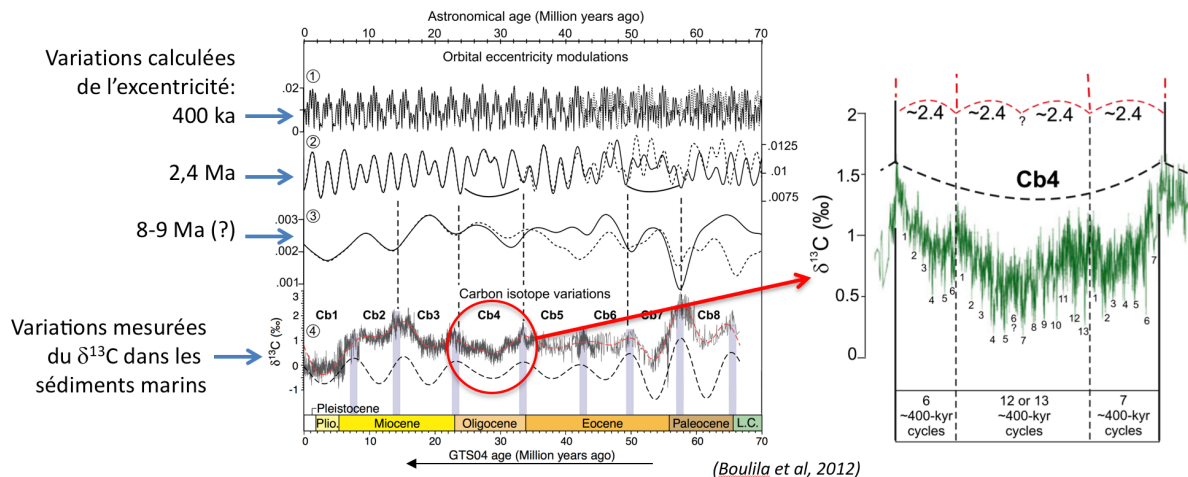


Figure : Boulila et al. (2012). L'excentricité de la Terre varie selon des cycles avec une périodicité dominante de 400 000 ans. On observe une modulation d'amplitude assez nette à 2,4 millions d'années (et de façon sans doute beaucoup plus subtile, peut-être à 8-9 millions d'années). Il est remarquable que les enregistrements du ^{13}C oscillent avec ces périodicités.

Comme on le verra dans le chapitre suivant, l'enfouissement de matière organique est l'un des puits de carbone (parfois une source), qui contrôle la quantité de carbone à la surface de la Terre (c'est-à-dire, avant tout, dans le réservoir océanique, mais aussi l'atmosphère et la biosphère terrestre). Il s'agit donc là d'un déterminant important du climat et aujourd'hui, le déstockage de cette matière organique fossile (pétrole, charbon, gaz) a un effet évident. Pourtant, cette évolution à long terme, sous l'influence de l'astronomie, a été très peu étudiée et reste assez mal comprise.

Sur la période des derniers millions d'années, nous disposons de sensiblement plus d'informations paléo-climatiques qu'au périodes plus anciennes. Mais la situation est peut-être aussi un peu plus complexe, en raison des grandes variations liées aux calottes de glace. On y observe aussi des cycles du ^{13}C avec une nette périodicité de 400 000 ans, sauf sur le dernier million d'années, où l'on distingue plutôt deux grands cycles de 500 000 ans, comme cela est illustré sur la figure ci-dessous. Les maxima du ^{13}C correspondent aux deux transitions climatiques de cette période : la transition Mid-Pleistocène (aux alentours de 1

MyrBP) qui correspond au changement de périodicité des cycles glaciaires, et la transition Mid-Brunhes (vers 430 ka BP) qui correspond à un changement d'amplitude notable dans les variations du CO₂ atmosphérique enregistrées dans les carottes de l'Antarctique.

Tous ces exemples démontrent que le rôle de l'astronomie sur le climat dépasse très largement le cadre des glaciations du Quaternaire. En particulier, la théorie astronomique du carbone reste encore largement à inventer.

3 - Carbone et climat

Aujourd'hui, face à la transition climatique Anthropocène qui s'accélère, le lien entre carbone et climat est une évidence. Pourtant, peu de gens ont conscience du rôle clé du cycle du carbone dans la stabilité du climat : loin d'être un perturbateur, le CO₂ est, avant tout, le système de régulation qui a permis la présence d'eau liquide sur notre Planète depuis plusieurs milliards d'années. C'est le thermostat de la Terre, c'est-à-dire la rétroaction négative qui a probablement permis le développement de la vie, en effaçant les principales perturbations externes. A ce titre, il est vraisemblable que la rétroaction climat-carbone liée à l'érosion des silicates soit l'ingrédient le plus nécessaire à l'habitabilité d'une planète.

Mais cette rétroaction est lente. Et à ce sujet, il circule beaucoup de désinformation sur les « constantes de temps » du CO₂ atmosphérique. On trouvera sur internet que « la durée de vie du CO₂ dans l'atmosphère est de 100 ans », ce qui est **grossièrement faux**. On y trouvera aussi (sur les sites climato-sceptiques notamment) que le temps de résidence du CO₂ dans l'atmosphère est de 3 ou 4 ans, ce qui est effectivement le cas. On y trouvera, par contre, très difficilement que la durée d'une perturbation dans le cycle du carbone est de l'ordre de 200 000 ans, ce qui est en général la bonne réponse à la question posée.

Les constantes de temps du cycle du carbone

La notion de « durée de vie » du CO₂ dans l'atmosphère n'a pas vraiment de sens : le CO₂ est une molécule très stable. Il ne disparaît pas par réaction chimique (comme c'est par exemple le cas pour le CH₄ qui s'oxyde en CO₂ typiquement au bout d'une dizaine d'années). Il ne se désintègre pas (comme les atomes radioactifs). Le carbone va plutôt « entrer et sortir » de l'atmosphère, et dans ce cas, les géochimistes parlent préférentiellement de temps de résidence.

La notion de « temps de résidence » n'a de sens qu'à l'équilibre, lorsque les flux entrants et sortants se compensent. Ce n'est bien évidemment jamais tout à fait le cas, mais cela reste néanmoins une notion très utile, a fortiori lorsque les flux « à l'équilibre » sont grands devant un éventuel déséquilibre. C'est le cas pour le carbone. Le temps caractéristique passé dans un réservoir s'obtient donc en divisant la taille de ce réservoir (exprimé par exemple en masse de carbone) par la somme des flux entrants, ou sortants puisqu'on est à l'équilibre.

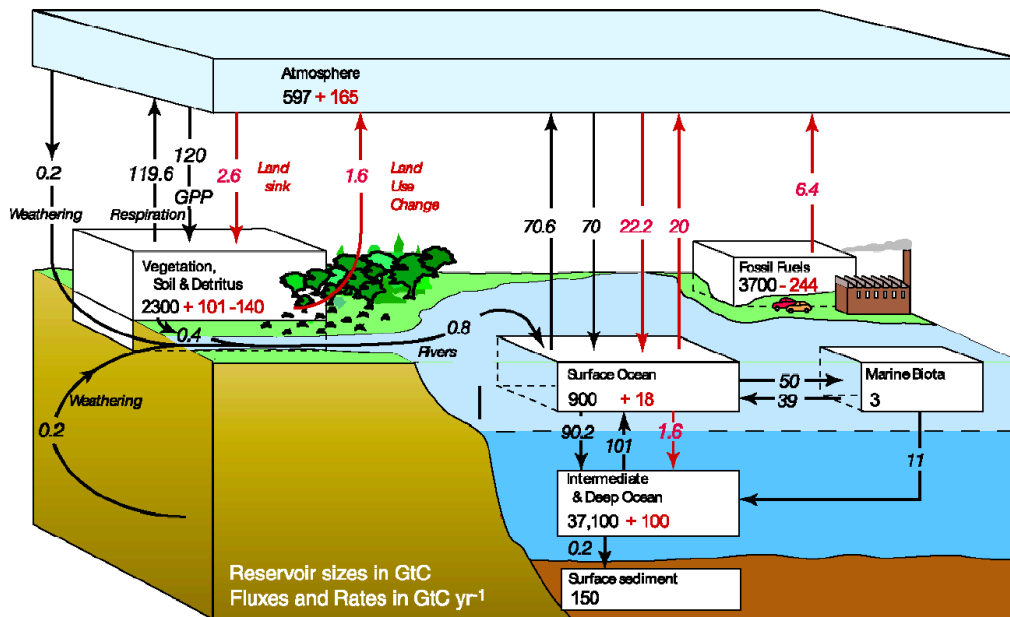


Figure : réservoirs (en GtC) et flux (en GtC/an) de carbone à la surface de la Terre. En noir, les valeurs naturelles, en rouge la perturbation anthropique (IPCC 2001)

