

**Le climat de la Terre:
fonctionnement de la machine climatique,
influence humaine
et évolution probable**

Y. Fouquart

Introduction, contexte général

C'est dans les années 70 que sont parues les premières publications scientifiques (voir paragraphe 1.2.3) mettant en évidence une augmentation régulière et significative (environ 0,3% par an) de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone. L'effet de serre et le rôle du CO₂ étaient connus depuis la fin du XIX^e siècle, époque du premier article sur le sujet par Svante Arrhénius. Les chercheurs se sont donc très rapidement passionnés pour cette question, les agences scientifiques comme le CNRS en France ou la NSF¹ aux Etats Unis ont investi fortement, les médias se sont fait l'écho des résultats obtenus, des inquiétudes et des polémiques et enfin ce sont les politiques qui se sont emparés du problème et ont commencé à discuter des moyens à mettre en œuvre pour freiner le réchauffement attendu. Si les diverses conférences internationales sur l'Effet de Serre (Rio, Kyoto, La Haye, Bonn, voir chapitre 8) ont eu jusqu'à présent peu d'effet pratique, elles témoignent en tout cas d'une prise de conscience de plus en plus grande dans les milieux politiques comme dans les médias de ce que nous atteignons un moment critique où le climat de la planète pourrait bien se modifier de façon importante et irréversible et que cela aurait sans doute des conséquences difficilement prévisibles mais très probablement importantes voire considérables.

Les hommes sont sur Terre depuis quelques 3 ou 4 millions d'années, peut être un peu plus. Tout ce temps, comme avant eux d'autres êtres vivants, ils ont modifié leur environnement, insensiblement au début, puis de plus en plus vite et de plus en plus profondément. Les manifestations les plus visibles de ces changements sont, bien sûr, la déforestation, l'agriculture, l'urbanisation mais ce ne sont peut être pas là que se situent les bouleversements les plus conséquents. Comme bien souvent, ce sont les choses les moins spectaculaires qui ont les plus grandes conséquences. Insensiblement et inconsciemment, au moins jusqu'à ces dernières années, nous avons modifié la composition de notre atmosphère non seulement en y injectant du dioxyde de carbone mais aussi d'autres gaz comme le méthane et les oxydes d'azote qui, certes se sont dispersés dans l'atmosphère, mais s'y sont accumulés lentement, insidieusement pourrait-on dire, jusqu'à atteindre des niveaux de concentration faibles mais suffisamment importants pour que les conséquences ne puissent plus en être négligées.

¹ National Science Foundation, à la différence du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), elle n'emploie pas directement de chercheurs mais elle finance les projets de recherche.

Aujourd'hui, la machine est donc lancée, à quoi faut-il s'attendre? Les médias se font volontiers l'écho des discussions qui germent dans les milieux scientifiques et, au travers de leur caisse de résonance, le débat est devenu polémique. A quoi s'attendre? A rien répondent certains qui arguent que la composition de l'atmosphère n'a pas profondément changé puisqu'il y a toujours 78% d'azote et 21 % d'oxygène et que, depuis l'invention de l'arc et des flèches, on nous répète tout le temps qu'on va finir par détraquer le temps. D'autres au contraire parlent d'inondations, de tempêtes, d'inexorable montée des eaux et dépeignent un avenir catastrophique voire cataclysmique. Il y a une sorte de masochisme chez certains qui semblent un peu jouer à se faire peur; face à eux l'indifférence, l'incrédulité et parfois le refus des réalités et même des évidences.

A propos d'un sujet aussi brûlant par les conséquences économiques d'éventuelles mesures de précaution que par les inquiétudes qu'il suscite, les réactions prudentes des politiques sont sans doute fort compréhensibles. Il est question en effet de mesures très contraignantes; comment prendre de telles décisions sans même avoir la certitude que cela soit absolument nécessaire et efficace. Sans doute, les politiques prennent-ils d'autres décisions sans plus de certitudes mais il s'agit de domaines qui leur sont peut-être plus familiers et de toute façon les décisions en question sont souvent moins contraignantes.

Par delà les polémiques, le catastrophisme et le "j'm'enfoutisme", il s'agit donc en premier lieu de s'informer. Il est essentiel de faire régulièrement le point sur l'état des connaissances, d'identifier ce qui est bien établi et ce qui pose encore question, de mettre en évidence les nouveaux problèmes qui surgissent au fur et à mesure de la progression des connaissances. L'objectif de ces pages est précisément de faire le point sur la question en distinguant aussi clairement que possible les certitudes scientifiques des hypothèses et d'éclairer la démarche scientifique dans ce domaine très complexe.

Après cette brève introduction, les quatre premiers chapitres sont consacrés à faire le point sur ce qui est bien établi: le chapitre 1 présente l'évolution constatée de la composition de l'atmosphère et la situe dans un contexte historique, le chapitre 2 décrit le mécanisme physique de l'effet de serre et la façon dont il fonctionne sur la Terre tandis que le chapitre 3 fait le point sur le réchauffement du XX^e siècle et que le chapitre 4 le resitue dans la perspective de l'évolution historique du climat.

S'il y a bel et bien un réchauffement généralisé depuis une centaine d'années et si ce réchauffement apparaît particulièrement rapide au regard des fluctuations récentes du climat, la question de savoir si l'activité humaine en est responsable ou non est une question complexe qui nécessite une étude approfondie des mécanismes qui caractérisent le système climatique. Celui-ci est décrit au chapitre 5 ainsi que les principaux couplages, on y introduit aussi les notions essentielles de forçage et de rétroactions. Le but du chapitre 6 est de distinguer la trace de l'influence humaine dans le réchauffement. Pour cela, on examine les causes naturelles de variation du climat: forçages externes, variabilité interne, fluctuations chaotiques.

La conclusion du chapitre 6 est que le réchauffement le plus récent est sans doute essentiellement le résultat de l'influence humaine. Cette conclusion fait encore l'objet de débats animés voire passionnés parmi les chercheurs, ces débats sont relayés et amplifiés par les médias. Les arguments scientifiques de la polémique sont présentés au chapitre 7.

Les aspects politiques de la question sont abordés au chapitre 8 qui résume l'évolution des négociations internationales et fait le point sur la coopération scientifique et les structures d'évaluation mises en place dans le cadre de ces négociations. Enfin, le chapitre 9 aborde la question cruciale des prévisions.

1 Les données du problème

1.1 Le contexte démographique

La Terre est âgée d'environ 4,5 milliards d'années, les premières bactéries sont apparues dans les océans il y a environ 3,8 milliards d'années. A cette époque, la vie était impossible sur les continents car les Ultra Violets du Soleil que rien ne filtrait détruisaient l'ADN des créatures vivantes. La vie est donc restée confinée dans l'océan jusqu'à la formation de la couche d'ozone. L'ozone, en effet, absorbe ces mêmes UV et fait donc office de bouclier protecteur. La vie est donc apparue sur les continents il y a 400 millions d'années et elle les a rapidement conquis. L'apparition des premiers humanoïdes est (déjà?) liée à une modification climatique favorable: un assèchement de la région située à l'est du grand Rift de l'Afrique de l'Est. Les Australopithèques sont alors apparus voici un peu plus de 4 millions d'années; le plus vieil humanoïde identifié à ce jour est vieux de 4,4 millions d'années, il vivait dans la région de l'Afars voisine de l'Ethiopie. L'Homo Erectus est le premier humanoïde dont on ait trouvé des traces en Asie et en Europe. C'est aussi le premier à maîtriser le feu. Le plus vieux spécimen a, lui aussi, été découvert en Afrique de l'Est; il est vieux de 1,7 millions d'années. Les premiers Sapiens sont vieux de 200 000 ans, toujours découverts en Afrique. On les trouve en Europe vers -70 000 où ils ont évolué vers la forme de Neandertal qui a disparu à son tour il y a 32 000 ans, définitivement supplantée par l'Homo Sapiens.

On évalue à quelque 5 millions le nombre total d'êtres humains qui vivaient il y a 12 000 ans. Il y a 6000 ans, ils étaient environ 15 millions. Par la suite, avec le développement de l'agriculture, la population a sensiblement augmenté pour atteindre 250 millions d'individus au temps des Romains, il y a 2000 ans. Le premier milliard d'habitants a été atteint vers 1800, le deuxième en 1930, le troisième en 1960. La Terre compte aujourd'hui 6 milliards 500 millions d'habitants et la population de la Terre augmente d'un milliard d'habitants tous les 12 ans. On prévoit 8 milliards d'habitants en 2020.

Sauf événement exceptionnel, ces prévisions sont très probablement bonnes. En 1950, ces mêmes prévisions étaient de 5,5 milliards d'habitants pour 1990 et de 6,3 milliards pour l'an 2000. Les chiffres exacts sont respectivement de 5,3 et 6,5 milliards.

La population de la planète est jeune, la moitié de la population du globe a moins de 25 ans. Dans les pays dits en voie de développement pour parler "politiquement correct", cet âge est de 23 ans, il n'est que de 15 ans par exemple en Zambie et 17,5 ans au Nigeria.

En fait, la croissance de la population a connu des différences de régime liées à l'amélioration des conditions de vie: la croissance rapide entre - 4000 et 0 a accompagné le développement de

l'agriculture, par la suite la croissance est restée lente car à un fort taux de natalité correspondait une forte mortalité puis, à partir du XIX^e siècle, les conditions sanitaires et les progrès de la médecine aidant, le taux de mortalité a faibli nettement, particulièrement la mortalité infantile, et l'équilibre s'est rompu.

date (années)	événement	population humaine
-4,5 milliards	naissance du système solaire	
-3,8 milliards	apparition des premières bactéries dans les océans	
-400 millions	apparition de la vie sur les continents	
- 4 millions	premiers humanoïdes en Afrique	
- 200 000	apparition de l'homo sapiens	
-10 000		5 millions
- 4 000		15 millions
0		250 millions
1800		1 milliard
1930		2 milliards
1960		3 milliards
2000		6,5 milliards
2025		8 milliards?

Tableau 1: quelques dates remarquables dans l'histoire de la vie sur Terre et évolution de la population

Il aura donc fallu 40 000 ans pour que la population de la Terre passe de 1 million d'habitants à 1 milliard d'habitants mais à peine plus de 200 ans pour passer de 1 milliard à plus de 6 milliards d'habitants. Chaque seconde, il naît quatre individus quand il n'en disparaît que deux. La croissance de la population est exponentielle et, à ce rythme, il n'est pas nécessaire d'être démographe pour prévoir qu'une limitation se produira forcément, d'une manière ou d'une autre.

Les démographes prévoient bien cette stabilisation et ils qualifient la période actuelle de transition démographique. Cette transition correspond au passage entre une démographie caractérisée par une forte natalité plus ou moins compensée par une forte mortalité et une autre où mortalité et fécondité sont faibles. Dans les pays développés, la transition est pratiquement faite et la croissance de la population y est faible si l'on met à part l'immigration. Dans les pays en Développement, la transition s'amorce et le taux de croissance de la population faiblit sauf semble-t-il en Afrique où la population devrait passer de 750 millions d'habitants en 1995 à 1,6 milliards en 2025 pour sans doute encore doubler en 35 ans.

A la fin du XXI^e siècle la population du globe pourrait dépasser les 10 milliards d'habitants pour se stabiliser au voisinage de ce nombre. Enfin, il est intéressant de noter que la population des pays industrialisés, quant à elle, augmentera peu: de 1,2 milliards en 90 à 1,4 milliards en 2025. La part de ces pays dans la population mondiale diminuera donc nettement, de 23% à 17%.

1.2 Les conséquences

1.2.1 Les besoins élémentaires en nourriture et en eau

Cette "explosion" démographique a évidemment de lourdes conséquences. En premier lieu, en 2025, il faudra nourrir 8 milliards d'habitants quand aujourd'hui, en 2002, près de 800 millions d'êtres humains souffrent de malnutrition. La question n'est pas triviale: la superficie des terres cultivables est réduite par l'existence des déserts, des montagnes et des zones en permanence recouvertes de neige. En gros, il reste un peu moins de 16% de la surface du globe, soit environ 100 millions de km². En 1950, ce chiffre était plus élevé; d'après la FAO (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture) 9 millions de km² sont devenus depuis "modérément dégradés" et 3 millions de km² sont sévèrement dégradés et impropres à l'activité agricole. Ces dégradations ont des origines multiples mais la surexploitation des terres en est une des plus importantes. Actuellement, en comptant les zones cultivables exploitées ou non, les forêts, steppes, etc., chaque être humain dispose de 2 ha environ répartis de façon fort inégale. Avec 10 milliards d'habitants, ce chiffre tombera à 1,2 ha, moins encore si les sols continuent à se dégrader. La question est rendue encore plus aiguë du fait du changement des habitudes alimentaires: dès que le souci premier et vital de se nourrir est plus ou moins résolu, le désir apparaît de se nourrir mieux ou autrement. On mange donc davantage de viande ce qui, sans doute, est bien compréhensible. Le problème est que pour fabriquer le même nombre de calories sous forme de viande, il faut jusqu'à 7 fois plus d'énergie que sous forme de céréales et en particulier sous forme de riz. Le rendement final est donc beaucoup moins bon, ce qui veut dire qu'il faut une surface plus grande pour produire la même quantité d'énergie. On peut aussi douter que la solution réside dans le fait d'employer toujours plus d'engrais: comme on vient de le voir la surexploitation des sols les dégrade et les rend inaptes à la culture, sans compter les problèmes de plus en plus pressants causés par la pollution par les nitrates.

Par ailleurs, la productivité agricole dépend très fortement des conditions climatiques. Ainsi 1998 a été une année assez médiocre en ce qui concerne la production végétale, particulièrement dans les pays d'Extrême-Orient et du Pacifique, où le taux de croissance de la production agricole a nettement fléchi. Tous les pays de cette région ont en effet souffert cette année là de mauvaises conditions météorologiques et en particulier, des pluies torrentielles qui se sont déversées sur plusieurs d'entre eux entre juin et septembre tandis que d'autres subissaient des sécheresses liées au phénomène El Niño.

L'eau est aussi un sujet de préoccupation². Elle est indispensable à la vie et la production agricole est une très grosse consommatrice d'eau: Robert Kandel note qu'il faut un mètre cube d'eau pour produire le blé dont on fait un kilo de pain et beaucoup plus pour faire un kilo de bœuf. Dans les régions bien arrosées, les précipitations assurent l'essentiel de l'apport d'eau nécessaire mais on a très souvent recours à l'irrigation ou à l'arrosage. On puise alors dans un stock d'eau disponible. Pour la plus grande partie, cette eau repart ensuite vers l'atmosphère par évaporation ou évapotranspiration par les plantes. L'eau disponible est pour une part renouvelable, c'est l'eau de ruissellement, et pour une part non renouvelable à court terme, c'est celle des nappes phréatiques qui se sont constituées au cours des millénaires précédents. Le "gisement" d'eau rapidement renouvelable est très variable d'une région à l'autre: de près de 700 000 m³ par an et par personne en Islande, on tombe à 500 m³ aux Emirats Arabes Unis et à 150 m³ en Libye, moins encore au Sahel. Dans ces régions arides, la consommation en eau dépasse la disponibilité offerte par le ruissellement: la nappe phréatique est donc largement surexploitée et le niveau des réserves accumulées pendant des siècles diminue rapidement. Le livre de

² Les Eaux du Ciel, Hachette

Robert Kandel² fait le point sur ce problème crucial, certainement appelé à prendre des proportions de plus en plus importantes dans les décennies à venir.

1.2.2 Les besoins énergétiques et les émissions de gaz à effet de serre

L'autre aspect du problème concerne très directement le sujet de cet ouvrage: l'explosion démographique est le résultat de l'amélioration des conditions de vie. Cette amélioration est étroitement liée au développement technique qui s'accompagne d'un accroissement considérable de la dépense énergétique. L'énergie est essentiellement produite par la combustion du pétrole et du charbon dont le dioxyde de carbone ou gaz carbonique (CO₂) est un sous produit. Actuellement, la consommation de combustibles fossiles rejette dans l'atmosphère environ 6 milliards de tonnes de carbone par an sous forme de dioxyde de carbone³.

La consommation énergétique est évidemment très variable d'un pays à un autre, elle est liée aux conditions climatiques et, surtout, au style de vie, à l'activité industrielle et aux transports: un Africain produit ainsi 260 kg de carbone par an sous forme de 950 kg de gaz carbonique, un Chinois 600 kg de carbone, un Allemand 2700 kg et un citoyen des Etats Unis en produit 5,5 tonnes, c'est-à-dire plus de 20 tonnes de CO₂. Il est peu probable, c'est un euphémisme, que l'évolution à venir soit vers une uniformisation des consommations au niveau africain, on s'attend au contraire à une forte augmentation de la consommation des combustibles fossiles dans les pays en développement et particulièrement dans les plus peuplés d'entre eux, c'est-à-dire en Inde et en Chine où l'expansion économique est importante. Si tout le monde se met à consommer le pétrole et le charbon comme les Américains, ce sont 35 milliards de tonnes de carbone qui seront ainsi rejetées dans l'atmosphère et avec 8 milliards d'habitants en 2025, on atteindrait alors 44 milliards de tonnes, soit plus de 7 fois la quantité actuelle. Peut être n'en arrivera-t-on pas là, ne serait-ce que parce que le développement économique des pays non industrialisés restera probablement insuffisant pour atteindre ce résultat, mais il est illusoire de penser que la production anthropique annuelle de CO₂ puisse ne pas augmenter dans les années à venir.

Le simple fait de respirer produit du CO₂. Les hommes sont, à ce titre, exactement semblables aux autres animaux mais dès l'invention du feu, ils ont introduit une nouvelle source de CO₂. Au début, cela ne portait pas à conséquence, non seulement parce qu'il n'y avait que peu d'hommes mais parce qu'ils brûlaient du bois, c'est-à-dire une énergie rapidement renouvelable. Les choses ont changé avec l'utilisation du charbon puis du pétrole puisque, dans ce cas, on brûle en très peu de temps une énergie jusque là stockée sous forme fossile. Cette énergie provient en fait de l'énergie solaire; elle a d'abord été transformée en carbone organique (le bois) par photosynthèse puis elle a été stockée et lentement transformée pendant des millions d'années. Le problème est là: quelques siècles tout au plus à comparer à des millions d'années, le déséquilibre est évident.

Les Romains et leurs contemporains faisaient certainement peu de cas de l'écologie. On retrouve la trace de leur activité dans les glaces du Groenland: la concentration en Plomb présente un pic relatif à l'époque des Romains, lié à l'exploitation de ce métal qui leur servait, entre autres, pour construire les aqueducs. Néanmoins, l'activité industrielle à cette époque était faible et, pour ce qui concerne le CO₂,

³ On préfère en effet mesurer les échanges de l'élément carbone car il est possible d'en suivre les transformations au cours d'un cycle dans lequel la photosynthèse fabrique du carbone organique à partir du CO₂ qui, donc, disparaît en tant que tel dans la réaction. On passe aisément d'une quantité de carbone sous forme de gaz carbonique à la masse de gaz carbonique proprement dite en remarquant que dans une mole (22,4 litres) de CO₂, il y a 12 g de carbone pour 44 g de CO₂ (12g de carbone et 2 * 16g d'oxygène).

les Romains, n'utilisant ni pétrole ni charbon, n'ont pas contribué à son augmentation. Les choses ont changé avec la révolution industrielle: c'est grâce à l'exploitation du charbon d'abord, du pétrole ensuite qu'elle a pu avoir lieu.

1.2.3 Evolution de la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre

Ce sont les chercheurs américains R. Revelle puis C. D. Keeling qui, les premiers ont effectué des mesures de routine de la concentration atmosphérique en CO₂. Ces mesures qui ont commencé en 1958 ont été effectuées quotidiennement à Hawaii, à l'Observatoire de Mauna Loa, à 4000m d'altitude, c'est-à-dire en un endroit très éloigné de toute source de pollution. Elles n'étaient donc pas perturbées par une source locale. La première publication dans les années 1970 a eu un très grand retentissement et a amené les scientifiques d'abord, les autorités politiques ensuite à s'intéresser de très près au problème.

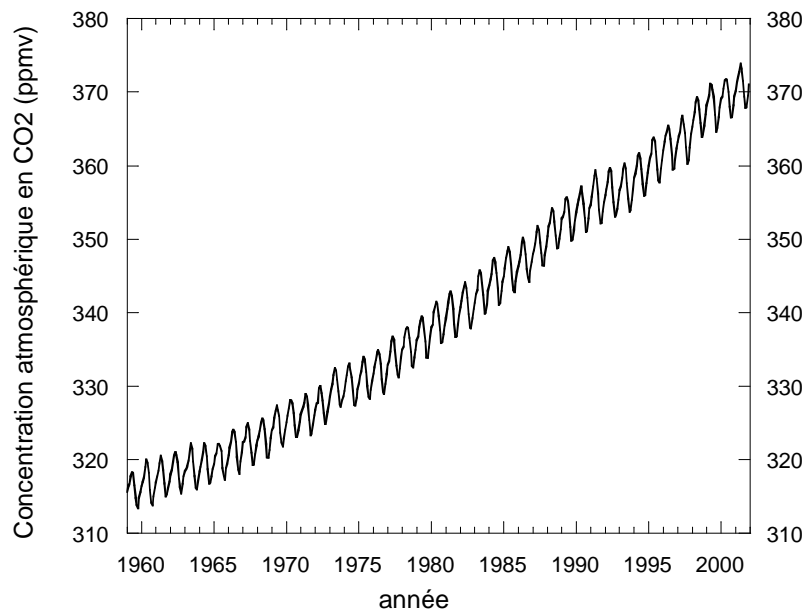


Figure 1 : variation de la concentration atmosphérique en CO₂ mesurée à Mauna Loa (d'après C.D. Keeling and T.P. Whorf, Scripps Institution of Oceanography)

La courbe de la Figure 1 présente ces résultats pour une période nettement plus longue mais elle montre simplement que la tendance a été confirmée par la suite. Tous les ans, la concentration atmosphérique en CO₂ augmente de 1 à 2 parties par million⁴. On observe aussi tous les ans une diminution de la concentration au moment du printemps de l'hémisphère Nord; cette diminution est due à la reprise de l'activité photosynthétique. On n'observe pas le même phénomène dans l'hémisphère Sud, tout simplement parce qu'il y a beaucoup moins de surfaces émergées dans cet hémisphère.

⁴ Si la concentration du CO₂ dans l'atmosphère est de 370 parties par million cela signifie qu'il y a 370 mm³ de CO₂ dans un million de mm³ d'air, c'est-à-dire dans un litre.

On a évidemment cherché à vérifier ces observations et des mesures ont été effectuées en plusieurs autres endroits comme l'île d'Amsterdam par exemple. Cette île est située dans l'Océan Indien pratiquement à mi distance du Sud de l'Afrique et du Sud de l'Australie (37°S, 77°E) et est donc isolée de toute source de pollution. Toutes ces observations ont confirmé celles de Keeling.

On peut se demander si cette augmentation est bien due à l'activité humaine. Ce n'est pas parce que cela semble logique et qu'on s'y attend que l'augmentation observée n'a pas, en totalité ou partiellement, d'autres causes. Les variations de la concentration en Carbone 13 (C13) permettent de répondre de façon définitive à cette question. Le C13 est un atome de carbone qui possède simplement un neutron supplémentaire, soit 6 protons et 7 neutrons. Ses propriétés sont très voisines de celles du Carbone 12 mais il est un peu plus lourd. L'atmosphère contient naturellement une faible proportion de C13 (1,1 %). Au cours de la photosynthèse, lors des échanges entre l'atmosphère et la végétation, l'élément le plus lourd est un peu défavorisé. La concentration en C13 dans les plantes est donc diminuée par rapport à la concentration atmosphérique. Il en est de même pour le charbon et le pétrole qui sont des combustibles fossiles. Or, on retrouve bien une diminution régulière de la proportion de C13 dans le CO₂ atmosphérique et cette diminution est proportionnelle à la consommation de charbon et pétrole.

On s'est ensuite posé la question de savoir de quand datait cette augmentation et on a eu recours pour cela aux carottes de glace que l'on est allé récupérer au Groenland et dans l'Antarctique. La glace résulte de la transformation progressive de la neige et s'accumule d'une année sur l'autre. En conséquence, l'âge de la glace augmente avec la profondeur. La neige fraîche, la "poudreuse", contient une très grande quantité d'air qui peut y circuler mais au fur et à mesure de sa transformation, la neige devient plus compacte et l'air s'évacue. Au bout de la transformation, la glace solide est complètement imperméable à l'air. Elle en contient encore mais sous forme de minuscules bulles. Ces bulles sont hermétiquement soudées par la glace et l'air qu'elles contiennent aujourd'hui est donc le même que celui qui a été emprisonné au moment de l'isolement de la bulle. On dispose ainsi d'un échantillon de l'air qui se trouvait là au moment de la transformation de la neige. On peut analyser l'air de ces bulles et comme on peut aussi dater les couches de glace, en utilisant la décomposition isotopique du carbone 14 par exemple, on détermine ainsi la variation de la composition atmosphérique dans le passé.

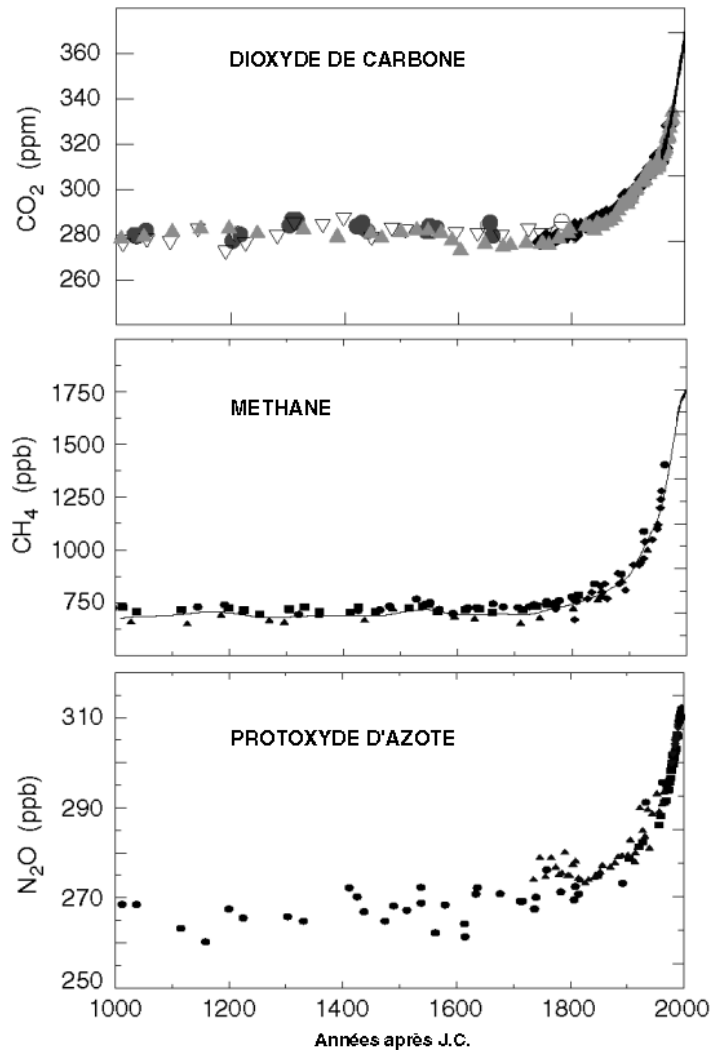


Figure 2: variation de la concentration atmosphérique en CO₂, CH₄ et N₂O déduites des mesures effectuées dans les bulles d'air incluses dans les carottes de glace récente, d'après Lorius et Jouzel⁵ (voir aussi IPCC 2001). Notez l'absence de variation saisonnière due au manque de résolution temporelle de ce type de mesures.

On sait ainsi (voir Figure 2) que la concentration atmosphérique en CO₂ est restée remarquablement constante à un niveau voisin de 280 ppm tout au cours du dernier millénaire mais que, depuis le début du XIX^e siècle, c'est-à-dire depuis le début de l'ère industrielle, la concentration du CO₂ ne cesse d'augmenter et de plus en plus vite. C'est aussi le cas d'autres gaz comme le méthane (CH₄) et le protoxyde d'azote (N₂O) qui, eux aussi, ont suivi la même évolution, le méthane augmentant de près de 100% depuis le début de l'ère industrielle et le protoxyde d'azote augmentant de près de 20%.

Ces deux gaz ont, eux aussi, un puissant effet de serre. En fait, pour une même masse de gaz, l'effet de serre qu'ils provoquent est beaucoup plus puissant que celui du CO₂. Le méthane (le grisou) est présent

⁵ Evolution du climat Du passé vers le futur, <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Climats/Historique/Cours-Climat/Images/index.htm>.

dans les mines de charbon, il est aussi produit par la fermentation anaérobie de la matière végétale. Les marécages sont une source naturelle de méthane, il s'enflamme aisément et donne alors ce qu'on appelle des "feux follets". L'estomac des ruminants en est aussi une source importante de même que les rizières ou les feux incomplets de matière végétale ou encore l'action des termites. L'augmentation de la concentration atmosphérique en méthane résulte directement ou indirectement de l'activité humaine comme l'extension des rizières, le développement de l'élevage ou les feux de savane par exemple. Les émissions naturelles de protoxyde d'azote sont dues à l'activité microbienne des sols. La part anthropique, environ 15% actuellement, correspond d'une part à l'utilisation d'engrais azotés qui favorisent l'activité microbienne et, d'autre part, aux processus de combustion à haute température (circulation automobile ou aérienne, feux de biomasse).

L'activité humaine a donc sensiblement modifié la composition de l'atmosphère. Dans la mesure où ni l'oxygène ni l'azote n'ont vu leur concentration changer, on peut évidemment être tenté de considérer qu'il s'agit là de modifications mineures. De plus, ces changements se sont faits progressivement et ces gaz sont sans nocivité. Il n'y a donc pas eu de quoi faire les gros titres de la presse et il a donc fallu plusieurs dizaines d'années pour que la prise de conscience se fasse. Aujourd'hui, même si les actes ne suivent pas vraiment, l'opinion publique sait qu'il y a là un problème qui pourrait bien être important. Quel est donc l'effet de ces "gaz à effet de serre" et d'abord qu'est ce que l'effet de serre?

2 L'effet de serre: un peu de physique avec deux équations

Lorsque la Terre était très jeune, c'est-à-dire quand elle n'avait que quelques centaines de millions d'années, la radioactivité naturelle et la chaleur dégagée par l'activité sismique constituaient une source d'énergie significative à l'échelle de la planète. Ce n'est plus le cas car cette radioactivité n'est plus que résiduelle et l'activité sismique s'est fortement ralentie; la seule source d'énergie de la planète est donc le Soleil. Réciproquement, la Terre perd de l'énergie au profit de l'espace qui l'entoure. Ces échanges d'énergie se font par l'intermédiaire du rayonnement électromagnétique: c'est la "lumière" du Soleil qui chauffe la Terre. Les guillemets sont là parce que le rayonnement électromagnétique que nous envoie le Soleil n'est pas entièrement visible ou, dit autrement, nos yeux ne détectent qu'une faible partie du rayonnement électromagnétique qui nous entoure et ne détectent pas même la totalité du rayonnement solaire; il s'agit donc de lumière au sens large du terme.

La Terre est donc chauffée par le Soleil mais si elle ne se refroidissait pas d'une manière ou d'une autre, sa température ne cesserait d'augmenter et il y a longtemps qu'elle aurait explosé. C'est évidemment le cas de tous les corps ou de tous les systèmes quels qu'ils soient: ils doivent finir par perdre l'énergie qu'ils gagnent. En ce qui concerne la Terre, elle ne peut, là encore, perdre de l'énergie que sous forme de rayonnement électromagnétique: c'est le seul mode de transfert d'énergie qui n'utilise pas de matière.

Le rayonnement électromagnétique

Lorsque des charges électriques subissent des accélérations, elles rayonnent ou, dit autrement, elles produisent des ondes électromagnétiques qui se propagent dans toutes les directions perpendiculaires à la direction de l'accélération. Ces ondes, comme toutes les ondes, ne transportent pas de matière; on peut dire qu'elles transportent du mouvement mais pas de la matière. Par exemple lorsqu'on jette un caillou dans l'eau, les ronds qui s'y forment et qui semblent s'éloigner du point d'impact ne sont pas dus au mouvement horizontal de l'eau, malgré l'impression qu'on peut en avoir. Ils sont dus au mouvement vertical de l'eau qui se déclenche de proche en proche⁶, on voit donc ce mouvement progresser depuis le point d'impact; l'onde est justement la propagation (horizontale dans le cas présent) de ce mouvement qui, lui, est vertical.

⁶ Pour s'en convaincre, il suffit de mettre un bouchon dans l'eau, on pourra suivre son mouvement et constater que son mouvement est bien vertical. Pour être tout à fait exact, ce mouvement n'est pas purement vertical: les parcelles d'eau décrivent des ellipses dans le plan vertical mais la différence n'a pas d'importance ici.

De même, l'onde électromagnétique propage une propriété qu'on appelle le champ électrique qui agit sur toute charge électrique et la met en mouvement⁷. Ce champ électrique copie en quelque sorte le mouvement de la charge qui l'a fait naître, c'est ce qui explique que la lumière permet de percevoir à distance.

Les atomes et les molécules sont en permanence en mouvement: la distance entre les atomes oscille autour d'une valeur moyenne, le lien inter-atomique se plie et se déplie, la molécule tourne sur son axe et tout ceci suivant des fréquences bien déterminées, caractéristiques de la molécule ou de l'atome et nommées fréquences propres. A chaque fréquence propre correspond un état d'énergie. Or, précisément, lorsque des atomes et des molécules changent d'état énergétique, leurs charges ont un mouvement oscillant dont la fréquence ν est liée à la différence des énergies ($E_2 - E_1 = h\nu$). Le champ électrique de l'onde, oscille donc à la fréquence ν , cette fréquence est souvent très élevée, de l'ordre de 10^{14} Hz pour la lumière visible. L'onde électromagnétique est la propagation dans l'espace de ce champ électrique oscillant. Lorsque cette onde rencontre une molécule ou un atome, les charges électriques sont mises en mouvement et si la fréquence de l'oscillation correspond à une des fréquences propres de la molécule rencontrée, la molécule ou l'atome entre en résonance avec l'onde qui est absorbée et transmet ainsi l'énergie qu'elle transporte à la matière qu'elle rencontre. Par ce mécanisme, l'onde électromagnétique transporte de l'énergie sans transporter de matière et sans avoir besoin de support matériel.

2.1 Emission totale de rayonnement

Tous les corps émettent du rayonnement électromagnétique. La quantité totale émise est donnée par la loi de Stefan, elle dépend de leur température suivant une loi universelle et dépend aussi de leurs caractéristiques propres. Soit M l'énergie émise par un m^2 d'un corps donné (en Wm^{-2}) et T sa température en degrés Kelvin ($T = 273,15 + \text{température en Celsius}$)

$$M = \varepsilon\sigma T^4$$

où $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ est une constante universelle. ε , qui est compris entre 0 et 1, est une caractéristique du corps en question, c'est son pouvoir d'émission, identique à son pouvoir d'absorption. On dit d'un corps pour lequel $\varepsilon = 1$ que c'est un corps noir, totalement absorbant ou totalement émissif; un corps pour lequel $\varepsilon = 0$ est dit transparent. Donc, un corps noir absorbe tout le rayonnement électromagnétique qu'il reçoit et émet la totalité du rayonnement qu'il a le "droit" d'émettre compte tenu de sa température. Cela ne signifie pas forcément qu'il émet autant d'énergie qu'il en absorbe puisque la quantité émise dépend de sa température: un corps noir froid éclairé par le rayonnement d'un corps chaud absorbe davantage d'énergie qu'il n'en émet; il se réchauffe alors et sa température augmente, la quantité d'énergie émise augmente également jusqu'à l'équilibre, lorsque celui-ci est atteint, il émet alors, mais alors seulement, autant d'énergie qu'il en reçoit.

2.2 Dépendance spectrale du rayonnement émis

La deuxième loi physique importante ici est la loi de Planck. Elle précise la dépendance spectrale du rayonnement émis, c'est-à-dire la façon dont il est réparti en fonction de la longueur d'onde. Là encore, le rayonnement qui est émis par un corps à une longueur d'onde donnée est le produit d'une fonction universelle qui ne dépend que de sa température (la fonction de Planck) et d'un coefficient qui varie en fonction de la longueur d'onde et qui est caractéristique du corps. C'est son pouvoir émissif spectral,

⁷ En même temps, l'onde propage un champ magnétique.

autrement dit ϵ dépend de la longueur d'onde. Un corps peut donc être transparent à une longueur d'onde et noir à une autre. La loi de Planck précise en particulier que plus un corps est chaud, plus il émet à des longueurs d'ondes courtes ou, ce qui revient au même, à des fréquences élevées.

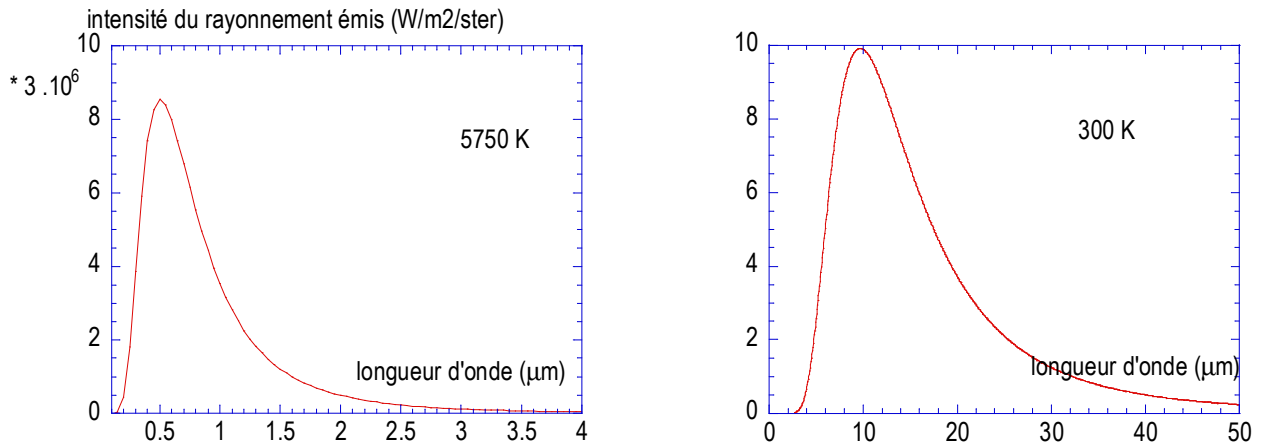


Figure 3: dépendance spectrale du rayonnement émis par un corps noir, c'est-à-dire totalement opaque, pour deux températures: 5750K, proche de la température de la chromosphère du Soleil et 300K proche des températures terrestres

La chromosphère du Soleil est à une température voisine de 5750 K alors que, sur Terre, les températures sont voisines de 300 K ; tous deux peuvent être assimilés à des corps noirs (ϵ est proche de 1) . En conséquence, 1 m^2 de la chromosphère du Soleil émet beaucoup plus qu'un m^2 de la surface de la Terre, précisément $(5750/300)^4 = 135\,000$ fois plus) et, par ailleurs, le rayonnement émis par le Soleil est maximum à une longueur d'onde beaucoup plus courte que celui qui est émis par la Terre: ce maximum correspond à $0,5\mu\text{m}$ pour le Soleil (la couleur jaune) et à $10\mu\text{m}$ pour la Terre c'est-à-dire dans l'infrarouge thermique. Enfin, compte tenu de sa température élevée, la quasi totalité du rayonnement solaire est émis à des longueurs d'ondes inférieures à $4 \mu\text{m}$ alors qu'au contraire celui qui est émis par la Terre correspond à des longueurs d'onde supérieures à $4 \mu\text{m}$. Il y a donc une séparation très nette entre les domaines spectraux de l'émission du Soleil et de la Terre et il est possible de créer des filtres qui laissent passer la lumière du Soleil mais pas le rayonnement émis par la Terre. Le verre est un matériau de ce type: il est transparent au rayonnement de longueur d'onde inférieur à $2,7 \mu\text{m}$ et opaque (noir) au rayonnement de longueur d'onde supérieure. Le verre laisse donc passer le rayonnement solaire mais pas le rayonnement tellurique (émis par la terre). Ce n'est pas une question de provenance mais une question de longueur d'onde: le verre est transparent au rayonnement de courte longueur d'onde et le rayonnement solaire est concentré dans les courtes longueurs d'onde, c'est pour cela que le verre est transparent à la lumière solaire et en particulier à la lumière visible.

2.3 Réflexion, absorption et émission

Une cible réfléchit plus ou moins la lumière qu'elle reçoit. Ce pouvoir réflecteur dépend de la longueur d'onde; c'est ce qui explique que la cible puisse nous apparaître de telle ou telle couleur (elle apparaît verte si sa réflexion est forte aux longueurs d'onde du rayonnement vert (approximativement $0,53 \mu\text{m}$) et faible ou nulle aux autres longueurs d'onde du rayonnement visible. Si la cible n'est pas éclairée, elle ne renvoie pas de lumière et est donc invisible à nos yeux. Pourtant, elle émet du rayonnement électromagnétique mais elle est trop froide et la longueur d'onde du rayonnement qu'elle émet est trop grande pour nos yeux ($> 0,8 \mu\text{m}$), ce rayonnement n'est donc pas détecté. Si la température de la cible augmente, elle finira par devenir visible, même dans le noir parce que le rayonnement qu'elle émettra correspondra à des longueurs d'onde auxquelles l'œil est sensible.

On dit qu'un rayonnement est réfléchi par une cible lorsqu'il provient initialement d'une source différente (le Soleil ou une lampe) et est renvoyé par la cible exactement comme une balle de ping-pong est envoyée sur la table par la raquette et est renvoyée (réfléchi) par la table. Dans ce cas, la source primaire est la raquette, la source secondaire est la table. Si la table de ping-pong ne réfléchissait pas la balle de ping-pong mais en quelque sorte l'avalait, la balle serait absorbée. Si au contraire, la table éjectait une balle de ping-pong, comme ça, sans qu'il y ait la moindre raquette, elle émettrait la balle, la table serait alors elle-même la source primaire.

Considérons donc une serre ou une véranda. La lumière du Soleil (courtes longueurs d'onde $< 4 \mu\text{m}$) y entre à flots puisque le verre est transparent alors que le rayonnement émis à l'intérieur de la serre ou de la véranda (grandes longueurs d'onde $> 4 \mu\text{m}$) ne peut pas en sortir puisque le verre est opaque aux grandes longueurs d'onde. On peut cependant voir ce qui se passe à l'intérieur de la serre; il y a donc du rayonnement électromagnétique qui sort de la serre à travers le verre. C'est vrai, mais seulement si la serre est éclairée car il s'agit alors de la lumière du Soleil (ou de la lumière provenant de sources artificielles) qui est réfléchi dans la serre. Il s'agit donc bien d'un rayonnement de courtes longueurs d'onde pour lequel le verre est transparent.

Puisque le rayonnement émis à l'intérieur de la serre ne peut pas en sortir, la température de la serre augmente rapidement⁸

2.4 Un modèle très simple: l'équilibre radiatif

Le modèle climatique le plus simple consiste à exploiter le raisonnement précédent: la Terre doit émettre autant d'énergie qu'elle en absorbe et puisque l'énergie émise dépend de la température, on dispose ainsi d'un moyen de déterminer la température de la Terre. Pour cela, il faut connaître la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre, elle est de 1370 Wm^{-2} , on la note F_0 , on l'appelle la constante solaire car elle varie fort peu d'une année sur l'autre. Par contre, elle varie au cours de l'année car l'orbite de la Terre autour du Soleil n'est pas rigoureusement circulaire.

Evidemment, la quantité de rayonnement solaire reçue n'est pas la même en chaque point de la planète; le maximum est reçu par un m^2 placé perpendiculairement à la direction du Soleil et face à lui. En conséquence et puisque la terre est ronde, chaque m^2 de la planète reçoit davantage d'énergie au niveau de l'équateur qu'aux pôles. Un moyen simple de déterminer la quantité totale d'énergie solaire interceptée par toute la planète est de dire que c'est exactement celle qui manque dans l'ombre de la Terre. Cette ombre est évidemment plane et c'est un cercle dont le rayon est le rayon de la Terre, $R = 6400 \text{ km}$. L'énergie solaire interceptée par la Terre est donc le produit de la surface de ce cercle par la

⁸ Ce n'est pas la seule raison: dans une serre, les portes sont fermées et il n'y a donc pas de courant d'air, c'est-à-dire pas de refroidissement par convection.

constante solaire; cela donne 56 milliards de MégaWatts, c'est-à-dire plusieurs dizaines de millions de fois la puissance d'une grosse centrale nucléaire.

Toute cette énergie n'est pas absorbée car la Terre en réfléchit un peu plus de 30%⁹. La quantité absorbée est donc égale à 70% de l'énergie interceptée, c'est $(1-\alpha)F_0\pi R^2$; c'est elle qui chauffe la planète en permanence.

Il faut maintenant calculer l'énergie émise par la Terre et exprimer qu'elle doit être égale à l'énergie absorbée. Chaque m^2 émet suivant la loi $M = \epsilon\sigma T^4$ avec $\epsilon = 1$. Toute la planète émet du rayonnement, y compris la partie à l'ombre. La surface totale de la planète est celle d'une sphère et est égale à $4\pi R^2$. A l'équilibre, on obtient

$$(1-\alpha)F_0\pi R^2 = 4\pi R^2 \sigma T^4$$

On en déduit que la température de la Terre devrait être de 256 K c'est-à-dire -17°C .

Ce résultat n'est évidemment pas très satisfaisant: la température que nous connaissons est nettement supérieure, elle est de $+15^\circ\text{C}$ environ. D'ailleurs une température de -17°C serait inférieure au point de congélation de l'eau et la vie ne serait sans doute pas apparue sur Terre, en tout cas pas sous la forme que nous connaissons.

Le modèle construit est extrêmement simple conceptuellement et parfaitement logique, les calculs sont très simples; il n'y a pas d'erreur. La température de la Terre est donc bien de 256 K. Le problème vient forcément des hypothèses qui ont été faites au moment de la construction du modèle. En particulier, on a considéré la planète comme un simple caillou sans atmosphère, la température trouvée est donc celle du "caillou". La différence (32°C) est donc due à l'influence de l'atmosphère dont on n'a pas tenu compte et qui joue le rôle d'un bon isolant.