Selon la figure ci-dessus, on calcule donc aisément le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère (en prenant les valeurs naturelles à l'équilibre) :

$$\tau_{\text{Atm}} = M_{\text{Atm}} / \sum \text{Flux}_{\text{Atm}} \approx (600 \text{ GtC}) / (200 \text{ GtC/an}) \approx 3 \text{ ans}$$

Le temps de résidence du CO₂ dans l'atmosphère est donc relativement court, car les échanges avec les réservoirs de surface sont très importants. Typiquement, une molécule de CO₂ (naturelle ou anthropique) va donc rester environ 3 ans dans l'atmosphère avant d'être capturée par une feuille d'arbre, ou un brin d'herbe, via la photosynthèse. Au printemps. Et à l'automne, la feuille va tomber et être consommée par des insectes ou des bactéries, tout comme le brin d'herbe qui sera brouter : le carbone va donc retourner très rapidement dans l'atmosphère sous forme de CO₂. Il est facile de comprendre que plus le flux de photosynthèse sera grand, plus le flux en retour de la respiration augmente. On ne va donc pas éliminer 100% du carbone de cette façon, mais seulement une fraction, qui va se retrouver, par exemple, dans un tronc d'arbre, ou dans le sol, et y être stocké plusieurs années ou davantage encore. Le même phénomène se produit dans les océans, avec des flux bi-directionnels très importants, mais qui augmentent dans les deux sens.

En termes de bilan final, seulement 50% du carbone anthropique reste piégé grâce à ces flux de surface « rapides ». On peut donc considérer qu'au bout de trois ans, la moitié de ce que l'on émet dans l'atmosphère se retrouve dans la végétation ou bien dans l'océan. Mais les 50% restant s'accumulent dans l'atmosphère. Le temps de résidence atmosphérique du carbone est une notion importante, mais cela ne correspond pas à la question posée, qui est de savoir quand la perturbation anthropique va disparaître. En fait, ce « bonus de 50% » est déjà pris en compte dans nos observations de la concentration en CO₂ car la perturbation est continue (ce n'est pas une impulsion, un « Dirac ») et on observe son effet en termes d'accumulation dans l'atmosphère sur de nombreuses années, soustraction déjà faite de ce « bonus ».

Le principal réservoir de carbone à la surface de la Terre, c'est (de loin) l'océan avec environ 38 000 GtC. Si l'océan de surface est plus ou moins en équilibre avec l'atmosphère, ce n'est évidemment pas le cas en profondeur. Il est donc intéressant de savoir à quelle vitesse le carbone va envahir ce « grand » réservoir, pour l'en soustraire de l'atmosphère. Ceci nous conduit à calculer le temps de résidence dans l'océan intermédiaire et profond :

$$\tau_{\text{Océan}} = M_{\text{Océan}} / \sum \text{Flux}_{\text{OcéanProfond}} \approx (37000 \text{ GtC}) / (100 \text{ GtC/an}) \approx 400 \text{ ans}$$

On obtient donc le « temps de mélange » de l’océan, qui permettra de mieux homogénéiser la perturbation anthropique, et donc potentiellement de capturer un peu plus de carbone atmosphérique. Mais on comprend aisément qu’on ne pourra pas de cette façon éliminer entièrement la perturbation initiale: le carbone provient du sous-sol, et au bout de 400 ans il y en aura plus dans l’atmosphère et dans l’océan. La perturbation sera mieux répartie, mais elle n’aura pas disparue. On estime que l’océan profond pourrait capturer au total les $\frac{3}{4}$ de la perturbation, et que le $\frac{1}{4}$ resterait dans l’atmosphère. Le rôle de la végétation sur cette échelle de temps est très incertain. En effet, le CO₂ favorise la croissance des forêts comme cela a été mentionné plus haut (c’est une grosse partie du « bonus » de 50%). Cette fertilisation ne pourra sans doute pas durer, car des effets inverses à plus long terme sont probables. Les sols contiennent en général moins de carbone quand la température augmente (la dégradation bactérienne est accélérée) or ce sont les principaux réservoirs de carbone sur les continents. Plus généralement, le changement climatique pourrait avoir des effets négatifs sur certains écosystèmes importants comme les forêts tropicales. Par ailleurs, les quantités de carbone considérées (au total des milliers de GtC) vont vraisemblablement saturer rapidement les réservoirs biosphériques.

Au final, nous ne pouvons donc attendre qu’une réduction de 50% de la perturbation anthropique et au bout de plusieurs siècles seulement (nous avons déjà bénéficié des 50% rapides !). Concrètement, si l’on arrêta aujourd’hui instantanément toute émission de CO₂ nous pourrions espérer passer de 410 ppm à 345 ppm dans 400 ans seulement, à mi-chemin d’un retour vers l’état pré-industriel à 280 ppm [en fait il faudrait sans doute plus de temps encore, car nous parlons-là d’un simple modèle de retour à l’équilibre, et donc d’une exponentielle décroissante dont la constante de temps serait (environ) 400 ans et l’asymptote (environ) 345 ppm].

Combien de temps faut-il alors « typiquement » pour éliminer la perturbation initiale ? Le résultat s’obtient en fait aisément, en calculant le temps de résidence du carbone sur Terre. En effet, le carbone anthropique provient du sous-sol. Tant qu’il restera dans les réservoirs de surface (océan, biosphère, atmosphère) il s’échangera avec l’atmosphère et interviendra donc dans le climat. Il faut donc qu’il retourne dans le sous-sol... Les processus naturels correspondants sont assez lents :

$$\tau_{\text{SurfaceTerre}} = M_{\text{SurfaceTerre}} / \sum \text{Flux}_{\text{SurfaceTerre}} \approx (40000 \text{ GtC}) / (0,2 \text{ GtC/an}) \approx 200\,000 \text{ ans}$$

Mais tout est relatif. C’est en fait une durée très courte pour une perturbation géologique. C’est d’ailleurs cette durée qui est observée pour la perturbation du LPTM, à la transition Paléocène-Éocène, il y a 55 millions d’années, comme on a pu le voir auparavant.

En réalité, il y a encore (au moins) une étape intermédiaire importante entre cette durée « ultime » d’une perturbation en CO₂, et le temps de mélange physique de l’océan discuté auparavant : c’est la compensation des carbonates qui est discutée dans le paragraphe suivant. La constante de temps associée est de plusieurs milliers d’années (entre 5000 et 10000 ans) : c’est le temps qu’il faut pour que l’acidité de l’océan (liée au carbone) permettent de dissoudre suffisamment de carbonate. Ceux-ci sont aujourd’hui abondants, dans les sédiments marins et sous forme de récifs coralliens. Ce processus permet de rééquilibrer la chimie du carbone dans l’océan, en augmentant à nouveau le pH, et donc cela permet d’absorber encore plus de CO₂ atmosphérique. Les carbonates marins constituent donc un tampon supplémentaire pour absorber en partie une perturbation en termes de carbone. Au final, on estime qu’à la suite de ce processus de compensation, il pourrait rester de 5% à 10% de la perturbation initiale.

	0	3 ans	max	400 ans	5000 ans	200 000 ans
--	----------	--------------	------------	----------------	-----------------	--------------------

Sous-sol (fossiles)	-100%	-100%	-100%	-100%	-100%	-100%
Atmosphère	100%	50%	50%	25%	10%	0%
Végétation + sols		30%				
Océans		20%	50%	75%	180%	
CaCO ₃					-90%	100%

Figure : Répartition et constantes de temps du carbone dans les principaux réservoirs à la suite d'une injection massive de carbone d'origine organique fossile. Dans un premier temps, seule la moitié s'accumule dans l'atmosphère. Au maximum de la perturbation climatique (100 ou 200 ans ?), le rôle de la végétation, et surtout celui des sols, restent mal connus. Après mélange de l'océan, on estime que celui-ci absorberait les 3/4 de la perturbation (en fait, la moitié de la « perturbation observée »). A plus long terme, la compensation des carbonates permettrait d'éliminer environ 90% du carbone. Mais c'est seulement l'érosion des silicates qui permet un retour à la situation initiale.

Dès lors, on peut se demander d'où vient le « mythe » d'une durée de vie du CO₂ de 100 ans dans l'atmosphère. Il s'agit d'une confusion (ou d'une désinformation) entre une notion géochimique et une notion politique. En effet, la durée de 100 ans correspond à l'horizon temporel souvent utilisé pour calculer le potentiel de réchauffement des gaz à effet de serre. Il s'agit d'un **choix arbitraire**, qui correspond à un **compromis nécessaire** entre des effets climatiques à court terme (décennies) et des effets à beaucoup plus long terme (siècles).

Gaz	Durée de vie	PRG		
		20 ans	100 ans	500 ans
CO ₂	∞ (200 000)	1	1	1
CH ₄	12	72	25	7,6
N ₂ O	114	289	298	153
CF ₄	50 000	5 210	7 390	11 200
CHF ₃	260	9 400	12 000	10 000
SF ₆	3 200	15 100	22 200	32 400

Figure : Une question importante posée aux scientifiques est de quantifier, à l'aide d'un **seul nombre**, le danger correspondant à chaque gaz à effet de serre. C'est ce qu'on appelle le PRG (potentiel de réchauffement des gaz. GWP en anglais). Mais ceci nécessite de **choisir** un horizon temporel, car par exemple le CH₄ a un effet radiatif très important, mais une durée de vie assez courte. Le **compromis** habituel est de calculer les PRG sur 100 ans, avec le CO₂ utilisé comme référence (pour définir des équivalents CO₂). Si l'on utilisait la « vrai » constante de temps (temps de résidence, plutôt que durée de vie) du CO₂ cela reviendrait à privilégier les conséquences « à très long terme » en négligeant les impacts climatiques à l'échelle des décennies....

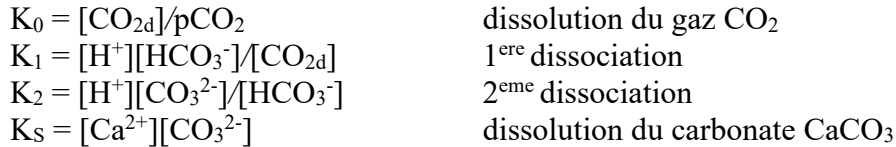
L'océan et la chimie des carbonates

La concentration atmosphérique en CO₂ est avant tout contrôlée par la chimie du carbone dans l'océan. En effet, c'est de loin le plus grand réservoir capable d'échanger du carbone à des échelles de temps relativement rapides, le réservoir biosphérique (forêts et sols) étant de taille plus limitée. Comme on l'a vu plus haut, la surface océanique va s'équilibrer avec l'atmosphère assez rapidement, alors que les eaux plus profondes auront besoin de plusieurs

siècles ou millénaires pour ajuster leur concentration de carbone. Mais le carbone n'est pas la seule grandeur importante : c'est un acide qui va modifier l'équilibre acide-base (et donc le pH) de l'océan. Ceci a des conséquences essentielles sur le devenir du carbone.

Le carbone inorganique dissout existe sous 3 formes: $[\text{CO}_{2d}]$, $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$.

On a les constantes d'équilibre chimique suivantes:



... constantes qui dépendent de la température, la salinité, la pression, etc... mais que l'on supposera vraiment constantes pour la discussion ci-dessous.

Pour établir des bilans, il est nécessaire d'utiliser des grandeurs « chimiquement conservatives », qui vont subsister malgré les éventuelles réactions chimiques impliquées.

Pour le carbone océanique, on introduit les quantités suivantes:

Le carbone total (en anglais DIC: dissolved inorganic carbon):

$$C = [\text{CO}_{2d}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

L'alcalinité (liée à l'équilibre des charges):

$$A = 2 [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + \text{borates} + \text{termes petits.}$$

L'alcalinité provient de l'équation d'électro-neutralité : elle mesure les charges négatives des couples acide/base partiellement dissociés (acides faibles).

Par exemple :

lorsqu'on ajoute 1 mole de CO_2 : $\Delta C = +1, \Delta A = 0$

lorsqu'on dissout 1 mole de CaCO_3 : $\Delta C = +1, \Delta A = +2$

Si on néglige $[\text{CO}_{2d}]$ (~ 1%) devant les autres termes ($[\text{HCO}_3^-] \sim 90\%$ et $[\text{CO}_3^{2-}] \sim 10\%$) :

$$C \approx [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-]$$

$$A \approx 2 [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-]$$

d'où:

$$[\text{CO}_3^{2-}] \approx A - C$$

$$[\text{HCO}_3^-] \approx 2 C - A$$

En termes de variations, on calcule :

$$\Delta[\text{CO}_3^{2-}] \approx \Delta A - \Delta C$$

$$\Delta[\text{HCO}_3^-] \approx 2 \Delta C - \Delta A$$

$$[\text{H}^+] = K_2 [\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_3^{2-}] \quad \text{ou bien :} \quad \text{pH} = \text{p}K_2 - \text{Log}_{10}([\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_3^{2-}])$$

$$[\text{CO}_{2d}] = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]/K_1 = (K_2/K_1)[\text{HCO}_3^-]^2/[\text{CO}_3^{2-}]$$

d'où: $\Delta \text{pH} \approx - (\Delta[\text{HCO}_3^-] / [\text{HCO}_3^-]) + (\Delta[\text{CO}_3^{2-}] / [\text{CO}_3^{2-}])$

$$\Delta \text{pCO}_2 / \text{pCO}_2 \approx 2 (\Delta[\text{HCO}_3^-] / [\text{HCO}_3^-]) - (\Delta[\text{CO}_3^{2-}] / [\text{CO}_3^{2-}])$$

Ce qui donne graphiquement la figure ci-dessous.

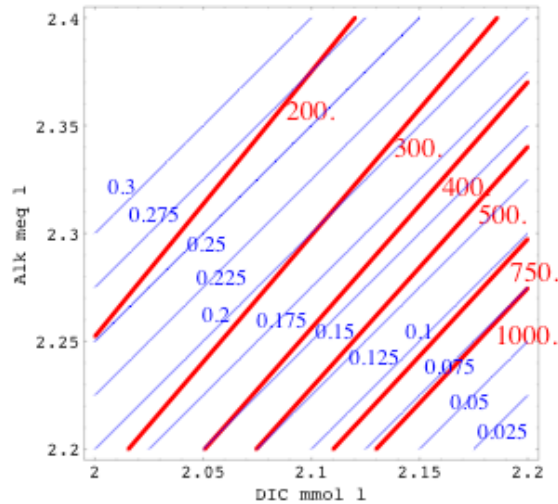


Figure: isolignes pour $p\text{CO}_2$ (en ppm, en rouge) et pour $[\text{CO}_3^{2-}]$ (en mmol/l, en bleu) en fonction du carbone inorganique total C (DIC en anglais) et de l'alcalinité A, en utilisant l'approximation drastique utilisée ici (avec les constantes d'équilibre prises à $T=288\text{K}$ et $S=35\text{‰}$). A comparer aux 2 figures ci-dessous...