On peut comparer cet isolant à tous ceux que nous connaissons: le duvet, la laine de verre, etc. Le rôle d'un isolant est d'empêcher la chaleur de sortir. Les transferts de chaleur se font soit par contact, on dit par conduction, ce qui n'est évidemment pas le cas pour la Terre qui n'est en contact avec rien, soit par convection, c'est-à-dire par l'intermédiaire du vent, ce qui ne peut évidemment pas non plus être le cas pour la planète prise dans son ensemble, soit par rayonnement. Un bon duvet bloque les échanges par convection grâce à son enveloppe extérieure et isole des échanges par rayonnement grâce à l'air qu'il conserve à une température intermédiaire entre celle du corps et celle de l'extérieur. Dans le cas de l'atmosphère, la situation est très semblable mais en plus, l'atmosphère est transparente au rayonnement solaire ce qui permet à la Terre d'être chauffée par le Soleil sans trop se refroidir; c'est ce qui se passe dans une serre d'où le nom d'"effet de serre".

Comme on le voit, sans effet de serre, la vie serait impossible sur Terre. En fait chaque m^2 de la surface de la Terre émet en moyenne 390 W mais seuls 240 W sortent de la planète et sont perdus vers l'espace: l'effet de serre conserve ainsi en moyenne 150 Wm^{-2} . Les 240 Wm^{-2} qui sortent vers l'espace ne proviennent d'ailleurs pas de la surface: supposons que la Terre soit un caillou entouré d'une couche de verre. Puisque le verre est transparent au rayonnement de courtes longueurs d'ondes, le rayonnement solaire atteint la surface, une partie est réfléchi, le reste est absorbé par la surface ce qui la réchauffe. Elle rayonne donc de l'énergie sous forme de rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde. Le verre étant opaque à ces longueurs d'onde, ce rayonnement est absorbé et réchauffe la couche de verre.

⁹ On appelle "albédo" la proportion de lumière réfléchi, on la note α .

Celle ci, à son tour, rayonne de l'énergie dans l'infrarouge et c'est ce rayonnement qui sort de la planète. La différence, c'est que la couche de verre est plus froide que la surface et donc, il sort moins de rayonnement.

Schématiquement:

Le Soleil (courts λ) chauffe la surface à travers le verre \rightarrow la surface émet (grands λ) \rightarrow le verre absorbe ce rayonnement \rightarrow le verre émet à son tour mais moins que la surface car il est plus froid. Conclusion: il sort moins de rayonnement que si le verre n'était pas là.

La couche de verre émet dans toutes les directions, c'est-à-dire non seulement vers le haut mais aussi vers le bas et la surface reçoit donc du rayonnement émis par l'atmosphère. On connaît bien les conséquences de ce phénomène: les nuits claires sont aussi les plus froides, au contraire une couverture de nuages bas re-émet vers la surface un rayonnement élevé puisque ces nuages ont une température peu différente de la surface et les nuits correspondantes sont nettement moins froides: en particulier, en hiver, le givre apparaît par matin clair.

2.5 Les limites de l'analogie, la transparence de l'atmosphère

L'atmosphère se conduit-elle vraiment comme le verre, est-elle donc transparente au rayonnement de courtes longueurs d'onde et opaque au rayonnement infrarouge de plus grande longueur d'onde?

L'atmosphère est composée d'un certain nombre de gaz dont les concentrations sont données dans le tableau 2 et de particules en suspension (des météores) liquides ou solides. Pour la plupart, ces particules sont les gouttelettes d'eau et les cristaux qui composent les nuages, les autres particules en suspension sont appelées des aérosols. Le terme "aérosol" a été utilisé à tort pour désigner un gaz propulseur de nombreux produits que l'on veut répandre en microparticules et beaucoup utilisé avant les années 90: le fréon. En fait ce sont les microparticules (de laque, de peinture, etc.) qui sont des aérosols mais le terme a été étendu au gaz qui les propulse. Ce gaz est maintenant interdit car il contribue à détruire la couche d'ozone, il a été remplacé par des produits moins nocifs pour l'ozone. On désigne bien ici par aérosols des particules en suspension dans l'atmosphère.

composant	concentration	répartition verticale	Processus de formation/répartition
N2	0.7808	homogène	mélange vertical
O2	0.2095	homogène	mélange vertical
H2O	<= 0.03	très variable, décroît rapidement avec l'altitude dans la troposphère, croît dans la stratosphère	Evaporation, condensation, transport Oxydation de CH4
Ar	0.0093	homogène	mélange vertical
CO2	355 ppmv	homogène	mélange vertical production industrielle processus de surfaces
O3	10 ppmv	très variable forte croissance dans la stratosphère	Production photochimique dans la stratosphère,
CH4	1.6 ppmv	homogène dans la troposphère, décroît dans la haute stratosphère	Processus de surface
N2O	350 ppbv	homogène dans la troposphère, décroît dans la haute stratosphère	Processus de surface et processus anthropogènes
CO	70 ppbv	décroît dans la troposphère croît dans la stratosphère	Production anthropogène et oxydation de CH4, transport
NO	0.1 ppbv (stratosphère)	croît	Dissociation de N2O, destruction catalytique de O3
CFC-11	0,1 ppbv	homogène dans la troposphère décroît dans la stratosphère	Production industrielle, mélange dans la troposphère Destruction catalytique de O3
CFC-12		idem	
CIO	0.1 ppbv (stratosphère)	croît verticalement	Dissociation des CFCs, destruction catalytique de O3

Tableau 2: concentrations relatives de quelques gaz atmosphériques, répartition dans l'atmosphère et mécanismes de formation

L'atmosphère réfléchit, transmet, absorbe et émet du rayonnement électromagnétique. Sa température est trop froide pour que le rayonnement émis aux courtes longueurs d'onde ($< 4 \mu\text{m}$) soit significatif. En conséquence, le rayonnement solaire ne peut qu'être réfléchi, absorbé ou transmis.

Les nuages, les aérosols et les molécules des gaz de l'atmosphère diffusent la lumière du Soleil et en réfléchissent environ 26% vers l'espace participant ainsi pour plus de 85% à l'albédo de la planète. Les nuages et les aérosols absorbent aussi environ 5 à 6% du rayonnement solaire mais l'essentiel de l'absorption est due aux gaz (environ 16 %), le reste est transmis à travers l'atmosphère et atteint la surface où la plus grande partie est absorbée. Les principaux gaz absorbants sont les gaz mineurs.

L'oxygène et l'azote en effet sont des molécules diatomiques pour lesquelles les forces de liaison entre les atomes sont fortes. Pour perturber l'état de ces molécules, il faut un photon de forte énergie; les bandes d'absorption de ces gaz se situent essentiellement dans l'UV, c'est-à-dire aux courtes longueurs d'onde. Les molécules de trois atomes et plus sont plus facilement perturbées et elles présentent des bandes d'absorption pour des énergies plus faibles, c'est-à-dire pour des longueurs d'onde plus grandes situées dans l'infrarouge.

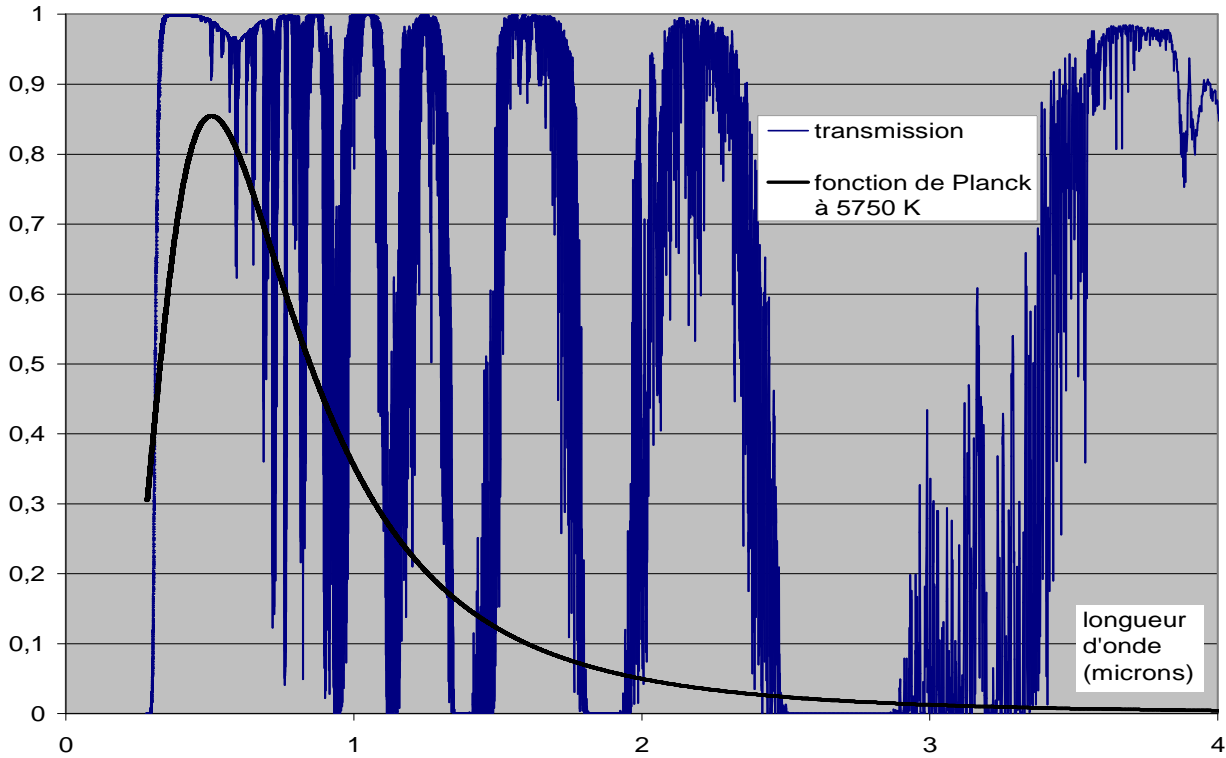


Figure 4: transmission au travers d'une atmosphère tropicale à la verticale, la répartition spectrale du rayonnement solaire (fonction de Planck à 5750 K) permet de voir que l'atmosphère est essentiellement transparente aux longueurs d'onde du maximum d'émission du soleil. Courtoisie de P. Dubuisson, Université du Littoral.

Aux courtes longueurs d'onde, donc, l'atmosphère est peu absorbante (Figure 4). Le principal absorbant est la vapeur d'eau qui absorbe beaucoup aux longueurs d'onde supérieures à 1 μ m mais qui ne présente que peu d'absorption dans le domaine où se trouve le maximum de l'énergie solaire c'est-à-dire en dessous de 1 μ m. L'atmosphère claire est donc essentiellement transparente au rayonnement solaire, ce n'est évidemment qu'une approximation.

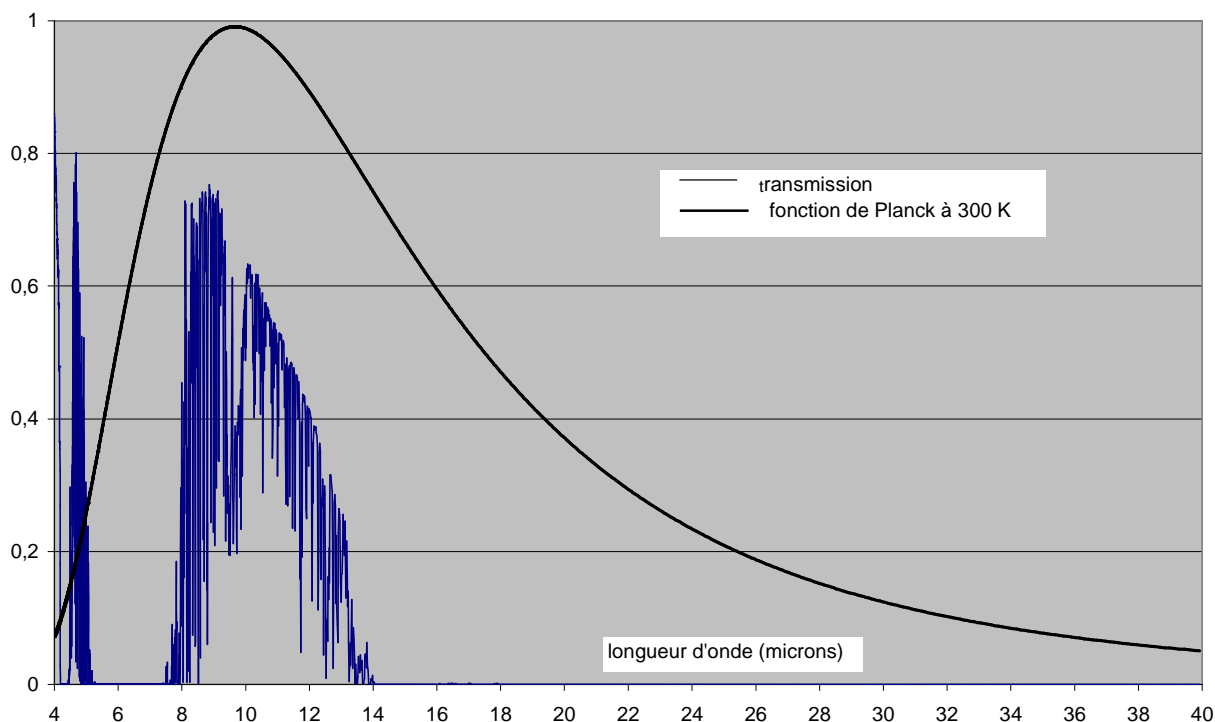


Figure 5: transmission au travers d'une atmosphère tropicale, à la verticale; la dépendance spectrale du rayonnement émis à une température de 300 K permet de constater que l'atmosphère est semi-transparente au voisinage du maximum de l'émission de la Terre. Courtoisie de P. Dubuisson, Université du Littoral.

Les nuages et les aérosols absorbent aussi le rayonnement infrarouge émis par la terre et en émettant à leur tour mais à une température plus faible que la surface ils ont un effet de serre plus ou moins important suivant le contraste de température qu'ils présentent avec la surface, c'est-à-dire suivant leur altitude. En atmosphère claire, le principal absorbant aux grandes longueurs d'onde est encore la vapeur d'eau; c'est le principal gaz à effet de serre. Le gaz carbonique est, en importance, le deuxième gaz à effet de serre, il absorbe essentiellement les radiations de longueur d'onde comprises entre 15 et 18 μm . La Figure 5 montre que l'atmosphère présente en quelque sorte un défaut d'isolation: elle est semi-transparente entre 8 et 13 μm . Dans ce domaine que l'on appelle la "fenêtre atmosphérique", le principal absorbant est encore la vapeur d'eau; la Figure 5 correspondant au cas d'une atmosphère tropicale très riche en vapeur d'eau, la plupart des atmosphères sont, en fait, encore plus transparentes à ces longueurs d'onde. Cette transparence est fort utile: d'une part elle permet d'observer la surface dans l'infrarouge thermique et donc d'en mesurer la température depuis l'espace et d'autre part, elle permet de maintenir l'effet de serre dans les limites que nous connaissons. Ce rôle, la fenêtre atmosphérique le joue d'autant mieux qu'elle est située au maximum de l'émission des corps aux températures terrestres. C'est un peu comme si on désirait rafraîchir une maison de plusieurs pièces avec des fenêtres toutes identiques, une par pièce et qui possède une seule source de chaleur, un poêle par exemple, intuitivement, on imagine que le plus efficace serait d'ouvrir la fenêtre de la pièce la plus chauffée.

2.6 Influence relative des gaz à effet de serre: réchauffement global potentiel

Les gaz qui présentent un spectre d'absorption dans l'infrarouge thermique sont tous des gaz à effet de serre et l'augmentation de leur concentration conduit à une augmentation de l'effet de serre mais leur

importance est plus ou moins grande suivant la longueur d'onde à laquelle ils absorbent. En particulier, les gaz qui absorbent dans la fenêtre atmosphérique ont une efficacité beaucoup plus grande que ceux qui absorbent aux longueurs d'onde où l'atmosphère est déjà opaque; ils contribuent en effet à fermer la fenêtre. L'influence relative des différents gaz à effet de serre dépend de nombreux paramètres dont en premier lieu la longueur d'onde et l'intensité de l'absorption, la durée de vie dans l'atmosphère et la répartition dans l'espace. Pour une masse égale ajoutée, c'est-à-dire pour un kilogramme de chaque gaz, le méthane qui absorbe dans la fenêtre atmosphérique provoque un réchauffement beaucoup plus important que le CO₂, il en est de même du protoxyde d'azote et plus encore des fréons¹⁰ et de leurs remplaçants les halocarbones. Le tableau 3 permet de comparer les réchauffements potentiels de différents gaz à effet de serre. Ces gaz ont des durées de vie très différentes, cela introduit une complication supplémentaire: le CO₂ a une durée de vie de 100 ans, donc 20 ans après son injection dans l'atmosphère, le kg de CO₂ supplémentaire est encore présent en quasi totalité et continue à exercer son effet de serre; par contre, le kg de CH₄ introduit au même moment aura alors diminué et avec lui, l'effet de serre correspondant. A l'horizon de 100 ans, le méthane aura pratiquement disparu et n'exercera plus d'effet de serre alors que le CO₂ est encore très présent. En conséquence, le réchauffement causé par le méthane relativement à celui du CO₂ diminue avec le temps; au contraire, celui des CFC et de leurs produits de substitution dont la durée de vie est très supérieure à celle du CO₂ augmente avec le temps.

Espèce	Durée de vie dans l'atmosphère (années)	Réchauffement pour 1 kg additionnel comparé au réchauffement produit par 1 kg de CO ₂	
		Au bout de 20 ans	Au bout de 100 ans
CO ₂	100	1	1
CH ₄	12	62	23
N ₂ O	122	275	296
Fréons CFC11 (CCl ₃ F)	45	6300	4600
CF ₄	50 000	3900	5700
C ₂ F ₆	10000	8000	11900
Hydrofluorocarbone HCF ₃	260	9400	12000
H ₂ CF ₂	5	1800	550
SF ₆	3200	15100	22200

Tableau 3: efficacité comparée de différents gaz à effet de serre

2.7 L'effet de serre sur Vénus

Vénus, l'Etoile du Berger, est très semblable à la Terre. Elle se situe à une distance du Soleil très voisine de la distance Terre Soleil (108 millions de km contre 150 millions pour la Terre), elle est constituée d'un corps rocheux et, surtout, elle possède une atmosphère. C'est une planète très réfléchissante, son albédo est de 77%; elle est en effet entourée de nuages permanents. C'est la raison pour laquelle elle apparaît si brillante. Plus proche du Soleil, elle reçoit évidemment plus d'énergie que

¹⁰ Les fréons sont des gaz inertes de nature complètement artificielle. Ils étaient utilisés dans les réfrigérateurs comme liquide caloporteur et très utilisés comme gaz propulseur; on les appelle improprement des gaz aérosols. Ils sont interdits de fabrication depuis la signature du protocole de Montréal en 1990, ils jouent, en effet, un rôle essentiel dans la destruction de la couche d'ozone.

la Terre. En fait, l'énergie reçue décroît comme le carré de la distance au Soleil¹¹, Vénus reçoit donc près du double de l'énergie reçue par la Terre, soit 2640 Wm^{-2} . Si on applique à Vénus l'équilibre radiatif comme on vient de le faire pour la Terre, on trouve une température de 227 K , (-46° C) c'est-à-dire une température nettement inférieure à celle que nous avons obtenue pour la Terre alors que Vénus est plus près du Soleil. Vénus n'absorbe qu'une faible partie du rayonnement qu'elle reçoit, moins de la moitié de ce que la Terre absorbe, elle est donc nettement plus froide malgré sa plus grande proximité du Soleil. Cette fois encore, la température obtenue est celle d'un caillou qui ressemble à Vénus mais dépourvu d'atmosphère. A la surface de Vénus, la température est toute différente, elle est de 750 K ($+477^\circ \text{ C}$) et la pression atmosphérique y est d'environ 90 fois la pression moyenne à la surface de la Terre. Sur Terre, la surface émet en moyenne 390 Wm^{-2} tandis que la planète perd 240 Wm^{-2} , c'est-à-dire 63 % de ce qu'émet la surface, sur Vénus, la surface émet près de $18\,000 \text{ Wm}^{-2}$ mais la planète perd moins de 1 % de cette énergie, l'effet de serre y est donc beaucoup plus important que sur Terre.

	distance moyenne au Soleil (millions de km)	albédo (%)	T équilibre (K)	T surface (K)	pression à la surface (hPa)	flux émis par la surface (Wm^{-2})	flux sortant vers l'espace (Wm^{-2})
Terre	150	30	256	288	1 000	390	240
Vénus	108	77	227	750	90 000	18 000	150

Tableau 4: comparaison des effets de serre sur Vénus et sur la Terre. La température d'équilibre est celle qui correspond à l'équilibre radiatif (voir texte) et ne tient pas compte de la présence d'une atmosphère.

On dit que sur Vénus, l'effet de serre s'est emballé. L'atmosphère de Vénus est composée à plus de 90% de CO_2 et comme elle est très épaisse, le rayonnement qui est émis par la surface est totalement absorbé. Ce qui sort de la planète ne provient d'ailleurs pas de la surface mais des couches supérieures de l'atmosphère beaucoup plus froides¹², c'est évidemment la même chose pour la Terre mais la différence est moindre.

Puisque ces planètes se ressemblent tant par d'autres points de vue, pourquoi l'effet de serre est-il aussi important sur Vénus et, finalement, raisonnable sur Terre ou, pour préciser la question, pourquoi l'atmosphère de Vénus est elle aussi épaisse comparée à celle de la Terre et surtout pourquoi est elle composée en presque totalité de CO_2 alors que sur Terre le CO_2 est très mineur? Pour répondre à cette question, il faut en revenir aux origines des deux planètes et préciser à quel moment et pourquoi leurs évolutions se sont différenciées.

2.7.1 A l'origine...

Ces planètes se sont formées il y a un peu plus de 4,5 milliards d'années, au sein de la nébuleuse qui a donné naissance à l'ensemble du système solaire. La plus grosse partie (98 à 99 %) de la matière de la

¹¹ Imaginons le Soleil entouré d'une sphère de même centre; la totalité de l'énergie émise par le Soleil est donc prisonnière de cette sphère. Puisque le Soleil émet la même quantité d'énergie dans toutes les directions (on dit que l'émission est isotrope), chaque m^2 de la sphère reçoit une énergie égale à l'énergie totale divisée par la surface de la sphère soit $E/(4\pi d^2)$ où d est le rayon de la sphère. En conséquence, l'énergie reçue est divisée par 4 si la distance au Soleil est doublée.

¹² Comme tous les corps, les gaz émettent du rayonnement électromagnétique

nébuleuse¹³ a formé le Soleil. Le reste a d'abord formé un disque où les matériaux se sont séparés: ceux dont le point de congélation est le plus élevé se sont condensés près du Soleil, c'est le cas des métaux et des silicates, les autres plus loin. Les mouvements turbulents qui existaient au sein du disque ont provoqué des collisions entre ces particules qui ont progressivement grossi jusqu'à ce que leur masse soit suffisante pour qu'elles attirent les corps moins massifs situés à proximité. Les collisions ont continué, de plus en plus violentes et les traces en sont encore très visibles sur la Lune et sur Mercure. Elles ont ainsi permis la croissance des planètes en quelques dizaines de millions d'années. Ce mécanisme s'appelle l'accrétion. Pour la Terre, le processus complet a pris une centaine de millions d'années, c'est ce que révèle la datation des roches.

Après l'accrétion, le matériau d'origine de la Terre, des planètes, de la Lune et de certains astéroïdes a fondu sous l'effet de leurs très hautes températures internes et a été profondément transformé. Il s'est différencié, c'est-à-dire séparé en couches formant un noyau métallique, un manteau et une croûte de roches silicatées. Les matériaux les plus lourds ont migré vers le centre de la planète et les gaz qu'ils contenaient se sont au contraire libérés pour former l'atmosphère primitive provoquant une activité volcanique intense.

L'atmosphère primitive était alors essentiellement composée de CO₂, d'azote, de vapeur d'eau et probablement de méthane et d'ammoniac mais pas d'oxygène. La pression était élevée sur les deux planètes. La température, d'abord très élevée, a commencé à diminuer lorsque les collisions se sont réduites et lorsque l'activité volcanique provoquée par le dégazage a ralenti. L'eau présente dans l'atmosphère s'est alors condensée, des nuages se sont formés et il a plu. En même temps, la vapeur d'eau était décomposée par l'action des ultra violets mais ce mécanisme de destruction n'affecte pas l'eau liquide. On a donc affaire à deux mécanismes antagonistes: la destruction de la vapeur d'eau par les UV et sa sauvegarde par la condensation. Ces deux mécanismes ont joué sur les deux planètes, la différence, c'est que Vénus étant plus proche du Soleil reçoit davantage de rayonnement solaire et donc davantage d'UV, presque deux fois plus. La dissociation de la vapeur d'eau a donc été plus rapide sur Vénus et c'est ce mécanisme qui l'a emporté sur la condensation; sur Terre c'est l'inverse qui s'est produit et les océans ont pu se former.

L'explication qui vient d'être donnée est un peu trop simpliste et il faut la nuancer. En fait, les océans se sont formés à une température très élevée, sans doute voisine de 230 °C sur Vénus, (n'oublions pas que la pression est très élevée et que donc, l'eau peut exister sous forme liquide à des températures supérieures à 100°C). Dans l'atmosphère, la quantité de vapeur d'eau était alors très élevée; elle était également grande dans la stratosphère et, donc, la dissociation de la vapeur d'eau a pu avoir lieu en présence des océans. L'effet de serre restant très grand, la température n'a que lentement diminué, les océans se sont évaporés progressivement sur Vénus, au fur et à mesure de la destruction de la vapeur d'eau par photodissociation dans la haute atmosphère

2.7.2 La "pompe biologique"

¹³ Les nébuleuses résultent de l'explosion d'une étoile en fin de vie. Lorsque tout le combustible (Hydrogène, Hélium) dont elles disposent a été consommé, les étoiles de faibles dimensions, comparables au soleil, expulsent la matière qui compose leurs couches externes et le cœur de l'étoile s'écroule sur lui même pour former une naine blanche. Pour les étoiles géantes, la fin de vie est marquée par une explosion violente en novæ ou supernovæ: en fin de vie, l'étoile se contracte et finit par imploser, une onde de choc en retour balaie toutes les couches et les disperse dans l'espace. Cette matière dispersée constitue une nébuleuse.

Les organismes les plus anciens connus à ce jour ont été découverts en Australie et en Afrique du Sud. Ils datent d'environ 3.5 milliards d'années. Ce sont des structures ressemblant à des cellules de moins de 1 μm de diamètre ressemblant fortement aux bactéries actuelles. Les premiers organismes présentant des composés carbonés organiques ont donc pu apparaître bien avant. Les premières cellules photosynthétiques seraient apparues il y a plus de 3 milliards d'années. Ce sont des cyanobactéries qui utilisent le CO_2 dissous dans l'eau superficielle des océans et la lumière solaire pour synthétiser du carbone organique puis du carbonate de calcium. Elles ont une particularité extrêmement importante à cette époque: elles résistent aux UV. Ce sont elles qui ont produit les plus vieux fossiles connus: les stromatolites. La photosynthèse produit un déchet très toxique pour les autres organismes : l'oxygène. Seuls les organismes qui ont su développer des antioxydants ont pu survivre dans un environnement de plus en plus hostile. Cet oxygène a d'abord été fixé par les minéraux dissous comme le fer puis sa concentration augmentant dans l'océan, il a diffusé dans l'atmosphère. Au contraire, la concentration en CO_2 diminuant dans l'océan superficiel du fait de la photosynthèse, le CO_2 diffusait de l'atmosphère vers l'océan. Ainsi, en plus de deux milliards d'années, la composition de l'atmosphère s'est lentement mais complètement modifiée.

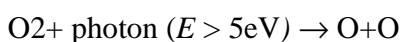
Les organismes responsables de l'essentiel de cette transformation sont unicellulaires, les premiers organismes pluricellulaires sont apparus il y a quelques 800 millions d'années. Peu après (disons 100 à 200 millions d'années) apparaissent les carapaces et les coquilles qui facilitent la fossilisation et les premiers coraux apparaissent voici 500 millions d'années. Ce sont des animaux qui sécrètent un squelette d'une forme cristallisée de carbonate de calcium: l'aragonite.

Tout ce temps, la vie est restée cantonnée dans les océans à l'exception sans doute de cyanobactéries. Les premières formes de vie plus complexes à apparaître sur les continents ont été des algues vertes. Puis, la couche d'ozone s'est formée et a protégé la surface des UV solaires et la vie a pu se répandre rapidement sur les continents. Ce furent d'abord des mousses pour les végétaux et des arthropodes pour les animaux voici quelques 400 millions d'années puis les premiers vertébrés amphibiens.

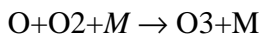
2.7.3 L'ozone

Les UV correspondent à des ondes électromagnétiques de longueur d'onde comprise entre 190 et 400 nanomètres (nm). On les subdivise en trois classes : les UVC de 190 à 280 nm, les UVB de 280 à 320 nm et les UVA de 320 à 400 nm. Les UV solaires, et en particulier les UVB et C mais aussi semble-t-il les UV A, endommagent l'ADN des cellules. Les lésions qui sont ainsi créées sont naturellement reconnues et éliminées par un système de réparation spécifique qui permet à la cellule de retrouver la séquence d'ADN originale. Parfois, cependant, le système de réparation fonctionne mal et l'absence de réparation des lésions entraîne soit la mort cellulaire, soit une réplication fautive conduisant à l'introduction de mutations sur l'ADN génomique de la cellule. Lorsqu'il s'agit de gènes impliqués dans le contrôle de la prolifération de la cellule, un cancer (ici un cancer de la peau) peut se développer.

Tant que l'atmosphère est restée transparente aux UV, la vie n'a pu se développer pleinement qu'à l'abri de l'océan. C'est la couche d'ozone qui permet de protéger la surface de ces rayonnements. L'ozone est formé par une réaction de photolyse: les photons dont l'énergie ($E=h\nu$) est supérieure à 5 eV (électrons-volts) dissocient la molécule d'oxygène O_2 en deux atomes.

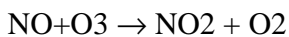
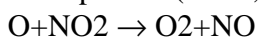
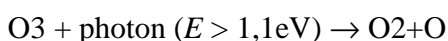


Ces photons correspondent à une longueur d'onde inférieure à 240 nm et sont donc des UV C. En présence d'une autre molécule (M) qui sert de catalyseur, généralement de l'azote N_2 ou de l'oxygène O_2 , un atome d'oxygène et une molécule s'associent pour former de l'ozone O_3 .



Le taux de production d'ozone dépend de la quantité de photons disponibles et de la température. La quantité d'UV diminue du haut en bas de l'atmosphère alors qu'au contraire, le nombre de molécules d'oxygène diminue avec l'altitude; il existe donc une zone dans laquelle la concentration d'ozone est maximum. Cette zone est située vers 20 à 25 km d'altitude, dans la stratosphère.

Simultanément l'ozone est détruite par l'absorption de photons d'énergie supérieure à 1,1 eV dans une réaction dans laquelle ce sont les oxydes d'azote qui jouent le rôle de catalyseur:



Ces deux mécanismes s'équilibrent et limitent la concentration de l'ozone. Celle-ci est variable suivant la saison et la latitude mais elle reste extrêmement faible: si toute l'ozone comprise dans une colonne de l'atmosphère était ramenée à la surface, à une température de 0°C et à une pression de 1013 hPa (1 atmosphère), l'épaisseur¹⁴ de la couche obtenue serait de 2 à 4 mm

L'analogie de l'effet de serre

L'effet de serre résulte donc de ce que l'atmosphère est une sorte de filtre qui laisse passer les rayonnements de courtes longueurs d'ondes mais pas ceux de plus grandes longueurs d'onde. Détaillons un peu ce mécanisme. Imaginons pour cela que la Terre est entièrement entourée d'une couche de verre et voyons ce qu'il advient des échanges d'énergie radiative.

En premier lieu, la Terre et la couche de verre qui l'entoure forment maintenant un ensemble qui doit être en équilibre radiatif et donc émet autant d'énergie qu'il n'en absorbe. Puisque le verre est transparent aux courtes longueurs d'onde, le rayonnement solaire traverse la couche sans être affecté, une partie est réfléchi par la surface (30%) et le reste est absorbé. La partie réfléchi retransverse la couche de verre sans encombre et donc, la quantité de rayonnement solaire absorbée est la même que si la Terre n'était pas entourée par cette couche de verre, soit $(1372 * 0,7) \text{ Wm}^{-2}$ sur le disque de surface πR^2 ou $1372 * 0,7 / 4 = 240 \text{ Wm}^{-2}$ en moyenne pour toute la sphère. Globalement, pour le "caillou" qui constitue l'ensemble (planète + couche de verre), rien n'a changé, la quantité d'énergie solaire absorbée est la même et, donc, la quantité d'énergie que doit émettre le "caillou" pour être en équilibre reste égale à 240 Wm^{-2} et sa température radiative est encore de 256 K .

C'est ce qui se passe entre la surface et la couche de verre qui est intéressant. La surface est chauffée et retransmet cette énergie sous forme de rayonnement infrarouge; si T_s est la température de la surface, chaque m^2 émet σT_s^4 . Puisqu'il s'agit de grandes longueurs d'ondes, ce rayonnement est absorbé par la

¹⁴ L'unité usuelle est l'unité Dobson égale à un centième de mm, la quantité totale d'ozone varie donc de 200 à 400 unités Dobson.

couche de verre qui s'échauffe et rayonne à son tour. Sa température est fixée: c'est $T = 256 \text{ K}$ de façon à ce que la quantité d'énergie émise soit égale à l'énergie solaire absorbée. La couche de verre émet à la fois vers l'espace et vers la surface, elle émet donc au total $2(\sigma T^4)$; c'est l'énergie qu'elle perd et cette énergie perdue doit être égale à l'énergie qu'elle absorbe, c'est-à-dire à l'énergie émise par la surface. On en déduit $2\sigma T^4 = \sigma T_s^4$, la température de la surface est donc $T_s = 2^{1/4} T$.

Ce modèle est évidemment très schématique et le résultat, en lui même, n'a pas d'intérêt, mais il montre que la température de la surface est forcément supérieure à la température d'équilibre radiatif, c'est-à-dire supérieure à celle que l'on a appelée la température du "caillou". Le gain de température ainsi réalisé est justement l'effet de serre.

3 La Terre chauffe-t-elle?

Résumons donc très brutalement ce qui vient d'être dit au cours des deux derniers chapitres:

1. l'effet de serre consiste à isoler la planète grâce à l'absorption différentielle de certains des gaz qui composent son atmosphère, en particulier H₂O, CO₂, CH₄, N₂O: ces gaz sont transparents aux courtes longueurs d'onde et opaques ou partiellement opaques aux grandes longueurs d'onde
2. la concentration de ces gaz dans l'atmosphère a fortement augmenté depuis 200 ans

L'effet de serre a donc augmenté. Imaginons que l'on augmente l'isolation d'une maison sans baisser le chauffage et sans que les conditions extérieures ne changent et, bien sûr, sans ouvrir davantage les fenêtres, on s'attend à ce que la température augmente. On ne sait pas très bien de combien elle va augmenter ni à quel rythme mais la tendance est bien évidente. Ou bien encore sans que la température externe ne change, ni la pluie, ni le vent, mettons davantage de vêtements, notre chauffage interne restant sensiblement constant, au moins dans un premier temps, on sait parfaitement qu'on aura de plus en plus chaud. Là encore, le résultat est connu mais la vitesse et l'amplitude du réchauffement, nous n'en avons aucune idée.

3.1 Variations récentes de la température moyenne de la planète

La température de la planète aurait donc dû augmenter depuis le début du XIX^e siècle. Voyons ce qu'il en est.

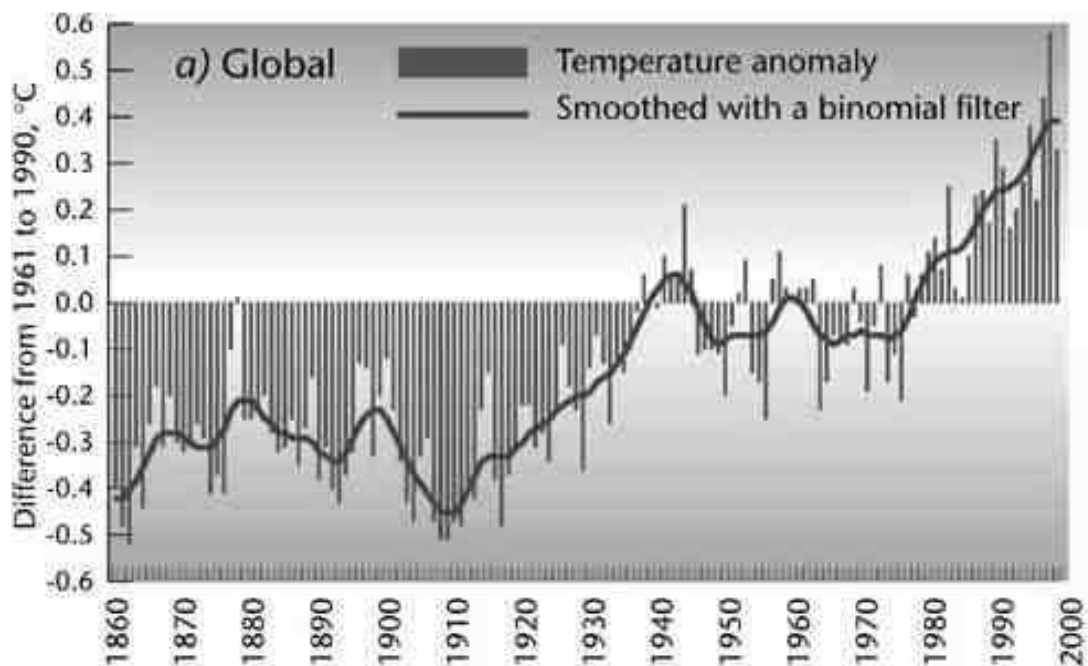


Figure 6: variation de la température moyenne planétaire depuis 1860. La référence est la moyenne de la température des trente années de 1960 à 1990. Chaque année est représentée par un rectangle et la courbe continue est une moyenne lissée¹⁵ qui atténue donc les variations individuelles pour mieux faire ressortir les tendances (Source OMM)

La Figure 6 présente la variation de la température moyenne planétaire à la surface depuis 1860. En fait, ce n'est pas la température qui est présentée mais l'anomalie de température, c'est-à-dire l'écart par rapport à une référence. Cette référence est la moyenne de la température de trente années de 1960 à 1990. La Figure 6 montre un net réchauffement d'environ 0,6 à 0,7°C. Le réchauffement s'est opéré en deux étapes: une augmentation d'environ 0,3 à 0,4°C entre 1925 et 1944 puis une stabilisation et même une petite diminution jusqu'à la fin des années 70 et une rapide augmentation depuis 1976, d'environ la même amplitude. L'année la plus chaude des 150 dernières années est 1998 et la suivante est 2001¹⁶ mais les records étant faits pour être battus, l'année 2002 devrait se classer entre 1998 et 2001. L'augmentation de température depuis 1990 est particulièrement frappante puisque c'est depuis cette date que se trouvent huit des dix années les plus chaudes de ce dernier siècle. L'année 1998 est un peu spéciale puisqu'elle a été marquée par un événement El Nino (voir paragraphe 6.3) d'une amplitude exceptionnelle mais 2001 est une année tout à fait normale, pourtant la température moyenne est près d'un demi degré au dessus de la référence. Il y a des différences notables entre les deux périodes de réchauffement, elles concernent essentiellement la répartition des zones les plus affectées. Le réchauffement observé ces dernières années est global mais il affecte davantage les régions des latitudes moyennes et surtout les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord et il est particulièrement marqué sur les continents, presque deux fois le réchauffement des régions océaniques.

¹⁵ Un moyen simple de réaliser un lissage est, par exemple, d'affecter à l'année N, la somme pondérée des températures des années N-1, N et N+1: $T(N) = 0,25 T(N-1) + 0,5 T(N) + 0,25 T(N+1)$. En général, les algorithmes sont plus complexes et l'on tient compte de davantage d'années mais l'idée de base reste la même.

¹⁶ Hansen et al, 2002, OMM, Nouvelles du Climat Mondial, juin 2002.

Les mesures en ballon et les mesures de température à distance depuis satellite permettent de suivre l'évolution de la température à différentes altitudes dans l'atmosphère. Ces observations sont nettement plus éparpillées en ce qui concerne les ballons et limitées à un peu plus de 20 années pour ce qui concerne les observations satellitaires. A quoi doit-on s'attendre?

La stratosphère est en équilibre radiatif, c'est-à-dire que sa température résulte directement de l'équilibre entre l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone qui la chauffe et l'émission par le CO₂ qui la refroidit. La concentration en CO₂ augmentant, c'est l'émission qui augmente, la stratosphère devrait donc se refroidir. C'est bien ce qu'on observe. Dans la basse atmosphère, non loin de la surface, on s'attend à un réchauffement assez voisin de celui observé à la surface, c'est-à-dire à un réchauffement de l'ordre de $0,15 \pm 0,05$ °C par décennie. Les mesures depuis satellite ou par les ballons donnent un résultat sensiblement différent: le réchauffement est nettement plus faible, de l'ordre de $0,05 \pm 0,10$ °C par décennie. On a évidemment cherché à expliquer cette différence. Le GIEC¹⁷ explique la moitié de cet écart par les différences de couverture spatiale des observations et par l'influence d'éruptions volcaniques et de phénomènes El Nino. L'autre moitié reste inexpliquée mais le GIEC note que l'évolution de la température de la basse atmosphère ne suit pas forcément fidèlement celle de la surface, par exemple, de 1958 à 1978, la température à la surface est restée sensiblement stable alors que celle de l'atmosphère en dessous de 8 km augmentait de près de 0,2 °C par décennie.

3.2 Les autres signes du réchauffement

A côté de la seule température, il existe tout un ensemble de symptômes convergents (voir IPCC Synthesis Report, 2002¹⁸).

- (1) Le recul des glaciers de montagne a déjà été évoqué. Depuis l'apogée des glaciers en 1850, une centaine d'entre eux ont disparu des Alpes suisses. Entre 1850 et 1973, l'épaisseur des glaciers de Suisse a diminué de 19 m en moyenne. Le volume de glace y est passé de 107 km³ à 74 km³ (-33%). Les glaciers enregistrent les fluctuations climatiques liées aux précipitations régionales et aux bilans d'énergie mais ils ne réagissent pas forcément immédiatement; cela dépend de leurs caractéristiques propres. Le meilleur moyen de préciser leur évolution est d'effectuer le bilan de la masse de glace gagnée ou perdue en une année, on note ainsi que la plupart des glaciers de montagne ont des bilans de masse très nettement négatifs, c'est-à-dire qu'ils maigrissent.
- (2) La couverture neigeuse recule également. D'une part, la neige apparaît plus tard et disparaît plus tôt mais l'étendue géographique des zones soumises à enneigement régresse. Les observations satellitaires montrent que l'étendue des zones enneigées a diminué d'environ 10% depuis la fin des années 60 et les observations de surface montrent que la période pendant laquelle les rivières et les lacs des hautes latitudes sont gelés a diminué de une à deux semaines depuis un siècle. Des photos prises depuis 1885 dans les Andes vénézuéliennes indiquent que la limite des neiges éternelles est passée de 4 100 m à plus de 4 700 m actuellement¹⁹.
- (3) La glace de mer est en diminution de 10 à 15 % au printemps et en été dans l'Arctique par rapport aux années 50.

¹⁷ Groupe Intergouvernemental d'Etude du Climat (International Panel on Climate Change: IPCC), groupe d'experts mis en place par l'ONU pour préparer les conférences internationales sur le climat, voir paragraphe 8.6.3.

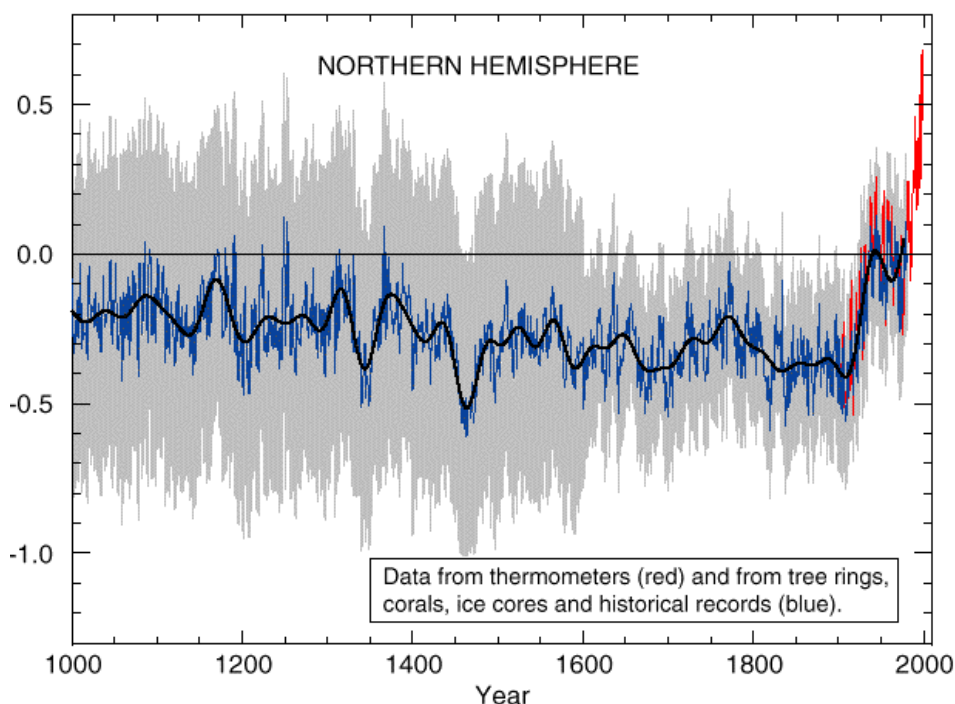
¹⁸ <http://www.ipcc.ch>

¹⁹ IPCC, WG 2, chapitre 5, Second Assessment Report.

- (4) Des observations²⁰ devenues disponibles récemment montrent une diminution jusqu'à 40% de l'épaisseur de la glace de mer dans l'Arctique.
- (5) La durée de la période de sommeil de la végétation a sensiblement diminué au moins dans certaines régions. En Angleterre, il semble qu'elle ait diminué de près de 5 semaines. Le record serait tenu par l'ortie blanche qui recommence à pousser dès le mois de janvier au lieu du mois de mars.
- (6) Le niveau de la mer a augmenté de 10 à 15 cm depuis un siècle

Il faut évidemment être prudent avec ces observations qualitatives. L'albédo de la neige étant très élevé, un glacier recouvert de neige absorbe peu la lumière du Soleil, son bilan de masse dépend donc d'une façon critique de la couverture de neige dont il est ou non couvert, il n'y a donc pas de relation linéaire entre le bilan de masse d'un glacier et encore moins son avancée ou son recul et la température. D'autre part, certaines observations sont rares ou portent sur des périodes trop courtes pour permettre une conclusion définitive. Ce qui est intéressant ici c'est la concordance d'éléments allant dans le même sens.