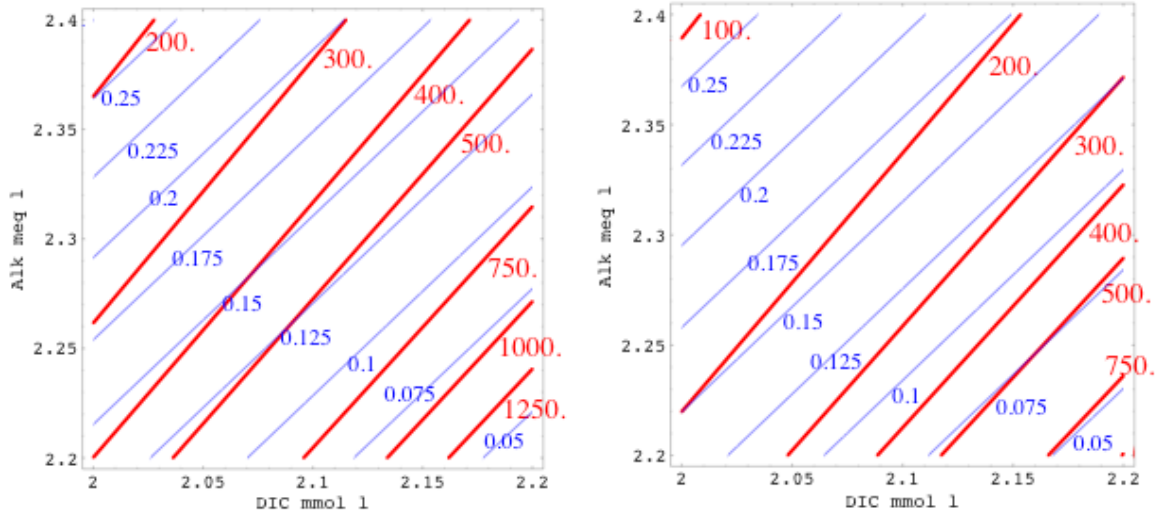


Figure: isolignes pour $p\text{CO}_2$ (en ppm, en rouge) et pour $[\text{CO}_3^{2-}]$ (en mmol/l, en bleu) avec un calcul plus réaliste (en tenant compte des borates) pour $T=288\text{K}$ et $S=35\text{‰}$ (à gauche) et pour $T=275\text{K}$ et $S=33\text{‰}$ (à droite).

Comme on peut le voir sur les figures ci-dessus, l'approximation que l'on a fait (en considérant les constantes d'équilibre vraiment « constantes » et en négligeant certains termes) n'est pas très bonne numériquement, mais l'allure des courbes, en particulier leur pente, est raisonnablement reproduite. On remarque notamment que la température a un effet important sur la solubilité du CO_2 (K_0).

Si l'on part de l'océan actuel (en exprimant tout en GtC au lieu de moles) avec $C = 38\,000$ GtC et $A = 42\,000$ GtC (soit approximativement $[\text{CO}_3^{2-}] = 4000$ GtC et $[\text{HCO}_3^-] = 34000$ GtC), on en déduit qu'une injection de 1000 GtC de CO_2 produit la perturbation Δ_1 suivante (après équilibre océan-atmosphère et mélange océanique, soit quelques siècles environ):

$$\Delta_1 C = +1000 \text{ GtC}$$

$$\Delta_1 A = 0$$

d'où: $\Delta_1 [\text{CO}_3^{2-}] \approx -1000 \text{ GtC};$

$$\Delta_1 [\text{HCO}_3^-] \approx +2000 \text{ GtC}$$

$$\Delta_1 \text{pH} \approx -0.3;$$

$$\Delta_1 \text{pCO}_2 / \text{pCO}_2 \approx 0.48 \text{ (= augmentation de 48 \%)}$$

Attention, il ne s'agit pas là de la perturbation « maximale », car on l'a déjà diluée entièrement dans l'océan profond. Durant la période transitoire qui précède le mélange océanique, la perturbation des eaux de surfaces est beaucoup plus grande.

La diminution de $[\text{CO}_3^{2-}]$ entraîne une dissolution de CaCO_3 , jusqu'à rétablir le produit de solubilité $K_S = [\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]$, après équilibre océan-carbonate, soit quelques millénaires ou plus. La concentration en Ca^{2+} change peu (il faut pour cela des millions d'années), on va en fait rétablir la concentration initiale en CO_3^{2-} de l'océan. C'est ce qu'on appelle la compensation des carbonates. On peut alors estimer le changement Δ_2 associé :

Pour la dissolution d'une mole de CaCO_3 , $\Delta_2\text{C} = +1$, $\Delta_2\text{A} = +2$. Donc pour obtenir $(\Delta_1 + \Delta_2)[\text{CO}_3^{2-}] = (\Delta_1 + \Delta_2)(\text{A} - \text{C}) = 0$, il faut dissoudre 1000 GtC de CaCO_3 ($\Delta_2\text{C} = +1000$ GtC, $\Delta_2\text{A} = +2000$ GtC).

Au total:

$$\begin{array}{ll} (\Delta_1 + \Delta_2)\text{C} = +2000 \text{ GtC}; & (\Delta_1 + \Delta_2)\text{A} = 2000 \text{ GtC} \\ (\Delta_1 + \Delta_2)[\text{CO}_3^{2-}] \approx 0; & (\Delta_1 + \Delta_2)[\text{HCO}_3^-] \approx +2000 \text{ GtC} \\ (\Delta_1 + \Delta_2)\text{pH} \approx -0.06; & (\Delta_1 + \Delta_2)\text{pCO}_2 / \text{pCO}_2 \approx 0.11 \text{ (= augmentation de 11 \%)} \end{array}$$

Pour revenir aux conditions initiales (après quelques centaines de milliers d'années), il faut invoquer la dissolution des silicates. En effet, comme cela est détaillé plus bas, celle-ci permet d'utiliser 1 mole de CO_2 pour produire 1 mole de HCO_3^- dissout dans l'eau, soit le bilan $\Delta_3\text{C} = 0$, $\Delta_3\text{A} = +1$.

Si l'on impose l'équilibre des carbonates $(\Delta_3 + \Delta_4)(\text{A} - \text{C}) = 0$, il faut en plus précipiter du carbonate $\Delta_4\text{C} = -x$, $\Delta_4\text{A} = -2x$:

$$(\Delta_3 + \Delta_4)(\text{A} - \text{C}) = 0 \quad \Rightarrow \quad \Delta_4\text{C} = -1 \text{ et } \Delta_4\text{A} = -2$$

On précipite donc 1 mole de CaCO_3 pour chaque mole de CO_2 utilisée par la dissolution des silicates. Pour $(\Delta_3 + \Delta_4)\text{C} = -2000$ GtC et $(\Delta_3 + \Delta_4)\text{A} = -2000$ GtC, on revient bien aux conditions initiales, c'est-à-dire au final $(\Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 + \Delta_4)\text{X} = 0$.

En résumé, on obtient donc le schéma ci-dessous dans un diagramme carbone-alcalinité, avec les quatre étapes décrites ci-dessus. Le retour aux conditions initiales ne peut s'effectuer qu'à travers l'érosion des silicates, ce qui explique une constante de temps très longue pour le carbone sur Terre.