Pour les périodes antérieures à 1860, on ne dispose pas d'enregistrements de température, il faut donc utiliser des indicateurs plus ou moins directs. On les appelle des "proxys" (voir paragraphe 4.1.2). La Figure 7 tirée de l'IPCC 2001 présente l'évolution depuis un millénaire de la température moyenne ainsi reconstituée pour l'Hémisphère Nord (il y a, en effet, beaucoup moins d'informations disponibles pour l'Hémisphère Sud). Il semble bien que la dernière décade, celle des années 90, ait été la plus chaude qu'ait connue l'Hémisphère Nord depuis 1000 ans. Plus généralement, c'est tout le XX^e siècle qui apparaît nettement plus chaud mais le rythme de l'augmentation de ces dernières années est particulièrement frappant.



²⁰ En particulier les observations des sous-marins atomiques qui passaient sous le pôle sont devenues disponibles avec la fin de la guerre froide.

Figure 7: variation de la température moyenne planétaire lors du dernier millénaire. La référence est la moyenne de la température des trente années de 1960 à 1990. De 1860 à nos jours, les températures sont issues de données instrumentales, pour les périodes antérieures, elles proviennent d'observations indirectes (proxys): écrits, cernes de croissance des arbres, etc.... (voir le paragraphe 4.1 sur les méthodes de la paléoclimatologie)

3.3 Ce réchauffement est-il bien dû à l'augmentation de l'effet de serre?

On a évidemment tendance à sauter sur la conclusion: on a identifié un mécanisme qui semble imparable et on observe le réchauffement attendu, c'est très tentant, ce serait pourtant tout ce qu'on veut sauf scientifique. En la matière, il faut se méfier comme de la peste des conclusions trop rapides. L'approche scientifique ne consiste pas à croire ce qu'on voit mais à le soumettre à la critique. En premier lieu, l'évolution récente de la température a quelque chose de bizarre si on la considère uniquement du point de vue des gaz à effet de serre. Le réchauffement s'effectue en deux périodes mais si l'on admet aisément que les dernières années soient les plus chaudes puisqu'elles correspondent à une concentration maximum des gaz à effet de serre, on comprend plus mal pourquoi le rythme du réchauffement entre 1910 et 1945 est pratiquement aussi rapide et surtout pourquoi le réchauffement s'est arrêté ensuite pour même céder la place à un refroidissement dans les années 50 à 70. En effet, la population du globe est d'un peu plus de un milliard et demi d'habitants au début du XX^e siècle et dépasse deux milliards en 1930 alors qu'elle dépasse trois milliards en 1960. Sans doute, les préoccupations environnementales étaient-elles bien faibles à cette époque mais une population plus faible et une industrialisation plus faible devaient produire quand même moins de polluants ce que confirment les enregistrements paléoclimatiques. Il y a donc bien un réchauffement mais il ne peut pas être attribué, sans plus de précaution, à la seule augmentation des gaz à effet de serre; il existe en effet de nombreuses causes naturelles de variation de la température de la planète.

3.4 Comment prend-t-on la température de la planète?

On a tous déjà vu, sans toujours y prêter attention, de ces petits abris météo au bord des autoroutes. Les parois en sont à claire-voie de façon à permettre la ventilation des instruments situés à l'intérieur: thermomètre, hygromètre, baromètre. L'abri est disposé à 1,50 m au dessus du sol. Il existe plusieurs milliers de stations météo automatiques de ce type mais la densité en est très variable, très faible en Afrique par exemple, forte en Europe et aux USA, nulle bien évidemment sur les océans. Dans ce dernier cas, ce sont les observations effectuées depuis des navires marchands qui sont utilisées et les observations des satellites. Les satellites cependant ne mesurent pas la température de l'air mais celle de la surface de la mer.

La méthode consiste d'abord à établir une référence de la température à une date donnée pour chaque site de mesure. Il s'agit de la moyenne des températures des années 60 – 90 par exemple. Les stations sont ensuite réparties sur des grilles de 5° de longitude par 5° de latitude. Pour chaque station, on calcule l'anomalie mensuelle de température c'est-à-dire la différence entre la température moyenne observée et la température de référence. On calcule ensuite la moyenne de ces anomalies pour l'ensemble des stations de la maille. L'anomalie moyenne de la température de la planète ou d'un hémisphère ou d'une région est obtenue en pondérant les anomalies moyennes dans chaque maille par la surface de la maille.

Certaines mesures sont exclues des moyennes car elles apparaissent suspectes, c'est le cas de celles qui diffèrent trop des mesures avoisinantes dans l'espace ou dans le temps.

4 Le contexte historique: la paléoclimatologie

La première question qui se pose est de savoir comment se situe ce réchauffement dans l'histoire de la planète. Est-il unique ou la Terre a-t-elle connu de nombreuses variations climatiques semblables ou plus importantes et dans quelles conditions?

4.1 Les méthodes de la paléoclimatologie

L'étude des climats passés fait appel à tout un ensemble de méthodes dépendant de l'échelle de temps considérée.

4.1.1 Les données instrumentales

Les mesures de température, pression, précipitations, vent, etc., concernent une période bien courte à l'échelle du climat. Tout d'abord, les instruments eux mêmes sont d'invention récente: le thermomètre de Galilée date de 1593, le baromètre de Torricelli de 1643 et l'anémomètre de Hook de 1664. En outre, les premières observations ont été évidemment très artisanales et très sporadiques. Les choses ont commencé à changer vers la fin du XIX^e siècle: le 14 novembre 1854, une tempête a coulé 38 navires français au retour de la Guerre de Crimée en Mer Noire, et le ministre de la guerre de l'époque a alors chargé l'astronome Le Verrier d'étudier le problème. On se rendit alors compte que cette tempête avait traversé l'Europe entre le 12 et le 14, que son arrivée était donc prévisible et que la flotte aurait pu être sauvée. C'est à partir de cet événement que le premier réseau météorologique est né en Europe. L'organisation des réseaux météorologiques et leur standardisation a évidemment demandé beaucoup de temps: l'Organisation Météorologique Mondiale est née en 1951. Cependant des séries d'observations régulières ont commencé en Grande Bretagne dès le milieu du XVII^e, en Hollande, aux Etats Unis et à Paris un siècle plus tard.

Ces données ne sont pas toutes de qualité équivalente et leur interprétation demande quelques précautions. Sans parler d'éventuels problèmes instrumentaux ou de défaillances, la principale difficulté provient de ce que l'environnement des sites de mesure a parfois subi des changements profonds. La plupart du temps, ces changements ont été causés par l'urbanisation: un site de mesures initialement situé en pleine campagne se retrouve, quelques dizaines d'années plus tard, en plein centre ville; c'est le cas par exemple du site de Montsouris à Paris. Les villes étant généralement plus chaudes que les campagnes de quelques degrés, on conçoit que, sans correction, l'évolution de la température ainsi observée n'ait aucun sens.

4.1.2 Les proxys

Au delà de 150 ans et en dehors de quelques rares séries qui remontent donc au mieux jusqu'au XVII^e siècle, on ne dispose plus de mesures directes. Jusqu'au Moyen Age et un peu plus tôt encore en Chine, on dispose d'informations historiques comme, par exemple, les dates des vendanges, la qualité et la quantité des récoltes. En Europe, ces indications étaient souvent répertoriées par les moines. Au delà, il faut faire appel à des méthodes indirectes; on utilise ce que l'on appelle des "proxys". Ce sont des paramètres mesurables, dépendant des conditions climatiques; la dépendance est souvent fort complexe mais "proxys" et température (c'est le paramètre le plus souvent utilisé) sont reliés par une "fonction de transfert" généralement empirique.

4.1.3 La dendrochronologie

Il est bien connu qu'on peut connaître l'âge d'un arbre coupé en comptant les anneaux présents sur le tronc. Chaque anneau correspond à la croissance de l'arbre pendant une année. La croissance elle-même n'est pas la même tous les ans, elle dépend des conditions, favorables ou non, qu'a connues l'arbre cette année-là. Un anneau épais correspond à une année favorable avec des précipitations suffisantes, sans gel tardif. Au contraire, une année sèche correspond à un cerne de croissance mince. L'année 1976 dont l'été a été exceptionnellement sec (il a même fallu s'acquitter d'un impôt spécial pour financer l'aide à l'agriculture fort mal en point) laisse une trace bien évidente dans les arbres abattus depuis lors. Le "proxy" est donc ici l'épaisseur de l'anneau et la "fonction de transfert" relie cette épaisseur, pour une espèce donnée, à la température et aux précipitations moyennes.

Avec cette méthode, on peut étudier les cernes d'arbres récemment abattus que ce soit par un bûcheron ou par une tempête, on peut aussi étudier les anneaux des arbres fossiles quand on en trouve. Il faut alors dater les cernes observés. Il faut évidemment distinguer suivant les espèces et les grandes régions. On arrive ainsi à obtenir des informations sur les conditions climatiques des quelque 10 derniers millénaires.

4.1.4 La palynologie

La palynologie est l'étude des grains de pollen présents dans divers matériaux accumulés au cours du temps comme les sédiments lacustres ou les tourbières. Les grains de pollen ont, c'est leur rôle dans le système de reproduction des plantes, une grande aptitude à la dispersion et à la conservation. La méthode consiste d'abord à effectuer un carottage dans le matériau, les plus grandes profondeurs correspondent aux périodes les plus anciennes alors qu'au contraire les couches superficielles sont de formation récente. On isole ensuite un échantillon que l'on date et on en extrait les grains polliniques par des méthodes chimiques ou par centrifugation. On identifie ensuite les grains de pollen au microscope par comparaison à des références actuelles. Ces références sont elles-mêmes reliées aux conditions climatiques par des fonctions de transfert établies empiriquement dans les conditions actuelles: telle espèce de Pin correspond à telles conditions de température, etc.

L'analyse est statistique: l'identification d'un unique pollen de baobab en Laponie ne suffit certes pas pour conclure que la Laponie a connu récemment un climat de savane Africaine. C'est, en fait, l'ensemble statistique des diverses espèces observées qui est significatif, on l'appelle le "spectre pollinique".

4.1.5 Les rapports isotopiques

L'Oxygène existe sous la forme de trois isotopes stables: O^{16} dont le noyau comprend 8 protons et 8 neutrons, O^{17} qui comporte 1 neutron supplémentaire, soit 9 neutrons, et O^{18} qui comporte encore un neutron supplémentaire. O^{16} est de loin le plus répandu (99,76%), on trouve aussi 0,20 % de O^{18} et 0,04% de O^{17} . On trouve cette répartition dans l'eau de l'océan. Lorsque cette eau s'évapore, l'élément le plus lourd, c'est-à-dire la molécule d'eau qui comporte un isotope O^{18} , est un peu défavorisé. Il reste donc, relativement, un peu plus de O^{18} dans l'océan, plus précisément le rapport δO^{18} augmente²¹. Au contraire, la vapeur d'eau dans l'air est légèrement appauvrie en O^{18} . Lorsque l'eau se condense, c'est l'inverse qui se produit et l'élément le plus lourd a tendance à se condenser en premier. Les précipitations sont donc de plus en plus pauvres en O^{18} au fur et à mesure que l'on s'éloigne des océans. L'évaporation est maximum dans les tropiques, puis, en s'éloignant vers les pôles, l'air s'appauvrit en vapeur d'eau car les précipitations l'emportent sur l'évaporation. Chaque évaporation appauvrit l'air en O^{18} , chaque précipitation aussi. Au cœur de l'Antarctique, l'appauvrissement est de 5% par rapport aux régions tropicales. Lors d'une glaciation, les précipitations ne retournent pas à l'océan, ou plus exactement y retournent moins puisqu'elles s'accumulent sous forme de glace sur les continents. De ce fait, l'eau des océans est de plus en plus appauvrie en O^{16} par rapport à O^{18} , le rapport δO^{18} , donc, augmente.

La mesure du rapport O^{18}/O^{16} est possible dans les squelettes et carapaces des micro-organismes qui constituent les sédiments marins et plus précisément dans les foraminifères et les diatomées, dans la glace et dans les coraux.

Les sédiments

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires possédant une coquille calcaire qui peut être perforée ou non, appelée "test". Il existe pas moins de 50 000 espèces de foraminifères. Les tests présentent des formes très variées. Leur taille varie entre quelques μm et quelques mm. Les formes vivantes sont soit planctoniques, vivant dans ce cas près de la surface de l'océan (de 0 à -300m), ou benthiques, vivant au voisinage du fond ou sur le fond lui même. La différenciation des espèces est fortement dépendante des conditions de température du milieu. Les boues océaniques calcaires comportent une grande quantité de fossiles de foraminifères. Ceux ci peuvent être identifiés et constituer ainsi des proxys, la fonction de transfert est établie en utilisant la variabilité des conditions actuelles.

Les diatomées sont des algues unicellulaires photosynthétiques, jaunes ou brunes, abondantes dans la plupart des milieux aquatiques des eaux douces ou salées mais aussi dans certains sols humides en association avec des mousses. La cellule est entourée d'une enveloppe de silicate $[Si(OH)_4]$ cristallisé dont les ornements sont caractéristiques de chaque espèce et peuvent donc servir à leur identification. Il existe près de 500 espèces différentes de diatomées. Dans les mers froides, elles composent une large part du plancton et on estime que, via leur photosynthèse, elles fixent à elles seules 20 à 25% du carbone total sur terre. Elles servent de contrôle pour la qualité des eaux car chaque espèce présente des nécessités particulières à sa croissance (pH, concentrations salines, azote dissous, température etc.). Les diatomées peuvent donc également servir de proxys.

Les coraux

²¹ Le rapport δO^{18} représente l'écart relatif de l'échantillon au rapport isotopique standard, c'est-à-dire $\delta O^{18} = (O^{18}/O^{16})_{\text{échantillon}} / (O^{18}/O^{16})_{\text{standard}} - 1$.

Les coraux massifs sont considérés comme les meilleurs enregistreurs de la variabilité climatique des zones tropicales océaniques. Ce sont des organismes très simples vivant en colonies, dans la partie superficielle de la colonne d'eau. Ils possèdent un squelette d'une forme cristalline particulière de carbonate de calcium (l'aragonite). Les coraux utilisés en paléoclimatologie ont une durée de vie qui peut atteindre plusieurs siècles. Ces coraux vivent le plus souvent à des profondeurs qui n'excèdent pas 10 mètres. On peut identifier leur croissance saisonnière car la radiographie fait apparaître une alternance de bandes sombres et claires correspondant à des variations de densité. Il est donc possible, par simple comptage, d'obtenir une chronologie et la croissance elle-même dépendant de la température de l'eau, de la salinité et des conditions d'ensoleillement, on dispose là encore de proxys largement utilisés.

La composition isotopique de l'oxygène des carbonates de Calcium dépend à la fois de la température et de la composition isotopique de l'eau. L'information correspondante est donc ambiguë: si le carbonate est riche en O^{18} , est-ce parce que les conditions de température favorisent les isotopes lourds ou, tout simplement, parce qu'il y a plus de O^{18} dans l'eau? En profondeur cependant, la température de l'eau est sensiblement constante, la composition des foraminifères benthiques reflète donc directement la composition isotopique de l'eau de mer. Or, en période froide l'océan est enrichi en O^{18} et inversement. C'est donc la composition isotopique des foraminifères benthiques qui permet d'évaluer la température de l'océan.

La glace

Les calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland ont une épaisseur voisine de 2 à 3000 m, la glace s'y est accumulée en plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années. Les précipitations aux hautes latitudes sont en général très faibles (à la station russe Vostok, près du centre de l'Antarctique, il ne tombe guère plus de 2 à 3 cm de neige par an) mais leur composition isotopique dépend des conditions climatiques à très grande échelle. En effet, l'essentiel de l'évaporation a lieu initialement dans les régions tropicales et ce sont ces masses de vapeur d'eau qui sont transportées vers les hautes latitudes et précipitent abondamment en cours de route. Comme on l'a vu, l'évaporation s'accompagne d'un appauvrissement de la vapeur en isotope lourd de l'oxygène (O^{18}) alors que la condensation mobilisant d'abord cet isotope lourd appauvrit encore la vapeur d'eau restante. Lors des périodes froides que la Terre a connues, le refroidissement a été plus important aux hautes latitudes qu'aux basses latitudes, en conséquence, les précipitations ont eu lieu plus rapidement lors du transport et la vapeur d'eau qui a atteint les très hautes latitudes a été davantage appauvrie en O^{18} . Le résultat est qu'une faible valeur de δO^{18} dans la glace correspond à une période froide et qu'au contraire, une forte valeur de δO^{18} correspond à une période chaude. Le résultat est opposé dans les sédiments marins puisque l'appauvrissement de la vapeur d'eau évaporée entraîne un enrichissement de l'océan.

On a pu établir les fonctions de transfert correspondantes et les méthodes de dosage des isotopes étant très précises, la mesure de δO^{18} a permis à la paléoclimatologie de faire des progrès considérables.

Méthode/proxy	support	période (années)	couverte
instrumentation		150, exceptionnellement 300	
vendanges, récoltes, etc.	écrits	1000	
cernes des arbres	arbres, arbres fossiles	10 000	

(dendrochronologie)		
pollens	sédiments lacustres, tourbières	20 000 le plus souvent mais jusqu'à plusieurs millions
δO^{18}	glace	400 000
δO^{18}	carbonates (foraminifères, diatomées dans les sédiments, coraux)	plusieurs millions

Tableau 5: méthodes utilisées en paléoclimatologie et période couverte

4.2 Le climat du passé lointain

Le climat de la Terre a évidemment fortement varié depuis sa formation. On sait cependant peu de choses sur le climat des temps les plus reculés (le Précambrien, au delà de 540 millions d'années); l'image qui émerge est celle d'une Terre assez chaude bien qu'à l'époque le Soleil ait été nettement moins brillant qu'aujourd'hui. Dès cette époque, pourtant, la Terre semble avoir connu des glaciations, l'une vers $-2,5$ à -2 Ga (milliards d'années), une autre de $-0,8$ à $-0,6$ Ga environ. Les informations sont plus nombreuses pour les périodes suivantes; elles mettent en évidence le rôle considérable de la tectonique dans l'évolution du climat. C'est en effet la disposition des continents qui permet à la glace de s'accumuler quand ils sont présents aux hautes latitudes, c'est elle aussi qui gouverne la circulation océanique en permettant l'exportation de chaleur vers les hautes latitudes ou au contraire en la confinant dans une circulation purement équatoriale.

C'est au cours du Cénozoïque (de -65 millions d'années (Ma) à aujourd'hui), pendant l'ère Tertiaire, que s'opère la transition vers un climat plus froid. La période la plus chaude se situe vers -50 Ma; plusieurs indices suggèrent que les conditions tropicales s'étendaient 10 à 15° plus loin de l'équateur qu'aujourd'hui mais un important refroidissement se produit vers -40 à -30 Ma; c'est à cette époque que pourrait avoir été initiée la glaciation de l'Antarctique. Une deuxième période de refroidissement se situe au cours du Miocène (-15 à -10 Ma): on interprète ainsi un fort accroissement du δO^{18} entre -15 et -14 Ma comme étant due à la croissance rapide de la calotte Antarctique.

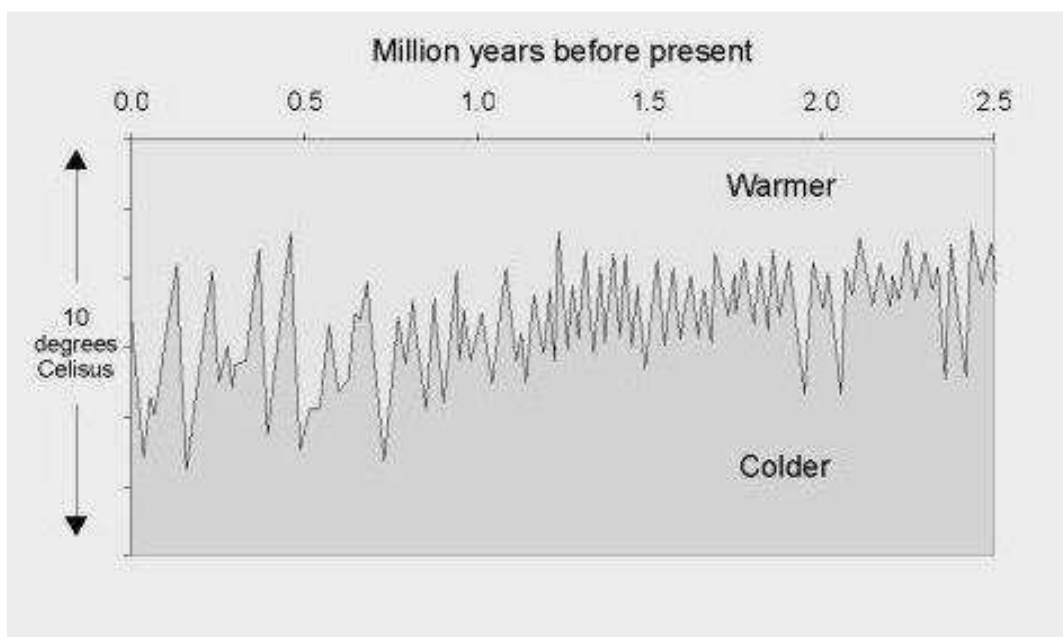


Figure 8: variation de la température moyenne au cours du quaternaire. La température est déduite des mesures du rapport isotopique δO^{18} dans les sédiments marins (source: Department of Environmental and Geographical Sciences, Manchester Metropolitan University: <http://www.doc.mmu.ac.uk/aric/>)

La Figure 8 présente la variation du rapport isotopique δO^{18} mesuré dans les sédiments marins au cours du quaternaire. Le fait marquant est l'alternance de périodes chaudes et de périodes froides, les glaciations, celles-ci étant d'ailleurs nettement les plus longues. En fait, cette alternance occupe la totalité du Pléistocène (Quaternaire) et semble avoir commencé il y a 2 à 3 Millions d'années. La dernière glaciation a pris fin il y a 20 000 ans, la période actuelle correspond à un interglaciaire.

La découverte des glaciations date du milieu du XIX^e siècle. Dès la fin du XVIII^e, les explorations géologiques des Alpes et du Jura sont devenues fréquentes et l'une des énigmes de l'époque était la présence dans les vallées, parfois bien loin des montagnes, de blocs granitiques de plusieurs tonnes: les blocs erratiques. Horace Benedict de Saussure (1740-1799) qui fit le premier l'ascension du Mont Blanc les comparait à des truffes et s'étonnait de leur présence au milieu de roches calcaires. Les gens du pays, les chasseurs de chamois en particulier, savaient bien que les glaciers transportaient des rocs mais c'est un Ingénieur suisse (Ignace Venetz) qui, le premier, a réalisé que les blocs erratiques, bien que très éloignés, n'avaient pu être transportés que par des glaciers qui, donc, avaient dû connaître, dans le passé, une extension considérable. D'autres éléments vinrent corroborer cette hypothèse: entre autres la présence dans les vallées alpines de roches lisses appelées roches moutonnées qui ont été polies par le frottement du glacier et la formation des stries à la surface des rochers, façonnées par le raclement des cailloux que la glace transporte.²²

La première communication scientifique sur ce sujet a été présentée en 1837 par Louis Agassiz, professeur à Neuchâtel. La théorie généralement admise étant que la Terre initialement très chaude

²² Voir sur ce sujet le site

<http://www.ens-lyon.fr/PlanetTerre/Infosciences/Climats/Historique/Glaciation/Histoireglaciation.htm#glaciers>

s'était refroidie progressivement, cette communication a ouvert une polémique considérable qui dura 30 ans.

Les glaciations ont été des phénomènes considérables à l'échelle de la planète ou, tout au moins, de l'hémisphère Nord. Au plus fort de l'extension de la glace, il y a 18000 ans, la moitié de la Grande Bretagne était recouverte et sur la Scandinavie, l'épaisseur de glace atteignait 2500 m, le Canada et le Nord des Etats Unis étaient recouverts par une calotte de glace qui atteignait 3000 m d'épaisseur. Pour fabriquer toute cette glace, il avait bien fallu puiser l'eau des océans. Le niveau de la mer avait donc baissé de près de 100 m ce qui avait mis à l'air libre une bonne partie des plateaux continentaux aujourd'hui immergés: en particulier, l'Angleterre n'était plus une île puisque la Manche était à sec. Le détroit de Behring était à sec lui aussi et c'est ce qui a permis les premières invasions de l'Amérique par l'espèce humaine. A cette époque aussi, les zones arides étaient beaucoup plus étendues. L'Atlantique Nord (au Nord de l'Espagne) était plus froid qu'aujourd'hui d'une dizaine de degrés et ce n'est qu'au Sud de Gibraltar que l'on rencontrait des eaux tempérées. Par contre dans les régions tropicales, la température de l'océan n'était pas beaucoup plus basse qu'aujourd'hui. Le Pacifique, quant à lui, était beaucoup moins soumis à l'influence des masses glaciaires, tout simplement parce qu'il est beaucoup plus grand. Les océans tropicaux occupent une surface très importante, la température moyenne des océans n'était donc finalement que de deux degrés inférieure à ce qu'elle est aujourd'hui. Quant à la température moyenne planétaire, on estime qu'elle était de 5 degrés inférieure à la température actuelle.²³ Il est important de garder en tête ces chiffres: une glaciation qui est un phénomène majeur pour la planète, c'est 5 degrés de moins mais depuis un siècle et demi la température a augmenté de plus de 10% de cette quantité.

4.3 La température du dernier millénaire

La dernière glaciation s'est terminée il y a 20 000 ans; plus près de nous, on peut noter une période relativement chaude qui s'étend du XI^e au XIV^e siècle et une autre plus froide du XV^e au XIX^e. Ces deux périodes portent respectivement les noms d'"Optimum Médiéval" et de "Petit Age Glaciaire". Les informations historiques permettent de se faire une idée des conditions qui régnaient à ces époques (voir E Leroy Ladurie). Pour la période la plus ancienne, c'est surtout le cas des chroniques tenues par les moines qui relevaient méticuleusement tous les événements qui affectaient leur entourage, en particulier la qualité et la quantité des récoltes et des informations sur le temps. Avant l'an mil, ces informations sont rares mais par la suite, elles deviennent abondantes et peuvent être recoupées entre elles ce qui en assure la qualité. D'après ces informations, le XIII^e siècle a été particulièrement favorable aux récoltes avec des étés suffisamment secs pour éviter insectes et maladies. C'est l'époque du bon roi Saint Louis (1226-1270) dont on nous appris qu'il régnait sagement sur une France apaisée et prospère. Cette prospérité touchait en fait l'ensemble de l'Europe de l'Ouest et les conditions climatiques favorables n'y étaient peut être pas tout à fait étrangères.

Dès le XIV^e siècle, les conditions ont commencé à se dégrader en Europe et cette dégradation s'est poursuivie pendant plusieurs siècles. Par delà les témoignages écrits, on en trouve de profondes empruntes dans des œuvres comme celles de Brueghel qui montrent des paysages marqués par les rigueurs du gel. On dispose aussi d'informations plus quantitatives grâce à la dendrochronologie: Duplessy et Morel précisent que l'épaisseur des anneaux de croissance des arbres est particulièrement faible pour les périodes 1420 à 1480 et 1590 à 1630 témoignant de conditions défavorables. La période de croissance des cultures aurait diminué de plusieurs semaines par rapport au Moyen Age et la température en Angleterre aurait diminué de près de 1 degré. Les récoltes étaient donc mauvaises et

²³ Voir Duplessy et Morel: Gros Temps sur la Planète, Editions Odile Jacob.

cette période est marquée par des famines auxquelles les nombreuses guerres ne sont évidemment pas étrangères mais celles ci sont venues se greffer sur une situation déjà rendue difficile par les conditions climatiques.

Le Petit Age Glaciaire s'est ainsi poursuivi jusqu'au XIX^e siècle, on en situe généralement la fin vers 1850. En témoigne, entre autres, l'avancée des glaciers dans les Alpes. A cette époque, les glaciers de vallée de Chamonix descendaient beaucoup plus bas qu'actuellement; le glacier d'Argentières atteignait la vallée alors qu'il se termine maintenant plusieurs centaines de mètres plus haut, au dessus des chalets de Lognan. L'avancée de la Mer de Glace était telle qu'en 1645, l'évêque de Genève est venu l'exorciser à la demande des habitants de Chamonix. Les moraines situées à l'aval immédiat des glaciers actuels datent de cette époque.

Le Petit Age Glaciaire n'a pas concerné que l'Europe, on en trouve traces au Groenland et en Amérique du Nord. Par contre, l'évolution du climat au cours du dernier millénaire a été fort différente en Extrême Orient. On dispose de très nombreux manuscrits chinois qui relatent surtout les périodes sortant de l'ordinaire et, en particulier, les grands froids. Il ne semble pas qu'il y ait eu ni Optimum Médiéval ni Petit Age Glaciaire.

5 Le système climatique

Si la Terre semble bien se réchauffer rapidement depuis un siècle et demi, elle a connu dans le passé des variations climatiques autrement plus importantes. Quelles en étaient les causes?

5.1 Notion de système

On parle bien souvent de système nerveux, de système sanguin, de système économique, monétaire, solaire, etc. On parle surtout de systèmes en écologie (cf. les écosystèmes). Il existe une théorie qui cherche à préciser les caractéristiques des systèmes et, en premier lieu, qui en donne une définition. D'après Serge Frontier²⁴, un système peut se définir comme "un ensemble d'éléments interagissant entre eux et éventuellement avec le milieu extérieur". Toujours d'après Serge Frontier, la Systémique comporte trois principes

1. la dépendance interactive: aucun élément n'est isolable ou, si on l'isole, on le modifie et on ne peut agir sur l'un sans agir sur les autres
2. l'existence d'une entité globale : "l'ensemble est plus que la somme des parties"
3. le tout influence les parties

On peut illustrer ces principes sur un exemple, le système culturel dans lequel nous baignons, identifier les éléments et leurs interactions et il est aisé de voir que les influences croisées des différentes cultures ont bien conduit à l'émergence de quelque chose de nouveau qui n'est pas la simple addition des cultures existantes; c'est particulièrement clair pour la musique.

5.2 Le système climatique

Le système climatique est très simple à définir: c'est l'ensemble de la planète. On y identifie aisément les sous-ensembles: l'atmosphère, l'océan, la cryosphère (la glace), la biosphère continentale et marine, la géosphère et l'homme. Entre ces éléments, il existe des relations plus ou moins fortes, des couplages. Ces relations sont réciproques ou non; par exemple si la géosphère agit fortement sur l'atmosphère par l'intermédiaire des volcans, la réciproque n'est pas vraie: on imagine mal l'influence de l'atmosphère sur le volcanisme. Lorsque la relation est réciproque, on pourra parler d'interaction. Entre l'atmosphère et l'océan, les interactions sont fortes: transfert d'énergie de l'atmosphère vers l'océan par l'action du vent à la surface, transfert de chaleur par rayonnement électromagnétique depuis l'atmosphère vers l'océan et réciproquement, évaporation, précipitations. A priori, l'homme étant un animal comme les autres, il

²⁴ Les Ecosystèmes, coll Que Sais-je?

devrait être inclus au sein de la biosphère, si il est considéré ici en tant que sous système, c'est évidemment parce qu'il nous intéresse tout particulièrement mais c'est surtout qu'au travers de son activité, il exerce une action significative sur les autres composantes du système et donc, en retour, sur lui même.

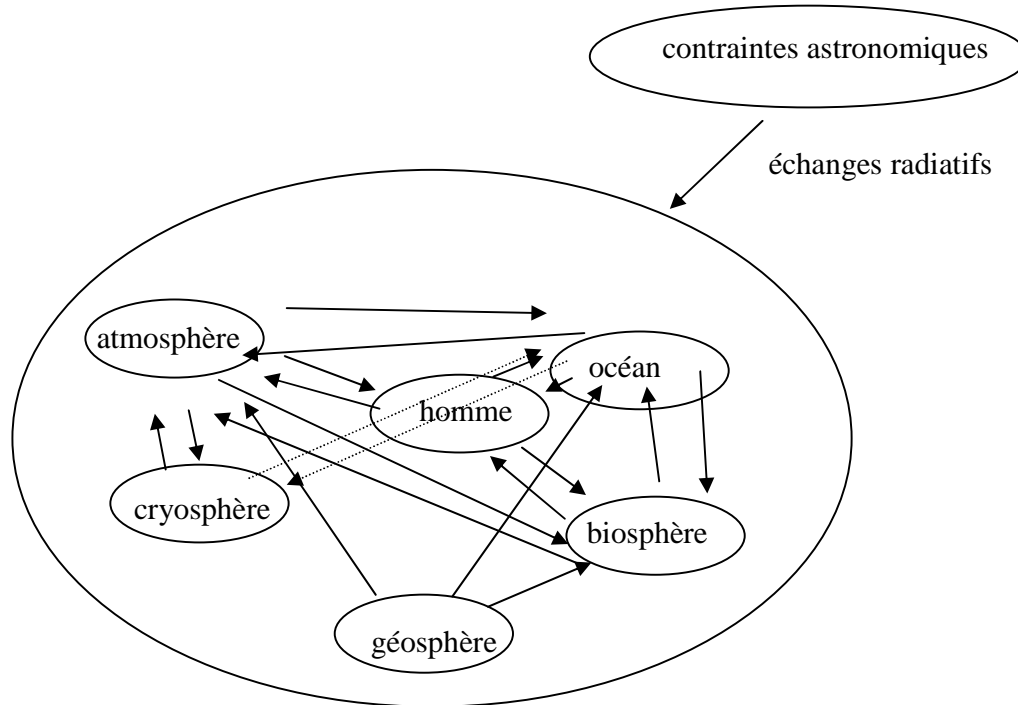


Figure 9: représentation schématique du système climatique. Les seuls échanges avec l'extérieur se font par l'intermédiaire du rayonnement électromagnétique, les différents sous-systèmes sont couplés par des interactions mutuelles plus ou moins fortes et plus ou moins rapides.

5.3 Les couplages

5.3.1 Le couplage océan – atmosphère

5.3.1.1 Répartition zonale du bilan radiatif

Le bilan radiatif de la Terre a été établi au chapitre 2. On a alors considéré globalement l'énergie reçue, réfléchi ou émise par toute la planète sans chercher à préciser quelle en était la répartition géographique. Il est pourtant bien évident que le bilan radiatif ne peut être équilibré que globalement puisque les régions voisines des pôles reçoivent moins d'énergie du Soleil que les régions tropicales²⁵.

²⁵ Le soleil est à très grande distance de la Terre, ses rayons lumineux arrivent donc tous parallèlement. Il suffit de dessiner un cercle censé représenter une sphère et de l'éclairer par un faisceau de rayons parallèles équidistants pour noter que la

En poussant d'ailleurs le raisonnement, cela devient encore plus évident puisque, pendant la nuit polaire, aucune énergie n'est reçue du Soleil alors que, la température étant forcément supérieure au 0° K (-273 °C), l'émission des régions polaires est non nulle; le bilan est donc alors forcément négatif. Puisque le bilan des régions polaires est négatif, celui des régions tropicales doit être positif sinon, il serait impossible d'obtenir un bilan global équilibré. En fait, le bilan est positif pour la moitié de la planète la mieux exposée au rayonnement solaire et négatif pour l'autre moitié, la limite se situe donc vers 30° de latitude nord et sud²⁶.

Si les hautes latitudes avaient un bilan énergétique négatif, elles se refroidiraient en permanence, l'inverse serait vrai pour les régions tropicales. Si ce n'est pas le cas, c'est parce qu'elles reçoivent de l'énergie qui vient compenser le déficit de leur bilan radiatif. Cette énergie qui doit donc être transférée depuis les régions tropicales vers les pôles est non radiative. Vue de cette manière, la Terre peut être considérée comme une machine thermique avec une source chaude (les régions tropicales) et une source froide (les régions polaires). Il y a donc des échanges de chaleur entre ces deux régions.

La chaleur peut être transférée (voir chapitre 2) par rayonnement, conduction ou convection. Les transferts par conduction s'effectuant d'un milieu à l'autre sur de très courtes distances, il ne peut s'agir ici que de transferts par convection, c'est-à-dire, par l'intermédiaire des mouvements de l'air et de l'eau. On peut estimer assez facilement l'amplitude de ces transports: il suffit pour cela de connaître la dépendance du bilan radiatif vis à vis de la latitude. On opère d'une façon très similaire à celle qui a servi à construire un modèle simplifié du climat de la Terre au chapitre 2. Cette fois l'énergie solaire reçue dépend de la latitude $F_0(\phi)$, elle est très aisément calculable, l'albédo dépend, lui aussi, de la latitude $\alpha(\phi)$. Les mesures effectuées grâce aux satellites depuis une trentaine d'années permettent d'estimer l'albédo et sa variabilité saisonnière. Enfin, l'énergie re-émise par la Terre et qui sort donc de l'atmosphère à la latitude ϕ est aussi dépendante de la latitude $F^\wedge(\phi)$ et elle peut être mesurée de la même manière que l'albédo. Le bilan $B(\phi)$ est normalement déséquilibré, il s'écrit donc

$$B(\phi) = (1 - \alpha(\phi)) F_0(\phi) - F^\wedge(\phi).$$

Chaque terme est mesurable. On peut ensuite en déduire la quantité de chaleur qui traverse un m^2 d'une surface imaginaire située à 30° de latitude: c'est très exactement ce qui a été reçu en trop entre 0 et 30°, c'est-à-dire l'intégrale entre 0 et 30° de $B(\phi)$ multipliée par la surface en cause. On trouve ainsi un flux d'énergie considérable, de l'ordre de 6 Petawatts (1 Petawatt = 10^{15} Watts ou un million de milliards de Watts). C'est sensiblement l'énergie de plusieurs milliers de grosses centrales nucléaires. Les conditions de température, d'humidité, le vent sont assez bien connus dans l'atmosphère grâce aux réseaux de surveillance météorologique et aux satellites, on peut donc calculer la part de cette énergie qui est transportée par l'atmosphère; c'est sensiblement la moitié. On en déduit donc que l'océan transporte une énergie d'environ 3 Petawatts de l'équateur vers les pôles.

5.3.1.2 La circulation thermohaline ou le "tapis roulant océanique"

Les courants marins transportent donc de la chaleur de l'équateur vers les pôles, notons tout de suite qu'il est tout à fait équivalent de transporter de l'eau froide des pôles vers l'équateur. Ce transport est tridimensionnel, il est fortement influencé par la forme des bassins océaniques et par la rotation de la

longueur de l'arc éclairé (la surface tangente, s'il s'agissait d'une sphère) augmente de l'équateur aux pôles et que donc la quantité reçue par unité de longueur (resp. de surface), au contraire diminue.

²⁶ La surface comprise entre deux parallèles est proportionnelle à la différence des sinus des latitudes et $\sin(30^\circ) = 0,5$.

Terre mais les moteurs en sont la chaleur et la salinité. La Figure 10 schématise ce transport, on lui a donné le nom de "tapis roulant"

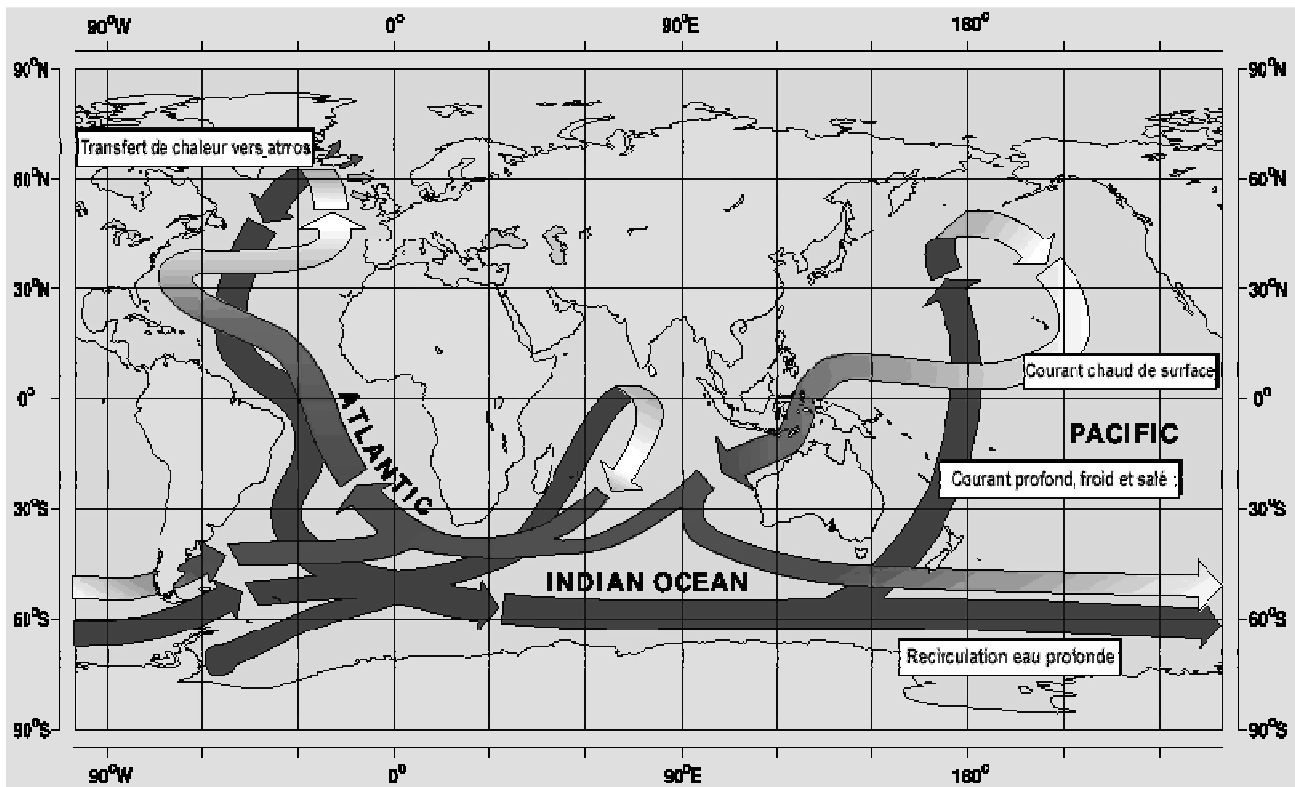


Figure 10: représentation schématique de la circulation générale de l'océan, les flèches les plus foncées correspondent aux eaux profondes. Adapté par Maier-Reimer d 'après Broecker. (communication personnelle)

Puisqu'il s'agit d'une boucle, on peut commencer à la décrire n'importe où mais en tant qu'Européens, il nous est plus habituel de commencer par le Gulf Stream. Celui ci est un courant de surface qui prend naissance dans les mers chaudes du Golfe du Mexique; il remonte vers le Nord. La quantité d'eau transportée est énorme: plus de 30 fois le total des eaux de tous les fleuves de la planète. La rotation de la planète est la cause d'une pseudo force ou force d'inertie appelée Force de Coriolis²⁷ qui dévie tous les mouvements dans l'hémisphère Nord vers la droite; le Gulf Stream est donc dévié vers l'Est et ses eaux chaudes viennent baigner la mer d'Irlande et plus au Nord la Mer du Nord et la Mer de Norvège. La quantité de chaleur qu'apporte le Gulf Stream à l'Atlantique Nord est considérable: environ 30% de ce que lui apporte le Soleil. On comprend, dès lors, pourquoi, l'Europe connaît un climat fortement

²⁷ La Force de Coriolis, comme la Force Centrifuge résulte de ce que les mouvements sont mesurés par rapport à un référentiel, lui même en mouvement, ici du fait de la rotation de la Terre. La cause est la même que celle qui nous donne l'impression que le train dans lequel nous sommes s'ébranle alors que c'est celui d'à côté qui se déplace. Tracez donc une perpendiculaire au bord de la table et faites en même temps tourner la feuille autour de son centre: la courbe tracée sur la feuille apparaîtra incurvée dans le sens opposé au sens de rotation de la feuille. Le mouvement apparaît donc dévié vers la gauche du fait de la rotation de la feuille.

tempéré par l'influence océanique. Au cours de ce trajet, les eaux du Gulf Stream se sont progressivement refroidies et lorsqu'elles atteignent les hautes latitudes, elles sont très froides et gèlent.

Le point clé de la circulation océanique est là: la glace est pauvre en sel, beaucoup plus pauvre que l'eau de mer²⁸. Lorsque la glace se forme, le sel qu'elle ne peut pas contenir est évacué dans l'eau de mer environnante. Celle-ci est donc plus riche en sel que l'eau de mer sous-jacente, elle est donc plus lourde et se trouve entraînée vers le fond. Cette chute ne s'arrête pas puisque ce volume d'eau de mer reste toujours anormalement riche en sel. On dit que l'eau froide "plonge".

Une fois le fond de la mer atteint, vers 2500 m de profondeur dans ces régions, l'eau qui vient de plonger doit s'évacuer puisqu'elle est poussée par l'arrivée incessante d'eau nouvelle (comme sur un tapis roulant). Elle s'écoule donc en profondeur vers le Sud. On a pu observer précisément ce mécanisme grâce aux expériences thermonucléaires des années 50. Celles-ci ont enrichi l'atmosphère d'un certain nombre d'isotopes radioactifs artificiels dont en particulier le tritium. Puisqu'ils sont artificiels, l'océan n'en contenait pas initialement. Ces isotopes sont retombés au bout d'un certain temps et ont enrichi l'eau de surface des océans. Des sondages ont montré que dans les premières années, seule l'eau de surface était enrichie à l'exception de la Mer de Norvège où le tritium était présent en profondeur. Un sondage effectué 10 ans plus tard a permis de constater que les eaux riches en tritium avaient progressé vers le Sud. Disons tout de suite que cette progression est lente.

Cette eau qui circule vers le sud est très froide, elle remonte en surface, dans des régions que l'on appelle des "upwellings", lorsque les vents chassent l'eau de la surface. Aux basses latitudes, les vents en question sont les alizés. Il existe un upwelling saisonnier très important dans le Golfe de Guinée. Ces eaux froides qui remontent des profondeurs sont aussi riches en sels nutritifs et connaissent donc une importante production biologique. Une grande partie des eaux de fond poursuit cependant son chemin vers le Sud à travers l'équateur. Elles rejoignent alors des eaux également très froides formées en Mer de Weddell et contournent l'Antarctique. La force de Coriolis déviant tous les mouvements vers la gauche dans l'Hémisphère Sud, elles laissent le continent Antarctique sur leur droite. Toujours déviées vers la gauche, elles se dirigent vers le Nord dans le Pacifique et remontent en surface de façon diffuse. Le retour a lieu en surface au travers des régions très chaudes et très arrosées du Pacifique Ouest et de l'Océan Indien puis de l'Atlantique. Dans l'Atlantique Sud, les eaux de surface qui se dirigent au Nord sont déviées vers leur gauche c'est-à-dire vers l'Ouest ce qui permet de terminer la boucle. Les courants marins de grande échelle sont très lents, on estime qu'une parcelle d'eau qui ferait la totalité du circuit mettrait environ un millier d'années pour achever la boucle.

Si le point clé est la formation des eaux profondes par l'intermédiaire de la glace de mer, on note qu'elle n'a lieu de façon importante qu'en deux régions bien déterminées: l'Atlantique Nord et la Mer de Weddell. Le Pacifique Nord n'est pas favorable à la formation d'eaux profondes parce que l'eau de mer y est nettement moins salée que dans l'Atlantique. Ceci est dû à un déséquilibre entre évaporation qui enrichit l'océan en sel, précipitations qui l'enrichit en eau douce et apport d'eau douce par les fleuves.

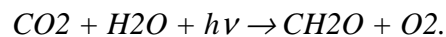
5.3.2 Le cycle du carbone

L'évolution du climat dépend de la concentration atmosphérique en CO₂, celle-ci est elle-même fonction de la capacité de l'océan et de la végétation à absorber le CO₂. Le cycle du carbone est donc un élément essentiel du système climatique.

²⁸ La glace est une forme cristallisée de l'eau, les atomes de sodium et de chlore (sel = NaCl) y trouvent peu de place au contraire de l'eau de mer dans laquelle le sel existe sous forme dissoute.

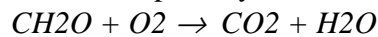
Toute la chimie du vivant est, sur Terre du moins, basée sur celle du carbone. Le carbone est donc un élément capital pourtant il ne représente que 0,032% de la masse de la lithosphère²⁹ quand la silice en représente près de 20 % et l'oxygène plus de 50%. On distingue deux formes de carbone: le carbone organique produit par les organismes vivants et le carbone inorganique. Dans le cas du carbone organique, l'atome de carbone est lié à d'autres atomes de carbone ou à des éléments comme l'hydrogène, l'azote (N), le soufre (S) ou le phosphore (P), le composé le plus simple est le méthane (CH₄). Le carbone inorganique ne comporte pas de ces liaisons chimiques, les composés les plus abondants sont le CO₂ et les calcaires CaCO₃.

La transformation du carbone inorganique en carbone organique s'effectue par l'intermédiaire de la photosynthèse:

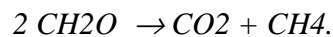


Ici $h\nu$ représente l'énergie lumineuse à la fréquence ν d'absorption de la chlorophylle, c'est-à-dire dans le bleu et le rouge. La transformation inverse s'effectue au travers de deux réactions:

- la respiration qui est la réaction inverse de la photosynthèse et nécessite donc de l'oxygène



- et la fermentation qui s'effectue en milieu anaérobie



On a représenté ici le carbone organique sous sa forme la plus simple d'hydrate de carbone, les molécules formées sont en réalité plus grosses et plus complexes et font intervenir les autres éléments déjà cités (N, P, S,...). Ce mécanisme produit la matière organique la plus simple, on l'appelle la production primaire. Les organismes impliqués sont des bactéries, des algues, des plantes et constituent le premier stade de la chaîne alimentaire. Ils sont ensuite consommés par d'autres organismes dont les animaux. Il est important de noter que la masse totale des organismes consommateurs ne représente guère plus de 1% de la production primaire.

On trouve le carbone

- dans la biosphère marine ou continentale, sous forme organique dans les organismes vivants ou morts,
- dans l'atmosphère sous forme inorganique essentiellement (CO₂),
- dans les sols sous forme organique,
- dans la lithosphère sous les deux formes; inorganique comme les carbonates des roches sédimentaires et organique dans les fossiles, incluant charbon, pétrole et gaz naturel.
- dans l'océan sous forme de CO₂ dissous et sous forme de carbonates

Le cycle du carbone représente l'ensemble des transformations que subit cet élément au sein de la planète et lors de passages entre les différents sous-systèmes, atmosphère, océan, biosphère, géosphère. Il en est de même du Soufre, de l'Azote, etc. Ces cycles sont appelés "*biogéochimiques*". Les échanges de matière entre la Terre et le milieu extérieur représentent au total une masse très faible et pratiquement négligeable sauf exceptions. La Terre est donc un milieu fermé dans lequel ces transformations laissent les éléments conservatifs; en d'autres termes, la quantité totale de carbone

²⁹ La lithosphère est la couche superficielle de la Terre solide, épaisse d'une centaine de kilomètres, comprenant la croûte et une partie du manteau supérieur, c'est dans cette couche que s'effectuent les mouvements des plaques.

(d'azote, de soufre, etc.) sur la Terre est fixée et on doit pouvoir la retrouver quelque part. sous une forme ou sous une autre.

L'importance des différents réservoirs de carbone est résumée dans le tableau 6.

réservoir	carbone stocké en milliards de tonnes (GtC)
atmosphère	578 (en 1700), 766 (en 1999)
océan superficiel	1000
eaux intermédiaires et profondes	38 à 40 000
biosphère océanique	3
carbone organique dissous	700
sédiments marins superficiels	150
ensemble des sédiments carbonatés	50 à 70 000 000
pétrole, charbon, gaz naturel	4 à 5 000
végétation continentale	5 à 600
matière organique dans le sol	1 5 à 1 600

Tableau 6: principaux réservoirs de carbone

Les plus grands réservoirs de carbone sont donc l'océan et, surtout, les sédiments. Entre tous ces réservoirs, il y a des transferts plus ou moins rapides. On parle de cycle court (de l'ordre de 100 ans ou moins) et de cycle long. Le cycle court concerne les échanges entre l'atmosphère, la biosphère et l'océan superficiel. A cette échelle de temps, l'océan profond n'est pas concerné car les constantes de temps qui lui sont associées sont de l'ordre du millier d'années (voir le paragraphe précédent sur la circulation thermohaline). Ces échanges concernent une très faible partie du carbone stocké mais leur importance est évidemment très grande.

On estime que, depuis 1800, la production de carbone sous forme de CO₂ par la combustion du charbon et du pétrole et la déforestation avoisine les 350 GtC; cela devrait avoir conduit à des concentrations atmosphériques en CO₂ de l'ordre de 450 ppmv à la fin du XX^e siècle. Or, elle n'est "que" de 370 ppmv. Les réservoirs naturels (océan et biosphère continentale) ont donc réabsorbé près de la moitié des rejets anthropiques.

5.3.2.1 La composante océanique du cycle du carbone

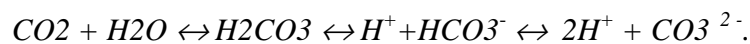
- **Diffusion à l'interface air – mer**

Dans l'atmosphère, le carbone existe sous forme de CO₂, les échanges avec la couche superficielle de l'océan se font donc sous cette forme. Le CO₂ passe d'un milieu à l'autre par simple diffusion. Le flux de CO₂ est proportionnel à la différence des concentrations (ou pressions partielles) de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan. On appelle solubilité, la concentration d'un gaz dans l'eau en équilibre de saturation avec l'atmosphère. La solubilité du CO₂ dans l'eau de mer conditionne donc ces échanges or

elle est plus faible dans les eaux chaudes que dans les eaux froides³⁰. Les océans des hautes latitudes présentent donc une solubilité beaucoup plus élevée que les océans tropicaux; la conséquence est que les océans chauds sont sursaturés en CO₂ par rapport à l'atmosphère alors que c'est l'inverse pour les océans froids: les océans tropicaux sont donc des sources de CO₂ alors que les océans des hautes latitudes sont des puits. Au total, ces flux sont considérables et presque équilibrés: environ 102 GtC sont absorbés chaque année et 100 GtC sont rejetés principalement par les océans tropicaux, particulièrement par le Pacifique. L'océan est donc un puits net de carbone d'environ 2 GtC par an. La question est donc de savoir où vont ces 2 GtC. Elle est aussi de savoir si l'océan restera longtemps un puits de carbone. En effet, les échanges gazeux ont lieu en surface et tant que le CO₂ reste au voisinage de la surface, il reste disponible et peut diffuser vers l'atmosphère. Pour que le puits soit réellement efficace, il faut donc que le CO₂ soit exporté hors des eaux superficielles et quitte ainsi le cycle court. Deux possibilités se présentent donc: le transfert vers l'océan profond, auquel cas le CO₂ est retiré de la circulation pour plusieurs siècles (voir section précédente), et la sédimentation qui piège le carbone pour des millions d'années. Deux mécanismes permettent cette exportation en profondeur: la circulation thermohaline et la pompe biologique.

- **Transformation chimique du CO₂ dans l'eau de mer**

En fait seule une faible partie du CO₂ reste sous forme dissoute dans l'eau de mer. Il réagit en effet chimiquement avec l'eau pour former de l'acide carbonique (H₂CO₃) lui-même rapidement dissocié en ions hydrogénocarbonates (ou bicarbonates: HCO₃⁻) et carbonates (CO₃²⁻)



En moyenne, 90% du carbone minéral se trouve sous forme de bicarbonates, environ 1 % sous forme de CO₂ dissous et le reste sous forme de carbonates.

Puisqu'il y a conversion du carbone du CO₂ en d'autres formes de carbone, la capacité de l'océan à capter un excès de CO₂ atmosphérique (par exemple, anthropique) est augmentée par rapport à ce qu'elle serait s'il n'y avait qu'un simple équilibre des pressions entre atmosphère et océan. L'efficacité du processus est ainsi multipliée par près d'un facteur 10.

Puisque la solubilité du CO₂ augmente lorsque la température diminue, ce sont les eaux des hautes latitudes qui se chargent en CO₂, elles plongent en profondeur lorsque la glace de mer se forme et entament leur circuit. Elles transportent ainsi le CO₂ en profondeur pour remonter, essentiellement dans les régions tropicales, des centaines d'années plus tard. Sans l'activité biologique cependant, l'histoire s'arrêterait ici.³¹

- **Biosphère marine**

La masse totale de carbone que représente la vie dans les océans est d'environ 3GtC. C'est un chiffre très faible mais la production primaire annuelle est, elle, de près de 50 GtC. Les deux chiffres sont très différents: la production est 17 fois plus grande que la masse totale contenue dans le réservoir. Cela signifie tout simplement que le réservoir se vide et se remplit très rapidement: la durée de vie moyenne du phytoplancton est donc d'environ trois semaines. La production primaire est le résultat de la

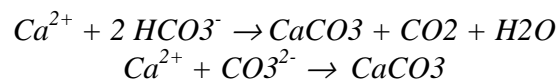
³⁰ Elle passe de 0,5 mL/L à 0,2 mL/L quand la température passe de 0°C à 25°C.

³¹ Une conséquence de ce transport par la circulation thermohaline est que le CO₂ émis depuis le début de l'ère industrielle et stocké dans l'océan sera rejeté dans l'atmosphère d'ici quelques siècles.

photosynthèse, elle nécessite de l'énergie solaire et elle a donc lieu dans une couche épaisse d'une centaine de mètres dans laquelle pénètrent les rayons lumineux. Cette couche est appelée couche euphotique. Les organismes vivants respirent et, donc, produisent du CO₂. D'autre part, lorsque le phytoplancton meurt, les cellules se décomposent et sont finalement recyclées, l'autre alternative pour le phytoplancton est d'être "brouté" par le zooplancton. D'une manière ou d'une autre, la plus grande partie de la matière organique ainsi produite est recyclée ou brûlée par la respiration. Une partie cependant (environ 10GtC), tombe vers l'océan profond sous forme de particules³² à des vitesses de l'ordre de la centaine de mètres par jour. La plus grande partie de ce flux est à son tour retransformée en CO₂ en profondeur et sur le fond océanique lui même et seule une très faible partie (environ 0,5 GtC) est effectivement fixée dans les sédiments. On appelle pompe biologique ce processus qui permet, via l'activité biologique, le transfert du carbone des eaux de surface vers l'océan profond et les sédiments.

- **Calcification**

Certaines formes de vie ont la propriété de fixer les ions bicarbonates avec des ions calcium (Ca⁺²) pour former des carbonates de calcium (CaCO₃). C'est le cas des coraux, des coquillages, de certaines algues, etc.³³.



C'est ce mécanisme qui a permis de piéger le CO₂ initial dans les sédiments et qui est donc responsable de la transformation radicale de l'atmosphère depuis l'origine de la vie. Il opère sur de très grandes échelles de temps. Paradoxalement au contraire, à courte échéance, il produit localement du CO₂³⁴. Globalement cependant, le bilan net fait bien disparaître une molécule de CO₂ puisqu'il faut 2 molécules de HCO₃ pour faire une molécule de CaCO₃, c'est ce qui explique son efficacité sur des échelles de temps géologiques.

Lorsque les organismes en question meurent, leurs coquilles tombent vers les profondeurs entraînant avec elles des débris organiques. En profondeur (en dessous de quelques milliers de mètres), l'eau de mer est très corrosive et le carbonate de calcium est dissous. C'est la raison pour laquelle la sédimentation est si faible (0,5 GtC/an comparés aux près de 100 GtC/an des échanges à la surface), elle concerne surtout les régions de faible profondeur.

En résumé, le bilan net de la photosynthèse et de la calcification est de retirer du CO₂ de la surface et de l'exporter rapidement en profondeur grâce à la chute vers le fond des résidus de l'activité biologique. Le tableau 7 donne les ordres de grandeur des principaux flux de carbone; avant que l'activité anthropique ne vienne perturber ce cycle, il était presque équilibré

échanges de carbone (GtC/an)	flux descendants	flux montants
interface air – mer	100 (+2)	100
apport par les fleuves	0,8	
océan superficiel (< 100 m) – océan profond		

³² Le carbone organique particulaire est constitué de détritux divers: pelotes fécales, cadavres, phytoplancton mort, etc.

³³ Les organismes responsables de la plus grande partie de la biocalcification sont microscopiques: ce sont les coccolithophoridés (algues), les foraminifères (protozoaires à coquille) et les ptéropodes (mollusques).

³⁴ Il y a 90% d'ions bicarbonates (HCO₃⁻), c'est donc la première réaction qui l'emporte

circulation océanique	90	100
pompe biologique	10	
sédimentation	0,5	

Tableau 7: flux de carbone dans l'océan. Les apports de carbone par les fleuves ont été assimilés à des flux descendants car dirigés vers le milieu océanique.

5.3.2.2 La composante continentale du cycle du carbone

C'est la végétation qui est l'élément déterminant dans les échanges de carbone à l'interface sol – atmosphère. La photosynthèse par les plantes représente un flux de carbone depuis l'atmosphère d'environ 120 GtC correspondant à la production primaire brute. Les plantes respirent et rejettent donc du CO₂. Le bilan de ces deux processus n'est pas équilibré sinon les végétaux ne pourraient pas croître, donc la photosynthèse l'emporte. En fait, les pertes de CO₂ par la respiration ne représentent qu'environ la moitié de la quantité utilisée par la photosynthèse, soit environ 60 GtC. Après leur phase de croissance, les végétaux meurent et leur décomposition est une autre source d'émission de CO₂. Le processus n'est pas forcément immédiat puisque la décomposition des plantes participe à la formation d'humus mais le sol lui-même respire et est une source de CO₂. Si la végétation est globalement en équilibre, elle n'accumule pas de carbone et la décomposition est donc du même ordre de grandeur que la respiration et les deux processus équilibrent globalement la production primaire.

échanges de carbone (GtC/an)	flux descendants	flux montants
photosynthèse	120	
respiration		60
décomposition / respiration des sols		60

Tableau 8: flux de carbone au dessus des continents

5.3.2.3 La composante anthropique du cycle du carbone

Cette composante est toute récente puisqu'elle est associée à l'activité humaine, elle correspond

- à la déforestation qui concerne aujourd'hui essentiellement les forêts tropicales, mais la grande forêt d'Europe a disparu depuis longtemps grâce aux travaux de défrichage de nos ancêtres
- à la reforestation qui, elle, concerne les latitudes tempérées
- à la combustion du charbon, du pétrole et du gaz naturel
- à la production de ciment

sources	émissions de CO ₂ en équivalent carbone (en GtC/an)	
	80 - 89	90 - 99
combustion et ciment	+ 5,4 ± 0,3	+ 6,3 ± 0,4
déforestation	+ 1,7 ± 0,9	

total des émissions anthropiques	+ 7,1 ± 1,2	
stockage dans l'atmosphère	- 3,3 ± 0,1	- 3,2 ± 0,1
absorption par l'océan	- 1,9 ± 0,5	- 1,7 ± 0,5
puits terrestre manquant	- 1,9 ± 1,6	
bilan net des échanges à l'interface continent – atmosphère (déforestation – puits terrestre)		- 1,4 ± 1,5

Tableau 9: émissions anthropiques de carbone et stockages pour la période 80 – 99 (source IPCC 2001)

Les flux de carbone entre les différents réservoirs sont donc beaucoup plus importants que les émissions anthropiques; au total, c'est près de 200 GtC qui s'échangent chaque année entre l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales. Le point important est que ces échanges sont équilibrés, les émissions anthropiques viennent perturber cet équilibre. On voit que le système réagit à cette contrainte nouvelle et absorbe à peu près la moitié des émissions supplémentaires; outre le fait que l'autre moitié enrichit quand même l'atmosphère en CO₂, la question qui vient à l'esprit est de savoir si l'océan et la végétation vont continuer à absorber 50 % des émissions humaines. Ne pariez pas trop là dessus, ce n'est pas sûr, loin de là; comme on vient de le voir, la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer diminue lorsque la température de l'eau augmente, rien ne garantit donc que l'océan continue à être un puits de CO₂, il pourrait très bien devenir une source pour peu que la température augmente suffisamment. Les simulations les plus récentes qui prennent en compte cet effet tendent à montrer que ce seuil est proche.

5.4 Forçages et rétroactions

L'ensemble du système climatique est en interaction avec l'extérieur par l'intermédiaire du seul rayonnement électromagnétique. Dans ces conditions, on peut donc assimiler l'augmentation de l'effet de serre d'origine anthropique à une contrainte appliquée à l'ensemble du système.

5.4.1 Définitions

Le bilan radiatif de la Terre est la différence entre l'énergie solaire absorbée ($Q_{abs} = F_0(1-\alpha)/4$) et l'énergie re-émise par la planète sous forme de rayonnement infrarouge que l'on notera F^\uparrow pour bien préciser qu'il ne s'agit pas de l'émission de la surface. On l'a vu, sur le long terme, la Terre doit être en équilibre radiatif ($B = 0$), mais sur des périodes assez courtes (quelques dizaines d'années par exemple), le bilan peut être déséquilibré et, suivant le signe de ce déséquilibre que l'on notera ΔB , la planète se réchauffe ($\Delta B > 0$) ou se refroidit ($\Delta B < 0$). Le déséquilibre du bilan est dû à la variation de l'une ou de deux de ses composantes

$$\Delta B = \Delta Q_{abs} - \Delta F^\uparrow.$$

Lorsque la variation est due à une contrainte extérieure au système climatique, on l'appelle un forçage. Il se mesure en Wm^{-2} ; s'il est positif, il tend à réchauffer la planète, s'il est négatif, il tend à la refroidir. L'augmentation de l'effet de serre tend à isoler davantage la planète et donc à diminuer l'énergie qu'elle re-émet ($\Delta F^\uparrow < 0$) dans ce cas, $\Delta B > 0$, le forçage est positif et tend à réchauffer la planète. Une

variation de l'énergie solaire absorbée peut être due à une variation de la constante solaire ou à une variation de l'albédo ou aux deux

$$\Delta Q_{abs} = \Delta F_0 (1-\alpha)/4 - F_0 \Delta\alpha/4.$$

Une diminution de l'albédo tend à augmenter l'énergie solaire absorbée, ce serait donc un forçage positif à la condition qu'il s'agisse bien d'un forçage, c'est-à-dire que sa variation soit le résultat direct d'une cause extérieure au système climatique.

L'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ depuis le début de l'ère industrielle correspond à un forçage radiatif positif de $1,5 \text{ Wm}^{-2}$, celle du méthane à un forçage d'environ $0,5 \text{ Wm}^{-2}$. Au total, en y ajoutant le protoxyde d'azote et les fréons, le forçage anthropique dû aux gaz à effet de serre est de $2,5 \text{ Wm}^{-2}$. Cette valeur est à comparer à la quantité totale d'énergie solaire absorbée: $Q_{abs} = (1-\alpha) F_0 / 4 = 240 \text{ Wm}^{-2}$. La perturbation induite par les activités humaines atteint maintenant 1% de l'énergie naturellement déposée. Imaginez une maison de 100 m^2 dans laquelle on a rajouté un radiateur de 250 Watts fonctionnant en permanence, c'est ce qui a été réalisé.

Par opposition à un forçage, une rétroaction (un feedback) a son origine à l'intérieur du système climatique: c'est une variation du bilan radiatif (donc en Wm^{-2} également) provoquée par une réaction du système climatique. Cette réaction est une réponse à la variation de température induite par un forçage. La rétroaction est positive si la modification du bilan qui en résulte est du même signe que le forçage, elle est négative dans le cas contraire.

5.4.2 Exemples de rétroactions

Considérons que le forçage initial est dû à l'accroissement de l'effet de serre qui résulte de l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂, CH₄, etc. du fait de l'activité humaine. Tout d'abord, il s'agit bien d'un forçage sauf à considérer que toute activité humaine quelle qu'elle soit est naturelle. Le forçage est positif et tend donc à réchauffer la planète.

5.4.2.1 Rétroaction albédo

Le réchauffement de la planète s'accompagne d'une diminution de l'étendue des surfaces enneigées ou/et de la diminution de la durée de l'enneigement. Puisque la neige a un albédo très élevé (jusqu'à 80% pour la neige fraîche), cela revient à diminuer l'albédo moyen de la planète ($\Delta\alpha < 0$) et donc à augmenter l'énergie solaire absorbée ($\Delta Q_{abs} > 0$ et donc $\Delta B > 0$). La rétroaction est donc positive et tend à amplifier le forçage initial; en l'occurrence, on parlerait à bon escient "d'effet boule de neige".

5.4.2.2 Rétroaction vapeur d'eau

La tension de vapeur saturante³⁵ de la vapeur d'eau augmente très rapidement avec la température. Avec le réchauffement de la planète, la température de l'air augmente et, si l'humidité relative³⁶ ne

³⁵ On appelle ainsi la pression partielle de la vapeur d'eau (c'est-à-dire la pression qu'exerceraient les seules molécules de vapeur d'eau, elle s'exprime donc en hPa) qui correspond à la saturation. Si la pression partielle de vapeur d'eau dépasse cette limite, le surplus se condense. Sa dépendance vis à vis de la température est très importante: à 0°C, elle vaut 6,1 hPa, à 20°C, elle vaut 23,4 hPa.

³⁶ L'humidité relative est le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau sur la pression partielle de vapeur d'eau à la saturation pour la même température. Pour une humidité relative de 100 %, l'atmosphère est saturée et l'eau se condense sur toutes les parois froides.

diminue pas, l'air doit contenir davantage de vapeur d'eau. Or la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre, c'est même le plus important de ceux que contient l'atmosphère. L'augmentation de l'effet de serre du CO₂ et du méthane entraîne donc celle de l'effet de serre de la vapeur d'eau. Là encore, la variation du bilan qui en résulte est du même signe que le forçage initial et la rétroaction est donc positive. En fait, cette rétroaction est extrêmement puissante puisqu'elle serait largement supérieure au forçage original. Il y a là quand même de nombreuses inconnues: la vapeur d'eau est un gaz dont la concentration dans l'atmosphère est très variable et dépend de processus complexes et mal maîtrisés comme la convection verticale; l'hypothèse que l'humidité relative resterait constante n'est donc pas évidente et c'est le point central de la polémique scientifique sur le changement climatique (voir chapitre 7).

5.4.2.3 La rétroaction de la dissolution du CO₂ dans l'océan

La solubilité du CO₂ dans l'eau diminue lorsque la température augmente (voir paragraphe 5.3.2). C'est pour cette raison que les océans tropicaux sont, en fait, des sources de gaz carbonique alors que les océans froids sont des puits. Actuellement, le bilan est nettement en faveur de la dissolution puisque sur les quelques 7 Gigatonnes de carbone émises annuellement sous forme de CO₂ par l'activité humaine, seules 2,5 à 3 Gigatonnes se retrouvent dans l'atmosphère, à peu près autant sont dissous dans les océans. Néanmoins l'augmentation de la température qui résultera de l'accroissement de l'effet de serre provoquera une diminution de la capacité de l'océan à dissoudre le CO₂, la proportion des émissions qui resteront dans l'atmosphère augmentera et avec elle l'effet de serre correspondant. Il s'agit encore d'un déséquilibre qui va dans le même sens que le forçage initial et donc il s'agit encore d'une rétroaction positive.

5.4.2.4 La rétroaction de la végétation

La photosynthèse consiste à fabriquer du carbone organique à partir du gaz carbonique. C'est, en définitive, le processus inverse de celui qui produit le CO₂. Lorsque les plantes sont en phase de croissance, elles mobilisent donc du CO₂ qu'elles retirent à l'atmosphère car la photosynthèse l'emporte alors sur la respiration. Par contre, lorsque les plantes meurent ou même les feuilles, elles rejettent du gaz carbonique. C'est pour cela qu'une forêt en équilibre, c'est-à-dire adulte et en bonne santé n'est ni un puits ni une source de CO₂. L'Amazonie n'est donc pas le poumon de la planète. Cependant si la forêt croît davantage et si elle mobilise davantage de CO₂ sous forme de carbone organique dans les troncs ou dans les racines, alors elle piège davantage de CO₂ pour un temps et fait office de puits tant que le tronc n'est pas brûlé ou n'est pas décomposé et il en est de même pour les racines. Les observations du développement de la végétation par les satellites semblent montrer que la période de végétation active s'allonge: les bourgeons pointent plus tôt et les feuilles tomberaient un peu plus tard. C'est aussi l'impression des jardiniers et des paysans mais sans que cela soit quantifié. En fait, en Angleterre, on a observé que le printemps arrivait avec une dizaine de jours d'avance par rapport à il y a une trentaine d'années. Si cela se confirme, il y a donc une rétroaction de la végétation suite au réchauffement et cette rétroaction tend à diminuer la concentration atmosphérique en CO₂, elle constitue donc un des rares exemples de rétroaction négative. A cela s'ajoute une réaction plus directe mais de même sens: une atmosphère plus riche en CO₂ semble favoriser la croissance des plantes, tout au moins de certaines d'entre elles.

5.4.2.5 La rétroaction du fer

Grâce à la photosynthèse, le phytoplancton fixe d'énormes quantités de CO₂. On s'est longtemps demandé pourquoi dans d'immenses régions (Pacifique Nord, Pacifique Equatorial Est, Océan Austral), le phytoplancton était relativement rare alors que les éléments nutritifs (phosphates et nitrates) y étaient abondants. On sait maintenant que la cause en est le manque de fer disponible. Des expériences réalisées dans l'Océan Austral et dans le Pacifique Equatorial l'ont amplement confirmé. On sait par ailleurs qu'une source très importante de fer dans les eaux superficielles est due au dépôt d'aérosols minéraux. Ceux ci sont emportés par l'érosion éolienne, elle même favorisée par la sécheresse qui rend les sols moins cohésifs.

Le mécanisme de rétroaction qui semble bien avoir joué lors des différentes glaciations est donc le suivant:

- la quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère augmentant avec la température, un climat plus froid correspond à un cycle de l'eau moins actif avec moins d'évaporation et moins de précipitations,
- la sécheresse s'étend donc et avec elle, l'érosion éolienne et les dépôts de fer dans l'océan,
- la production primaire est alors augmentée et le phytoplancton fixe davantage de CO₂,
- la concentration de CO₂ dans l'océan diminue et le flux s'établit de l'atmosphère vers l'océan,
- l'atmosphère s'appauvrit donc en CO₂ et l'effet de serre diminue.

La rétroaction est donc positive.

5.5 Le rôle climatique des nuages

Les nuages jouent un rôle de tout premier plan dans le système climatique. En premier lieu, c'est bien grâce à eux qu'il y a des précipitations mais leur influence sur le rayonnement est considérable, ce n'est pas par hasard qu'on attache autant d'importance à leur présence dans la perception du temps qu'il fait. Ils influencent à la fois le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge thermique.

Leur influence sur le rayonnement solaire est bien connue de tout le monde: la quantité de rayonnement arrivant à la surface est fortement diminuée en leur présence. En fait les nuages absorbent peu le rayonnement solaire mais ils le diffusent très efficacement et en réfléchissent ainsi vers l'espace une partie qui peut être très importante: leur réflectivité est variable mais souvent élevée et elle peut atteindre celle de la neige fraîche (environ 80%). L'influence des nuages sur le rayonnement infrarouge est peut être un peu moins évidente à première vue mais elle est tout aussi importante. On sait bien que les nuits les plus froides sont les nuits claires, cela est dû au fait que la surface qui n'est plus chauffée par le Soleil perd de la chaleur par émission de rayonnement infrarouge thermique. Lorsque des nuages sont présents, ils font écran à cette émission et isolent donc la surface qui perd moins de chaleur. Les nuages ont donc un effet de serre qui peut être très important. En augmentant l'albédo de la planète, ils diminuent l'énergie solaire absorbée et ils ont tendance à la refroidir mais, par leur effet de serre, ils ont, au contraire, tendance à la réchauffer. Il y a donc compensation entre deux effets de grande amplitude mais cette compensation n'est pas totale.

L'influence des nuages sur le rayonnement solaire dépend de nombreux paramètres dont certains sont propres au nuage et constituent ses caractéristiques comme son épaisseur, la quantité d'eau condensée qu'il contient, la forme et la taille des particules nuageuses et d'autres sont des paramètres d'environnement: la hauteur du Soleil, la réflectivité de la surface (ou de la couche nuageuse située au dessous). L'effet d'albédo des nuages est maximum quand la surface au dessous est peu réfléchissante, dans ce cas le contraste est maximum. C'est le cas au dessus de la mer: typiquement, la réflectivité de la mer dépasse rarement 5 à 6% sauf dans la direction dite spéculaire c'est-à-dire celle de la réflexion sur

un miroir, le contraste avec la réflectivité des nuages est donc considérable même pour des nuages modestes. D'autre part, il est bien clair que l'heure locale est un facteur très important: si les nuages n'apparaissent systématiquement qu'au coucher du Soleil pour disparaître dès les premiers rayons, un peu comme le brouillard nocturne, leur influence sur l'énergie solaire absorbée ne peut qu'être très faible.

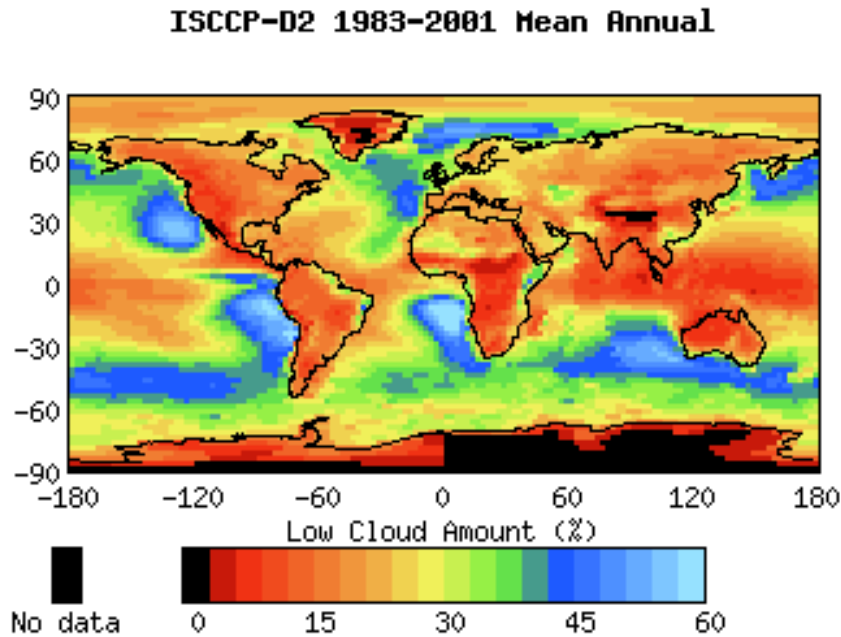


Figure 11: couverture de nuages bas (*stratus* et *stratocumulus*) d'après ISCCP (voir note 40). Il s'agit de *stratus* observables depuis satellite, c'est-à-dire en l'absence de nuages situés au dessus. On notera les fortes concentrations au dessus des océans des latitudes moyennes et à l'est des océans dans les régions tropicales

L'effet de serre des nuages dépend de leurs caractéristiques et du contraste de température qu'ils présentent avec la surface. Ils ont une grande opacité au rayonnement infrarouge thermique et, sauf dans le cas des plus minces d'entre eux, on peut les assimiler à des corps noirs, c'est-à-dire qu'ils absorbent la totalité du rayonnement infrarouge qu'ils reçoivent et qu'ils émettent tout ce que leur température T leur permet, c'est-à-dire σT^4 . On peut donc raisonner avec eux de la même manière qu'on l'a fait pour la plaque de verre qui était supposée entourer la planète: le nuage absorbe tout le rayonnement émis par la surface (et par l'atmosphère en dessous) et émet à son tour σT^4 et c'est le rayonnement émis par le nuage qui sort de l'atmosphère. L'effet de serre est donc d'autant plus important que le nuage est froid. Ce sont donc les nuages les plus hauts qui ont l'effet de serre maximum³⁷.

³⁷ A l'inverse, "vu de la surface" et non plus "vu de l'espace", ce sont les nuages bas qui ont l'effet de serre le plus important: ce sont eux qui émettent vers la surface le rayonnement le plus grand.

ISCCP-D2 1983-2001 Mean Annual

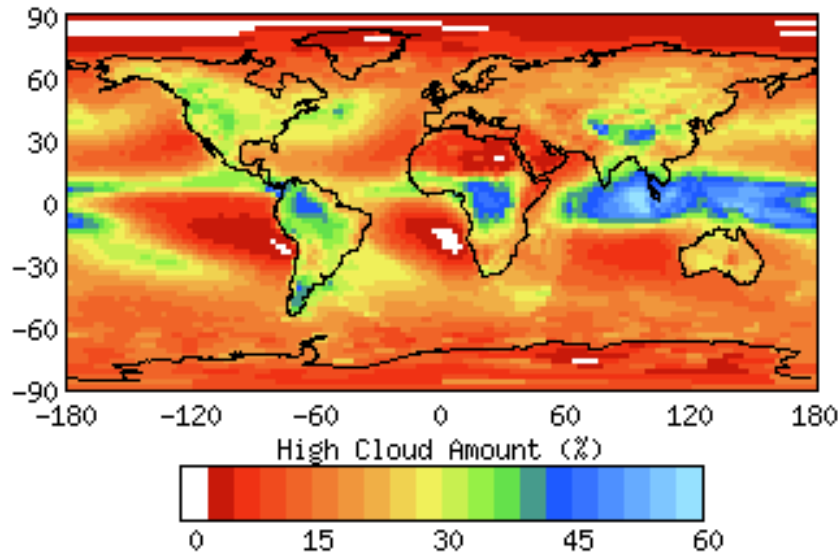


Figure 12: couverture de nuages hauts d'après ISCCP (voir note 40). On notera les concentrations très élevées dans les zones de convection tropicale à l'ouest du Pacifique et, au contraire, la faible concentration sur le Pacifique Est (voir El Nino, paragraphe 6.3)

Les nuages qui ont le maximum d'effet sur le rayonnement sont ceux qui sont les plus étendus et les plus persistants, deux types de nuages sont particulièrement importants: ce sont les stratocumulus marins et les cirrus. Les stratocumulus sont des nuages bas (leur base est typiquement vers 500 à 1000 m) et peu épais (quelques centaines de mètres) mais ils sont très étendus et couvrent en permanence près de 20% de la surface du globe. Comme ils ne contiennent pas beaucoup d'eau, ils précipitent peu et, donc, persistent fort longtemps. Puisqu'ils sont bas, leur température est peu différente de la température de la surface et leur effet de serre reste limité, par contre leur réflectivité est typiquement de l'ordre de 40 à 50% ou plus ce qui contraste très fortement avec la réflectivité de la mer. Ils ont donc un fort effet d'albédo. Les stratocumulus présents de façon quasi permanente au dessus des bords Est des océans en régions tropicales (dans la zone d'El Nino par exemple, au large de l'Amérique du Sud) ont donc une grande importance sur l'albédo de la planète. Les cirrus, au contraire, sont les nuages les plus élevés, on les trouve au sommet de la troposphère, au niveau de la tropopause³⁸. Ce sont eux que l'on voit en premier avant l'arrivée d'une perturbation, souvent aussi, ils subsistent après un orage, c'est de cette manière qu'ils sont le plus souvent formés sous les tropiques où la convection profonde génère de très puissants cumulonimbus. Ils sont très étendus et couvrent, eux aussi, environ 20% de la surface du globe. Ils sont composés de cristaux de glace et leur température peut être très basse: sous les tropiques, la convection est très développée et la tropopause dépasse 15 km. Comme la température baisse en moyenne de 6,5 °C par km, leur température est de près de 100° C inférieure à celle de la surface; des températures de - 60, - 70°C sont donc courantes. C'est d'ailleurs pour cette raison que les

³⁸ Limite entre la troposphère (partie inférieure de l'atmosphère dont l'épaisseur est déterminée par l'intensité de la convection et dans laquelle se situent les nuages) et la stratosphère.

régions qui apparaissent les plus froides vues de l'espace ne sont pas situées vers les pôles comme on pourrait le penser mais, au contraire, au dessus des nuages convectifs tropicaux. Leur effet de serre est donc considérable. Par ailleurs, les cirrus sont souvent assez transparents au rayonnement solaire (on voit souvent le Soleil au travers) et leur effet d'albédo est faible.

De façon générale, les modèles ont beaucoup de difficultés à simuler correctement l'apparition des nuages, particulièrement ces deux types de nuages. La raison tient à ce qu'un modèle a toujours une échelle spatiale beaucoup trop grande par rapport aux phénomènes de condensation³⁹. A priori, un nuage apparaît lorsque l'humidité relative atteint 100%, c'est-à-dire quand il y a saturation. C'est vrai à l'échelle de la parcelle d'air, disons 1 m^3 ou 100 m^3 mais, dans un modèle, le volume élémentaire (la maille de calcul) fait typiquement 100 km par 100 km sur 1 km d'épaisseur (10^{13} m^3). Il serait illusoire de penser que l'humidité est partout la même dans un tel volume, autrement dit le nuage apparaît éventuellement par ci, par là. La difficulté est donc de représenter aussi correctement que possible un phénomène, la condensation, qui apparaît à une échelle très inférieure à l'échelle des calculs.

Par ailleurs et jusqu'à ces dernières années, on connaissait mal la quantité de nuages présents. Ce n'est que dans les années 80 qu'on a commencé à traiter de façon systématique les observations des satellites météorologiques pour en déduire la quantité et les propriétés de la couverture nuageuse globale⁴⁰. On dispose ainsi d'une vingtaine d'années de climatologie, ce qui permet d'espérer percevoir d'éventuelles modifications de la couverture nuageuse. On sait ainsi que la Terre est couverte en permanence par un peu moins de 60% de nuages⁴¹.

³⁹ c'est moins vrai dans le cas des perturbations car dans ce cas, c'est toute la masse d'air qui est soulevée et la condensation a lieu à grande échelle, les nuages associés aux perturbations sont donc assez bien simulés et donc prévus par les modèles de prévision météorologiques.

⁴⁰ ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Program) est la première initiative du Programme Mondial de Recherches sur le Climat (voir paragraphe 8.6.1). Les observations des satellites géostationnaires comme Météosat et ses équivalents américains et japonais et celles des satellites opérationnels à orbite polaire sont intercalibrées et retraitées de façon à fournir toutes les trois heures la couverture nuageuse, une classification des nuages, leur température et une information sur leur contenu en eau condensée pour l'ensemble de la planète. (<http://isccp.giss.nasa.gov/cgi-bin/browsed2>)

⁴¹ Cette valeur dépend fortement, en fait, du seuil à partir duquel on estime la présence d'un nuage.

ISCCP-D2 1983-2001 Mean Annual

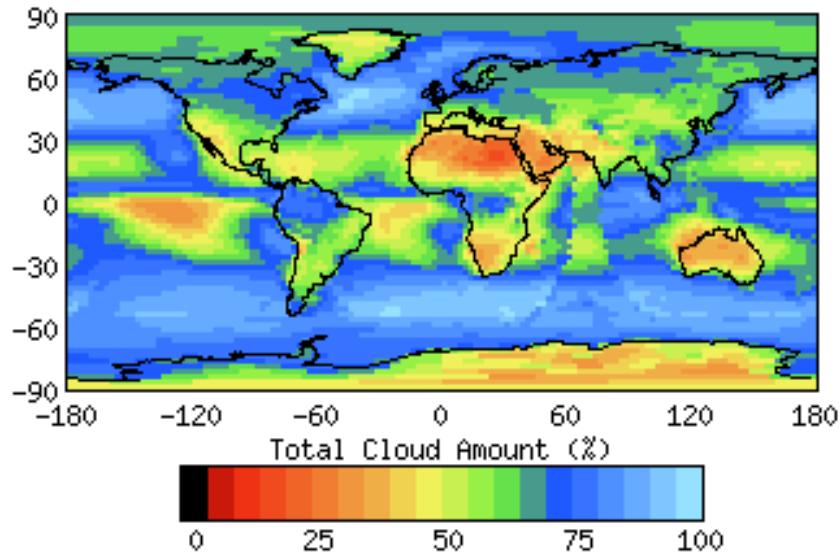


Figure 13: couverture nuageuse totale d'après ISCCP (voir note 40). On notera la grande fréquence des nuages au dessus des océans des latitudes moyennes.

5.5.1.1 Le forçage radiatif des nuages

Les mesures du bilan radiatif effectuées depuis satellite ont permis d'évaluer l'effet d'albédo et l'effet de serre des nuages existants. La méthode a consisté à identifier, dans une région, les zones sans nuages et à comparer leur bilan radiatif à celui de l'ensemble de la région. Si F_{Clair} et $\langle F \rangle$ représentent respectivement les flux mesurés par ciel clair et en moyenne, régions claires et régions nuageuses incluses, pour la même zone au même moment ou à peu près, la différence $\Delta F = F_{Clair} - \langle F \rangle$ s'apparente à un forçage radiatif. C'est en effet la variation du bilan radiatif qui serait obtenue si, instantanément, tous les nuages devenaient transparents au rayonnement électromagnétique. On l'appelle le forçage radiatif des nuages. On peut l'exprimer en fonction de la couverture nuageuse de la zone N et du flux moyen des régions nuageuses F_N

$$\Delta F = F_{Clair} - \langle F \rangle = F_{Clair} - (NF_N + (1-N) F_{Clair}) = N (F_{Clair} - F_N).$$

On détermine ainsi le forçage radiatif courtes longueurs d'onde ou solaire ΔF_{sol} des nuages et le forçage grandes longueurs d'ondes ou infrarouge thermique ΔF_{ir} . Le premier est négatif car les nuages diminuent l'énergie absorbée, le deuxième est positif puisqu'il traduit un effet de serre. Les deux termes sont très grands, en moyenne annuelle, environ -47 Wm^{-2} pour ΔF_{sol} et $+29 \text{ Wm}^{-2}$ pour ΔF_{ir} ⁴² globalement donc, l'effet d'albédo l'emporte et l'effet résultant des nuages est de refroidir la planète. Si, instantanément, ils devenaient transparents, le bilan radiatif augmenterait de 18 Wm^{-2} , une quantité déjà

⁴² D'après l'expérience NASA Earth Radiation Budget et l'expérience franco-russe Scarab, voir le site <http://www.lmd.polytechnique.fr/~Scarab/francais/FCRF.htm> et <http://terra.nasa.gov/FactSheets/Clouds/>

fort importante mais on voit qu'il s'agit du bilan de deux grandeurs encore plus importantes, c'est dire que de relativement faibles modifications de la couverture nuageuse et/ou de ses propriétés pourrait avoir un impact considérable sur le climat.

Annual ERBE Net Radiative Cloud Forcing

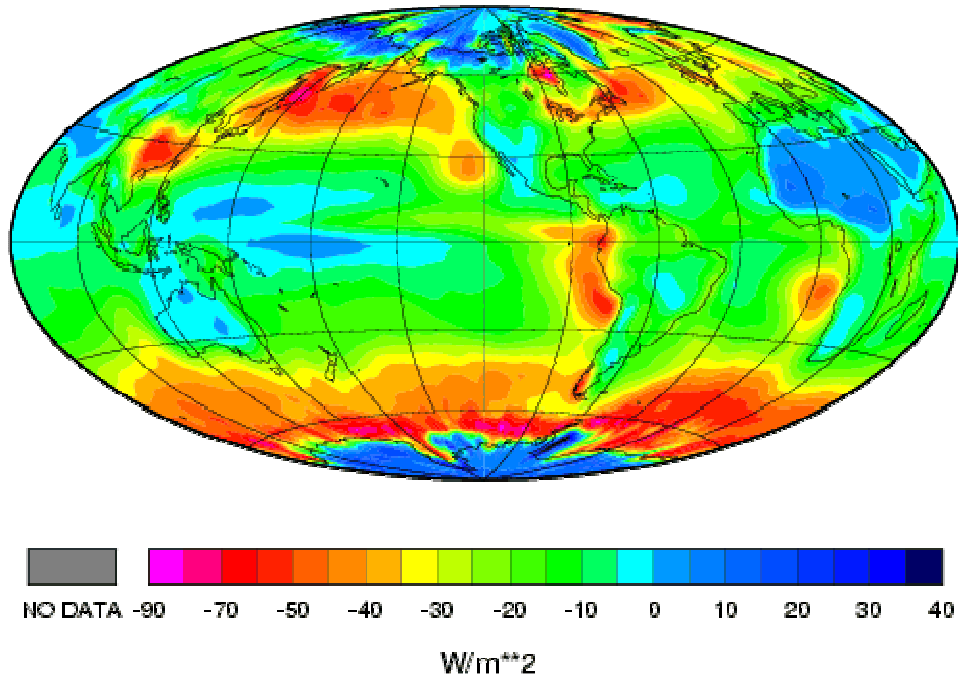


Figure 14: forçage radiatif des nuages estimé à partir des observations spatiales du bilan radiatif. Le forçage est négatif quand l'impact des nuages sur l'albédo l'emporte sur leur impact sur l'effet de serre. On notera les fortes valeurs négatives associées aux perturbations au dessus des océans des moyennes latitudes et, au contraire, les valeurs positives associées aux cirrus produits par l'activité convective à l'Ouest du Pacifique (source: http://depts.washington.edu/uwppcc/remotesensing/cloud_sst.html)

5.5.1.2 La rétroaction des nuages

La question vient donc immédiatement: dans le cadre d'un réchauffement global dû à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre, que deviendront la couverture nuageuse, le type et la répartition des nuages et comment, cela réagira-t-il en retour sur le bilan radiatif? Y aura-t-il plus ou moins de nuages? Où? Sous les tropiques? Aux hautes latitudes? Leur cycle diurne sera-t-il modifié? Y aura-t-il plus de nuages hauts ou de nuages bas? Leurs propriétés resteront-elles constantes? Si ce sont les nuages bas qui sont avantagés, l'effet d'albédo peut augmenter, le forçage radiatif des nuages deviendrait alors davantage négatif ce qui tendrait à refroidir la planète et la rétroaction serait négative. Au contraire, si ce sont les nuages hauts qui le sont, c'est l'effet de serre des nuages qui augmentera et la rétroaction sera positive, tendant à augmenter encore le réchauffement. C'est la question à 1 million de dollars. Elle est tout à fait essentielle car les modèles se révèlent extrêmement sensibles à la façon dont les nuages sont représentés, elle n'a pas de réponse pour l'instant. Les modèles indiquent plutôt une rétroaction positive due à une augmentation de la nébulosité haute mais les

processus en cause sont subtils et mal maîtrisés. Le problème reste donc ouvert et constitue la principale cause d'incertitude quant à la réponse à court terme des modèles.