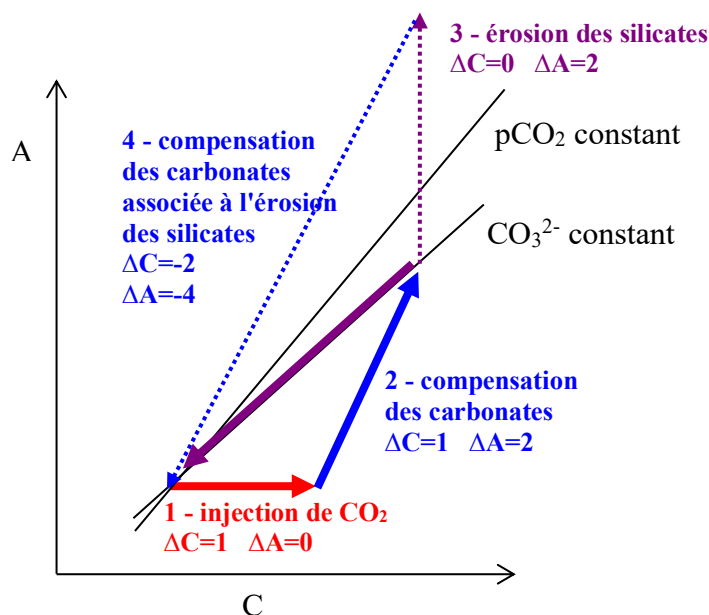


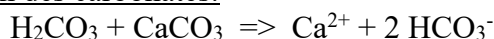
Figure : Schéma reprenant les différentes étapes associées à une injection de CO₂ dans l'océan. L'érosion des silicates (étape 3) étant très lente par rapport à la compensation des carbonates (étape 4), le chemin de "retour" est la flèche pleine violette à concentration en carbonate constante.

L'érosion des silicates

Comme on l'a vu ci-dessus, c'est la chimie du carbone et des carbonates dans l'océan qui contrôle le taux de CO₂ atmosphérique ainsi que la précipitation de carbonates. Lorsque la quantité de carbone augmente dans le système superficiel (volcanisme, combustibles fossiles, ...), celui-ci n'est pas directement "piégé" par les carbonates, qui vont au contraire se dissoudre davantage, et il faut donc attendre que l'alcalinité du système superficiel puisse, elle aussi, se réajuster. Ceci n'est possible que par l'intermédiaire de l'érosion. En effet, les rivières apportent à l'océan du carbone dissout (C) et de l'alcalinité (A) issus de la dégradation des roches: dissolution des carbonates et des silicates continentaux. Il y a aussi des apports de matière organique, mais nous les négligerons ici, même si ce type de processus représente actuellement environ 1/5 du puit géologique de carbone, ce qui n'est pas négligeable. En pratique nous négligeons ces flux géologiques organiques (enfouissement de matière organique comme au Carbonifère, sapropèles, etc...) surtout car nous ne connaissons pas très bien les processus qui les contrôlent (oxygénation, vie sur Terre,...).

La dissolution des roches fait intervenir, le plus souvent, le principal acide disponible dans les précipitations: l'acide carbonique H₂CO₃ (=H₂O+CO₂). Ceci permet d'utiliser 1 atome de carbone du système atmosphère-océan. Après réaction acide-base (échange d'un proton), ce carbone sera restitué à l'océan sous forme HCO₃⁻ ce qui se solde apparemment par un bilan nul pour le carbone superficiel, mais ce qui augmente l'alcalinité de l'océan. C'est par ce processus que la Planète va pouvoir réguler son carbone. Plus précisément, il convient de distinguer l'érosion des carbonates et l'érosion des autres roches, les silicates.

Érosion des carbonates:



Bilan, on a enlevé 1 carbone de l'atmosphère, pour en ajouter 2 dans l'océan. Au total:

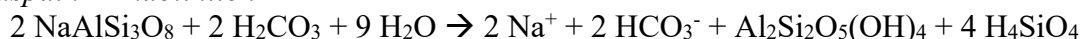
$$\Delta C = +1 \quad \Delta A = +2$$

Ceci sera réajusté dans l'océan par la compensation des carbonates, en précipitant 1 CaCO₃ (c'est-à-dire: ΔC = -1 et ΔA = -2). Le bilan global est donc nul. On a simplement déplacé un carbonate continental pour en faire un carbonate marin.

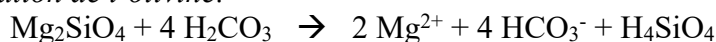
Érosion des silicates:

Les silicates constituent une famille très vaste de minéraux, et il est difficile de donner une formule "générique" qui pourrait décrire tous les cas de figure. Ci-dessous, deux exemples de dissolution de deux silicates courants:

Na-feldspath → *kaolinite* :



Dissolution de l'olivine:



De façon générique, les silicates seront soit entièrement dissous (cas de l'olivine), soit dégradés en minéraux argileux (ici, de la kaolinite). Le point essentiel est de noter qu'il n'y a pas de carbone dans la roche dissoute, et que les ions bicarbonates (HCO₃⁻) amenés à l'océan correspondent tous aux molécules de CO₂ atmosphériques utilisées pour la dissolution.

Bilan, pour chaque carbone de l'atmosphère, on en ajoute autant dans l'océan. Au total:

$$\Delta C = 0 \quad \Delta A = +1$$

Cet excès d'alcalinité sera réajusté dans l'océan par la compensation des carbonates, en précipitant 1 CaCO_3 ($\Delta C = -1$ et $\Delta A = -2$), de façon à revenir à la concentration initiale en CO_3^{2-} (ie. $\Delta A = \Delta C$).

Le bilan global est donc $\Delta C = -1$ et $\Delta A = -1$, ce qui a permis d'éliminer 1 atome de carbone des enveloppes superficielles (atmosphère et océan) pour le transformer durablement en carbonate.

Le thermostat de la Planète

Si l'on comprend maintenant par quels processus il est possible d'ajouter ou d'enlever du carbone dans le système superficiel océan-atmosphère, il est important d'expliquer comment ces flux sont susceptibles d'être régulés. En effet, en première approximation, la concentration atmosphérique en CO_2 sera directement liée au carbone superficiel C (c'est-à-dire avant tout, le carbone contenu dans les océans). Lui-même est déterminé par un bilan entre des sources volcaniques V (volcanisme, hydrothermalisme, et autres processus de dégazage du manteau terrestre) et des puits E (érosion des silicates) et B (enfouissement de matière organique, ou à l'inverse oxydation de matière organique fossile):

$$\frac{dC}{dt} = V - E - B$$

On peut estimer les ordres de grandeur relatifs de ces termes à travers un bilan isotopique. En effet, le ^{13}C de la source volcanique est de l'ordre de -5 ‰, le ^{13}C des carbonates est voisin de 0 ‰ (par définition du standard) et le ^{13}C de la matière organique est de l'ordre de -25 ‰. On en déduit donc que la précipitation des carbonates est (aujourd'hui) en moyenne le terme dominant, qui compte pour 4/5 des puits géologiques de carbone (et le cycle organique pour seulement 1/5).

Si ces termes sont indépendants du taux de CO_2 atmosphérique, ou de carbone superficiel C , on entrevoit aisément que le système "carbone" et par conséquent, le climat, risquent de diverger très rapidement, de façon exponentielle, à des échelles de temps inférieures au million d'années. Ces flux sont mal connus, mais on estime, par exemple que le terme source V est de l'ordre de 0,1 à 0,2 GtC/an (cf. figure plus haut et calcul du temps de résidence) : sans mécanisme de régulation, les taux de carbone sur Terre pourrait varier de façon dramatique. Or, la vie sur Terre existe depuis plusieurs milliards d'années et le climat est donc resté confiné dans une "zone d'habitabilité" assez étroite.

Les sources V sont (*a priori*) peu sensibles au climat ou au taux de carbone superficiel. La régulation climatique de la Planète s'effectue donc, *a priori*, par le terme d'érosion E . En effet, il est légitime de penser que l'érosion augmente avec la température (réactions chimiques plus rapides, davantage de précipitations, ...) et que la température augmente avec le taux de carbone C . E est donc une fonction croissante de C . Il est alors facile d'en déduire l'existence d'un point d'équilibre **stable**, correspondant à $E(C) = V - B$.

$$\frac{dC}{dt} = V - E(C) - B$$

L'argument ci-dessus est probablement la meilleure solution au problème de la stabilité du climat à travers les millions d'années de son histoire géologique.