La diffusion de la lumière

La diffusion est une interaction entre une onde lumineuse et la matière dans laquelle l'énergie du photon ne correspond à aucune possibilité de variation de l'état d'énergie de la matière: en d'autres termes, il n'existe pas d'états d'énergie E_2 et E_1 tels que $E_2 - E_1 = h\nu$ avec $h\nu$ l'énergie du photon. Dans ce cas, le photon n'est pas absorbé mais renvoyé dans une direction généralement différente de la direction initiale. Puisqu'il n'y a pas d'échange d'énergie, la fréquence du photon reste inchangée. Les particules en suspension dans l'atmosphère comme les gouttes d'eau ou les cristaux des nuages ou les aérosols mais aussi les molécules de l'atmosphère diffusent la lumière. La diffusion moléculaire décroît très rapidement lorsque la longueur d'onde augmente, elle est 16 fois moins forte dans le rouge ($0,8 \mu\text{m}$) que dans le bleu ($0,4 \mu\text{m}$); la lumière bleue est donc beaucoup plus fortement diffusée, c'est la raison pour laquelle le ciel apparaît bleu. Le soir quand le Soleil se couche, les rayons lumineux traversent une grande épaisseur d'atmosphère et la diffusion est alors très importante: les rayons qui atteignent nos yeux ne comportent alors pratiquement plus de lumière bleue, ni verte, plus beaucoup de jaune et le Soleil apparaît alors rouge.

La diffusion par les particules (gouttes, cristaux, aérosols) est pratiquement indépendante de la fréquence ou, c'est équivalent, de la longueur d'onde et elles diffusent donc de la même manière quelle que soit la couleur, les nuages ne sont donc pas colorés et apparaissent blancs. Mais puisque la lumière est diffusée dans toutes les directions, une partie de la lumière du Soleil est diffusée vers l'espace et est donc perdue pour la planète; cela augmente son albédo et diminue l'énergie solaire absorbée.

6 Influence anthropique et variations naturelles

L'objectif de ce chapitre est de préciser les diverses causes de variabilité naturelles du climat aux différentes échelles de temps et d'identifier celles qui sont susceptibles d'expliquer tout ou partie du réchauffement observé au XX^e siècle. On y évalue donc l'influence de différents forçages naturels ou non et celle de rétroactions. On tentera ainsi de préciser si, oui ou non, le réchauffement observé peut s'expliquer par des causes naturelles.

6.1 Les contraintes astronomiques

Le Soleil est la seule source d'énergie de la machine climatique; il est donc naturel de rechercher les relations susceptibles d'exister entre les grandes variations climatiques que la planète a connues et les variations de l'ensoleillement. La caractéristique récente la plus marquante est l'alternance des glaciations (voir paragraphe 4.2).

6.1.1 Les causes des glaciations, la théorie de Milankovitch

La théorie astronomique des changements du climat est due à un astronome serbe, Milutin Milankovitch qui, le premier, a calculé et publié en 1924 les variations de l'insolation dues aux fluctuations de l'orbite terrestre. Son idée était qu'une diminution de l'ensoleillement peut engendrer un refroidissement tel que la neige commence à s'accumuler. Pour cela, il faut deux conditions: (1) l'accumulation doit se faire d'abord sur les continents, c'est donc l'Hémisphère Nord qui doit se refroidir au maximum et (2) la neige ne doit pas fondre en été sinon tout est à recommencer. Les fluctuations concernent (i) la forme de l'orbite, (ii) l'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport à la direction du Soleil et (iii) la période de l'année pendant laquelle la Terre est au plus près ou au plus loin du Soleil.

6.1.1.1 Variations de l'ellipticité de l'orbite

La Terre décrit autour du Soleil une orbite elliptique dont le Soleil occupe un des foyers (lois de Kepler). L'excentricité de l'ellipse représente le rapport entre la distance qui sépare les deux foyers et le demi grand axe de l'ellipse. Pour un cercle qui n'est qu'une ellipse particulière dont les deux foyers sont confondus, l'excentricité est égale à 0. Plus l'excentricité est grande, plus l'orbite s'allonge et plus les foyers se séparent. Pour la Terre, elle est actuellement de 0,017, c'est-à-dire que l'orbite de la Terre est très proche d'un cercle; cependant elle n'est pas rigoureusement circulaire et le Soleil n'occupe donc pas le centre de l'orbite. En conséquence, il existe un moment où la Terre est au plus près du Soleil, c'est la périhélie et un moment au contraire, où l'éloignement est maximum, c'est l'aphélie. La périhélie a lieu actuellement le 3 janvier et l'aphélie, le 4 juillet. L'énergie que l'on reçoit du Soleil est inversement proportionnelle au carré de la distance, en conséquence la Terre reçoit moins d'énergie pendant l'été de

l'hémisphère Nord et plus en hiver. On montre aisément que la variation relative de la constante solaire⁴³ entre la périhélie et l'aphélie est égale à quatre fois l'excentricité ($\Delta F/F \approx 4e$). L'écart est donc d'un peu moins de 100 Wm^{-2} . Cette variation de l'ensoleillement n'a évidemment rien à voir avec l'alternance des saisons qui est due à l'inclinaison de l'axe de la Terre face aux rayons du Soleil (voir plus loin) mais sa conséquence est que l'hiver dans l'hémisphère Nord est un peu moins froid et l'été un peu moins chaud. C'est l'inverse pour l'hémisphère Sud.

Les autres planètes et la lune exercent aussi une attraction sur la Terre. Celle-ci dépend de leur position par rapport à la Terre. Il arrive que les planètes géantes, les plus massives, se trouvent en conjonction, c'est-à-dire en quelque sorte l'une derrière l'autre, d'autre fois, elles sont en opposition, c'est-à-dire de part et d'autre du Soleil. On comprend que leur attraction sur la Terre n'est pas la même dans ces deux cas extrêmes et que l'orbite de la Terre puisse varier en réponse à ces variations d'attraction. L'orbite reste elliptique mais son excentricité varie; au minimum elle est de 0,005 et l'orbite de la Terre étant presque circulaire, il n'y a presque plus de variation de la constante solaire entre périhélie et aphélie. Au contraire, lorsque l'excentricité est maximum, elle atteint 0,06 et la constante solaire varie de 24 %, c'est-à-dire de plus de 300 Wm^{-2} entre périhélie et aphélie. Puisque les mouvements des planètes sont périodiques, les variations d'excentricité présentent, elles aussi, des périodicités: la variation la plus grande a une période de 400 000 ans, d'autres périodes apparaissent entre 90 000 et 120 000 ans avec une moyenne vers 1000 000 ans.

6.1.1.2 L'inclinaison de l'axe de la Terre

La Terre tourne autour d'un axe incliné par rapport au plan de sa trajectoire. Notons que ce plan est commun à toutes les planètes sauf Pluton, on l'appelle "l'écliptique". L'angle entre l'axe et la perpendiculaire au plan de l'écliptique s'appelle "l'obliquité de l'écliptique", il est actuellement de $23^{\circ}5'$, l'influence des autres planètes et de la lune le fait varier de 22° à $24^{\circ}5'$. Il y a 11 000 ans, l'obliquité était maximum. La période est voisine de 41 000 ans.

L'obliquité de l'écliptique est la cause de l'existence des saisons; si l'axe de la Terre était perpendiculaire à la direction du Soleil, l'éclairement solaire varierait au cours de la journée du fait de la rotation de la Terre sur elle-même, mais sa moyenne journalière ne varierait pas au cours de l'année. Le contraste entre hiver et été augmente avec l'obliquité de l'écliptique. D'après Milankovitch, la région critique se situe vers 65° N; à cette latitude et au moment du solstice à midi, l'ensoleillement hors atmosphère varie d'une trentaine de Wm^{-2} lorsque l'obliquité passe de 22° à $24^{\circ}5'$.

L'alternance des saisons

Le Soleil est très éloigné, les rayons lumineux qui en proviennent sont donc parallèles. Supposons donc, d'abord que l'axe de la Terre soit perpendiculaire au plan de l'écliptique (obliquité nulle) c'est-à-dire perpendiculaire aux rayons du Soleil. A l'équateur, une surface de 1 m^2 au sol, c'est-à-dire tangente à la sphère qu'est la Terre, serait perpendiculaire aux rayons du Soleil et recevrait 1370 Wm^{-2} si l'atmosphère n'existait pas. Tout au moins recevrait-elle cette énergie à midi, heure locale et ceci serait vrai toute l'année. Aux plus hautes latitudes, la tangente à la sphère est inclinée par rapport aux rayons du Soleil et intercepte moins d'énergie. La surface en question recevrait à midi local: $1370 \text{ Wm}^{-2} * \cos \phi$, où ϕ est l'angle entre la verticale et la direction du Soleil, c'est-à-dire la latitude et, là encore, ce serait la même chose toute l'année. Au pôle $\phi = 90^{\circ}$ et l'énergie reçue serait toujours nulle.

⁴³ La constante solaire est par définition la quantité d'énergie reçue en moyenne annuelle par un m^2 perpendiculairement à la direction du soleil. Rigoureusement, elle ne varie donc pas au cours de l'année, son emploi est donc ici un abus de langage.

Inclinons l'axe autour duquel tourne la planète et, surtout, conservons lui la même orientation tout au long de l'année. Lorsque le pôle Nord pointe vers le Soleil, les rayons ne sont plus tangents à la surface et le pôle est éclairé, il l'est même toute la journée et il en est de même pour les régions proches. De même, la région de la Terre où la surface est, à midi, perpendiculaire aux rayons du Soleil, n'est plus l'équateur mais se trouve dans l'hémisphère Nord. Le maximum de son excursion vers le Nord a lieu au solstice d'été et se situe actuellement à 23°5 de latitude Nord, c'est le Tropique du Cancer. Lorsque le pôle Nord pointe vers le Soleil, c'est l'été de l'hémisphère Nord mais bien sûr, dans l'hémisphère Sud, la surface est plus inclinée par rapport aux rayons solaires et c'est l'hiver. Lorsque la Terre a effectué un demi tour d'orbite, c'est le pôle Sud qui est dirigé vers le Soleil et la situation est inversée. Les Tropiques du Cancer et du Capricorne sont situés à des latitudes égales à l'obliquité de l'écliptique, les cercles polaires Nord et Sud qui correspondent à l'excursion maximum du Soleil de minuit vers les basses latitudes sont situés aux latitudes 90° moins l'obliquité. Symétriquement, ce sont aussi les zones d'excursion maximum de la nuit polaire, c'est-à-dire de la nuit à midi.

6.1.1.3 La précession des équinoxes

Toujours à cause de l'attraction de la lune, l'axe de la Terre tourne autour de la perpendiculaire au plan de l'écliptique et décrit une sorte de cône centré sur cette perpendiculaire. La période est voisine de 26 000 ans. Aujourd'hui, le pôle Nord pointe vers l'étoile polaire mais dans 12 000 ans, il pointera vers Véga de la Lyre. Une toupie que l'on lance a le même mouvement de précession. Pour comprendre les conséquences de la précession, il suffit de faire abstraction de la rotation de la terre autour du Soleil. Supposons donc qu'à partir du 21 juin 2002, la Terre reste immobile par rapport au Soleil pendant 13 000 ans (!). Aujourd'hui, ce jour est celui du solstice d'été et le pôle Nord pointe vers le Soleil mais dans 13 000 ans, l'axe de la Terre aura décrit la moitié d'un cône et c'est le pôle Sud qui sera orienté vers le Soleil: le 21 juin sera donc le jour du solstice d'hiver pour l'hémisphère Nord. On aurait évidemment pu tout aussi bien appeler cela la précession des solstices, c'est la précession des équinoxes qui est restée.

Aujourd'hui, au solstice de l'été boréal, la Terre est proche de l'aphélie et l'énergie qu'elle reçoit du Soleil est minimum: l'excentricité de la Terre tend à diminuer le contraste entre été et hiver mais il y a 13 000 ans, c'était l'inverse: la Terre était au plus près du Soleil pendant l'été boréal et les variations d'éclairement solaire accentuaient le contraste été – hiver pour l'Hémisphère Nord.

Ce mouvement est encore compliqué par le fait que l'influence des autres planètes donne à l'ensemble de la trajectoire de la Terre un lent mouvement de rotation autour du Soleil; il en résulte que la période n'est plus de 26 000 ans mais proche de 22 000 ans.

Dans les enregistrements sédimentaires qui permettent de reconstituer les températures des quelques derniers millions d'années, on trouve trace de la plupart de ces périodicités. Les périodes dominantes sont celle de 100 000 ans pour les 700 000 dernières années et de 41 000 ans pour les 500 000 ans qui précèdent. La concordance entre les variations de l'ensoleillement et celles des paléotempératures est telle que plus personne aujourd'hui ne remet en cause le rôle d'initiateur des fluctuations astronomiques. Le problème non encore vraiment résolu est de savoir comment ça marche précisément. On a, pour l'instant, quelques grandes idées sur le mécanisme déclencheur.

6.1.1.4 Les conditions d'une glaciation

Pour que la glace s'accumule, il faut d'abord de la neige car la formation de la glace de mer demande des températures très basses. Au contraire, sur les continents, il suffit que la température reste inférieure à 0° pour que la neige se maintienne. Encore un bon regel nocturne favorise-t-il le maintien de la neige et la fonte peut donc être assez lente. La clé du problème, c'est que la neige est blanche et réfléchit une très grande part de l'énergie solaire qu'elle reçoit. L'albédo de la neige fraîche atteint 80%, il n'y a donc qu'une faible partie du rayonnement solaire qui sert à la réchauffer. Si les continents se couvrent de neige et si la température en été n'est pas trop élevée, la neige aura tendance à rester. L'hiver suivant, l'albédo étant déjà élevé, le froid s'accroîtra. Ces conditions sont remplies quand l'été boréal est frais ce qui est possible si l'éclairement solaire d'été est minimum et cela se réalise quand l'excentricité est importante et que la Terre est à l'aphélie pendant l'été de l'hémisphère Nord. On voit que ce n'est pas la rigueur des hivers qui compte, d'ailleurs les périodes de grand froid sont des périodes sèches ce qui ne contribue pas beaucoup à l'accumulation de la neige. Il faut au contraire de fortes précipitations et aux hautes latitudes en hiver, elles tombent sous forme de neige. Une fois le mécanisme initié, les conditions climatiques plus sévères engendrées par la présence perpétuelle de la neige ou de la glace concourent à la baisse des températures.

Le meilleur moyen de tester une hypothèse, c'est de l'expérimenter. Dans le cas présent, ce n'est pas possible, on a donc recours à la simulation numérique (voir encadré à la fin du chapitre 9). Les premières simulations utilisaient des modèles de circulation générale de l'atmosphère, on y a introduit les conditions d'ensoleillement qui régnaient il y a 115 000 ans, au moment du premier grand refroidissement de la fin du précédent interglaciaire. On a bien obtenu un refroidissement mais nettement inférieur à celui que révèlent les archives glaciaires et sédimentaires. Si la cause de déclenchement est bien la variation de l'ensoleillement, alors il doit exister des mécanismes amplificateurs, c'est-à-dire des rétroactions positives. Trois mécanismes semblent jouer un rôle important:

- (i) le premier a déjà été évoqué, il s'agit de l'augmentation de l'albédo due à l'extension des surfaces enneigées
- (ii) l'analyse de la composition chimique des bulles d'air incluses dans les carottes de glace a permis de déterminer la variation temporelle de la concentration atmosphérique en différents gaz et en poussières. La Figure 15 compare l'évolution de la température, du gaz carbonique et du méthane depuis 200 000 ans. On couvre ainsi la fin de l'avant dernière ère glaciaire qui se termine vers -125 000 ans, le précédent interglaciaire et toute la période glaciaire récente. La ressemblance des évolutions des concentrations de ces deux gaz à effet de serre et de la température est remarquable. Il est clair que si la concentration en CO₂ et CH₄ diminue, leur effet de serre diminuant, le climat devrait se refroidir. On a donc là un mécanisme amplificateur potentiel. Reste à trouver pourquoi les concentrations diminuent.
- (iii) le troisième mécanisme fait intervenir la circulation océanique, en particulier dans l'Océan Atlantique: le refroidissement initié par les changements d'insolation provoque une intensification des précipitations et, par suite, un apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord. Cette eau douce inhibe la formation d'eau profonde, il en résulte une diminution de l'intensité et de l'excursion vers le Nord du Gulf Stream. Cela provoque à son tour un refroidissement accéléré de l'Europe de l'Ouest. Les simulations les plus récentes effectuées avec des modèles couplés océan – atmosphère semblent effectivement donner des réponses plus satisfaisantes. La circulation océanique semble effectivement très sensible aux faibles variations d'eau douce aux hautes latitudes Nord.

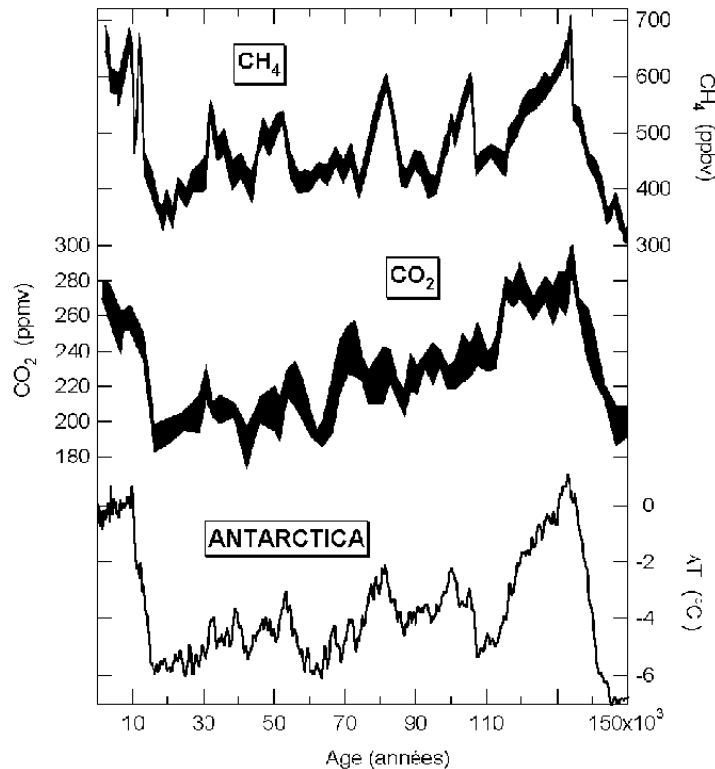


Figure 15: variation au cours des derniers 150000 ans, de la teneur en méthane (en haut), de la concentration en gaz carbonique (au centre) et de l'anomalie de température sur le plateau Antarctique (l'anomalie est définie comme la différence entre la température actuelle, environ -55°C , et celle de l'époque). (adaptée de Raynaud et al., 1993) Source: http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Climats/Historique/Cours-Climat/Images/pages/fig9_gif.htm

Une dernière question se pose tout naturellement avant de clore ce chapitre sur les climats du passé: que peut on en déduire pour le futur? Éliminons ici toute influence anthropique et extrapolons simplement sur la base de la théorie de Milankovitch. On peut aisément calculer les variations de l'ensoleillement pour les quelques dizaines de milliers d'années à venir; la conclusion est que, normalement, c'est-à-dire sans influence humaine ni événement extérieur imprévisible, les glaciers continentaux devraient croître modérément pendant les prochains millénaires avec un premier maximum dans 5000 ans puis un refroidissement plus important devrait conduire à un second maximum dans 20 000 ans environ puis une nouvelle expansion conduirait à la phase d'extension maximum dans 60 000 ans. C'est en vertu de cela que certains clament que le réchauffement actuel n'est pas important mais qu'au contraire la Terre se dirige vers une nouvelle glaciation. C'est évidemment oublier ou nier qu'un grain de sable s'est introduit dans la mécanique: le changement de composition de l'atmosphère et l'augmentation de l'effet de serre qu'il entraîne pourrait changer suffisamment les conditions du système pour que les mécanismes amplificateurs soient insuffisants ou ne fonctionnent plus. Dans ce cas, cela pourrait être la fin, temporaire ou non de l'alternance des glaciations.

6.1.2 Les variations de l'émission du Soleil

Le Soleil est une étoile modeste mais ses dimensions sont quand même assez considérables, il est également soumis à une forte activité convective, il n'y a donc pas de raison pour que la quantité d'énergie qu'il émet soit parfaitement constante; d'ailleurs, il y a 4 milliards d'années environ, le Soleil alors très jeune, émettait environ 30 % de moins de rayonnement qu'actuellement. Il est donc parfaitement légitime de rechercher, dans les variations du climat de la Terre, la trace de variations possibles de l'énergie émise par le Soleil. Disons tout de suite que si les efforts en ce sens n'ont pas manqué, il n'est cependant pas possible d'expliquer le réchauffement observé au XX^e siècle par la seule augmentation de l'énergie rayonnée par le Soleil. En fait, la mesure directe de la constante solaire depuis satellite a commencé dans les années 70, auparavant, on effectuait ces mesures depuis des observatoires situés à haute altitude mais l'effet de l'atmosphère n'était pas négligeable. La mesure est très difficile et les différents appareils qui ont été utilisés jusqu'ici ne donnent pas des résultats identiques en valeur absolue mais, tous, donnent une valeur remarquablement constante de la "constante solaire" dont les variations ne dépassent pas 1 Wm^{-2} . D'autres mécanismes plus complexes ont été avancés mettant en jeu des variations de la répartition spectrale du rayonnement solaire et, en particulier, de la quantité de rayonnement UV émis; pour l'instant, ils n'ont reçu aucune confirmation et sont purement spéculatifs. Le seul signal climatique récent que l'on s'accorde à mettre en relation avec l'émission solaire est le Petit Age Glaciaire.

6.1.2.1 Les causes possibles du Petit Age Glaciaire

Le Petit Age Glaciaire s'est traduit par un refroidissement de l'ordre du degré centigrade sur une grande partie de l'Hémisphère Nord mais pas tout l'Hémisphère. Pourquoi ce refroidissement?

Du point de vue magnétique, le Soleil se comporte comme une dynamo et produit donc un champ magnétique assez semblable au champ dipolaire que crée un aimant bien que plus compliqué. S'il émerge à la surface, ce champ donne naissance à deux tâches de polarités opposées. Ces tâches correspondent à des champs magnétiques très élevés. Il existe aussi des champs magnétiques plus faibles, répartis de façon non uniforme sur la surface du Soleil. Les tâches observables à la surface du Soleil sont donc en relation avec l'activité magnétique qui y règne. Le nombre et la surface des tâches à la surface du Soleil varient avec un cycle de 10 à 11 ans. Ce cycle est bien connu et on en a évidemment cherché la trace dans la variabilité du climat mais sans grand succès. Par contre, on observe la surface du Soleil depuis longtemps et à la fin du XIX^e siècle, en compilant les observations disponibles, Maunder a montré que pendant 70 ans, de 1645 à 1715, les tâches solaires étaient pratiquement inexistantes. A cette époque, d'ailleurs, le nombre d'aurores boréales semble avoir été nettement inférieure à la moyenne ce qui confirme une diminution du vent solaire. On peut aussi déduire l'activité solaire à des époques relativement anciennes à partir de l'observation de la concentration en carbone 14 dans les anneaux de croissance des arbres⁴⁴, ces observations confirment les résultats de Maunder: cette époque qui coïncide avec un des épisodes les plus froids du Petit Age Glaciaire correspond bien à un minimum de l'activité solaire.

On a ainsi estimé⁴⁵ que l'intensité du rayonnement émis par le Soleil pourrait avoir diminué de 0,25% pendant le minimum de Maunder. Une telle variation peut sembler bien faible mais elle correspond à

⁴⁴ Le mécanisme est le suivant: lorsque le champ magnétique solaire est minimum, les rayons cosmiques de haute énergie sont moins déviés par le vent solaire et pénètrent l'atmosphère terrestre en plus grande quantité. Là, elles produisent du carbone 14 à partir de l'azote de l'air.

⁴⁵ Judith Lean, Naval Research Laboratory, Washington.

une diminution de la constante solaire de plus de 3 Wm^{-2} . Est ce suffisant pour provoquer un refroidissement de 1°C au moins sur une grande partie de l'Hémisphère Nord? La réponse n'est pas évidente: si on utilise le modèle de l'équilibre radiatif appliqué au "caillou" auquel on assimile la Terre, la réponse est définitivement non. Par un calcul de dérivée très simple, on obtient en effet $4 \Delta T_e / T_e = \Delta F_0 / F_0$, ce qui donne $\Delta T_e \approx 0,16^\circ\text{C}$, c'est-à-dire une diminution de température nettement inférieure au degré précédemment cité. Cela ne signifie absolument pas que la cause du refroidissement ne soit pas dans le minimum de l'activité solaire; cela signifie qu'à elle seule la diminution de l'énergie solaire produite ne suffit pas à provoquer un refroidissement d'une amplitude suffisante. Il reste donc trois possibilités:

- (1). la cause est ailleurs
- (2). un autre mécanisme a joué dans le même sens, en même temps
- (3). il y a eu amplification du refroidissement initial.

On a ainsi mis en cause l'activité volcanique. En effet, les éruptions injectent dans l'atmosphère des particules qui réfléchissent le rayonnement solaire. Il semble bien que toute cette période ait connu des éruptions sans doute en plus grand nombre et peut être plus intenses que la période plus récente. Il n'y a pas encore d'évaluation, même grossière, de l'influence des éruptions sur le climat de cette époque. Il est possible évidemment que les deux mécanismes aient joué en même temps.

La corrélation avec le minimum de Maunder est telle que cette explication est couramment admise, au moins comme une explication partielle; il reste à trouver les éventuels mécanismes amplificateurs et à les quantifier.

La question est extrêmement importante puisque la situation actuelle est, en définitive, fort semblable quoique de signe opposé. Si une faible diminution de la constante solaire (3 Wm^{-2}) a pu provoquer un refroidissement d'environ 1°C , cela signifie que le climat est très sensible à de faibles forçages radiatifs; dans ce cas, il faut s'attendre à des changements climatiques majeurs en réponse à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

6.2 Les fluctuations chaotiques

C'est le météorologue Lorentz qui, le premier, a développé la théorie du chaos. Lorentz parlait de "l'effet papillon": le mouvement des ailes d'un papillon produit de faibles mouvements de l'air qui, 15 jours plus tard et à 3000 km de là, provoquent une tempête tropicale. Il n'est pas forcément nécessaire de prendre cette image au pied de la lettre et de surveiller tous les papillons mais l'atmosphère est telle que des phénomènes quasi insignifiants peuvent, dans certaines circonstances, être amplifiés de façon considérable. C'est ainsi que de faibles modifications du champ de pression dans l'Atlantique sont susceptibles de provoquer des tempêtes parfois meurtrières au large de l'Europe de l'Ouest ou même sur le continent. Cela explique la difficulté que rencontre la météo pour les prévoir et en estimer l'ampleur.

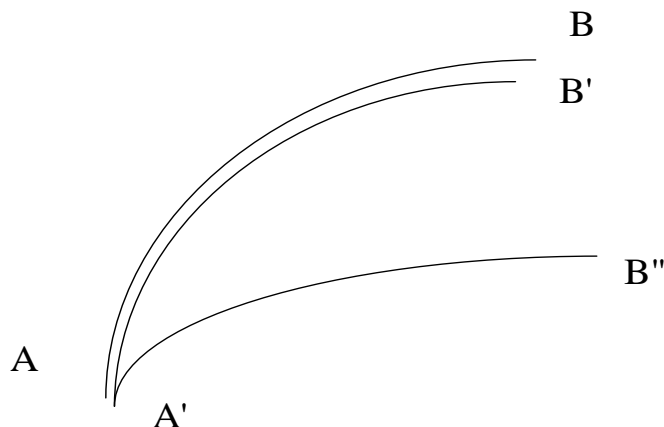


Figure 16: évolutions temporelles d'un système linéaire et d'un système chaotique

Pour préciser la notion de chaos de façon générale, considérons un système, éventuellement fort complexe mais ce n'est pas une condition nécessaire. Supposons qu'à l'instant t le système se trouve dans un état que l'on caractérise dans le schéma de la Figure 16 par le point A. A l'instant t_1 , le système a évolué et se trouve dans l'état B. Supposons les conditions de l'instant t très légèrement différentes, caractérisées par le point A' très voisin de A. Un système qui se comporte de façon linéaire évoluerait vers le point B' très proche de B, un système chaotique peut évoluer vers un état fort éloigné comme B". Cette très grande sensibilité de l'atmosphère à de faibles variations des conditions initiales est la raison pour laquelle la prévision météorologique est impossible au sens déterministe au delà d'une dizaine de jours.

Si la prévision déterministe, c'est-à-dire à partir des conditions initiales, n'est pas possible, les grandes tendances peuvent, dans une certaine mesure, être prévisibles. C'est que l'atmosphère est fort sensible aux conditions qui règnent à la surface et particulièrement à la surface des océans⁴⁶. Or celles-ci évoluent lentement, beaucoup plus lentement que pour l'atmosphère. Ce sont les variations de la température de surface de l'océan qui sont la cause principale de variabilité interannuelle, c'est-à-dire des grandes variations des conditions météorologiques d'une année sur l'autre. A l'échelle de quelques mois, il n'y a pas d'interaction de l'atmosphère avec l'océan profond; l'échelle de temps correspondante est celle de la circulation thermohaline, elle est beaucoup plus grande, de l'ordre de plusieurs siècles (voir paragraphe 5.3). La couche superficielle de l'océan est celle qui est concernée par l'éclairement solaire et l'action du vent en surface, son épaisseur ne dépasse que rarement la centaine de mètres; son interaction avec l'atmosphère est beaucoup plus rapide, particulièrement dans les régions équatoriales et tropicales où l'éclairement solaire est important. L'exemple le plus marquant de cette influence est El Nino.

6.3 Interaction Océan Atmosphère: l'ENSO (El Nino Southern Oscillation)

El Nino est un phénomène qui affecte de façon plus ou moins régulière l'ensemble du Pacifique Tropical mais ses effets débordent largement cette région déjà immense et se font ressentir jusqu'en Californie, et dans l'Océan Indien avec une interaction forte sur la mousson Indienne. Le phénomène est connu depuis longtemps des pêcheurs péruviens. Il y a en effet, au large du Pérou, des régions de production biologique intense liée à la présence de remontées d'eau de fond (des "upwellings"), froide et très riche en sels nutritifs. Du phytoplancton à la morue et finalement au pêcheur, c'est toute la

⁴⁶ La variation des conditions de surface sur les continents peut produire des effets comparables, ce serait le cas, en particulier, de modifications importantes du couvert végétal qui, potentiellement, pourraient modifier radicalement le climat de certaines régions. L'exemple qui vient à l'esprit est la déforestation en Amazonie mais, à la différence de l'océan, la modification serait irréversible à l'échelle de dizaines ou de centaines d'années.

chaîne alimentaire qui y abonde. Fréquemment, aux environs de Noël (d'où le nom donné d'El Nino: l'enfant Jésus), les upwellings s'affaiblissent et le poisson devient rare.

El Nino résulte d'une interaction entre l'océan tropical et l'atmosphère. Le mécanisme est maintenant assez bien compris mais l'origine du déclenchement d'un épisode reste obscure et sa prévision est donc difficile.

6.3.1 Caractéristiques atmosphériques et océaniques en situation normale (hors El Nino)

L'insolation étant forte, l'absorption du rayonnement solaire dans la couche supérieure de l'océan y provoque un fort réchauffement. Comme la densité de l'eau diminue lorsque la température augmente, l'eau chaude est moins dense et reste en surface, la couche superficielle est séparée de l'océan profond par une zone de fort gradient de température qu'on appelle la thermocline. Le mélange entre les deux couches de l'océan est faible et on dit que l'océan est stratifié. Aux latitudes plus élevées, cette stratification existe aussi mais elle a tendance à disparaître en hiver quand l'échauffement est moindre et à se renforcer en été; de plus les tempêtes hivernales tendent à favoriser le mélange vertical et donc à éroder encore la thermocline.

Dans l'atmosphère, les alizés soufflent en permanence d'Est en Ouest; ils entraînent avec eux l'eau de surface qui tend à s'accumuler à l'Ouest du Pacifique, c'est-à-dire dans une région comprise entre le Nord de l'Australie, l'Indonésie et les Philippines. Le niveau de la mer y est donc, en moyenne, plus élevé d'une cinquantaine de centimètres. Dans cette région, le chauffage par le Soleil est intense⁴⁷ et la température des eaux de surface avoisine les 30°C sur des millions de km². On donne à toute cette région le nom de "warm pool". Au contraire, à l'Est du Pacifique, l'eau de surface est chassée par les Alizés, elle doit donc être remplacée par de l'eau qui provient des profondeurs ce qui explique la présence d'un upwelling et par de l'eau apportée depuis des latitudes plus élevées par des courants qui longent l'Amérique du Sud. Ces eaux sont beaucoup plus froides, la différence de température de surface entre l'Est et l'Ouest du Pacifique peut ainsi atteindre environ 8°C.

Les conséquences sont multiples:

- (1). puisqu'il y a un upwelling à l'Est, la limite entre eaux froides de fond et eaux de surface y est moins marquée et proche de la surface, la thermocline est peu profonde, au contraire, à l'Ouest; l'accumulation d'eau chaude et donc moins dense entraîne l'enfoncement de la thermocline⁴⁸.
- (2). les températures élevées qui règnent à l'Ouest et le bilan d'énergie radiative fortement positif provoquent une évaporation intense
- (3). la température élevée de la surface provoque une intense activité convective. La "warm pool" est la région type de convection profonde avec formation de cumulonimbus, orages et précipitations abondantes. Cette convection est la cause, à grande échelle, d'un mouvement général de l'air vers le haut qu'on appelle une divergence et de basses pressions à la surface. L'air qui s'élève est remplacé par celui qu'apportent les Alizés. En altitude, au niveau de la tropopause, l'air ne peut évidemment pas s'accumuler; il est entraîné, au contraire, par des vents qui soufflent d'Ouest en

⁴⁷ Le flux solaire moyen arrivant à la surface dépasse 200 Wm⁻², l'atmosphère étant très chaude est très riche en vapeur d'eau est donc très absorbante dans l'infrarouge. La surface reçoit donc de l'atmosphère un rayonnement infrarouge thermique important qui compense en grande partie l'émission de la surface. La surface a donc un bilan net positif de près de 200 Wm⁻². Cette énergie sert à chauffer la couche supérieure de l'océan (au dessus de la thermocline) et sert à l'évaporation. Pour fixer les idées, s'il n'y avait pas d'évaporation, ce flux permettrait d'augmenter de 1°C la température d'une colonne d'eau de 100 m d'épaisseur en 3 semaines environ.

⁴⁸ Pour équilibrer les pressions, il faut une épaisseur plus grande d'une eau plus chaude donc moins dense. Notez que l'eau est également moins dense du fait de l'abondance des précipitations à l'Ouest qui diminuent la salinité des eaux de surface.

Est et redescend lentement sur le Pacifique central et oriental où il vient remplacer l'air qui, là, est chassé par les Alizés.

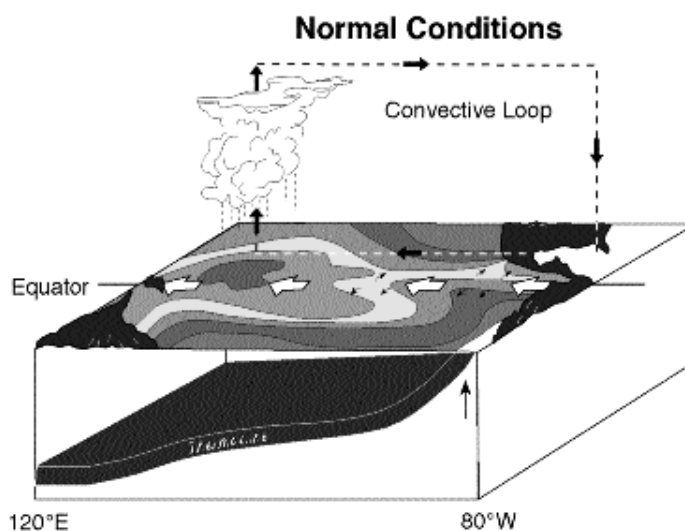


Figure 17: schématisation de la circulation de l'océan et de l'atmosphère dans le Pacifique tropical (cellule de Walker) Image NOAA

Lorsqu'il descend, l'air se réchauffe en se comprimant; l'air qui redescend dans le Pacifique oriental est donc à la fois chaud et sec car il a perdu une très grande partie de son contenu en eau lors des précipitations convectives sur l'Ouest du Pacifique. On a donc normalement des précipitations intenses et une mer très chaude à l'Ouest et, au contraire, une mer plutôt froide pour l'équateur et pas de précipitations à l'Est. En temps normal, certaines régions de l'Amérique du Sud qui bordent le Pacifique ne reçoivent pratiquement pas d'eau de toute l'année. Au contraire, les précipitations sont quotidiennes et il pleut à seaux sur la "warm pool". Enfin, les cyclones tropicaux se nourrissent d'une évaporation intense, ils ne peuvent donc se développer que lorsque la température de surface de la mer est assez élevée, en pratique lorsqu'elle dépasse 27°C; en conséquence, ils sont fréquents dans le Pacifique Ouest (ils sont appelés typhons) mais il n'y en a pas dans la partie orientale et centrale du Pacifique (hors situation d'El Nino). Cette circulation qui reste parallèle à l'équateur est appelée circulation zonale. Elle n'est possible que dans les régions équatoriales où l'influence de la force de Coriolis est négligeable.

- (4). les pressions au niveau de la mer sont en accord avec cette circulation à grande échelle: la pression est faible à l'Ouest et forte à l'Est. Depuis G. Walker⁴⁹, on compare les pressions de

⁴⁹ Sir Georges Walker (1868 – 1958) fut Directeur de la Météorologie des Indes de 1903 à 1924 et c'est en s'intéressant à la mousson indienne et à sa variabilité qu'il a trouvé que les pressions de Darwin et de Tahiti était très fortement corrélées: en général, une augmentation de la pression à Darwin s'accompagne d'une diminution de celle de Tahiti et réciproquement.

Darwin au Nord de l'Australie et de Tahiti. Puisque sous l'Equateur, le vent souffle des hautes pressions vers les basses pressions sans être dévié par la force de Coriolis, ces différences de pression de surface contribuent à entretenir la circulation de Walker.

6.3.2 La convection profonde

Puisque la température de l'eau est élevée, les parcelles d'air qui entrent en contact avec la surface se réchauffent et en même temps se chargent en vapeur d'eau par évaporation. Plus chaudes que l'air qui les entoure, elles sont soulevées (l'air chaud "monte"). Au cours de cette ascension, la pression diminue et la parcelle d'air se refroidit par détente adiabatique (voir la sensation de froid que l'on a lorsqu'on appuie sur la valve d'une chambre à air) mais la quantité d'eau qu'elle contient reste constante. Or la tension de vapeur saturante de l'eau diminue très rapidement avec la température; puisque la parcelle conserve sa vapeur d'eau mais se refroidit, il arrive un moment où la pression de la vapeur d'eau qu'elle contient est égale à la pression de vapeur saturante. Si la parcelle se refroidit encore ne fut-ce qu'un tout petit peu, elle contient alors trop d'eau sous forme de vapeur et le surplus se condense. En se condensant, l'eau libère à l'intérieur de la parcelle la chaleur latente de vaporisation (537 calories par gramme ou $2,2 \cdot 10^6$ Joules/kg), cet apport de chaleur chauffe la parcelle ou tout au moins la fait se refroidir moins rapidement et, exactement comme lorsqu'on déclenche le chauffage dans une montgolfière, la parcelle est entraînée vers le haut. La quantité de vapeur d'eau "embarquée" à la surface est considérable parce que la température est élevée et la parcelle d'air peut ainsi être entraînée très haut dans l'atmosphère. Typiquement, un cumulonimbus tropical couvre quelques dizaines de km^2 mais des systèmes ou cellules convectives qui regroupent plusieurs nuages individuels peuvent avoir des dimensions de l'ordre de plusieurs milliers de km^2 , beaucoup plus pour certaines. La base de ces nuages se situe très bas, vers environ 1000 m, mais le sommet peut atteindre 18 km à ces latitudes. Un cumulonimbus est une machine énergétique extrêmement puissante, les ascendances peuvent y atteindre des vitesses de l'ordre de 10 ms^{-1} et la quantité d'eau stockée y est énorme. Ces nuages sont aussi le siège d'une forte activité électrique. Il existe une zone de convection profonde tout autour de la Terre aux environs de l'équateur parce que c'est là que le chauffage de la surface est maximum, on l'appelle la zone de convergence intertropicale. La "warm pool" est la région où elle est la plus développée.

6.3.3 Caractéristiques d'El Nino

Au moment du printemps de l'hémisphère Nord, les Alizés ont normalement tendance à s'affaiblir de façon passagère mais de temps en temps, tous les 3 à 6 – 7 ans, ils ne se rétablissent pas. Dans ce cas, plus rien ne pousse la masse d'eau équatoriale vers le Pacifique Ouest. En particulier, au large de l'Amérique du Sud, l'eau de surface n'est plus entraînée et il n'y a donc plus de raison pour qu'elle soit remplacée par de l'eau de fond. La thermocline s'enfonce donc et l'eau de surface qui n'est plus refroidie par des apports d'eau de fond se réchauffe rapidement. Symétriquement, à l'Ouest, l'eau n'est plus poussée par les Alizés et tend donc à revenir vers l'Est⁵⁰. La thermocline remonte donc à l'Ouest alors qu'elle s'enfonce à l'Est. Ce mouvement de bascule crée une onde qui se propage le long de l'équateur et traverse le Pacifique d'Ouest en Est⁵¹. L'eau chaude est moins dense que l'eau froide et l'enfoncement de la thermocline, c'est-à-dire le réchauffement de l'eau superficielle, se traduit par une élévation du niveau de la mer de quelques dizaines de cm. On peut donc parfaitement suivre l'événement depuis

⁵⁰ Imaginez une baignoire d'eau, vous la portez à hauteur de votre bouche et vous soufflez parallèlement à la surface; l'eau s'accumulera du côté opposé. Imaginez que vous arrêtiez de souffler, l'eau reviendra vers vous.

⁵¹ Une onde, c'est la propagation d'un mouvement de proche en proche sans propagation de matière. Ce n'est donc pas l'eau de la warm pool qui atteint les côtes Péruviennes mais l'onde propage l'enfoncement de la thermocline, le réchauffement des eaux de surface et l'élévation du niveau de la mer.

satellite, d'une part en mesurant la température de surface de la mer et d'autre part en mesurant l'altitude du niveau de la mer ce qui est possible au moyen de techniques altimétriques⁵². La Figure 18 montre la progression de l'onde vers l'Est. Sa vitesse est de l'ordre de 300 km par jour, elle traverse donc les 15 000 km du Pacifique en deux à trois mois.