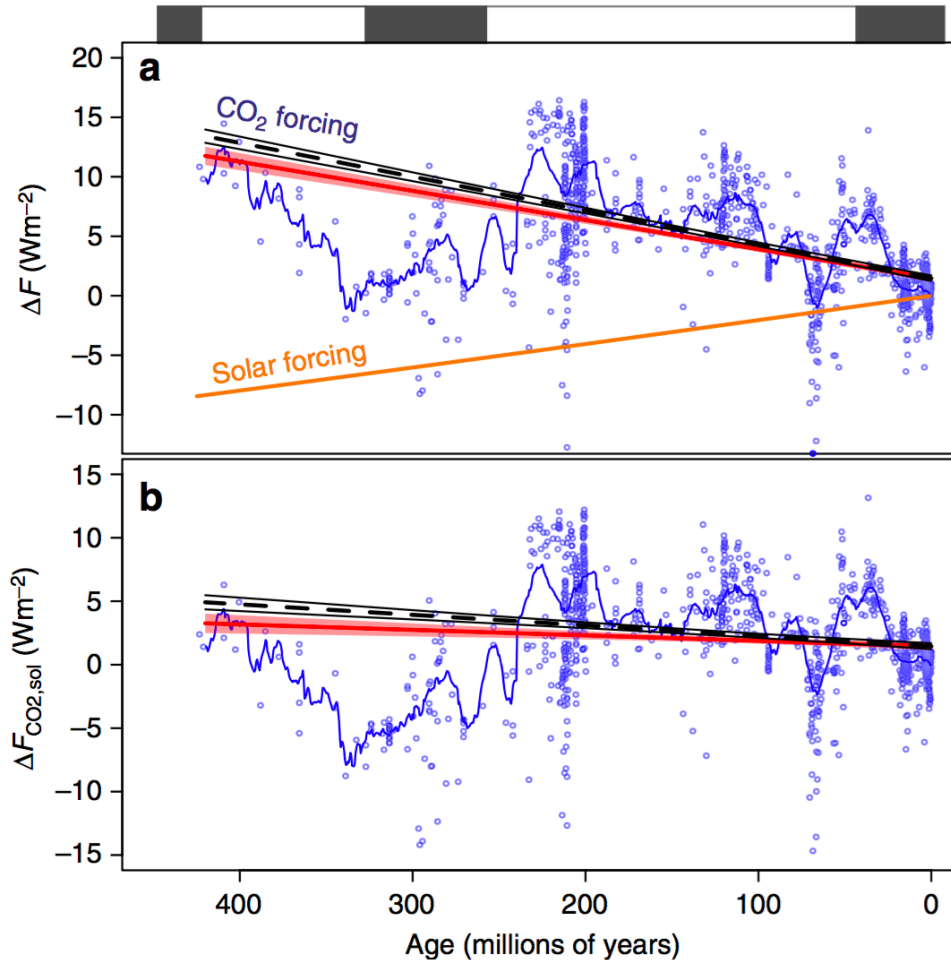


Figure : (Foster et al. 2017). En bleu, compilation des estimations de CO₂ atmosphérique au cours des 400 millions d'années passées (ces estimations restent assez incertaines). On observe (figure du haut) une tendance à la baisse, ici traduite en forçage radiatif. Cette tendance semble compenser l'augmentation de la constante solaire. Au final (figure du bas), le forçage radiatif change peu, grâce à ce mécanisme de régulation.

Cette idée d'une régulation du climat de la Planète via l'érosion des silicates est déjà présente au 19^{ème} siècle (cf. dans l'introduction : Ebelmen), mais c'est seulement en 1981 que ce mécanisme sera explicité tant que tel (Walker et al., 1981) : on parle donc de la rétroaction de Walker.

Il est cependant intéressant de souligner que la matière organique (enfouissement et libération de pétrole, charbon, gaz) a elle aussi probablement joué (et joue aujourd'hui) un rôle perturbateur dans cette histoire. Par exemple, la fabrication du charbon au Carbonifère (300-350 Ma) s'accompagne de glaciations... De façon générale, l'évolution de la vie sur Terre (apparition de la photosynthèse, colonisation des continents par les plantes, ...) a parfois sensiblement changé le fonctionnement du cycle du carbone et par conséquent le climat de la Terre. Il est intéressant de situer la perturbation anthropique actuelle comme un nouvel épisode de cette histoire couplée entre climat, carbone et évolution biologique.

Plus précisément, on a vu (chapitre sur les paramètres orbitaux) qu'il existait des variations astronomiques importantes dans les enregistrements isotopiques du ¹³C. Ces variations sont mal comprises, mais indiquent des changements significatifs dans les flux nets biosphériques de carbone aux grandes échelles de temps (cycle de l'excentricité à 400 000 ans et à 2,4 millions d'années notamment). Le terme biologique *B* dans l'équation de bilan

dépend vraisemblablement de très nombreux facteurs, dont le carbone et le climat. En incluant une dépendance $B(C)$, il est possible de complexifier le schéma précédent et il est envisageable que la biologie joue elle aussi un rôle important dans la régulation du climat. Mais le fonctionnement de la biosphère aux grandes échelles de temps et d'espace n'est pas bien compris. Ce terme B modifie également la quantité d'oxygène sur Terre : brûler des combustibles fossiles fait diminuer la concentration en oxygène et, à l'inverse, lorsque B est positif (stockage de carbone organique dans le sous-sol), l'oxygène augmente dans l'atmosphère. C'est notamment pour cette raison que les taux d'oxygène durant le Carbonifère étaient vraisemblablement très élevés : c'est ce qui permet d'expliquer le gigantisme des insectes, ou la présence de nombreux charbons de bois (qui suggère des incendies fréquents, ce qui est plus facile quand il y a beaucoup d'oxygène). Sur le dernier million d'années, nous disposons de la concentration en oxygène dans l'atmosphère, grâce aux carottes de glace antarctique (figure ci-dessous). On y observe une tendance à l'échelle du million d'année qui reste encore à expliquer.

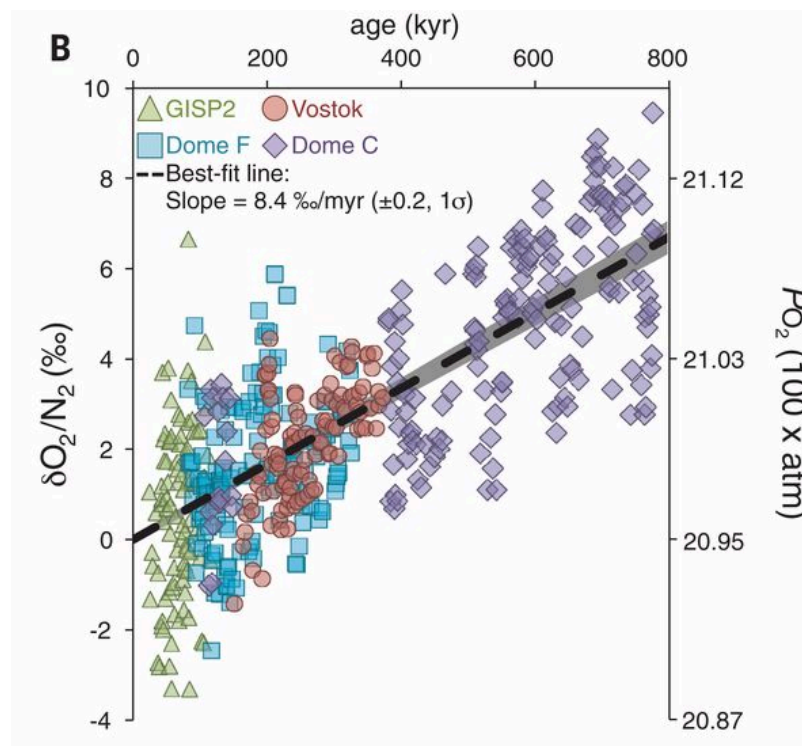


Figure : (Stolper et al. 2016). La concentration en oxygène dans l'atmosphère diminue d'environ 6 à 8 ‰ au cours du dernier million d'années.

La perturbation anthropique

Le carbone aujourd'hui émis massivement par les activités humaines dans l'atmosphère est observé de façon continue depuis le milieu des années 1950 à l'observatoire de Mona Loa (Hawaï), puis peu à peu par de nombreux autres observatoires. La mise en place d'un réseau de mesure des gaz atmosphériques s'est peu à peu réalisée au cours des dernières décennies. On remarque sur ces enregistrements le cycle saisonnier du carbone, de l'oxygène et du

carbone 13, qui signalent clairement l'activité photosynthétique de la Planète. On observe une augmentation continue du CO₂ depuis environ 315 ppm, jusqu'à aujourd'hui (en 2020, on dépasse 410 ppm). Pour mémoire, le niveau préindustriel est de 280 ppm. On observe aussi une baisse correspondante de l'oxygène atmosphérique, puisque l'augmentation du CO₂ provient de la combustion de carbone fossile. Ce carbone est bien d'origine organique, comme le signale la baisse simultanée du ¹³C atmosphérique.

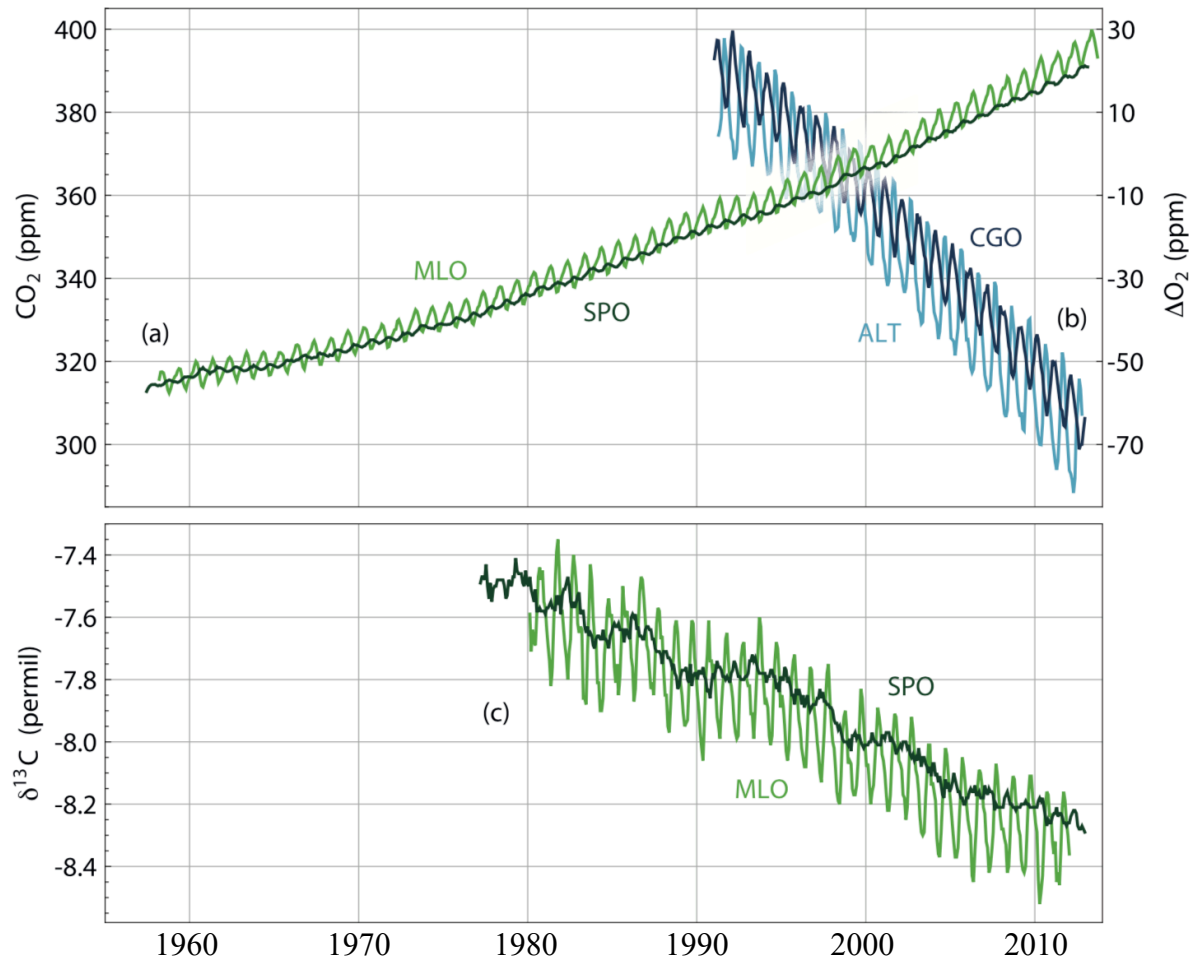


Figure : (IPCC 2014). En haut, concentration atmosphérique en CO₂ (MLO : Mona Loa Observatory ; SPO : South Pole Observatory) et en O₂ (ALT : Alert Observatory ; CGO : Cape Grim Observatory). En bas, composition isotopique du CO₂ qui démontre que l'ajout de carbone s'effectue avec un réservoir ayant une composition isotopique très négative.

Le ¹⁴C atmosphérique montre, dans la première moitié du 20^{ème} siècle, une diminution significative, qui démontre également l'origine fossile de ce carbone anthropique (le carbone fossile brûlé est très ancien, donc dépourvu de ¹⁴C).

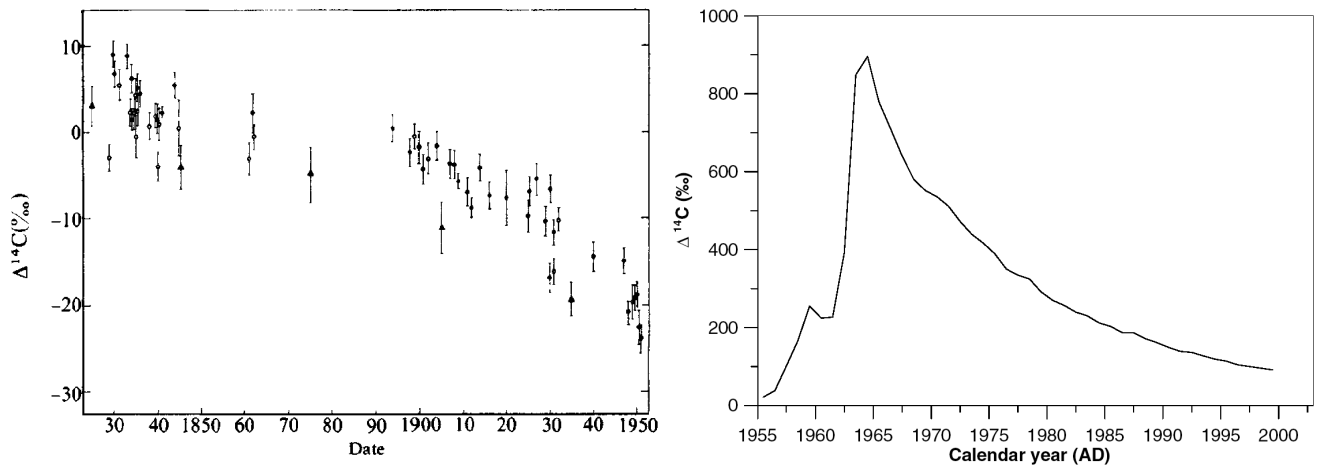


Figure : On mesure également dans la première moitié du 20^{ème} siècle une baisse significative du ¹⁴C atmosphérique, l'effet Suess, qui est lié à l'ajout de carbone fossile. Le signal ¹⁴C après les années 1960 est avant tout lié aux essais nucléaires atmosphériques (notez les échelles très différentes !).