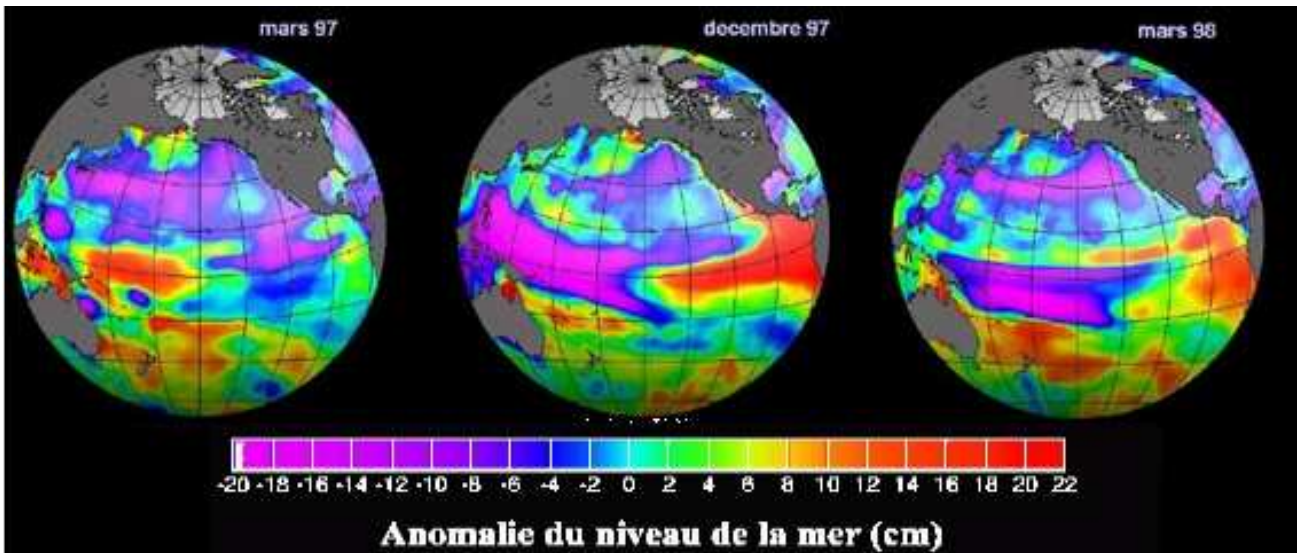
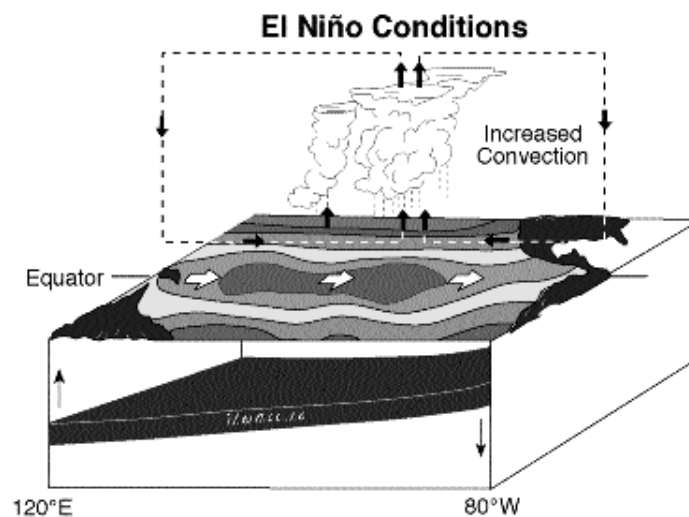


Figure 18: progression vers l'Est de l'anomalie positive du niveau de la mer associée à l'événement El Niño 97. Observations du satellite TOPEX – POSEIDON (expérience CNES – NASA, d'après <http://www.cnes.fr/activites/programmes/topex/1elnino.htm>)



⁵² Voir le site du CNES: http://www.cnes.fr/activites/observation/1frame_index.htm

Figure 19: schématisation de la circulation de l'océan et de l'atmosphère dans le Pacifique tropical dans le cas d'El Nino (Image NOAA)

A l'Est du Pacifique, la température de surface de la mer augmente de quelques degrés, cela est suffisant pour que la convection se développe et que le Pacifique oriental connaisse des précipitations importantes. Cela provoque en certaines régions des inondations et des dégâts considérables comme ce fut le cas au Guatemala en 98. Symétriquement, le refroidissement relatif des eaux de surface du Pacifique Ouest inhibe l'activité convective ou la réduit fortement. C'est donc l'ensemble de la cellule de Walker qui se déplace. Les anomalies de précipitation atteignent 700 mm en plus et en moins sur des zones d'une étendue considérable (voir Figure 20)

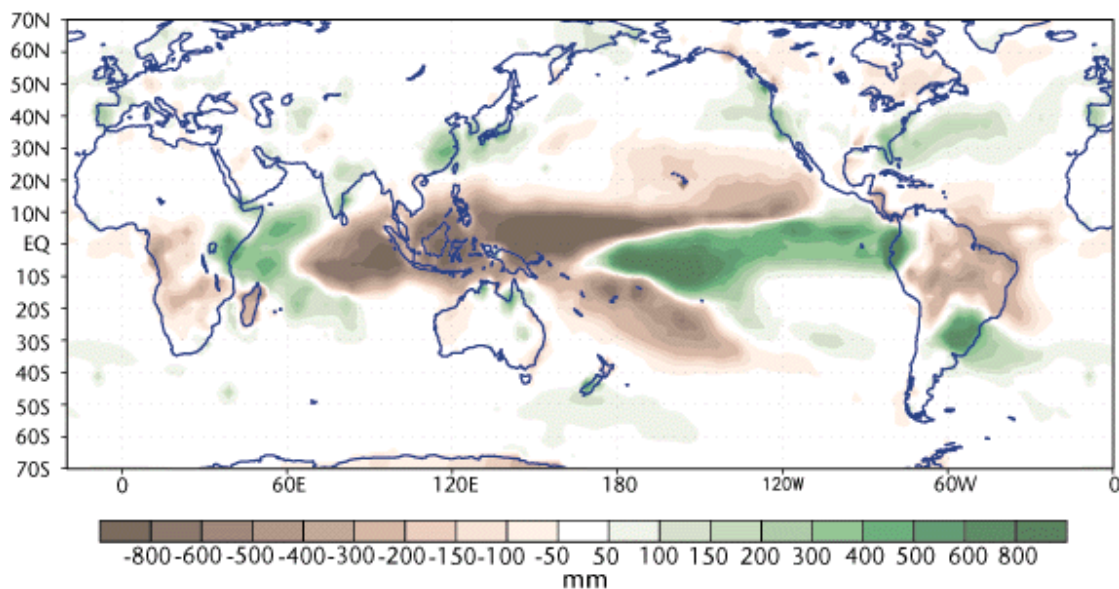


Figure 20: anomalies des précipitations annuelles pendant El Nino 97 – 98. (Source: WMO statement on the status of the Global Climate in 1997).

Par ailleurs, puisque l'eau n'est plus chassée vers l'Ouest, les remontées d'eau de fond n'ont plus de raison d'être et l'upwelling péruvien est bloqué. Avec lui, ce sont les apports de sels nutritifs qui s'arrêtent et la productivité de cette région s'effondre. Les poissons comme le thon migrent vers le large et la pêche est rare. El Nino a donc des conséquences économiques directes sur la région mais les conséquences indirectes via les changements climatiques sont sans doute plus importants et beaucoup plus étendues. Les cellules convectives interagissent en effet avec le courant jet subtropical⁵³ et, par cet intermédiaire, l'influence d'El Nino se fait sentir bien au delà du Pacifique Equatorial jusqu'aux latitudes plus élevées, en particulier aux USA. Comme on ne prête qu'aux riches, on a aussi mis en

⁵³ Le courant jet correspond à une zone de forts vents d'Ouest (jusqu'à 300 km/h localement) située vers le sommet de la troposphère, à une altitude de l'ordre de 10 à 15km. On en identifie deux: le jet polaire et le jet subtropical. Ils résultent du fort gradient de température qui existe entre les masses d'air: air polaire et air des latitudes moyennes pour le jet polaire, air tropical et air des latitudes moyennes pour le jet subtropical. Ces deux courants jets ondulent lentement autour de la planète, la longueur d'onde, c'est-à-dire la distance qui sépare deux maximum d'excursion vers les pôles de l'air chaud (ou réciproquement, celle qui sépare deux maximums d'excursion de l'air froid vers l'équateur) est de l'ordre de 5000 km. Leur intensité est maximum en hiver. Les courants jets jouent un rôle essentiel dans le développement et l'entretien des perturbations et des tempêtes.

cause El Nino dans des événements climatiques en Europe mais le lien n'est pas établi avec certitude, néanmoins les ondes qui parcourent la planète sont profondément modifiées par les changements induits par El Nino dans la position des cellules convectives et cela peut avoir des conséquences notables à très grande distance. Le réchauffement des eaux de surface sur des milliers de km a un impact global significatif: une année El Nino, l'océan mondial transfère de la chaleur vers l'atmosphère, la température moyenne de la planète est donc plus élevée. Cette anomalie peut atteindre jusqu'à environ un demi degré.

Typiquement un événement El Nino dure de 12 à 18 mois. Au bout de ce temps, une autre onde⁵⁴ vient enfoncer la thermocline dans le Pacifique oriental. La situation tend donc à revenir vers l'état normal mais souvent elle s'inverse en fait et la thermocline tend à être plus inclinée que la normale, plus élevée encore à l'Est et plus profonde à l'Ouest. La température de surface est donc plus basse que la normale à l'Est et plus élevée à l'Ouest. Les précipitations suivent et sont donc anormalement faibles à l'Est et anormalement fortes à l'Ouest. Par opposition au phénomène El Nino, on nomme cette situation La Nina.

On qualifie El Nino d'événement pseudo périodique car il arrive tous les 3 à 7 ans. L'intensité est également très variable: les deux événements les plus importantes de ces dernières décennies sont ceux de 82 – 83 et 97 – 98 où le réchauffement de l'eau de surface a atteint 5 °C, dans d'autres cas, il ne dépasse pas 1°C et les conséquences climatiques sont évidemment beaucoup moins fortes.

6.3.4 El Nino et le réchauffement global

El Nino est un phénomène naturel, une oscillation de grande ampleur qui affecte notablement le climat de la planète, on doit donc se demander si le réchauffement de ce dernier siècle n'a pas aussi des conséquences sur la fréquence et l'intensité des événements. La question est effectivement d'actualité mais la très grande variabilité naturelle du phénomène rend les études statistiques particulièrement difficiles et pour l'instant, il n'y a pas de conclusion définitive sur ce sujet.

6.4 Influence climatique des éruptions volcaniques

Une autre source importante de variabilité du climat est due à l'activité volcanique. Les éruptions volcaniques, outre qu'elles sont difficilement prévisibles, sont très irrégulières. Toutes les éruptions n'ont d'ailleurs pas forcément un impact climatique. Ce n'est évidemment pas l'énergie dégagée par l'éruption elle-même qui est susceptible d'une influence sur le climat, encore une fois, la seule source notable d'énergie est radiative. Dans le cas d'El Nino, l'énergie solaire est stockée dans la couche supérieure de l'océan et est restituée plus tard, les années d'El Nino; dans le cas présent ce sont les gaz et les particules éjectées lors de l'éruption qui interagissent avec le rayonnement.

Seules donc, les éruptions de nature explosive nous intéressent ici, on les nomme des éruptions de type plinien en hommage à Plin l'Ancien qui décrit la fameuse éruption du Vésuve en 79 après J. C. Ces éruptions expulsent dans l'atmosphère d'énormes quantités de cendres et de gaz. Dans certains cas, le nuage ainsi formé atteint des altitudes très élevées, jusqu'à 40 km dans le cas de l'éruption du Pinatubo aux Philippines en juin 91. Les quantités de cendres sont considérables mais elles ont un impact climatique pratiquement négligeable car elles retombent assez rapidement, elles n'ont donc pas le temps

⁵⁴ Cette onde a la même cause que celle qui a initié El Nino mais un effet inverse. Elle s'est initialement déplacée vers l'Ouest et s'est réfléchi sur les côtes à l'Ouest du bassin, son trajet est donc plus long et elle se déplace plus lentement, d'où ce décalage de 12 à 18 mois.

d'interagir avec le rayonnement. De plus, elles restent assez localisées ce qui minimise encore leur action sur le rayonnement⁵⁵. En fait, c'est le dioxyde de soufre éjecté en même temps que d'autres gaz et que ces cendres qui est important. Dans le cas du Pinatubo, 20 Mégatonnes ont ainsi été projetées jusqu'à 40 km d'altitude, c'est-à-dire dans la stratosphère, là où il n'y a plus de mouvements verticaux importants (convection, précipitations). Les cendres dont la masse est trop élevée retombent néanmoins rapidement, le SO₂ quant à lui, interagit chimiquement avec les oxydants de l'atmosphère et la vapeur d'eau présente pour donner des composés du type H₂SO₄(H₂O)_n. Ces composés qu'on appelle des agrégats grossissent en quelques mois pour former des gouttelettes dont la dimension est de quelques dixièmes de microns et qu'on appelle des aérosols. Pendant ce temps, le nuage a été entraîné par les vents qui, à cette altitude, soufflent à grande vitesse autour du globe et s'est répandu. Dans le cas du Pinatubo, le nuage s'est répandu tout autour du globe en 6 mois et il a largement diffusé vers les hautes latitudes des deux hémisphères⁵⁶. Il a donc couvert une grande partie du globe d'un voile très fin qui a diffusé la lumière du Soleil et en a réfléchi une partie vers l'espace. Des particules d'une aussi petite taille interagissent très peu avec le rayonnement infrarouge mais elles diffusent très efficacement le rayonnement solaire⁵⁷. Il en résulte donc une diminution de l'énergie solaire absorbée ($\Delta Q_{abs} < 0$) qui correspond à un forçage radiatif négatif et qui tend donc à refroidir la planète.

L'éruption du Pinatubo constituait une véritable expérience climatique à l'échelle globale. Il est donc très intéressant de voir comment le climat de la planète a réagi. Le refroidissement au voisinage de la surface a atteint environ 0,15 °C pendant une petite année (en 92) puis, l'épaisseur du nuage diminuant, l'effet des aérosols volcaniques s'est estompé et l'évolution des températures a repris sa courbe ascendante. Il est aussi intéressant de noter que les simulations effectuées avec des modèles climatiques dans lesquelles l'épaisseur d'aérosols était prescrite de façon à épouser les observations ont donné un refroidissement du même ordre ce qui donne une certaine crédibilité au comportement des modèles.

6.5 Les aérosols ou l'effet parasol

6.5.1 Faisons le point

Les gaz à effet de serre ont une action sélective sur le rayonnement que la Terre échange avec le Soleil et avec l'espace: ils sont transparents aux rayonnements de courtes longueurs d'onde et absorbants pour les rayonnements de grande longueur d'onde. Ils peuvent donc être transparents au rayonnement solaire et opaques au rayonnement thermique en provenance de la Terre et qui correspond à des longueurs d'ondes plus grandes (infrarouge). Ils laissent donc entrer la chaleur et l'empêchent de sortir. En conséquence, la Terre devrait se réchauffer. On constate, en effet, un réchauffement de près de 0,7°C en un siècle et demi.

⁵⁵ Un forçage radiatif se mesure en Wm⁻², pour chauffer ou refroidir une grande masse d'air ou d'eau et influencer notablement le climat, il faut beaucoup d'énergie, c'est-à-dire beaucoup de m² et beaucoup de secondes. Dans ce cas, un faible forçage pourra avoir de grandes conséquences climatiques.

⁵⁶ Au dessus des régions polaires, la concentration en aérosols bien que nettement moindre qu'à l'équateur était telle que le trou de l'ozone a atteint des valeurs record. En effet, les aérosols ont servi de support à la destruction des CFC et à la libération du chlore qui, à son tour, a servi de catalyseur pour la destruction de l'ozone.

⁵⁷ La diffusion de la lumière par les aérosols volcaniques est la cause de couchers (ou de levers) de soleil particulièrement spectaculaires car les aérosols qui forment en fait un voile très fin sont éclairés de façon rasante par la lumière du soleil qui, à ce moment, est rouge essentiellement. Ils apparaissent nettement parce que les rayons du soleil les traversent sur plusieurs centaines de km et sur un fond rougeoyant ce qui fait un assez joli spectacle. Le phénomène est connu depuis longtemps puisque Benjamin Franklin déjà attribuait à une éruption volcanique des couchers de soleil de ce type.

Ce réchauffement peut, au moins partiellement, avoir des causes naturelles; le climat connaît des variations importantes à différentes échelles de temps. A l'échelle des glaciations ($\approx 100\,000$ ans), la cause se trouve dans les variations d'orbite de la Terre, l'ordre de grandeur des variations de température correspondantes est de 5°C . A l'échelle interannuelle, la plus importante cause de variabilité provient des interactions entre l'océan et l'atmosphère dans la région du Pacifique Equatorial; cette fois, les variations de la température globale peuvent atteindre $0,7^{\circ}\text{C}$. De façon sporadique, les éruptions volcaniques peuvent, elles aussi, causer des variations de température de l'ordre de un à deux dixièmes de degré. Enfin, le climat a un comportement chaotique tel que d'une année sur l'autre ou éventuellement d'une décennie à l'autre, la température globale peut encore fluctuer de quelques dixièmes de degré.

Il n'est donc pas étonnant que, même s'ils le sont de moins en moins, les avis aient été partagés sur le fait de savoir si, oui ou non, le réchauffement du XX^e siècle devait être attribué à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. D'autant que l'activité humaine et la pollution qu'elle entraîne n'a pas pour seul effet de réchauffer la planète: pour une part, elle tend aussi à la refroidir. Ceci a lieu par l'intermédiaire des aérosols qui sont produits par l'activité humaine.

6.5.2 Les divers types d'aérosols

Les aérosols sont des particules, liquides ou solides, en suspension dans l'air. Par commodité, on exclue de cette définition les particules nuageuses. L'atmosphère contient d'énormes quantités d'aérosols dont la plus grande partie est d'origine naturelle. Les dimensions sont très variables, grossièrement de $0,002\ \mu\text{m}$ à environ $100\ \mu\text{m}$ de diamètre.

Deux familles de mécanismes donnent naissance aux aérosols: la mise en suspension de particules existantes à la surface par l'intermédiaire du vent (aérosols primaires) et la transformation gaz – particules, c'est-à-dire, en fait, la condensation après d'éventuelles réactions chimiques dans l'atmosphère (aérosols secondaires). Le tableau 10 présente les émissions annuelles d'aérosols.

origine	sources	intensité (Mt/an)	dimension typique	composition
naturelle				
(90%)	primaires			
	poussières minérales	1500	majoritairement (maj) $> 1\ \mu\text{m}$	Si, Al, Fe, Ca
	sels de mer	1300	$> 1\ \mu\text{m}$	Na, Cl, S
	cendres volcaniques	33	$> 1\ \mu\text{m}$	Si, Al, Fe
	débris biologiques	50	$> 1\ \mu\text{m}$	C
	secondaires			
	sulfates biogéniques	90	$< 1\ \mu\text{m}$	S
	sulfates volcaniques	12	$< 1\ \mu\text{m}$	S
	aérosols organiques secondaires	55	$< 1\ \mu\text{m}$	C
	nitrates	22	maj. $> 1\ \mu\text{m}$	N
	total	3060		

anthropique				
(10%)	primaires			
	suies	20	maj. < 1 μm	C
	poussières industrielles	100	maj > 1 μm	Al, Si, Fe, métaux
	secondaires			
	feux de végétation	80	< 1 μm	C, K, métaux
	sulfates anthropiques	140	< 1 μm	S
	nitrates anthropiques	36	maj. > 1 μm	N
	aérosols organiques	10	< 1 μm	C, N
	total	390		

Tableau 10: émissions annuelles d'aérosols (en millions de tonnes par an) en fonction de leur origine et indications sur leur taille et les principaux éléments chimiques associés (d'après G. Bergametti⁵⁸, adapté d' IPCC, 1995).

Les émissions d'origine naturelle sont donc très majoritaires et l'activité humaine les perturbe d'à peine 10%. Cependant, leur importance climatique est beaucoup plus importante.

L'influence climatique des aérosols s'exerce de plusieurs façons. On parle d'effet direct, indirect et même d'effet semi-direct.

6.5.3 L'effet direct des aérosols

Il s'agit de l'effet que les aérosols exercent sur le rayonnement. Leur influence sur le rayonnement infrarouge thermique est généralement faible car leur dimension est alors le plus souvent nettement inférieure à la longueur d'onde ce qui rend les interactions faibles et aussi parce que, le plus souvent, les contrastes de température qu'ils présentent avec la surface sont faibles. Par contre, ils interagissent fortement avec le rayonnement de courtes longueurs d'onde, c'est-à-dire avec le rayonnement solaire. Leur action peut être de diffuser et d'absorber la lumière. Leur absorption dépend de leur composition chimique et de leur taille, leur efficacité à diffuser dépend de la surface qu'ils exposent au rayonnement. Pour une masse d'aérosols identique, la surface totale exposée au rayonnement, celle qui fera de l'ombre, augmente quand la dimension des particules diminue car la masse est alors répartie sur un plus grand nombre de particules. Ce sont donc les petites particules qui ont une interaction maximum avec le rayonnement et si l'on se réfère au tableau 10, on constate que ce sont les particules d'origine secondaire qui ont ce maximum d'impact. En fait, bien qu'ils soient beaucoup moins nombreux, les aérosols anthropiques ont, sur le rayonnement solaire, une influence équivalente à celle des aérosols d'origine naturelle.

L'interaction des aérosols avec le rayonnement est nettement plus complexe à évaluer que celle des gaz à effet de serre. En effet, ceux ci ont une durée de vie assez longue pour avoir, dans l'atmosphère, une répartition sensiblement homogène. Ce n'est pas le cas des aérosols. Seuls les aérosols d'origine

⁵⁸ Interaction Aérosols Nuages Rayonnement, Ecole d'Ete CNES-CNRS-Meteo France, La Londe Les Maures, septembre 2001.

volcanique ont un temps de résidence suffisamment grand pour se répartir sur pratiquement toute la planète, encore que cette répartition soit loin d'être uniforme. Cela est dû au fait qu'ils sont expulsés dans la stratosphère où les mouvements verticaux sont rares. Au contraire, les autres aérosols restent dans la troposphère qui se caractérise justement par des mouvements verticaux intenses et par les précipitations. La conséquence est que les aérosols ont une durée de vie fort courte, en général de l'ordre d'une quinzaine de jours, au bout de ce délai, ils sont entraînés par les précipitations, on dit qu'ils sont lessivés.

En une quinzaine de jours, les aérosols n'ont pas le temps de s'éloigner beaucoup des régions sources ce qui explique la très grande hétérogénéité de leur répartition. Ceux qui vont le plus loin sont les aérosols d'origine désertique qui sont arrachés aux déserts, principalement au Sahara mais aussi au désert de Gobi et qui, dans le cas des aérosols sahariens peuvent traverser l'Atlantique ou qu'on retrouve en France les jours de Sirocco. La Figure 21 présente une carte de la concentration en aérosols au dessus des océans obtenue à partir d'observations de satellites. On notera justement la quasi absence d'aérosols dans l'hémisphère Sud et la forte concentration dans l'Atlantique au large du Sahara.

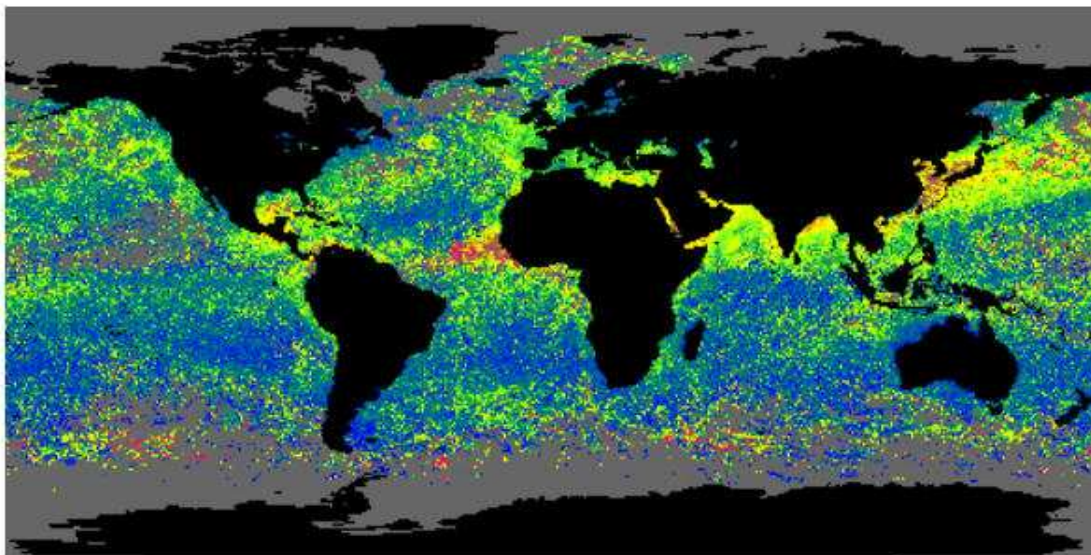


Figure 21: épaisseur optique⁵⁹ des aérosols mesurée par l'instrument POLDER (expérience franco-japonaise CNES/NASDA)⁶⁰. La méthode utilisée ici ne permet pas d'observer les aérosols au dessus des continents.

Par rapport aux gaz à effet de serre, le problème est également compliqué par le fait que l'influence des aérosols dépend aussi de leur dimension et de leur forme. Beaucoup d'aérosols d'origine minérale ne sont pas sphériques, cela introduit une série d'inconnues supplémentaires qui sont la forme et les paramètres qui la définissent. Quant à leur dimension, elle est très dépendante du type d'aérosols mais

⁵⁹ L'épaisseur optique mesure l'atténuation du rayonnement solaire direct. Dans le cas présent, les autres causes d'atténuation ont été estimées, l'épaisseur mesurée est donc due aux aérosols. Pour un modèle d'aérosols donné, elle est directement proportionnelle à la concentration et à l'épaisseur de la couche.

⁶⁰ <http://smc.cnes.fr/POLDER/>

de plus, beaucoup d'entre eux grossissent lorsque l'humidité augmente ce qui complique encore le problème. Comme le montre le tableau 10, les aérosols d'origine anthropique, ceux provenant des feux de végétation et ceux provenant des transformations des sulfates sont de petites particules. On les repère parfaitement sur la Figure 21 qui présente un paramètre que l'on peut déduire de la dépendance spectrale de la réflexion par les aérosols et qui traduit leur dimension: les plus petites particules correspondent à des aérosols de pollution et on les trouve au voisinage de l'Asie et des pays industrialisés. Sur l'Afrique et le Mexique, les panaches observables correspondent en fait à des feux de forêt ou de savane.

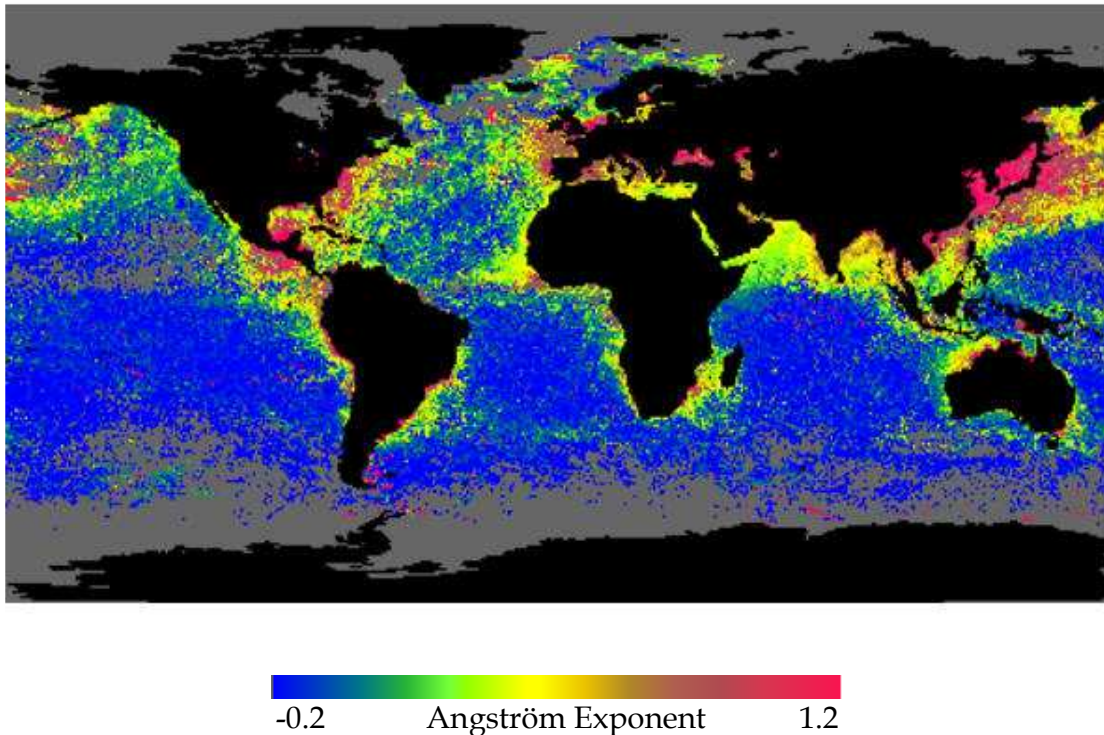


Figure 22: répartition géographique de la taille des aérosols déterminée pour le mois de novembre 96 par l'instrument POLDER (coopération CNES – NASDA). Les plus petites particules correspondent aux plus grandes valeurs du coefficient d'Angstrom et apparaissent en rouge. Il n'y a pas de données disponibles aux hautes latitudes. On notera les régions fortement polluées de l'Asie du Sud Est et les panaches issus d'incendies entre Madagascar et l'Afrique.

D'après le tableau 10, la majorité des aérosols anthropiques sont des dérivés des sulfates. Le processus est tout à fait similaire à la formation des aérosols volcaniques (voir paragraphe 6.4). Le SO₂ est oxydé dans l'atmosphère pour former de l'acide sulfurique qui s'associe avec des molécules d'eau pour former de minuscules gouttelettes dont la dimension typique est de l'ordre de quelques dixièmes de µm. Les combustibles fossiles contiennent naturellement du soufre, en plus ou moins grande quantité. Jusque dans les années 80, il n'était pas complètement éliminé lors du raffinage, en conséquence la combustion du charbon et du pétrole s'accompagnait d'émissions de SO₂. Le résultat, c'est que pendant plus d'un siècle, le fait de brûler ces combustibles a certes enrichi l'atmosphère en CO₂ et donc, augmenté l'effet de serre mais il a aussi enrichi l'atmosphère en aérosols et augmenté ainsi l'albédo de la planète. Les deux effets sont opposés: le premier est un forçage positif et conduit au réchauffement, le deuxième est un forçage négatif qui provoque un refroidissement. Tous deux avaient la même cause.

A partir des inventaires de production de charbon, pétrole et gaz naturel, on a pu établir la production annuelle de CO₂ depuis les débuts de l'ère industrielle. En tenant compte, autant que possible, des variations de concentration en soufre de ces combustibles, on a pu établir les émissions annuelles de SO₂ et modéliser la production anthropique d'aérosols de sulfate et leur répartition géographique et temporelle. La durée de vie des aérosols est très courte, on a ainsi pu estimer la variation depuis 1800 du forçage radiatif de ces aérosols anthropiques et leur impact sur l'évolution de la température de la planète. Du fait de toutes les incertitudes évoquées plus haut (composition, dimensions, répartition), le forçage radiatif des aérosols est beaucoup moins bien estimé que celui des gaz à effet de serre. On considère qu'en 1990, il était négatif et compris entre - 0,25 et - 0,75 Wm². L'influence sur l'évolution de la température de la planète est évidemment difficile à estimer avec précision mais les simulations montrent clairement que le fait de tenir compte de l'effet des aérosols produits en même temps que le CO₂ permet de mieux expliquer le rythme du réchauffement observé.

Depuis les années 80 et dans le but de limiter la pollution, en particulier dans le but de limiter les "pluies acides", le soufre est éliminé lors des opérations de raffinage. Pour ce qui concerne le climat, le résultat est que seul demeure maintenant le forçage positif correspondant à l'augmentation de concentration des gaz à effet de serre. Une accélération du réchauffement semble donc logique. C'est bien ce que l'on observe dans les années 90 mais, comme toujours avec le climat, la variabilité est telle qu'une période longue (30 ans) est nécessaire pour identifier de réelles tendances; il est donc trop tôt pour conclure.

6.5.4 L'absorption des aérosols et l'effet semi-direct

L'influence des aérosols sur le rayonnement solaire dépend aussi de la nature de la surface au dessus de laquelle ils se trouvent: ils constituent un voile assez fin et réfléchissant. Si ce voile se situe au dessus d'une surface sombre, il augmente nettement la réflectivité de la scène. Par contre, au dessus d'une surface déjà fortement réfléchissante, son influence est faible voire négative si les aérosols sont un peu absorbants. C'est-à-dire que, dans ce cas, le voile d'aérosols diminue la réflectivité de la scène au lieu de l'augmenter. Pour s'en convaincre, il suffit de penser à ce qui se passerait si on recouvrait une surface noire ou au contraire une surface très blanche avec quelque chose de gris clair. Les aérosols n'ont donc pas beaucoup d'influence directe dans les régions nuageuses ou au dessus de la neige ou encore des régions désertiques qui sont fortement réfléchissantes. Ils peuvent cependant y absorber plus ou moins fortement le rayonnement solaire. Cette absorption donne lieu à ce que l'on appelle l'effet semi-direct.

Puisque de l'énergie supplémentaire y est absorbée, la couche dans laquelle les aérosols sont présents se réchauffe ce qui entraîne la disparition d'éventuels nuages ou leur moindre extension. Dans la mesure où les nuages agissent très fortement sur le rayonnement, il y a là une action potentiellement très puissante des aérosols.

6.5.5 Effet indirect des aérosols

Les gouttes et les cristaux des nuages se forment toujours par condensation autour de particules de petites dimensions, liquides ou solides. On appelle ces particules des noyaux de condensation. Ce sont, de fait, des aérosols, leur efficacité, en tant que noyau de condensation, dépend de leur composition chimique et de leur taille. L'idée a été émise, dans les années 70 par Twomey, que les variations de la concentration en aérosols pouvaient influencer la réflectivité des nuages et donc l'albédo régional ou même planétaire. Lorsqu'une parcelle d'air contient trop de vapeur d'eau par rapport à la quantité qu'autorise sa température, c'est-à-dire lorsque sa pression de vapeur d'eau est supérieure à la tension de

vapeur saturante, le surplus condense sur les noyaux disponibles et, pour des gouttes sphériques, il se répartit en autant de petites sphères. Toutes les sphères n'ont pas le même volume car il y a des mécanismes qui les font grossir comme les collisions mais pour simplifier, on peut, dans un premier temps faire comme si toutes les sphères étaient identiques. Puisque la quantité d'eau à condenser est fixée, plus il y a de sphères, plus elles sont petites. Le point clé, c'est que la capacité des particules à diffuser ne dépend pas de leur volume mais de la surface qu'elles exposent au rayonnement et que, pour un même volume total (proportionnel à la masse d'eau à condenser), la surface totale de petites sphères est supérieure à celle de grandes sphères⁶¹. Pour une même quantité d'eau condensée, les nuages composés de petites particules diffusent donc plus que ceux qui sont composés de plus grosses particules. En augmentant, le nombre de noyaux disponibles, on augmente ainsi la réflectivité des nuages, ainsi une variation du nombre d'aérosols peut conduire à une variation de l'albédo des nuages et la production de sulfates devrait avoir conduit à une augmentation de l'albédo de la planète par l'intermédiaire de celui des nuages.

Un des points les plus critiques de ce raisonnement est que tous les aérosols ne constituent pas forcément des noyaux de condensation; cela dépend non seulement de leur composition chimique mais aussi de leurs dimensions. Le deuxième point critique est qu'après la condensation, la dimension des particules nuageuses varie encore beaucoup au cours des mouvements ascendants et descendants auxquels elles sont soumises. On a cependant pu observer des cas dans lesquels le mécanisme jouait de façon très nette, c'est-à-dire que la dimension des particules diminuait bien lorsque le nombre d'aérosols augmentait, il semble bien par ailleurs que, de façon plus générale, les nuages des régions riches en aérosols soient composés de particules plus petites que ceux des régions pauvres. C'est le cas des nuages des régions continentales par rapport aux nuages des régions maritimes et c'est aussi les cas des nuages de l'Hémisphère Nord nettement plus polluée par rapport à ceux de l'Hémisphère Sud. Le problème, c'est qu'il ne suffit pas de vérifier que le mécanisme fonctionne, il faut encore le quantifier. Le forçage radiatif dû à l'effet indirect des aérosols est donc très difficile à estimer. Il est naturellement négatif et on le situe quelque part entre 0 et -2 Wm^{-2} .

6.5.6 Une autre forme de l'effet indirect: l'allongement de la durée de vie des nuages

Les gouttes des nuages n'ont pas toutes la même dimension, les plus petites sont celles qui viennent de se former, en général près de la base du nuage, ensuite, elles grossissent par divers processus, en particulier par collisions. Il existe donc au sein d'un même nuage des gouttes assez petites et d'autres nettement plus grosses, trop pour que les mouvements de l'air les maintiennent en suspension, elles tombent donc et, sur leur chemin, rencontrent d'autres gouttes plus petites qui, elles, ne tombent pas ou moins vite, elles grossissent encore pour former des gouttes de pluie. Les nuages qui ont l'influence radiative la plus importante doivent avoir une grande persistance, les précipitations n'y sont donc pas fortes. Il ne s'agit donc pas de pluie mais de bruine. Les nuages en question sont essentiellement des stratocumulus (voir paragraphe 5.5). Même si la bruine correspond à un faible taux de précipitation, elle tend à assécher le nuage et à le faire disparaître. La durée de vie des stratocumulus dépend donc de l'intensité des faibles précipitations qu'ils provoquent. Sans que la relation soit absolument directe, lorsque le nombre de gouttes augmente, toutes les gouttes ont tendance à diminuer de volume, toujours pour une même quantité d'eau condensée. Dans ces conditions, la bruine diminue et le nuage a moins tendance à s'assécher, sa durée de vie augmente. Comme les nuages ont un albédo élevé, cela a tendance à augmenter l'albédo des régions en question. L'effet indirect des aérosols, en diminuant la dimension des gouttes conduit donc doublement à augmenter l'albédo: d'une part en augmentant leur

⁶¹ Comparez la surface d'une sphère de rayon 1m, de volume $V = 4\pi R^3/3$ et de surface $4\pi R^2$ à la surface totale de deux sphères de volume $V/2$, c'est-à-dire de rayon $R/(2)^{1/3}$.

réflectivité et d'autre part en augmentant leur durée de vie. Ce deuxième effet indirect est encore plus difficile à chiffrer que le premier.

6.6 Bilan des forçages et essai d'identification de l'influence anthropique

Il est temps de récapituler et de tenter un bilan des différents forçages naturels ou non et d'essayer de discerner leurs influences respectives. L'exercice n'est pas simple car les marges d'erreur restent considérables.

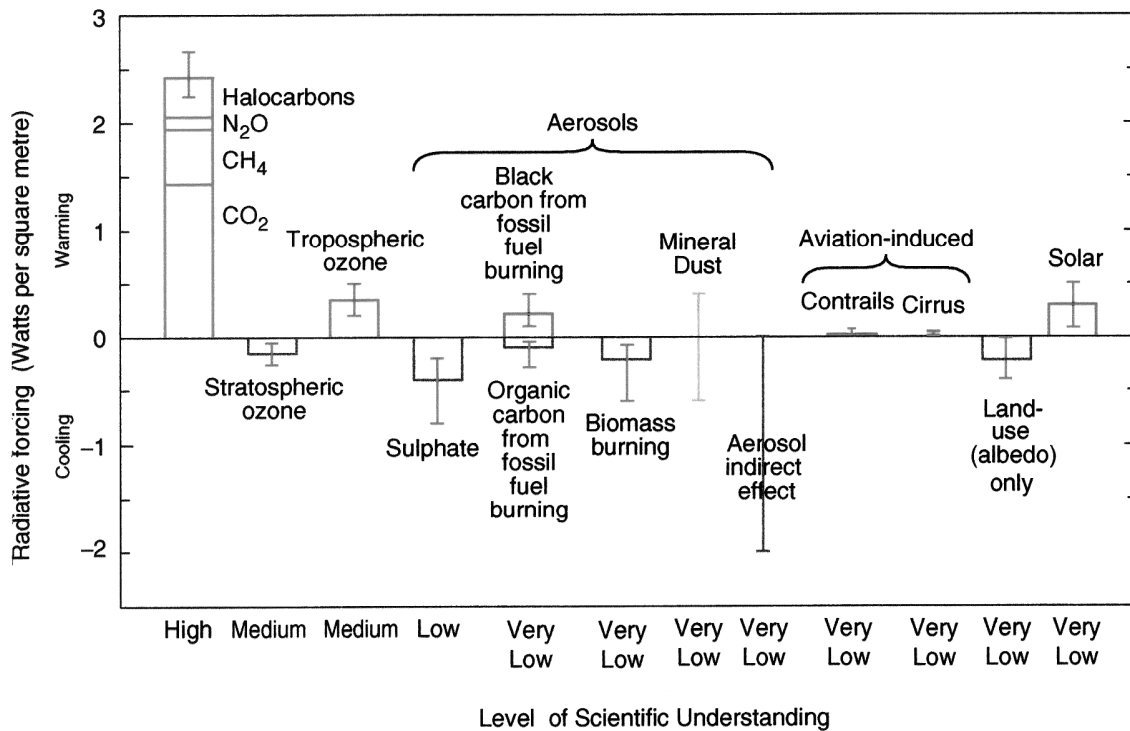


Figure 23: estimation des forçages radiatifs naturels et anthropiques depuis le début de l'ère industrielle. Chaque rectangle représente l'estimation moyenne du forçage, les segments représentent les barres d'erreur. Par exemple, le forçage dû à l'effet indirect des aérosols n'a pas de meilleure estimation mais on considère qu'il est très probablement compris entre 0 et -2 Wm^{-2} . Pour chaque forçage, on a aussi indiqué le degré de compréhension, on estime ainsi que le forçages des gaz à effet de serre est bien maîtrisé et que, donc, l'estimation correspondante est certainement assez fiable, par contre le forçage indirect des aérosols est mal compris et on en donne ici une première estimation très grossière. D'après IPCC 2001.

La Figure 23 présente une estimation des différents forçages radiatifs, naturels ou non, auxquels le climat a été soumis depuis les débuts de l'ère industrielle. Certains résultats ont déjà été présentés dans les chapitres précédents. En plus de la valeur moyenne du forçage, on a représenté la barre d'erreur correspondante⁶² et une estimation (high, medium, low, very low) du niveau de compréhension

⁶² On estime donc que le résultat devrait se trouver quelque part entre les limites inférieure et supérieure, par exemple, entre 2,15 et 2,75 Wm^{-2} pour le forçage des gaz à effet de serre.

scientifique correspondant⁶³. Par exemple, l'estimation du forçage par les gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, CFC et dérivés: les halocarbones), est bien comprise; ce forçage est positif et atteint 2,45 Wm^{-2} avec une incertitude de 15%. C'est l'estimation la plus fiable; les émissions des gaz à effet de serre sont en effet connues avec une assez bonne précision et le calcul de leur influence radiative, c'est-à-dire de leur effet sur l'opacité de l'atmosphère ne pose pas de problème scientifique majeur. Le forçage dû aux variations de la quantité d'ozone est nettement moins bien connu parce que les variations des quantités d'ozone sont moins bien connues. Dans la stratosphère, l'ozone a diminué; c'est un gaz à effet de serre et sa diminution entraîne une diminution de l'effet de serre correspondant mais l'ozone absorbe aussi le rayonnement solaire UV et visible, l'effet résultant dépend donc de l'altitude des variations. Globalement, le forçage est négatif (-0,15 Wm^{-2}) avec une marge d'erreur de 67%. L'ozone troposphérique a augmenté du fait de l'activité humaine et pas seulement dans les agglomérations mais la durée de vie de l'ozone dans la troposphère est de quelques semaines et sa distribution est donc très hétérogène. Puisqu'il s'agit d'un gaz à effet de serre, son augmentation résulte en un forçage positif⁶⁴. Le forçage attribuable à l'effet direct des aérosols dépend de leurs caractéristiques. En premier lieu, puisqu'il s'agit de forçages, on ne considère que ceux dont l'origine est extérieure au système climatique; on ne considère donc pas les aérosols dont l'origine est naturelle. Le cas des aérosols désertiques est un peu spécial, l'influence humaine a peut être contribué à en augmenter les émissions par l'intermédiaire des modifications apportées aux surfaces et aux couverts végétaux. Dans ce cas, c'est l'influence de la variation de la concentration en aérosols désertiques qui doit être considérée. L'effet direct des aérosols dépend de leurs caractéristiques, en particulier les aérosols absorbants, lorsqu'ils sont situés au dessus de surfaces fortement réfléchissantes en diminuent la réflectivité et, donc, produisent un forçage positif⁶⁵. C'est le cas de la suie (black carbone) que l'on obtient lors des combustions de charbon, en particulier. Il y a aussi émission de particules de carbone organique qui ne sont pas absorbantes et ont donc un forçage négatif; c'est aussi le cas pour les feux de biomasse.

Au total, le forçage des aérosols dû à l'usage des combustibles serait de -0,3 Wm^{-2} à un facteur 3 près. On serait tenté d'ajouter tous les forçages mais la répartition spatiales des aérosols varie beaucoup suivant le type de particules, il faut donc se garder de cette tentation car les aérosols de combustion et les aérosols désertiques, par exemple, n'agissent pas dans les mêmes zones; les réactions dynamiques de l'atmosphère à ces forçages peuvent alors être fort différentes. Sauf dans le cas des aérosols issus des émissions de SO₂, les mécanismes impliqués restent mal maîtrisés et, surtout, mal quantifiés (très bas niveau de compréhension scientifique). Pour les aérosols minéraux, principalement d'origine désertique, plus exactement pour le forçage induit par la variation de la quantité d'aérosols minéraux du fait de l'activité humaine, le signe même du forçage n'est pas bien établi. L'effet indirect des aérosols conduit certainement à un forçage négatif mais aucune valeur n'en est donnée, on a simplement fixé une limite supérieure à son amplitude (2 Wm^{-2}).

L'influence humaine sur le climat est donc loin d'être négligeable: la somme arithmétique, des forçages anthropiques identifiés (c'est-à-dire sans tenir compte des signes) est de l'ordre de 5 Wm^{-2} ce qui représente 2% de l'énergie solaire absorbée en moyenne. Tous ne jouent pas dans le même sens, certains forçages, celui des aérosols en particulier, sont négatifs ce qui compense partiellement celui

⁶³ "Level of scientific understanding": il faut plutôt comprendre par là la capacité à maîtriser les différents aspects du problème et à les quantifier pour les modéliser.

⁶⁴ L'absorption du rayonnement solaire par l'ozone supplémentaire ne change rien fondamentalement: un peu de rayonnement est absorbé dans l'atmosphère au lieu de l'être à la surface, mais pour la planète, le bilan est le même.

⁶⁵ Il ne s'agit pas de l'effet semi-direct (voir paragraphe 7.3) mais de l'influence directe sur le rayonnement absorbé par la planète.

des gaz à effet de serre. On en arrive donc à la question posée à la fin du chapitre 4: ces forçages bien réels ont-ils causé une augmentation discernable de la température de la planète?

Pour répondre à cette question il faut (1) détecter une augmentation de température qui ne puisse pas être attribuée à la variabilité naturelle du climat, (2) l'attribuer de façon non ambiguë à l'activité humaine, c'est-à-dire d'une part montrer qu'aucune cause naturelle ne suffit à l'expliquer et, d'autre part, montrer (en pratique par la modélisation) qu'il peut, au contraire, l'être à partir des activités humaines.