Connaissant les différentes constantes de temps du carbone dans le système Terre, on peut tenter de construire des scénarios à très long terme de l'évolution climatique future, pour tenter de mieux comprendre ce qu'on appelle l'Anthropocène. A ce titre, les modèles conceptuels discutés plus haut dans le cadre du Quaternaire peuvent être prolongés, en supposant que le CO₂ décroît selon la réponse impulsionnelle suivante (Archer et al., 1997):

$$f(t) = 0.75 e^{-t/365} + 0.135 e^{-t/5500} + 0.035 e^{-t/8200} + 0.08 e^{-t/200000}$$

Logiquement, ceci donne des niveaux de CO₂ qui ne sont pas compatibles avec le retour des glaciations du Quaternaire avant des centaines de milliers lorsque l'on utilise des hypothèses hautes sur les émissions de carbone futures.

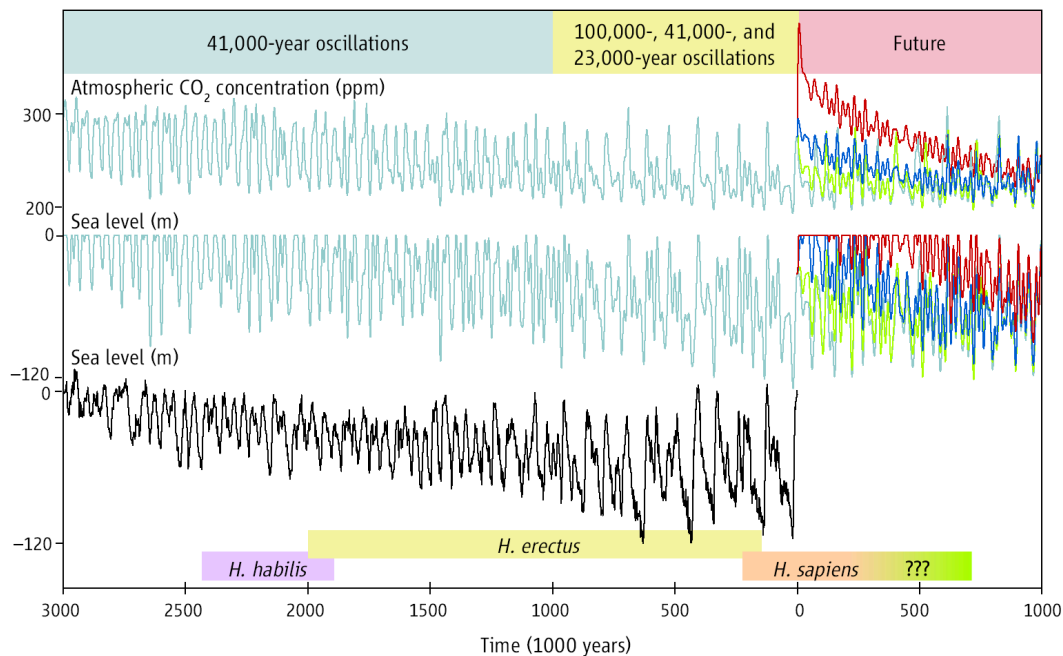


Figure : Extrapolation du modèle Paillard et Parrenin (2004) sur le prochain million d'années, avec une fonction de décroissance simple du CO₂ (Archer et al. 1997). Par construction, ce modèle ne prend en compte que les calottes de l'hémisphère nord, mais il faudrait aussi considérer des oscillations de l'Antarctique. Par ailleurs, la rétroaction stabilisante du CO₂ utilisée ici reste très théorique.

Ce genre de scénario pour le futur lointain est évidemment très théorique. Mais il correspond assez bien à ce que l'on connaît du fonctionnement climat-carbone aux grandes échelles de temps. Mais comme cela a été déjà souligné, le rôle de la biosphère est cependant négligé dans ce type projection, ce qui est sans doute contestable. En particulier, on peut imaginer des rétroactions négatives qui pourraient avoir un rôle sur l'enfouissement futur de carbone.

En effet, le cycle du carbone n'est bien sûr pas le seul cycle bio-géochimique perturbé par les activités anthropiques. C'est sans doute celui qui a l'effet climatique directe le plus évident. Mais on peut aussi mentionner le cycle de l'azote, qui est l'un des principaux éléments nutritifs limitant la production biologique avec le phosphore. L'agriculture actuelle a atteint des rendements considérables grâce à la production de nitrate via le procédé Haber Bosch.

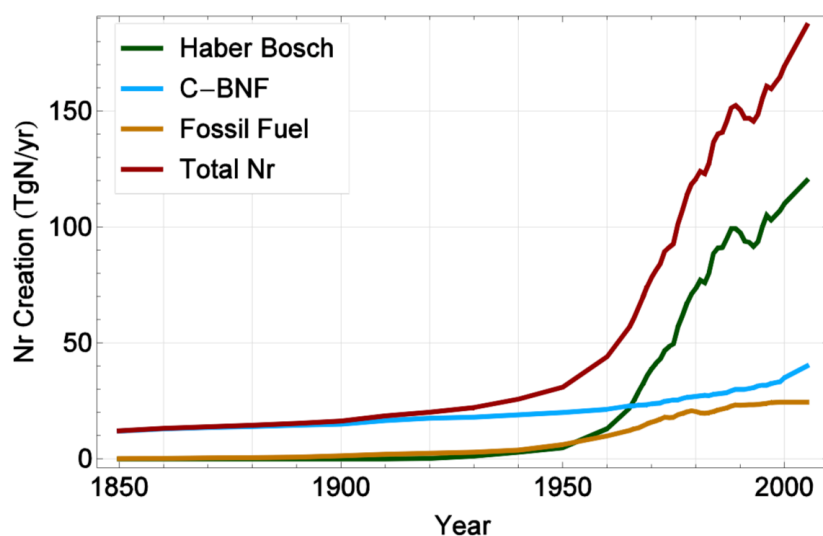


Figure : Production anthropique d'azote réactif (BNF : fixation d'azote biologique, lié à l'agriculture ; Haber-Bosch : le procédé industriel qui permet la fixation d'azote et la production de nitrates)

Cette injection massive d'azote réactif dans l'environnement contribue à augmenter la production biologique, parfois de manière non-contrôlée (eutrophisation), et donc à stocker du carbone dans la biosphère. Il en va de même pour le phosphore, qui est lui par contre avant tout d'origine minérale, et dont les ressources pourraient venir à manquer.

De plus, l'oxygène atmosphérique diminue. Mais la situation est sans doute plus problématique pour l'oxygène dans l'océan, en particulier en sub-surface dans les zones côtières, dans les régions qui sont aujourd'hui « hypoxiques », ou OMZ (oxygen minimum zone). Cette désoxygénation de l'océan pourrait avoir des conséquences importantes sur les ressources halieutiques. Mais en termes de fonctionnement de la Planète, cela permet de favoriser l'enfouissement de matière organique, et donc de stocker durablement du carbone dans les sédiments marins côtiers, et donc de le soustraire aux réservoirs de surface. Ces rétroactions négatives (ou positives) à long terme de la biologie sur le cycle du carbone sont encore mal connues aujourd'hui.

4 – L’océan : quelques théories et spéculations amusantes

DO-H et plateaux glaciaires ?

Le CO₂ glaciaire ?

Le problème de l’énergie mécanique dans l’océan...

Le GOBE et la dynamique de l’océan ? YES !!

Partie 3
Statique du climat

La planète Terre vue comme une « machine thermodynamique ».
Quelques inconsistances thermodynamiques dans les modèles « dynamiques » de climat ...
Approche systémique.

1 - Entropie, énergie, température

Un peu de physique statistique

De Carnot à Curzon-Alborn - le temps aussi est important

Où sont passés les thermodynamiciens ?

2 - Quelques résultats autour de MEP

3 - Vers la grande synthèse MEP-Gaïa !?!

(Végétation ? Hydrologie ?)