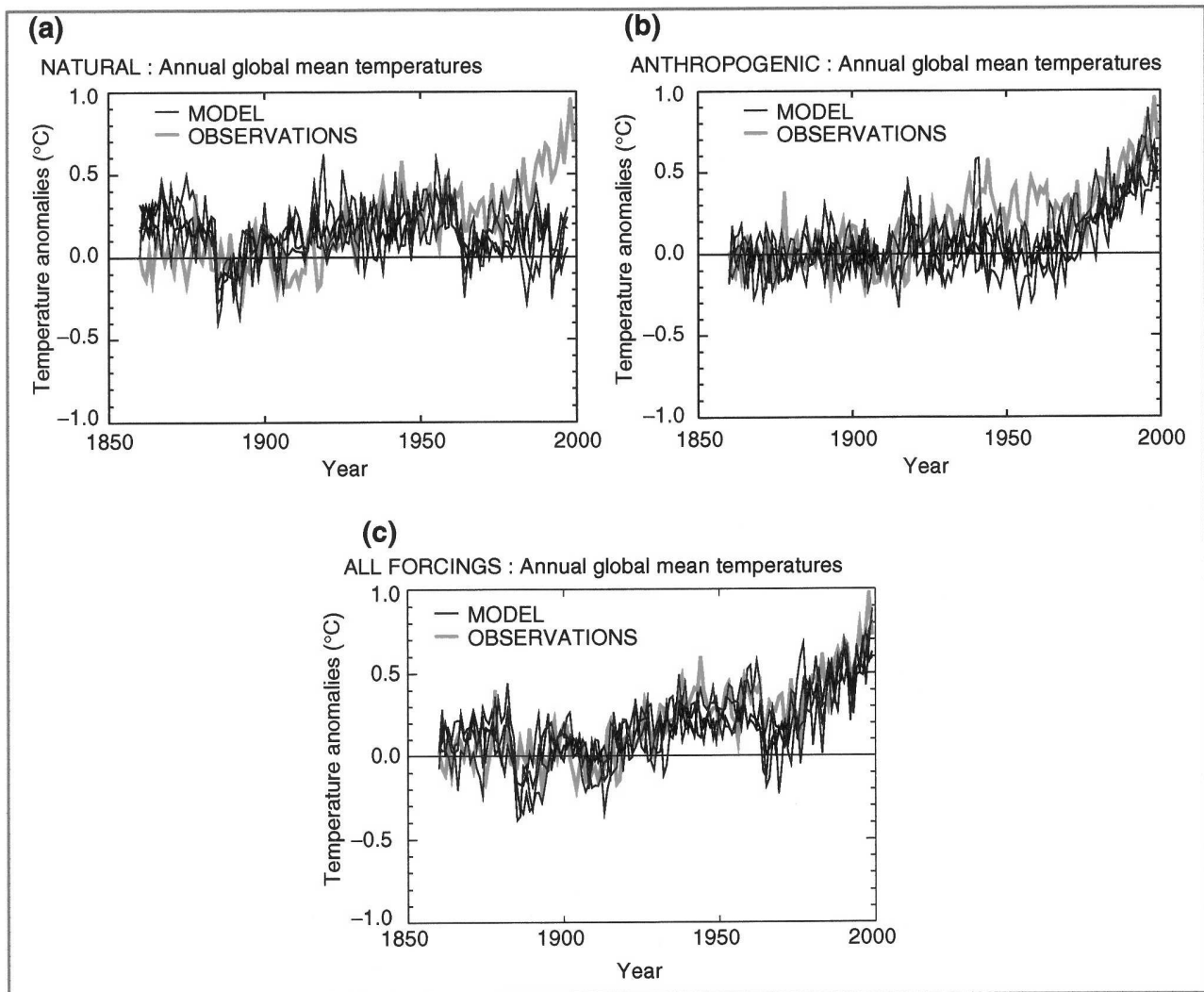


Figure 24: comparaison de la variation de la température moyenne planétaire observée (courbe en gris clair) avec la variation reconstituée par un modèle couplé océan – atmosphère soumis à la contrainte des seuls forçages naturels (Soleil, volcans: Figure 24a), des seuls forçages anthropique (gaz à effet de serre, aérosols: Figure 24b), de la somme des deux types de forçage (Figure 24c). Source, IPCC 2001.

La figure 24 compare donc observations et simulations de l'évolution de la température moyenne de la planète depuis 150 ans. Pour effectuer ces simulations, on a reconstitué à partir des archives disponibles l'évolution des forçages naturels et anthropiques et on les a appliqués à un modèle couplé océan – atmosphère, c'est-à-dire que l'on a modifié régulièrement, au cours du temps simulé, des paramètres du modèle comme par exemple la concentration en CO₂, en aérosols etc. Quatre simulations ont été effectuées en modifiant un peu les conditions initiales de façon à vérifier que les résultats obtenus ne correspondaient pas à un cas particulier non significatif. Pour la figure 24a, seuls les forçages naturels ont été introduits, jusque vers 1970, il y a assez peu de différences entre les deux courbes mais depuis, elles divergent très nettement: les forçages naturels n'expliquent pas l'accélération du réchauffement de ces dernières décennies. Dans le cas de la figure 24b, seuls les forçages anthropiques ont été pris en compte (CO₂, CH₄, N₂O, CFCs, aérosols), cette fois, c'est pendant la période 40 – 70 que les deux courbes se séparent nettement, par contre le rythme du réchauffement de ces dernières années est fort bien simulé. Enfin, sur la figure 24c, les deux types de forçages ont été pris en compte, naturels et anthropiques, l'accord entre les deux courbes est, cette fois, très satisfaisant. C'est sur ce type de résultats que s'est appuyé le GIEC pour conclure que le réchauffement observé ne pouvait pas s'expliquer par des causes naturelles et qu'il était donc au moins partiellement dû à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

7 La polémique

La question du réchauffement fait couler beaucoup d'encre et on trouve, sur la question, beaucoup d'interrogations et beaucoup d'avis tranchés. Compte tenu des enjeux ça n'a rien de particulièrement surprenant. Face à un risque, l'attitude la plus sage consiste à s'interroger sur sa réalité et sur son ampleur avant de prendre des mesures, quelles qu'elles soient. Elle ne consiste pas non plus à prendre pour argent comptant la première déclaration venue. Le doute est donc tout à fait normal et les mesures à prendre, pour peut être simplement retarder les échéances, sont tellement coûteuses, pour ne pas dire exorbitantes, qu'on y regarde évidemment à deux fois. En outre et alors qu'on aimerait une réponse simple, par oui ou par non, on ne peut disposer que d'un faisceau d'éléments concordants mais pas de preuve absolue. On aimerait une démonstration imparable, quelque chose du genre deux et deux font quatre mais c'est hors de question, il faut pouvoir décider sur la base d'une forte présomption. Cela justifie les interrogations mais pas la politique de l'autruche.

A ce stade, il faut distinguer ce qui relève du débat scientifique argumenté de ce qui relève de l'agitation médiatique, du débat politique ou encore du débat idéologique. La critique est inhérente à la culture scientifique, sans elle la science ne reposerait pas sur des bases solides. C'est parce que toutes les affirmations sont soumises à la critique de tout le monde scientifique que les idées fausses, les erreurs d'interprétation ou d'expérimentation finissent par être détectées. En la matière, il n'est pas question de croire à un résultat même s'il paraît évident, il est question de le critiquer, de le vérifier, au besoin en refaisant l'expérience. Ce débat est perpétuel, il est parfois passionné parce que les chercheurs non plus n'aiment pas avoir tort mais il est indispensable et tout à fait sain. Le cadre normal de ce débat, ce sont les revues scientifiques spécialisées et les réunions et colloques. Le problème étant d'actualité, il est évidemment très médiatisé, le débat scientifique alimente alors les interrogations des non spécialistes. Les journalistes ont donc un travail qui est loin d'être simple, celui de synthétiser un problème difficile et de le mettre à la portée d'un lecteur non averti. Il leur faut aussi coller à l'actualité ce qui ne leur permet pas de prendre du recul et d'attendre le temps nécessaire à la confirmation ou à l'infirmité d'une idée nouvelle.

Par ailleurs, un article dans le New York Times n'a rien d'un article scientifique, il faut qu'il soit attractif pour ne pas dire un peu alléchant. Les journalistes sont donc friands des attitudes tranchées et ce ne sont pas les opinions à l'emporte pièce qui manquent. Tout le monde s'exprime sur la météo, tout le monde, ou presque, a une idée sur le climat. Cela inclue aussi bien des scientifiques éminents qui ne sont pas tous spécialistes du problème, la presse leur fait écho et cet écho est d'autant plus retentissant que l'opinion émise semble originale ce qui ne veut pas dire juste ni même forcément intéressante d'un point de vue scientifique. Dans la suite, nous nous limitons au débat scientifique.

7.1 Ce qui est parfaitement établi

L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis deux siècles constitue un forçage radiatif dont l'ampleur est voisine de $2,5 \text{ Wm}^{-2}$, c'est-à-dire 1% de l'énergie solaire absorbée en moyenne. Ce résultat est acquis et démontré, le débat porte sur la réponse du climat, c'est-à-dire sur sa sensibilité aux forçages. Puisque le forçage existe, est positif et devrait croître assez fortement au XXI^e siècle, cela devrait inévitablement conduire à un réchauffement plus ou moins important. L'importance du réchauffement est conditionnée par l'amplitude et le signe des rétroactions. Les arguments du débat concernent donc les rétroactions d'une part et la réalité du réchauffement observé d'autre part ou son attribution totale ou partielle à l'activité humaine.

7.2 Les arguments du débat

7.2.1 La détection d'un réchauffement:

Avec le temps et la succession de records de chaleur battus (98 année la plus chaude depuis le début des enregistrements de température et sans doute depuis au moins mille ans, 2001, deuxième année la plus chaude, etc.), les "négationnistes" du réchauffement sont de moins en moins nombreux. Il reste pourtant un fait troublant: la différence entre la tendance observée à partir des observations de surface et des observations depuis satellite, celles-ci semblant en effet montrer un réchauffement beaucoup plus faible (voir paragraphe 3.1).

7.2.2 L'attribution:

La deuxième possibilité consiste à l'attribuer à des causes autres que les gaz à effet de serre. On peut modifier le bilan radiatif de la Terre en modifiant la constante solaire, l'albédo ou... l'effet de serre.

- (i) La constante solaire est évidemment un excellent candidat à l'explication du réchauffement observé. La littérature à ce sujet est donc abondante mais (voir paragraphe 6.1.2), la constante solaire n'a pratiquement pas varié ces 30 dernières années.
- (ii) L'autre alternative est donc la diminution de l'albédo. Si l'on en reste à des causes externes à l'activité humaine, le meilleur candidat est sans doute le volcanisme. Là encore, la littérature est abondante mais (voir paragraphe 6.4), l'influence des aérosols volcaniques ne dure en moyenne que une à deux années. Il faudrait donc supposer qu'après une longue période d'éruptions volcaniques fréquentes maintenant en quelque sorte un voile d'aérosols volcaniques quasi constant, l'activité s'est très fortement ralentie au cours du dernier siècle et surtout ces 30 dernières années. Rien, dans les archives ne soutient cette hypothèse: il y a certes eu des éruptions importantes dans le passé et plus fréquentes mais pas d'éruptions en rafale dans un passé récent.

Une autre possibilité serait que le réchauffement soit dû des mécanismes internes au système climatique et n'ait rien à voir avec l'activité humaine. Il faut alors considérer des mécanismes dont l'échelle de temps est grande, l'océan est le meilleur candidat.

- (i) On peut envisager un réchauffement de l'océan superficiel lui-même dû à des remontées d'eau moins froide, c'est-à-dire à une modification de la circulation thermohaline. Le problème n'est pas bien résolu mais les observations laissent apparaître un réchauffement plus important dans les régions continentales et, plutôt un refroidissement de l'Atlantique Nord ce qui ne va pas

tellement dans le sens de cette hypothèse. Dans ce cas, bien sûr, le réchauffement récent serait dû à la manifestation retardée d'un réchauffement naturel plus ancien, l'océan ayant servi d'amortisseur.

- (ii) Une fréquence plus élevée des événements El Nino pourrait aussi provoquer un réchauffement moyen significatif. Il semble bien en effet que la fréquence de ces événements ait augmenté au cours du XX^e siècle. On dispose cependant d'assez peu d'informations fiables sur leur fréquence dans les périodes plus anciennes. Il n'est pas sûr toutefois que cela suffise à expliquer l'amplitude du réchauffement global observé. En outre, on se retrouve un peu avec un problème d'œuf et de poule: pourquoi donc la fréquence des événements augmente-t-elle?

Une autre possibilité encore consiste à combiner une cause externe et un ou des mécanismes internes. Des chercheurs Danois ont ainsi trouvé que la couverture nuageuse semblait varier en fonction de l'activité solaire. Ils ont attribué ces variations aux rayons cosmiques: le vent solaire, lorsqu'il est important, diminue le flux de rayons cosmiques arrivant sur Terre et réciproquement, ils ont donc émis l'hypothèse que les rayons cosmiques jouaient un rôle de noyaux de condensation et modulaient les propriétés des nuages. Par contre, ils n'ont pas trouvé de mécanisme reliant rayons cosmiques et particules nuageuses. L'article paru dans *Physical Review Letters* a eu un grand retentissement dans les médias. En fait, ces résultats ne reposent que sur des correspondances statistiques sur des périodes assez courtes; en l'absence de mécanisme physique liant nuages et rayons cosmiques, il peut très bien ne s'agir que de coïncidence. En outre, les rayons cosmiques affectent surtout les hautes latitudes du fait du champ magnétique terrestre. A ces latitudes, l'effet de serre des nuages est souvent prépondérant ce qui renverse complètement leur argument. En fait, on peut sans doute trouver beaucoup de corrélations purement statistiques de ce type; en l'absence d'explication physique des mécanismes en jeu, elles ne font pas beaucoup progresser le débat.

Il faut bien noter que toutes ces hypothèses ne changent pas radicalement le problème. Si l'une d'elle ou une combinaison d'entre elles était la véritable cause du réchauffement observé, il n'en resterait pas moins que le forçage dû aux activités humaines est là et bien là et qu'il devrait donc finir par s'ajouter à ces causes naturelles. Par contre, puisque la concentration des gaz à effet de serre a déjà fortement augmenté, si le réchauffement observé a une autre cause, cela prouverait que le climat est moins sensible que prévu, c'est donc l'amplitude du réchauffement qui est en jeu, pas le réchauffement lui-même.

7.2.3 Les rétroactions négatives:

L'autre approche consiste à rechercher, dans le système climatique, les mécanismes de compensation susceptibles d'agir de façon suffisamment efficace pour contrecarrer la tendance au réchauffement. Il s'agit des rétroactions, il faut donc trouver des rétroactions négatives négligées ou ignorées des modèles utilisés actuellement.

Dans l'atmosphère, les meilleurs candidats sont les nuages et la vapeur d'eau. La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre, toute modification de sa concentration mais aussi de sa répartition modifie très efficacement l'effet de serre de la planète. Le mécanisme sensible est ici la convection profonde (voir paragraphe 6.3.2) qui règne dans les régions tropicales. Pour schématiser, la convection consiste à évaporer l'eau de la surface de la mer et des surfaces émergées sursaturées puis à transporter vers le haut l'air ainsi enrichi en vapeur d'eau. Dans les régions tropicales, le réchauffement solaire intense et la température élevée de l'air permettent d'évaporer des quantités considérables de vapeur d'eau. Cet air est soulevé, se refroidit par détente adiabatique et l'eau contenue se condense, les gouttes d'eau croissent par divers mécanismes, entre autres par collisions et lorsqu'elles sont trop grosses pour

rester en suspension, elles précipitent. De cette manière l'air s'assèche au cours de son ascension. Puisque sous les nuages convectifs, l'air monte, il faut bien qu'il redescende et donc, à côté de ces ascendances, on trouve des régions dites de subsidence où l'air redescend. Cet air est sec car il a perdu beaucoup d'humidité du fait des précipitations. Il y a donc, dans la haute troposphère tropicale, alternance de régions très humides et de régions beaucoup plus sèches, dépourvues de nuages. On les observe très bien depuis satellite.

7.2.3.1 Une rétroaction négative de la vapeur d'eau?

L'idée de R. Lindzen⁶⁶, est qu'il pourrait y avoir là une rétroaction négative ignorée par les modèles. Le fait qu'elle puisse être ignorée par les modèles n'a rien de surprenant: la convection est très difficile à représenter parce qu'il s'agit de mécanismes mal connus qui se déroulent à une échelle très inférieure à l'échelle de la maille des modèles. Il touche donc un point sensible. Quelle serait donc cette rétroaction?

L'idée est assez simple: il suffirait qu'avec le réchauffement, les précipitations soient plus intenses, l'air qui arrive en haut de la troposphère pourrait être plus sec. La haute troposphère et les zones de subsidence pourraient donc être plus sèches or les zones de subsidence sont dépourvues de nuages et le rayonnement infrarouge qui sort de la planète au dessus de ces régions n'est limité que par l'effet de serre des gaz atmosphériques au premier rang desquels, la vapeur d'eau. Si la quantité de vapeur d'eau y diminue, l'effet de serre correspondant diminue aussi et ces régions perdent davantage d'énergie. Globalement, il s'agirait bien d'une rétroaction négative dont l'amplitude pourrait être importante. On ne dispose cependant d'aucune information quantitative sur l'intensité éventuelle du mécanisme. On a aussi essayé d'utiliser les observations satellitaires pour chercher une relation entre la quantité de vapeur d'eau dans la haute troposphère et la température à la surface, les résultats ne confirment pas l'hypothèse de Lindzen mais leur précision est insuffisante pour en arriver à une conclusion définitive.

7.2.3.2 Une rétroaction négative des cirrus tropicaux?

Poursuivant la même idée, R. Lindzen a aussi avancé une autre hypothèse, celle d'une modulation de la couverture nuageuse haute résultant encore dans une rétroaction négative. Le moteur de la convection, c'est la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air ascendant et la libération de la chaleur latente correspondante qui le réchauffe. La parcelle d'air dans laquelle se produit la condensation est alors plus chaude que l'air qui l'entoure et est donc accélérée vers le haut. Cela continue jusqu'à ce que la parcelle rencontre des masses d'air plus chaudes qu'elle. A la limite entre la troposphère et la stratosphère, au niveau de la tropopause, la température diminue beaucoup moins rapidement avec l'altitude pour augmenter ensuite dans la stratosphère. En se soulevant et en se refroidissant, la parcelle devient alors plus froide que l'air qui l'entoure et redescend. Elle finit par se stabiliser au niveau de la tropopause et, puisque les parcelles suivantes continuent d'arriver, elle se déplace horizontalement. Dans cette parcelle, il y a de l'eau condensée, il y a donc extension horizontale du nuage au niveau de la tropopause. Les nuages convectifs sont des Cumulonimbus et cette extension correspond à leur enclume. Ces enclumes peuvent avoir une extension énorme et lorsque après l'orage, le cumulonimbus se disloque, elles persistent sous forme de cirrus épais tout en se déplaçant suivant les grandes ondulations de la circulation atmosphérique. On a vu au chapitre 5 que ce type de nuages avait un effet de serre considérable du fait de leur basse température. En examinant des observations satellitaires, au dessus du Pacifique Ouest (la warm pool), Lindzen et des collègues ont trouvé que la couverture de

⁶⁶ R. Lindzen est un chercheur du MIT (Massachusetts Institute of Technology), spécialiste de la météorologie tropicale

cirrus associée aux cumulonimbus diminuait quand la température de la mer augmentait ce qui pourrait conduire à une diminution importante de l'effet de serre.

L'effet d'iris des cirrus tropicaux

L'idée de Lindzen est que les précipitations plus intenses conduirait à l'assèchement de la haute troposphère, à une diminution de l'étendue des cirrus tropicaux et, donc, à une diminution de l'effet de serre. Ce processus serait alors analogue à l'action de l'iris de l'œil qui se referme quand la lumière devient trop forte et vice versa. Les modèles prévoient plutôt l'inverse puisqu'ils prévoient, au contraire, une humidification de la haute troposphère. Lindzen et ses collègues ont estimé que si la concentration en CO₂ doublait, cette réduction des cirrus tropicaux, en réduisant l'effet de serre, pourrait refroidir le système entre 0,45 et 1,1°C, une contre réaction qui serait donc très efficace. Cela ramènerait le réchauffement en 2100 à quelque part entre 0,6 et 2,3 °C au lieu de 1,5 à 6°C.

Pour arriver à ce résultat, Lindzen et ses collègues ont dû estimer l'effet de serre des cirrus et leur effet d'albédo. Cette estimation est très délicate et la marge d'incertitude est telle que d'autres chercheurs en reprenant la même démarche ont abouti à un résultat inverse, c'est-à-dire que la diminution de Cirrus cause une rétroaction faiblement **positive et non négative**. Pour l'essentiel, cette différence est due au fait que les cirrus tropicaux étant épais ont aussi un fort albédo. En conséquence, leur effet de serre est partiellement compensé. Il semblerait que Lindzen ait fortement sous évalué cet albédo. Le sujet reste d'actualité et le débat continue.

7.2.3.3 L'hypothèse de Gaïa

Une autre idée a eu son heure de gloire, celle d'une rétroaction négative mettant en jeu production primaire océanique, aérosols et nuages. Elle est intéressante car elle illustre la complexité des phénomènes en jeu et les interactions étroites entre les différents compartiments du système. L'élément de base de cette affaire est le fait que le phytoplancton sécrète un gaz, le DMS (sulfure de diméthyle) qui sert à maintenir la pression osmotique des cellules. A la mort du phytoplancton, ce gaz est libéré dans la mer et se diffuse vers l'atmosphère. Il s'y oxyde en SO₂ qui, à son tour, se transforme en H₂SO₄ pour finalement former des aérosols. Ce processus est, avec l'évaporation des embruns, la principale cause de formation d'aérosols au dessus des océans. L'idée était que le réchauffement favoriserait la production primaire et, donc, finalement la formation d'aérosols. Il en résulterait donc une augmentation de l'albédo par réflexion directe de la lumière par les aérosols (effet direct) et par l'intermédiaire des nuages (effet indirect). Ce serait donc une rétroaction négative. Si l'idée a été abandonnée depuis, c'est, qu'en fait, la production primaire est limitée, non pas par la température mais pas la disponibilité en sels nutritifs. On a d'ailleurs depuis réalisé une expérience d'ensemencement en fer dans l'océan Austral; il en est effectivement résulté une augmentation de la production primaire.

7.3 En résumé

En fait, le réchauffement n'est plus remis en cause, le fait que l'activité humaine y soit pour quelque chose non plus. Toute la question maintenant est de savoir si le réchauffement est **essentiellement** dû à l'activité humaine ou seulement marginalement. Dans le deuxième cas, le climat est assez peu sensible aux forçages, dans le premier cas, il l'est beaucoup plus. Puisque tout le monde est d'accord sur le fait que le forçage par les gaz à effet de serre devrait augmenter fortement, cette question est évidemment essentielle: à un même forçage correspondent des variations de température fort différentes. Les modèles prévoient une forte sensibilité du climat parce que la plupart des rétroactions qu'ils représentent sont positives et, donc, amplifient le réchauffement initial. La plus importante de ces

rétroactions est celle de la vapeur d'eau; c'est donc fort logiquement dans cette direction et dans celle de la rétroaction nuageuse que sont recherchées d'éventuelles rétroactions négatives. Les données disponibles actuellement, campagnes de mesures, observations satellitaires, ne permettent pas de confirmer les hypothèses avancées mais elles ne permettent pas de les exclure définitivement non plus. Il reste que l'important n'est pas tant de savoir si un mécanisme fonctionne en certaines occasions mais de connaître son intensité à l'échelle de la planète ce qui est encore bien plus difficile.

8 Les aspects diplomatiques, la coopération internationale

Dans la deuxième moitié du XX^e siècle, la possibilité est apparue que l'explosion démographique et le développement industriel ne seront pas forcément indolores et que cela pourrait avoir un coût en termes de qualité de vie pour nous et pour les générations futures. Les scientifiques puis les médias et l'opinion publique se sont peu à peu appropriés le problème. Les politiques s'en sont eux aussi préoccupés, en fait assez rapidement, et il s'en est suivi la tenue d'une série de conférences internationales au plus haut niveau et la mise en place de programmes de travail directement par l'ONU ou par des organisations internationales qui en dépendent.

8.1 Première étape: Stockholm (1972)

La première de ces conférences est le Sommet des Nations Unies sur l'Homme et l'Environnement qui s'est tenu à Stockholm en juin 1972. Le Programme des Nations Unies pour l'Environnement a été créé à la suite de cette conférence tout comme la plupart des ministères de l'environnement⁶⁷. La déclaration finale traduit cette prise de conscience au niveau politique le plus élevé. Elle proclame l'importance des problèmes environnementaux et, en particulier, le fait que "par ignorance ou indifférence nous pouvons affecter massivement et irrémédiablement l'environnement de la Terre". Il n'est cependant fait référence au climat qu'en termes encore assez vagues: une recommandation portant sur la nécessité de mesures de routine des émissions de CO₂ et une autre sur l'attention à porter aux possibles incidences climatiques des activités industrielles. C'est la publication, en 1975, de la première série de mesures de la concentration atmosphérique en CO₂ à Hawaï (voir paragraphe 1.2.3) qui frappe en quelque sorte les trois coups de la problématique du Changement Climatique sur le plan scientifique et politique.

8.2 Deuxième étape: Rio, le Sommet de la Terre (1992)

L'étape suivante est la parution, en 1987, du rapport de la Commission Mondiale pour l'Environnement et le Développement, "Our Common Future", encore appelé rapport Brundtland. C'est ce rapport qui officialise l'idée de ce que l'on appelle le développement durable ("sustainable development").

La notion de développement durable est avancée par opposition à celle d'un développement qui exploite les ressources existantes sans souci de leur éventuelle disparition et sans souci des dégâts

⁶⁷ En France, le premier Ministère de l'Environnement a été créé en 1971, pendant la période de préparation de la Conférence qui devait créer le PNUE.

susceptibles d'être causés par les sous produits du développement. Face aux problèmes posés par l'activité humaine, il n'est pourtant pas question de s'interdire tout développement, les populations de nombreux pays pauvres ont des conditions de vie bien souvent inacceptables ou qu'en tout cas, nous n'accepterions pas dans nos sociétés industrialisées. Le développement économique apparaît donc comme une nécessité incontournable. L'idée est de promouvoir un développement qui assure les besoins d'aujourd'hui sans compromettre la possibilité pour les futures générations de combler leurs propres besoins.

Le développement durable implique bien entendu une meilleure gestion des ressources naturelles, le recours aux énergies renouvelables, la diminution des rejets polluants de toutes sortes et le rééquilibrage des niveaux de développement entre les pays, en particulier bien sûr entre les pays du Nord et les pays du Sud.

Le rapport Brundtland a été discuté lors de la 42^e session de l'ONU et, en juin 1992, les plus hauts représentants (chefs d'Etat et de Gouvernement) de 150 pays se sont retrouvés à Rio pour le "Sommet de la Terre" dont le nom officiel est la Conférence des Nations Unies pour l'Environnement et le Développement. C'est la première fois qu'à ce niveau de responsabilité politique était reconnu le caractère global de l'environnement.

Le Sommet de la Terre s'est conclu par l'adoption d'une déclaration qui comporte 27 principes⁶⁸, l'adoption d'un ensemble de pas moins de 2500 résolutions regroupées sous le nom d'Agenda 21 et précisant dans les domaines scientifiques, économiques, juridiques et politiques les conditions du développement durable et les moyens à mettre en œuvre pour y parvenir. A cela s'ajoute un programme d'action pour dix ans intitulé cette fois «Action 21». C'est, par exemple, dans ce cadre que l'Union Européenne s'engageait à amener le niveau de son aide aux Pays en voie de développement à 0,7% du PNB. En outre, la Conférence a vu l'adoption de conventions cadres: sur la réduction des émissions de

⁶⁸ La Déclaration stipule notamment que :

- Les Etats ont "le droit souverain d'exploiter leurs propres ressources" selon leur politique d'environnement et de développement, sans toutefois causer de dommages à l'environnement dans d'autres Etats ou dans des zones au-delà des limites de leur juridiction.
- Il est "indispensable" pour le développement durable d'éliminer la pauvreté et de réduire les différences de niveaux de vie dans le monde.
- La pleine participation des femmes est essentielle à la réalisation d'un développement durable.
- Les Etats devraient "réduire et éliminer les modes de production et de consommation non viables et promouvoir des politiques démographiques appropriées".
- "C'est le pollueur qui doit, en principe, assumer le coût de la pollution."
- Les Etats devraient décourager ou prévenir les mouvements transfrontières d'activités et substances nocives pour la santé de l'homme ou pour l'environnement.
- L'absence de certitude scientifique absolue ne doit pas servir de prétexte pour remettre à plus tard l'adoption de mesures urgentes visant à prévenir la dégradation de l'environnement.

gaz responsables de l'effet de serre, sur la préservation des espèces animales et végétales en voie d'extinction (la "biodiversité") et sur la sauvegarde des forêts, principalement en milieu tropical.

La **Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC)** qui a été signée à Rio par 153 pays a nécessité 15 mois de difficiles négociations. Pour entrer en vigueur, il lui fallait être ratifiée par les organes législatifs nationaux d'au moins 50 pays. En mars 1994, elle était ratifiée par 164 pays et entrait donc en vigueur. Entre autres, elle prévoyait comme "objectif ultime de stabiliser ... les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique" (article 2).

L'objectif consistant à ramener en 2000 les émissions de dioxyde de carbone à leurs niveaux de 1990 -- prôné par la Communauté européenne mais refusé par les Etats-Unis -- est énoncé dans la Convention, mais sa mise en œuvre était prévue sur une base volontaire. Par ailleurs, tous les Etats s'engageaient à fournir périodiquement des rapports à jour sur les niveaux d'émissions et les mesures prises pour atténuer les changements climatiques.

8.3 Troisième étape: Kyoto (1997)

L'étape importante qui suit est la Conférence de Kyoto en décembre 1997. Les représentants de 160 pays s'y sont réunis pour discuter des mesures à prendre pour concrétiser les engagements de Rio.

S'agissant de mesures concrètes, les négociations ont été plus difficiles encore qu'à Rio mais un accord a été obtenu sur une réduction globale à l'horizon 2008 - 2012 de 5,2% des émissions de 6 gaz à effet de serre: CO₂, CH₄, N₂O, hydrofluorocarbones (HFCs), perfluorocarbones (PFCs), et sulfur hexafluorides (SF₆). Selon cet accord, les USA doivent réduire leurs émissions de 7%, le Japon de 6% et l'Union Européenne de 8%. La Chine, deuxième pollueur du monde, a obtenu une exemption.

En ce qui concerne les moyens à mettre en œuvre, des mesures ont été prévues dont une, l'instauration de crédits d'émission, a fait couler beaucoup d'encre.

Supposons qu'un pays s'engage à diminuer ses émissions de CO₂ de 10%. Pour y parvenir, il lui faudra, entre autres, imposer aux industries une réduction de leurs émissions ou la négocier avec elles. Supposons donc que cette réduction soit, elle aussi, de 10%. On peut (1) moduler cette obligation usine par usine ou branche par branche ou (2) ne s'intéresser qu'au résultat global (-10%) auquel cas, on ne module rien du tout. Dans un cas comme dans l'autre, il y aura un système de taxes à mettre en place: ceux qui ne respectent pas les réductions requises devront payer une taxe⁶⁹. Les crédits d'émission se situent dans la seconde perspective. Une usine A qui peut très aisément diminuer ses émissions de 20% et une usine B qui ne peut y arriver que très difficilement s'arrangent pour que, **ensemble**, leur réduction globale soit de 10%. En pratique A vendra à B les économies qu'elle réalise. On peut ainsi créer un marché des crédits d'émission et ce marché peut parfaitement être international. On a parlé à ce propos de "droit à polluer" ce qui est sans doute excessif: ce n'est après tout qu'un moyen d'arriver le plus rapidement possible au but recherché qui est la diminution **globale** des émissions. Pour éviter toute exploitation possible, ces crédits d'émission sont limités aux pays de l'annexe I, c'est-à-dire aux pays développés.

Le protocole de Kyoto prévoit aussi des sanctions pour les Etats qui ne respecteraient pas les dispositions de l'accord mais elles ne sont pas précisées.

⁶⁹ Les pays qui ne respectent pas leurs engagements seraient eux mêmes taxés.

Pour entrer en vigueur, l'accord doit être ratifié par, au moins, 55 pays dont les émissions combinées représentent 55 % du total des émissions de 1990 par les pays développés. Fin 2001 cependant aucun grand pays industrialisé n'avait ratifié le protocole de Kyoto.

Le problème a été déclenché par la position des USA; le Sénat des Etats Unis a en effet refusé de ratifier le protocole signé par l'administration Clinton⁷⁰. L'argument essentiel est que les mesures de réduction d'une part vont à l'encontre des intérêts économiques des Etats Unis et que, d'autre part, les efforts ne sont pas répartis de façon efficace puisqu'un pays très peuplé comme la Chine, deuxième pollueur au monde, est dispensé de réduire ses émissions. Les américains arguent du fait que les mesures proposées sont inefficaces puisqu'elles ne s'attaquent pas au problème essentiel de l'efficacité économique. Selon eux, leur économie est beaucoup plus efficace puisque pour produire 1\$ ils émettent 5 fois moins de CO2 que les Chinois (Agence Internationale de l'Energie). Le tableau 11 montre toutefois que les Européens sont encore bien plus efficaces. Il n'empêche que les Américains soulèvent un problème crucial: si, par exemple, la Chine atteignait le niveau de production des USA sans réduire ses émissions de CO2 par unité de PNB par habitant, elle émettrait à elle seule 31 GT de carbone sous forme de CO2 c'est-à-dire 5 fois plus que le total des émissions actuelles pour toute la planète. En d'autres termes, la question du type de développement des pays pauvres est absolument cruciale et les efforts de réduction des pays riches pourraient apparaître bien inutiles si celui ci n'était pas contrôlé.

Pays	nombre d'habitants (millions)	émissions de CO2 par habitant en tonne de Carbone	PNB/habitant (en \$/an)	émission de CO2 (en kg de Carbone) pour 1000\$ de PNB
Union Européenne	375	2,3	21 000	110
USA	263	5,5	27000	181
Canada	30	4,3	19400	181
France	58	1,7	25000	80
Suisse	7	1,6	40600	59
Chine	1200	0,6	620	1000

Tableau 11: émissions de CO2, comparaisons des "efficacités économiques" de quelques pays.

8.4 Quatrième étape: La Haye (2000)

La conférence de La Haye s'est tenue en novembre 2000. Son objectif était de fixer les règles d'application du protocole de Kyoto pour qu'il puisse entrer en vigueur. Les discussions ont été très âpres entre en gros quatre groupes de pays:

- (1) ceux qui comme les USA refusent toute mesure coercitive de réduction des émissions et veulent laisser aux mécanismes commerciaux le soin de les réguler en instaurant un marché des droits d'émission,
- (2) ceux qui comme l'Union Européenne considèrent que le marché des droits d'émission ne peut être qu'un complément à des mesures de réduction,

⁷⁰ Par contre, les USA ont ratifié la Convention Cadre de Rio en 1992.

(3) les pays du Tiers Monde qui considèrent que ce n'est pas à eux de faire des efforts mais aux pays riches

(4) et enfin les pays producteurs qui veulent être indemnisés pour les pertes éventuelles de revenu.

Un point technique a également cristallisé les débats, celui des puits de CO₂: les USA et les pays qui les soutiennent (entre autres le Canada, le Japon et la Russie) veulent comptabiliser l'action des puits de carbone. En clair, il s'agit de déduire des émissions de CO₂, les quantités qui seraient piégées par la photosynthèse grâce à des plantations d'arbres.

On conçoit bien que cette proposition intéresse au premier chef les pays dont le territoire est vaste et où de grands espaces sont disponibles pour planter des forêts, on conçoit également qu'un arbre en phase de croissance constitue effectivement un puit de gaz carbonique puisque la photosynthèse transforme le CO₂ en carbone organique. Il est beaucoup plus difficile d'estimer précisément la quantité de CO₂ ainsi prélevée. En outre, il s'agit en quelque sorte d'un fusil à un coup: une fois arrivés à l'âge adulte les arbres ne seront plus ni puit ni source de carbone, enfin à leur mort, il faudra évidemment en utiliser le bois d'une manière qui ne produise pas de CO₂, faute de quoi, on n'aura fait que déplacer le problème. Il s'agit donc d'une proposition susceptible de retarder un peu les échéances les plus drastiques sans plus.

Finalement, la conférence s'est soldée par un échec: aucun accord n'a pu être signé.

8.5 Cinquième étape: Bonn (2001)

Elle s'est tenue en juillet 2001; son importance était évidemment cruciale pour sauver ce qui pouvait l'être du Protocole de Kyoto. Finalement, un accord est intervenu entre les participants (les USA n'en étaient pas: ils participaient à une partie seulement des discussions mais pas à ce qui relevait directement du protocole de Kyoto). Cet accord confirme les engagements de réduction d'émission mais, concession aux pays qui supportent les USA, reconnaît l'importance des forêts comme facteur déterminant dans la lutte contre les émissions de gaz à effet de serre. Il retient aussi le principe de pénalités, sans en préciser les règles d'application⁷¹.

Les négociations sont donc longues et difficiles. Compte tenu des conséquences sur l'économie et sur le mode de vie que peuvent avoir d'éventuelles mesures de restriction, cela n'est pas bien étonnant mais le tableau 12 montre qu'en l'absence de décision ferme, le rythme des émissions ne se ralentit pas. En fait, les quantités émises augmentent partout sauf en Europe de l'Ouest où elles restent sensiblement constantes et en Europe de l'Est où le brutal ralentissement économique qui a suivi l'effondrement du système communiste s'est traduit par une diminution très nette de la consommation énergétique.

émissions de CO ₂	unité : millions de tonnes de carbone			
	1985	1990	1995	1998
Amérique du Nord	1447,9	1528,1	1629,5	1702,7
Canada	109,4	116,5	124,1	130,2
Etats-Unis	1263,8	1329,0	1417,9	1475,4
Mexique	74,5	82,4	89,2	97,2
Amérique latine	151,6	175,4	210,0	236,3

⁷¹ C'est à la suite de cette conférence que les principaux pays industrialisés ont ratifié le protocole de Kyoto, avec, toutefois, un absent de marque : les USA.

Europe de l'Ouest	1093,6	1087,9	1071,3	1072,8
dont : Union européenne à 15	858,8	877,1	866,7	864,7
Europe de l'Est	1086,5	1106,7	763,4	681,9
dont : ex-URSS	959,7	985,1	676,9	601,8
Afrique	151,4	166,9	188,7	198,7
Moyen-Orient	144,0	176,7	233,2	252,0
Extrême-Orient	1063,9	1371,5	1728,3	1764,0
dont : Chine	514,9	654,0	827,7	789,0
Japon	247,4	289,6	497,2	307,7
Océanie	66,8	78,5	85,1	93,1
Monde	5288,7	5794,4	6019,9	6198,0

Tableau 12: les émissions de CO2 dans le monde dues à l'utilisation de l'énergie (Source: http://www.industrie.gouv.fr/energie/statisti/se_co2mond.htm)

8.6 La coopération internationale, les Programmes Scientifiques et les structures d'évaluation

Les premières mesures concrètes au niveau international ont consisté à mettre en place une coordination des recherches en matière d'évolution du climat (le Programme Mondial de Recherche sur le Climat) et une structure d'évaluation (le Groupe Intergouvernemental d'Etude du Climat) dont le rôle est de fournir les bases scientifiques nécessaires aux conférences internationales évoquées ci-dessus.

8.6.1 Le Programme Mondial de Recherches sur le Climat

La première conférence mondiale sur le climat a eu lieu à Genève en 1979, il s'agissait d'une conférence au niveau des experts scientifiques. Elle a abouti, l'année suivante, à la mise en place par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) et par le Conseil des Unions Scientifiques du Programme Mondial de Recherche sur le Climat. (PMRC). En tant que tel, le PMRC n'a pas de moyen particulier si ce n'est un secrétariat et de quoi rembourser les frais de mission des participants aux nombreuses réunions qu'il organise mais il agit comme une structure de concertation et d'incitation. Il est animé par un comité d'experts choisis essentiellement pour leur compétence mais aussi bien sûr de façon à équilibrer les participations nationales. Il s'est ainsi attelé à développer les recherches en coopération internationale sur des objectifs précis, nommément: (i) la prévision du temps à moyenne échéance (plusieurs semaines), (ii) l'étude de la variabilité interannuelle du climat et (iii) l'étude des variations à long terme. Plusieurs projets internationaux ont suivi concernant la prévision numérique, l'étude expérimentale et théorique des interactions entre l'océan tropical et l'atmosphère et celle de la circulation océanique profonde. La réalisation de ces projets a nécessité des campagnes expérimentales lourdes menées en collaboration internationale, le lancement de plusieurs satellites dédiés à l'observation du niveau des océans, à l'étude des précipitations, à l'observation du bilan radiatif, et de très nombreux exercices pour améliorer et valider les modèles climatiques. Peu ou prou, tous les scientifiques travaillant sur le climat se sont retrouvés impliqués dans ce gigantesque effort et les résultats ont été à la hauteur des efforts entrepris.

8.6.2 L'exemple de la prévision saisonnière

Comme disait Pierre Dac, la prévision est un art difficile surtout quand il s'agit du futur. Prévoir le temps est donc une opération à haut risque puisque tous les jours, il faut faire des prévisions et qu'il

faut les faire pour tout le globe ou au moins pour de vastes zones (exemple, l'Europe de l'Ouest et le Proche Atlantique). Pour compliquer l'affaire, nous sommes assez indifférents aux quantités qui se prédisent le mieux, à savoir le champ de pression et de vent mais beaucoup plus intéressés par les nuages et les précipitations, c'est-à-dire par ce qui est le plus difficile à prévoir car le plus variable. Malgré cela, la prévision est assez bonne et le taux d'échec est faible, tout au moins à brève échéance.

Des progrès considérables ont d'ailleurs été accomplis depuis les années 70 et le développement de la modélisation numérique. Dans les modèles numériques de prévision du temps (ou Numerical Weather Forecasting Models), la prévision est déterministe, c'est-à-dire que l'évolution future du temps dépend du temps qu'il fait actuellement en tout point de la planète, c'est ce que l'on appelle les conditions initiales. La prévision numérique est basée sur la résolution des équations représentant la physique et la dynamique de l'atmosphère, elle a remplacé une prévision presque totalement empirique et les progrès réalisés ont été très importants. Pour fixer les idées, au début des années 80, lorsqu'on appelait la météo, on obtenait une prévision qui ne dépassait pas 3 jours, aujourd'hui, le bulletin est donné pour les 7 prochains jours. En gros, la progression est de 4 jours de prévision. Cependant, au delà de 3 jours, le bulletin ne donne plus qu'une tendance et non plus une prévision précise.

Les progrès de la prévision numérique ont débouché sur la science du chaos: on a vu au chapitre 6 qu'au delà d'une dizaine de jours, la prévision était impossible car des événements de très faible ampleur étaient susceptibles d'être amplifiés et prendre une importance considérable. C'est ce que le météorologue Lorentz a appelé "l'effet papillon". Il existe cependant des états plus probables que d'autres et la méthode consiste alors à modifier légèrement les conditions initiales et à recalculer l'évolution du temps. On choisit l'état qui revient le plus souvent, exactement comme on tire aux dés, la méthode s'appelle d'ailleurs la méthode de Monte Carlo, c'est de là que vient la probabilité (entre 1 et 5, "5 étant le niveau de confiance le plus élevé") qui est associée à la tendance au delà de 3 jours. Ce n'est pas un jeu de hasard, même si ça y ressemble un peu; on recherche les prévisions les plus robustes, c'est à dire celles qui sont les plus probables même si les conditions initiales sont un peu différentes de celles que l'on a utilisées.

A plus longue échéance, l'atmosphère n'est plus sensible aux conditions initiales mais reste sensible aux conditions aux limites: elle reste donc sensible à la température de l'océan, à l'humidité du sol ou à la présence de neige. Le PMRC a permis de montrer précisément que si, en effet, la variation du temps d'un jour à l'autre était imprévisible au delà de cette échéance d'une dizaine de jours, les grandes tendances (circulation moyenne de l'atmosphère, anomalies des précipitations) pouvaient être prévues en prévoyant justement l'évolution, plus lente, des conditions aux limites.

A l'initiative du PMRC, un programme d'études de l'océan tropical (TOGA pour Tropical Ocean and Global Atmosphere) a été mis en place. L'objectif était de mieux comprendre les interactions entre l'océan tropical et l'atmosphère et, en particulier, de prévoir le déclenchement et l'évolution d'un événement El Nino. Ce programme s'est étalé sur 10 années, il a permis de faire des progrès considérables en matière d'observations et de modélisation. Il a ainsi permis le déploiement dans le Pacifique tropical d'un réseau de bouées capables d'effectuer des mesures entre autres de température et de salinité entre la surface et 500 m de profondeur. Avant cela, il n'y avait pas de mesures systématiques en profondeur. Les travaux de modélisation et les observations maintenant disponibles ont débouché sur la mise en place de prévisions opérationnelles de la température de l'océan tropical. Celles-ci sont ensuite utilisées pour faire des prévisions météorologiques à l'échéance de plusieurs mois. Par exemple, le site du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (<http://www.ecmwf.int/>) présente des prévisions de la température de la mer, de la pression au niveau

de la mer et des anomalies de précipitation pour les régions tropicales à échéance de trois mois remises à jour tous les mois.

8.6.3 Le Groupe Intergouvernemental d'Etude du Climat (GIEC)

Le GIEC (en Anglais, IPCC pour International Panel on Climate Change) a été créé en 1988 par l'OMM et l'UNEP. Il est ouvert à tous les pays signataires de la convention de Rio sur le climat et son rôle est de faire le point sur l'état des connaissances concernant l'influence humaine sur l'évolution du climat. Le GIEC présente ses conclusions lors des conférences internationales tenues au niveau politique et c'est sur cette base que se font les débats, ce qui n'empêche pas évidemment qu'ils soient remis en cause par certains états ou par des groupes de pression. Le GIEC comprend trois groupes de travail qui s'occupent respectivement de la partie scientifique, de l'impact socio-économique des changements climatiques et des mesures de réduction des émissions ou de réduction des effets. Le premier rapport d'évaluation a été publié en 1990 et il a servi à préparer la conférence de Rio, le rapport publié en 1995 a servi de base à la conférence de Kyoto et celui de 2000 à la conférence de La Haye.

Le GIEC est chargé de synthétiser l'opinion de la communauté scientifique et d'en faire émerger le consensus. En premier lieu, des rédacteurs principaux ("lead authors") sont choisis pour chaque chapitre. Ils sont désignés (de 3 à une dizaine suivant les chapitres) en fonction de leur compétence en cherchant un équilibre des différents pays concernés et des différentes opinions quand c'est le cas. A charge pour eux de rédiger un état de l'art. Les différents chapitres sont ensuite relus et critiqués dans le détail par l'ensemble de la communauté. Ce processus se fait en deux étapes: en premier lieu chaque chapitre puis le rapport entier est envoyé à plusieurs centaines de scientifiques choisis pour leur compétence, c'est-à-dire par le fait qu'ils ont récemment publié des travaux dans le domaine concerné. Après corrections (en général très nombreuses), le rapport est adopté par le GIEC et soumis aux différents états membres qui, à leur tour, le font examiner par les scientifiques de leur pays; un nouveau train de corrections et amendements conduit à la version finale. Enfin, un résumé à destination des politiques est rédigé qui fait apparaître clairement ce qui est du domaine du scientifiquement acquis et indiscutable et ce qui est probable mais pas tout à fait certain. Ce procédé permet de faire émerger l'avis général, il ne garantit pas, évidemment, que cet avis est le bon. C'est, tout simplement, ce que l'on peut faire de mieux à un instant donné.

8.6.4 Les principales conclusions du GIEC et leur évolution

En 90, les principales conclusions étaient les suivantes:

1. la température moyenne de l'air à la surface a augmenté de 0,3 à 0,6° C en un siècle et les 5 années les plus chaudes se situent dans les années 80.
2. sur la même période, le niveau de la mer a augmenté de 10 à 20 cm
3. l'amplitude de ce réchauffement est en bon accord avec les prévisions des modèles mais elle est aussi du même ordre que la variabilité naturelle

En 95, les deux premières conclusions restent sensiblement inchangées mais le groupe de travail estime, cette fois, que "la balance des observations suggère une influence humaine perceptible sur le climat global". Outre, le fait que les cinq années supplémentaires sont toutes parmi les plus chaudes du dernier siècle, cette affirmation repose aussi sur les progrès de la modélisation et, en particulier, sur le fait que si l'on tient compte du rôle des aérosols d'origine anthropique, l'évolution de la température moyenne de la planète est assez bien simulée par les modèles (voir paragraphe 6.6).

En 2000, le groupe conclut que "un ensemble croissant d'observations donne l'image d'un monde de plus en plus chaud et (que) la plus grande partie du réchauffement observé ces cinquante dernières années est probablement dû à l'activité humaine."

S'il y a une affirmation de plus en plus précise de ce que l'on détecte le réchauffement dû à l'augmentation de l'effet de serre, c'est encore évidemment parce que les années 95 à 99 sont encore parmi les dix années les plus chaudes depuis un siècle et demi (98 étant la plus chaude) mais c'est aussi parce que la distribution dans l'espace et dans le temps du réchauffement correspond bien à ce que prédisent les modèles. Le réchauffement est surtout dû à l'augmentation des températures minimales plus que des maximales, les régions de haute latitude sont celles qui sont le plus affectées et le réchauffement affecte fortement les températures nocturnes. Tout cela est en accord avec les prévisions des modèles et va dans le sens de ce que l'on pourrait appeler "un faisceau de présomptions".

9 Quel climat pour le XXI^e siècle? Interrogations, éléments de réponse, impact

Au début du XX^e siècle cette question aurait eu assez peu de sens: la variabilité naturelle du climat est telle qu'en prévoir l'évolution sur un siècle est normalement illusoire. On peut cependant se poser cette question aujourd'hui pour le XXI^e siècle avec un espoir raisonnable d'y répondre de façon sensée à la condition, bien sûr, de ne pas chercher à savoir le temps qu'il fera très précisément à Paris le 24 octobre 2041. C'est que le système a été, est et sera de plus en plus perturbé par les changements de concentration des gaz à effet de serre et que l'effet induit par cette perturbation est sans doute prévisible.

9.1 Les scénarios pour le XXI^e siècle

Pour élaborer des scénarios d'évolution du climat, il faut disposer de modèles capables de simuler l'évolution couplée de l'atmosphère, de l'océan, de la biosphère et de la cryosphère mais il faut, bien entendu, leur préciser des données d'entrée essentielles telles que la concentration en gaz à effet de serre, en aérosols, etc.... Le GIEC a donc commencé par établir des scénarios d'émission qui ont servi à déterminer des évolutions possibles des concentrations.

9.1.1 Les émissions de gaz à effet de serre

Les émissions de gaz à effet de serre résultent de manière complexe de la croissance démographique, du développement socio-économique et de l'évolution technologique. On a donc fait plusieurs hypothèses pour chacun de ces facteurs et il en est résulté un ensemble de 40 scénarios. Pour l'évolution démographique, l'hypothèse minimale suppose une population qui culmine vers 8,7 milliards d'habitants en 2050 (pour 6,5 milliards actuellement) pour revenir à 7 milliards en 2100, une hypothèse intermédiaire prévoit 10,4 milliards d'habitants en 2100 en accord avec les prévisions données au chapitre 1 et une hypothèse maximaliste conduit à 15 milliards d'habitants en 2100. Le tableau 13 résume les hypothèses de base de ces scénarios.

scénario	démographie (milliards d'habitants)		PIB mondial (10 ¹² \$/an (21 en 2000))		rapport des revenus par habitant (développés/"en développement") (valeur 16 en 2000)	
	2050	2100	2050	2100	2050	2100
A1	8,7	7,1	164	525	2,8	1,5

A2	11,3	15	82	243	6,6	4,2
B1	8,7	7,0	136	328	3,6	1,8
B2	9,3	10,4	110	235	4,0	3,0

Tableau 13: caractéristiques majeures des scénarios élaborés par le GIEC pour déterminer les émissions de gaz à effet de serre au XXI^e siècle

Du point de vue économique, tous les scénarios envisagent un développement plus ou moins important: le produit intérieur brut mondial y est multiplié par un facteur 10 à 20 d'ici 2100 et ils envisagent tous une réduction plus ou moins importante (d'un facteur deux à un facteur dix) des inégalités entre pays développés et sous développés. Cela conduirait à ramener le rapport entre les revenus par habitant d'environ 16 à une fourchette comprise entre 2 et 4.

Les scénarios de la famille A1 correspondent à un monde qui connaît une très rapide croissance économique, une forte tendance à la réduction des différences et l'introduction rapide de nouvelles technologies réduisant les émissions de gaz à effet de serre. Les scénarios de la famille A2 décrivent au contraire un monde qui reste très hétérogène avec une très forte croissance démographique. Les scénarios de la famille B1 ont les mêmes hypothèses que la famille A1 mais, en outre, l'économie s'oriente rapidement vers une économie de services beaucoup moins gourmande en énergie, enfin la dernière famille correspond à un monde dans lequel les solutions aux problèmes économiques et environnementaux sont essentiellement locaux.

Enfin, l'important dans le développement technologique est ici ce qui conduit à des émissions de gaz à effet de serre plus ou moins importantes. A ce titre, ce qui compte le plus, c'est la part du charbon dans l'approvisionnement énergétique, le charbon produisant beaucoup plus de CO₂ que le pétrole et, à fortiori que le gaz naturel. Les différents scénarios envisagent que cette part pourrait varier fortement. Par exemple pour le scénario A1 la fourchette va de 10 à 33% en 2050 contre 24% en 2000 et de 1 à 29% en 2100. La famille de scénarios A1 donne finalement trois scénarios de référence correspondant à une forte prédominance de l'utilisation du charbon (notée A1FI sur les figures ci dessous), une forte prédominance des sources d'énergie alternatives (A1T) et une solution intermédiaire (A1B). Pour les scénarios de la famille A2 qui correspond à un monde beaucoup plus peuplé, la part du charbon pourrait aller jusqu'à 53%. Les familles de scénarios A et B se décomposent alors en une quarantaine de scénarios individuels.

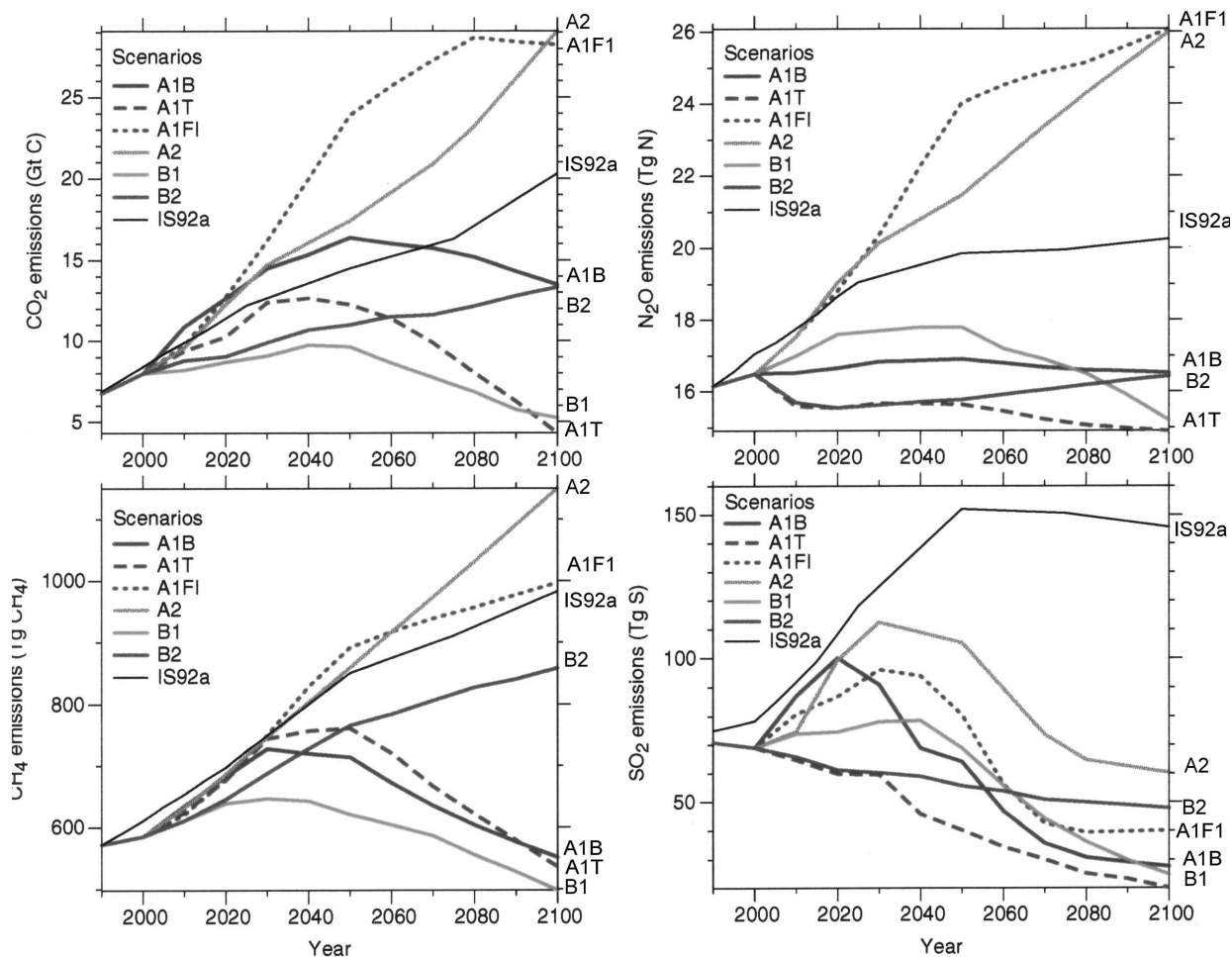
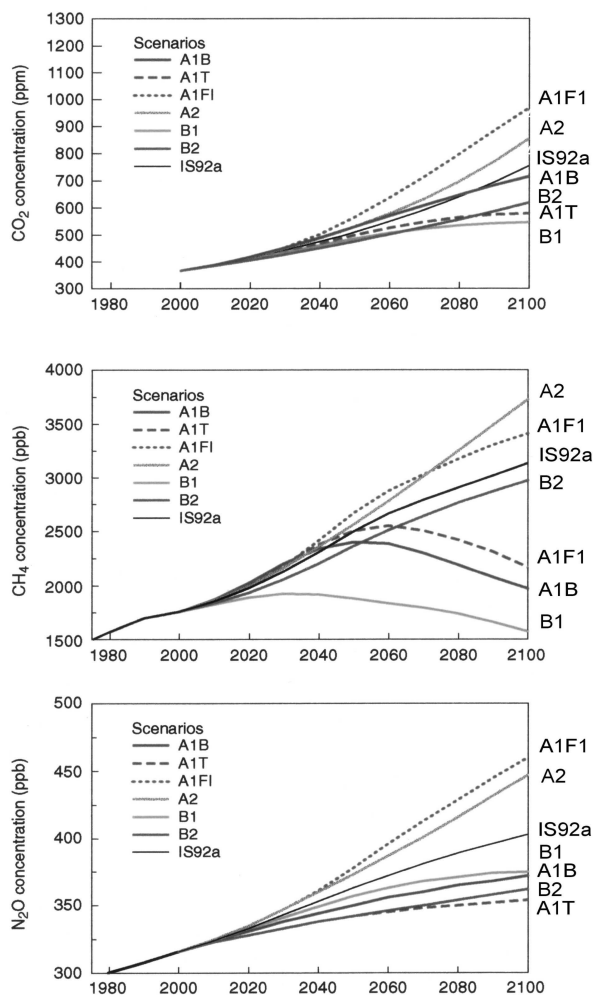


Figure 25: prévisions d'émissions de gaz à effet de serre au XXI^e siècle d'après divers scénarios économiques et énergétiques. Source: IPCC 2001.

A partir de ces scénarios, il est possible de déterminer les quantités de CO₂, CH₄, N₂O émises chaque année. La plupart des scénarios prévoyant une diminution de la population dans la deuxième moitié du XXI^e siècle et l'introduction de nouvelles technologies, les émissions annuelles sont donc maximum vers 2050 et décroissent ensuite ou présentent un changement de rythme marqué sauf ceux qui correspondent à une population continûment croissante. Suivant les scénarios, elles seraient ainsi comprises entre 9 et 25 milliards de tonnes de CO₂ en 2050 et entre 5 et 30 milliards de tonnes en 2100 contre 6,5 actuellement. Comme on le voit, il y a de la marge!

9.1.2 Les concentrations dans l'atmosphère



Connaissant les émissions annuelles, on peut déterminer les quantités qui s'accumulent dans l'atmosphère et en déduire l'évolution de la concentration atmosphérique en CO₂ et autres gaz à effet de serre. On utilise pour cela des modèles biogéochimiques qui calculent les flux des différents gaz aux interfaces entre l'atmosphère, le sol, la végétation, l'océan, la biosphère océanique, les fonds marins et les transformations chimiques éventuelles

L'émission continue de grandes quantités de gaz à effet de serre conduit évidemment à l'augmentation de la concentration de ces gaz dans l'atmosphère. Celle-ci est plus ou moins grande et plus ou moins rapide suivant les scénarios. En ce qui concerne le CO₂, l'augmentation est d'autant plus importante que tous les modèles prévoient une rétroaction positive de l'océan: aujourd'hui, l'océan absorbe sensiblement la moitié des émissions annuelles de CO₂ mais cette proportion devrait diminuer avec l'augmentation de la température des océans.

Figure 26: prévisions des concentrations de gaz à effet de serre au XXI^e siècle d'après divers scénarios économiques et énergétiques. Source: IPCC 2001.

A la fin du XXI^e siècle, la concentration en CO₂ serait comprise entre 500 et environ 1000 ppm contre 370 actuellement et 280 au début du XIX^e siècle, la concentration en méthane serait comprise entre 1500 et 3500 ppb contre 1500 actuellement.

9.1.3 Les forçages radiatifs

Connaissant les concentrations des différents gaz à effet de serre et les valeurs de ces mêmes concentrations à une date de référence (on a choisi le début de l'ère industrielle, c'est-à-dire 1800) et considérant que tout le reste est inchangé, on déduit la perturbation radiative correspondante, c'est-à-dire la variation ΔF du flux d'énergie ondes longues (Infrarouge) émis par la Terre. On procède de même pour les aérosols et on obtient cette fois la variation de la quantité d'énergie solaire absorbée

ΔQ_{abs} . Ces variations constituent les forçages radiatifs auxquels le système climatique est soumis. Suivant les scénarios, le forçage radiatif total en 2100 varierait ainsi entre 4 et 9 Wm^{-2} . Puisqu'un forçage radiatif est une variation du bilan radiatif en réponse directe à une contrainte, on calcule simplement les composantes du bilan pour les deux concentrations, la concentration à un instant donné et la concentration de référence; il n'y a ni couplage, ni interaction. Aujourd'hui, le forçage total depuis le début de l'ère industrielle est d'un peu plus de 2 Wm^{-2} . Pour fixer les idées, rappelons que l'énergie d'origine solaire absorbée est en moyenne de 240 Wm^{-2} , c'est en définitive la source d'énergie du système climatique, le forçage pourrait donc représenter jusqu'à près de 4% de la source naturelle d'énergie de la planète.

9.2 Quel climat pour le XXIe siècle?

On l'a vu, déterminer la réponse du système climatique à un forçage nécessite de prendre en compte les couplages entre les différents sous systèmes comme l'atmosphère, l'océan, la glace, la végétation et les rétroactions dynamiques qui peuvent s'y produire. Les instruments les mieux adaptés pour cela sont les modèles numériques couplés océan - atmosphère (Atmosphere Ocean General Circulation Model, AOGCM). En les initialisant aux conditions actuelles et en modifiant progressivement les concentrations des gaz à effet de serre, on modifie progressivement le bilan radiatif en laissant varier la température et en laissant se produire les rétroactions, tout au moins celles que permet le modèle. Ces simulations sont dites "transitoires", ce sont les plus élaborées et aussi les plus coûteuses en temps de calcul, elles n'ont été réalisées par plus d'un modèle et des comparaisons n'ont donc été possibles que pour un nombre limité de scénarios. D'autres simulations consistent à doubler la concentration atmosphérique en CO₂, à laisser le modèle se mettre en équilibre en simulant plusieurs années et à comparer le climat obtenu à celui que le même modèle obtient pour les conditions de référence. De nombreux modèles ont réalisé ces expériences dites "de doublement de CO₂", on peut donc comparer leurs réponses.

On appelle "sensibilité du climat" (sous entendu au doublement de la concentration en CO₂), l'augmentation de la température moyenne planétaire à la surface ($T(560 \text{ ppm de CO}_2) - T(280 \text{ ppm})$). Pour les différents modèles, elle varie entre 1,5 et 4,5 °C. Ces différences résultent d'incertitudes dans la façon dont certains processus et certaines rétroactions sont représentés. Au premier chef, c'est le cas de la rétroaction nuageuse: une intercomparaison des résultats de doublements de CO₂ a montré, en effet, que les incertitudes sur la rétroaction nuageuse pouvaient, à elles seules, expliquer ces différences⁷².

En pratique, les simulations du type "transitoire" ont été réalisées par un ensemble de modèles pour deux scénarios, on a ensuite utilisé un modèle très simple et on l'a calibré sur chacun des AOGCM de façon à ce qu'il simule son comportement. On l'a ensuite utilisé pour estimer la réponse qu'aurait eu l'AOGCM en question pour chaque scénario. Cette méthode permet évidemment des économies de temps de calcul considérables, autrement, il n'aurait pas été possible matériellement de réaliser toutes les simulations nécessaires. Elle a été largement testée et validée.

⁷² Cela ne signifie pas qu'il n'y a pas d'autres causes d'incertitudes ni que les incertitudes ne soient pas plus élevées: il peut se produire des compensations.

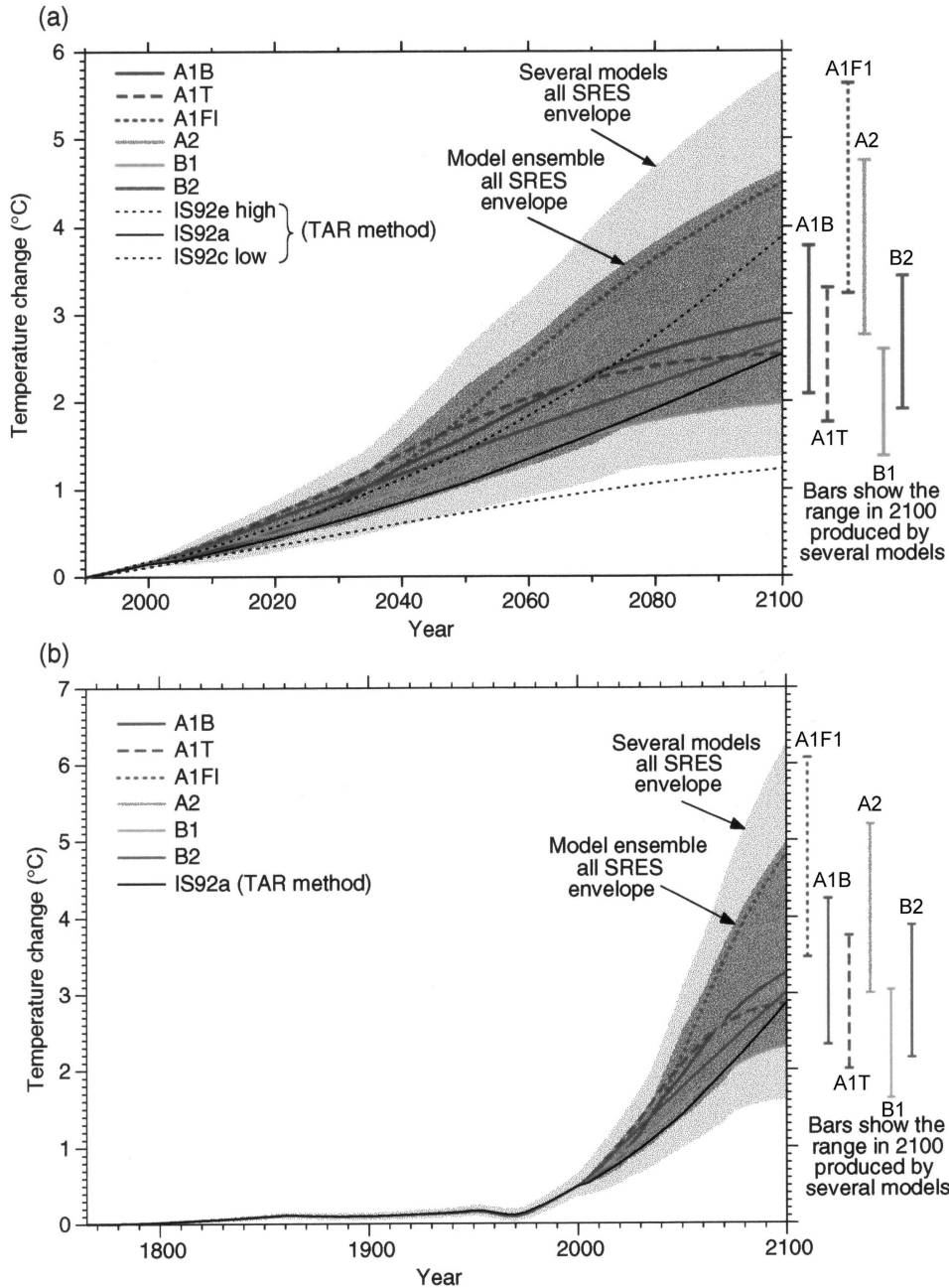


Figure 27: évolution de la température moyenne globale au XXI^e siècle pour 6 scénarios. Les barres d'erreur sur la droite, représentent la dispersion des prévisions pour 7 différents modèles. La partie en gris foncé représente l'enveloppe des prévisions pour un seul modèle de sensibilité moyenne (2,8°C), pour l'ensemble des scénarios (35). La partie en gris clair correspond à l'enveloppe des résultats de tous les modèles pour tous les scénarios. (Source: IPCC2001)

Finalement, la Figure 27 résume les variations de la température moyenne qu'auraient ainsi obtenues les différents AOGCM s'ils avaient simulé tous les scénarios. En 2100, la température pourrait avoir augmenté de 1,4°C à près de 6°C par rapport à 1990, la fourchette est très large mais elle tient à la fois aux incertitudes des modèles climatiques et aux différentes concentrations qui résultent des scénarios d'émission. Par exemple, pour un modèle moyen de "sensibilité" 2,8°C, la fourchette s'étend déjà de 2 à 4 °C suivant les scénarios.

9.3 Les conséquences

Les AOGCM permettent d'aller au delà d'une simple estimation de l'augmentation de la seule température moyenne. On peut avoir des indications finalement beaucoup plus intéressantes: où et quand le réchauffement sera-t-il le plus grand? Le plus faible? Comment varieront les précipitations? Ce sont bien là les véritables questions.

En premier lieu, il semble très probable que le réchauffement sera plus rapide que la moyenne pour presque toutes les régions continentales et plus particulièrement pour les régions des hautes latitudes⁷³ de l'hémisphère Nord pendant la saison froide et surtout pour le Nord de l'Amérique et le Nord et le Centre de l'Asie où le réchauffement devrait excéder la moyenne de plus de 40%. Dans les régions tropicales, le réchauffement est tempéré par l'intensification de la convection qui en évacue une partie de l'excès de chaleur vers la haute atmosphère. Les modèles prévoient donc une élévation des températures moindre qu'aux latitudes tempérées et polaires (2 à 4 °C) et des précipitations plus abondantes. Les modèles prévoient également un réchauffement plus important du Pacifique tropical Est, c'est-à-dire une prédominance de situations de type El Nino avec renforcement des précipitations à l'Est du Pacifique. Enfin, puisqu'une atmosphère plus chaude peut contenir davantage de vapeur d'eau, le cycle de l'eau devrait s'intensifier et, globalement, l'évaporation et les précipitations devraient augmenter. A l'échelle régionale, par contre, certaines régions, particulièrement aux latitudes moyennes, devraient connaître davantage de précipitations mais d'autres moins. Il semble que les régions continentales pourraient bien connaître des étés plus secs et on s'attend à ce que la variabilité interannuelle augmente sensiblement.

Pourquoi davantage de précipitations aux latitudes moyennes?

Un kilogramme d'air à 28°C, à 100% d'humidité relative contient 23,0 grammes de vapeur d'eau, à 29 °C il en contient 24,6 g soit une augmentation de 1,6g pour un réchauffement de 1°C. Le même kilogramme d'air à 10°C ne contient plus que 7,5 g de vapeur d'eau et à 12°C, il n'en contient encore que 8,5 g, soit une augmentation de 1g pour un réchauffement de 2°C.

On sait que le réchauffement des régions tropicales sera plus faible que celui des latitudes moyennes et surtout que celui des hautes latitudes. Supposons donc que le réchauffement des régions tropicales soit de l'ordre de 1°C et celui des régions tempérées, de l'ordre de 2°C. En hiver, en dehors des périodes de vague de froid, la température à nos latitudes flirte souvent avec la dizaine de degrés centigrades. Puisque les mouvements de l'atmosphère transportent de l'air tropical chaud et humide vers les latitudes plus élevées, on voit sur cet exemple que si réchauffement il y a, l'air tropical qui arrivera aux latitudes moyennes sera non seulement plus riche en vapeur d'eau mais que ce qu'il aura gagné sera supérieur au supplément autorisé par le réchauffement de ces régions (1,6 g par rapport à 1,0 g). Ce surplus devra donc précipiter.

⁷³ Parmi les raisons pour les quelles les hautes latitudes sont les plus sensibles, on trouve la rétroaction de l'albédo par l'intermédiaire de la diminution de l'enneigement, elle joue surtout aux plus hautes latitudes. On trouve aussi une **augmentation relative** plus importante de l'effet de serre: en effet, ces régions étant plus froides, l'air y contient beaucoup moins de vapeur d'eau que les régions tropicales, l'effet de serre de la vapeur d'eau y est donc plus faible et l'effet relatif de l'augmentation de l'effet de serre par le CO₂ et les autres gaz d'origine anthropique y est donc plus important.

Le raisonnement est évidemment simpliste, tout le surplus ne précipitera pas d'un coup et les masses d'air qui arriveront aux latitudes moyennes se seront sans doute déjà partiellement asséchées mais, en gros, il explique la raison de l'accroissement des précipitations aux latitudes moyennes.

9.3.1 Les événements extrêmes (sécheresses, tempêtes, etc...)

Les changements de phase de l'eau mettent en jeu d'importantes quantités d'énergie (la chaleur latente), en conséquence et d'une façon générale, il semble qu'une atmosphère plus chaude et donc plus riche en vapeur d'eau ait tendance à être plus active. Dans ces conditions, il semble probable que l'on rencontre davantage de périodes de fortes pluies pour certaines régions, peut être davantage de sécheresses sur les régions continentales et une activité cyclonique plus importante, c'est-à-dire davantage de perturbations, peut être aussi plus intenses. Les modèles prédisent ce genre de comportement mais pas tous et pas toujours, ce qui veut dire que cette prévision est à la limite des possibilités actuelles et demande à être confirmée.

La question qui vient tout de suite à l'esprit concerne les tempêtes de décembre 99: étaient-elles liées au réchauffement climatique? La réponse est simple: on n'en sait rien mais on pense que le réchauffement devrait s'accompagner d'une augmentation de la fréquence de telles tempêtes. Il en est de même pour les inondations.

Dans les régions tropicales, on s'attend à une augmentation de la fréquence des cyclones tropicaux. En effet, les cyclones (on les appelle typhons en Asie du Sud Est et ouragans dans l'Atlantique) se développent au dessus des mers chaudes. En pratique, ils n'apparaissent que lorsque la température de surface de la mer dépasse 27°C. Il faut, en effet, une évaporation intense pour qu'ils se forment. C'est d'ailleurs pour cette raison qu'en dehors des périodes d'El Nino, il n'y en a pas dans le Pacifique Est. Evidemment, avec l'augmentation de la température moyenne, la température des océans tropicaux devrait augmenter également et les conditions favorables à l'apparition des cyclones devraient être réunies plus fréquemment.

9.3.2 La fonte des glaces et le niveau de la mer

Avec ce réchauffement, on s'attend naturellement à une régression des glaciers. Un réchauffement de 6 ° C est comparable au réchauffement que la Terre a connu à la fin de la dernière glaciation. A cette occasion, la régression a été considérable puisque des calottes glaciaires de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur ont tout simplement disparu et que depuis, le niveau de la mer a augmenté de près d'une centaine de mètres. Cela peut-il arriver et quelles en seraient les conséquences?

La Terre comporte deux calottes glaciaires importantes en dehors des glaciers des montagnes: le Groenland et l'Antarctique. Si tous les glaciers de montagne disparaissaient, le niveau de la mer pourrait augmenter d'une trentaine de centimètres. On sait que les glaciers ont commencé à fortement décroître à partir du milieu du XIX^e siècle. Pour les montagnards le recul des glaciers est un fait bien connu, observable sur le temps d'activité d'un alpiniste. Certaines courses de montagne sont devenues impossibles ou très dangereuses parce qu'on passait sur la glace et que celle-ci a disparu laissant place à des tas de cailloux instables, d'autres ont perdu beaucoup de leur intérêt parce qu'on marche dans la caillasse pendant des heures sauf en tout début de saison. Il n'y a pas de raison que ce recul s'arrête. Il s'accélère d'ailleurs d'autant plus que dans leur partie basse les glaciers sont dénudés tôt en saison. Or, le pouvoir réflecteur (l'albédo) de la glace est nettement inférieur à celui de la neige, en conséquence,

les glaciers absorbent davantage de rayonnement solaire et se réchauffent donc beaucoup plus rapidement.

L'influence de la fonte des glaciers de montagne sur le niveau de la mer n'est rien à côté de celui des grandes calottes. Si la calotte du Groenland fondait complètement, le niveau des eaux monterait d'environ 7 m et de près de 70 m si la calotte antarctique disparaissait. Les conséquences seraient évidemment catastrophiques: il faut se rappeler que près de la moitié de la population mondiale vit sur le littoral, et que 12 des 15 villes les plus importantes du monde sont construites en bordure de mer. Imaginons que brutalement, le niveau de la mer augmente de près de 80m, les conséquences seraient dramatiques. Cela peut-il arriver?

Le réchauffement prévu devrait bien se produire en une centaine d'années, c'est-à-dire très rapidement même au regard de l'évolution des pratiques humaines. La question pourtant n'est pas du réchauffement mais de la fonte de la glace. Quand on met un glaçon dans un verre de whisky, il est bien rare que le glaçon soit complètement fondu avant que le verre ne soit fini. C'est qu'il faut apporter beaucoup de chaleur pour fondre la glace (318 Joules par gramme ou 80 calories); pour apporter cette quantité de chaleur, il faut du temps, beaucoup de temps ou alors, il faut chauffer très fort. Dans le cas présent, le glaçon fait à peu près 3000 m d'épaisseur, sa disparition complète n'est donc pas à l'ordre du jour, tout au moins au cours du XXI^e siècle.

En fait, on ne s'attend pas ce que les calottes glaciaires contribuent beaucoup à l'augmentation du niveau de la mer. Au centre de l'Antarctique, les précipitations sont très faibles, environ 3 cm par an (contre 70 à Lille ou à Marseille par exemple). C'est évidemment parce qu'il y fait très froid: l'air froid contient très peu de vapeur d'eau, il n'y a donc pas grand chose à condenser ni à précipiter. Si réchauffement il y a, la concentration en vapeur d'eau devrait augmenter au dessus de l'Antarctique et par suite les précipitations. La neige devrait donc s'accumuler davantage sur ce continent aux dépens de l'océan et paradoxalement, le réchauffement de l'Antarctique devrait conduire à une diminution du niveau de la mer. Cette diminution devrait grossièrement compenser l'augmentation due à la fonte de la calotte Groenlandaise, augmentation que l'on estime à environ 0,5 mm par an et par degré de réchauffement global⁷⁴.

Restent donc la fonte des glaciers de montagne et la dilatation de l'océan. Tous les corps se dilatent, l'eau également. Compte tenu des temps de réponse de la circulation thermohaline, seul l'océan superficiel est concerné au cours du XXI^e siècle. La dilatation est proportionnelle à l'augmentation de température et à la longueur, or l'augmentation de température de l'océan dépend de la masse d'eau à réchauffer, c'est-à-dire en définitive de l'épaisseur de la couche: plus la couche est épaisse, moins elle se réchauffera mais plus elle se dilatera pour un même réchauffement. Il y a donc compensation et la dilatation ne dépend plus, en définitive, que du flux de chaleur moyen que reçoit l'océan mondial. On estime ainsi que la dilatation pourrait atteindre une soixantaine de cm vers la fin du siècle. Globalement, on s'attend à une élévation du niveau de la mer de 10 à 90 cm⁷⁵. Là encore, la fourchette reflète à la fois la diversité des scénarios et les incertitudes des modèles climatiques.

9.3.3 Les impacts

⁷⁴ Reste le risque d'un glissement de la calotte sur son socle car elle serait devenue instable. Dans ce cas, il y aurait bien hausse du niveau de l'océan même si la glace ne fond pas. Ce risque ne concerne que l'Antarctique car la calotte groenlandaise est cernée par de hautes montagnes. On ne pense pas que cela puisse arriver au cours du siècle prochain.

⁷⁵ Rappelons que depuis le début du XX^e siècle, le niveau de la mer a monté d'une quinzaine de cm.

Le principal problème, ce n'est pas le réchauffement lui-même mais la vitesse à laquelle il devrait se produire: la Terre a connu des variations comparables de la température moyenne, par exemple lors de la dernière transition glaciaire, mais sur des échelles de temps beaucoup plus longues, quelques milliers d'années au lieu, ici, d'un siècle. La question est donc de savoir comment nos sociétés et nous-mêmes supporteront les changements qui l'accompagneront. Dès que l'on a commencé à sérieusement s'intéresser à l'augmentation de l'effet de serre, on a tenté d'en estimer les conséquences sur la santé, sur la production agricole, sur l'aménagement du territoire et ...sur la rentabilité des compagnies d'assurance. Cependant, en dehors de quelques généralités, si l'on veut raisonnablement estimer ces impacts, il faut disposer de modèles capables de préciser les changements climatiques à l'échelle régionale et leur variabilité. Or, sans parler des modèles très simples qui n'ont généralement qu'une ou deux dimensions (latitude, altitude), les AOGCM ont une résolution bien insuffisante. On dispose certes de modèles mieux adaptés que l'on utilise en général en complément des AOGCM (voir encadré) mais il reste beaucoup plus difficile de faire des pronostics à cette échelle: en gros, il est plus aisé de déterminer une tendance générale que les détails.

D'une façon générale, les difficultés à attendre ne viendront pas tant des variations moyennes de la température, des précipitations ou du niveau de la mer mais bien plus des événements extrêmes comme tempêtes, sécheresses, vagues de chaleur, etc.

9.3.4 L'impact de la hausse du niveau de la mer

On peut, sans grand risque, prévoir des difficultés dans toutes les régions du globe qui dépassent à peine le niveau de la mer; c'est le cas de tout un ensemble d'îles ou d'atolls, en particulier dans le Pacifique ou l'Océan Indien. Aux Maldives, par exemple, on ne dépasse jamais l'altitude de 1 m, si le niveau de la mer monte de, disons 50 cm, la moindre tempête risque d'inonder ces îles en quasi-totalité, les rendant rapidement inhabitables. A ce stade, il ne faut peut-être plus parler de risque: les Maldives, certaines îles des Caraïbes et la plupart des îles du Pacifique Sud sont très sérieusement menacées pour ne pas dire condamnées. Au moins sont-elles peu peuplées ce qui facilitera les transferts de population auxquels il faudra bien se résoudre un jour ou l'autre. Le cas des régions deltaïques est plus préoccupant, les concentrations humaines y sont beaucoup plus importantes. En France, la Camargue est une région menacée, la densité de population n'y est cependant pas trop élevée et les problèmes seront donc plus de nature écologique, causées par des inondations plus fréquentes et surtout par des apports plus fréquents ou des infiltrations d'eau salée. Le cas du Bangladesh est le plus sérieux. Le Bangladesh est le plus grand delta du monde, celui du Gange et de son affluent, le Brahmapoutre. Le pays a une superficie de 140 000 km² pour une population de 130 millions d'habitants, la densité de population y est donc 6 fois celle de la France mais au taux de croissance actuel, la population devrait dépasser 200 millions d'habitants en 2050. Près de 20 millions d'habitants vivent à une altitude inférieure à 1m. Pour couronner le tout, c'est une région de mousson qui connaît donc des pluies diluviennes et l'océan y est suffisamment chaud pour que les cyclones y soient fréquents. En 1991, un cyclone y a fait plus de 120 000 morts et, dans les années 70, une inondation y a fait près de 20 millions de sans-abris. La situation du Bangladesh risque donc de devenir rapidement critique, d'autant que ce pays est très pauvre et ne dispose donc que de peu de moyens.

Plus près de nous, l'augmentation du niveau de la mer devrait logiquement avoir des conséquences plus ou moins importantes sur le littoral français⁷⁶.

⁷⁶ Pour plus d'informations sur ce sujet, voir par exemple H. Chamley: Environnements Géologiques et Activité Humaines, Vuibert, Ed. , 2002.

- On pourrait, par exemple, s'attendre à une submersion plus fréquente des marais maritimes comme le Marais Poitevin ou la baie du Mont Saint Michel mais il semble en fait que la forte sédimentation qui y règne conduise plutôt à l'effet inverse en dépit de l'augmentation du niveau de la mer.
- Logiquement, les phénomènes d'érosion des côtes devraient s'accroître. Les falaises qui sont faites de roche tendre sont déjà en état de recul, c'est le cas des falaises du Pays de Caux ou du Cap Blanc Nez dans le Pas de Calais. Cette évolution devrait évidemment s'accroître. Les activités humaines du genre extraction de galets ou aménagements portuaires qui perturbent les courants côtiers y ajouteront leurs effets. Les plages connaissent un amaigrissement continu essentiellement dû à la quasi interruption des apports sédimentaires⁷⁷, l'augmentation du niveau moyen des eaux et surtout de leur niveau au moment des grandes tempêtes devrait accroître ce recul.
- Une autre conséquence attendue est l'appauvrissement des réserves d'eau douce souterraines dans les régions littorales. En effet, dans l'espace littoral, l'eau douce souterraine, d'origine continentale s'écoule sur l'eau salée d'origine maritime immobile. La hausse du niveau de la mer provoquera une hausse du niveau de l'eau salée dans l'aquifère et un moindre volume disponible pour l'eau douce de la nappe phréatique. Ceci viendra s'ajouter au problème déjà évoqué de la surconsommation d'eau.
- Restent ce que l'on appelle les "surcôtes", c'est-à-dire les submersions temporaires liées aux tempêtes du siècle ou du millénaire; en toute logique, elles devraient être plus nombreuses et plus étendues. Par exemple, on estime que dans l'estuaire de la Loire, une surcôte centennale deviendrait décennale si le niveau de la mer augmentait de 30 cm.

9.4 Autres conséquences possibles de l'augmentation de la concentration en CO₂

D'autres conséquences sont à attendre en ce qui concerne le tourisme, la santé, la production agricole, etc.

9.4.1 La neige en montagne

La température diminue en moyenne de 6,5 degrés par km d'altitude. Un réchauffement de 2 degrés correspond donc à une différence d'altitude de 300 m. C'est donc comme si une station dont le champ de neige culmine à 2000 m se retrouvait d'un coup 300 m plus bas, avec le sommet de ses remontes pentes à 1700 m. On imagine que la rentabilité des installations mécaniques en souffrirait sérieusement. Météo France a estimé que cela réduirait de 25 % le nombre de jours d'enneigement à 1500 m d'altitude.

9.4.2 La production agricole

Si l'on considère qu'il n'y pas de limitation liée aux ressources en eau et en éléments nutritifs, l'augmentation de température devrait avoir tendance à rendre les écosystèmes plus actifs avec une croissance et une dégradation plus rapides. Par ailleurs, l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ devrait augmenter l'activité photosynthétique. Au total, on s'attend à ce que, en Europe, le rendement des cultures soit augmenté. On s'attend aussi cependant à ce que les plantes soient davantage soumises à des attaques d'insectes ravageurs. Aux hautes latitudes, en Sibérie par exemple, le réchauffement pourrait rendre cultivables des terres qui, actuellement, sont gelées en permanence. Dans les régions subtropicales, c'est la diminution des précipitations que prévoient les modèles qui devrait avoir les plus lourdes conséquences: ces régions sont déjà soumises à de fréquents

⁷⁷ Il suffit pour s'en convaincre de constater l'effondrement des bunkers construits sur les plages lors de la deuxième guerre mondiale.

épisodes de sécheresse dont certains ont eu des effets catastrophiques sur l'alimentation des populations.

9.4.3 La santé

L'augmentation des températures hivernales devraient avoir des conséquences positives significatives sur la mortalité : en extrapolant à partir des situations rencontrées lors des hivers particulièrement doux, on estime à 5 à 7 % le recul du nombre de décès impartis principalement aux maladies respiratoires. A l'inverse, en été, les vagues de chaleur conduiraient à une mortalité accrue. Là encore, ce n'est pas l'augmentation moyenne qui est en cause mais l'augmentation de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes. A côté de ces maladies, on s'attend aussi à un développement des maladies tropicales liées à l'élargissement de la zone d'action des insectes, par exemple des moustiques porteurs de paludisme et d'autres maladies. Certaines infections semblent s'étendre déjà bien au delà des régions où elles sévissaient jusqu'à présent de manière endémique mais il ne faut peut être pas tout mettre sur le dos du réchauffement: la multiplication des déplacements favorise les migrations d'insectes qui arrivent à s'introduire dans les avions malgré toutes les mesures de précaution.

9.4.4 Les assurances

Si en vingt ans (de 1970 à 1990) le coût des inondations a été d'environ 50 milliards de dollars, selon les assureurs le coût mondial des catastrophes naturelles en 1994 a dépassé les 250 milliards de dollars. Les compagnies d'assurances surveillent de plus en plus les travaux du GIEC, les catastrophes naturelles représentent de grandes pertes pour elles, et le contrecoup se fait déjà sentir. Certaines compagnies refusent déjà d'assurer les biens qui se trouvent dans les Caraïbes ou dans le Pacifique qui sont des zones à risques

9.5 Et après ?

Si la plupart des projections, celles du GIEC en particulier, se limitent à la fin du XXI^e siècle, ce n'est certes pas parce qu'au-delà de cette échéance, les choses devraient s'arranger d'elles mêmes. C'est parce que l'on considère que les incertitudes deviennent trop importantes, particulièrement celles qui concernent l'évolution démographique et économique. Les scénarios utilisés sont donc limités à 2100, on peut bien sûr extrapoler les tendances, elles conduisent toutes à des réchauffements de plus en plus importants. Le problème, c'est que rien ne dit que les très nombreux mécanismes en jeu continuent à fonctionner de la même manière, il est donc difficile d'extrapoler. Le système climatique est fortement non linéaire ce qui signifie qu'il existe des seuils au-delà desquels certains mécanismes peuvent changer radicalement de comportement et s'inverser. L'exemple type est la capacité de l'océan à absorber le CO₂ atmosphérique (voir paragraphe 5.3.2): actuellement l'océan absorbe près de la moitié des émissions anthropiques de CO₂ mais la solubilité du CO₂ dans l'eau diminue rapidement quand la température augmente; on peut donc s'attendre à ce que les océans en viennent à ne plus absorber de CO₂ mais, au contraire, à en émettre. On comprend que lorsque ce seuil sera atteint, la machine climatique pourrait bien s'emballer.

Les modèles numériques du climat

Les modèles climatiques ont pour ambition de simuler numériquement, c'est-à-dire par des calculs effectués par ordinateur, le comportement de la planète. Initialement, les tout premiers modèles ne concernaient que l'atmosphère puis on a développé des modèles océaniques et on les a couplés aux

modèles atmosphériques, puis ce fut le tour des surfaces continentales, maintenant du cycle du carbone et bientôt de la chimie de l'atmosphère.

Les premiers modèles atmosphériques ont été développés pour la prévision du temps. Ils simulent l'écoulement de l'atmosphère (vent), et son état (température, humidité) et les processus qui l'affectent (nuages, évaporation/précipitation, absorption, diffusion, émission du rayonnement électromagnétique). Ils simulent, en outre, les interactions avec la surface (évaporation, précipitation, etc). Tout cela est fait pour l'ensemble du globe; on divise donc l'atmosphère de la planète en mailles individuelles dont les dimensions sont de quelques centaines de kilomètres horizontalement et de quelques centaines de mètres (près de la surface) à quelques kilomètres verticalement. Les quantités calculées sont donc moyennes valables pour l'ensemble de la maille, c'est-à-dire que le vent est le même partout dans cette maille et que sa valeur ne change que pour la maille suivante et qu'il en est de même pour la température, l'humidité, etc...

Pour calculer les mouvements de l'atmosphère, on résout des équations qui sont, en fait, l'application à l'atmosphère du principe fondamental de la dynamique. L'affaire se corse parce que la terre est ronde ce qui complique la formulation des équations et parce qu'elle tourne mais essentiellement c'est bien de la loi de Newton qu'il s'agit. Le principe fondamental de la dynamique relie force et accélération, les équations correspondantes sont donc des équations différentielles du deuxième ordre. Dans le cas présent, elles n'ont pas de solution analytique et, de plus, il est clair intuitivement que la solution à un endroit et à un instant donné dépend de l'état de l'atmosphère au préalable; non seulement en l'endroit considéré mais ailleurs. On conçoit aussi que pour qu'un phénomène qui se produit quelque part dans l'Atlantique Ouest par exemple ait une influence en France, il faudra qu'il ait le temps de se propager. On en déduit qu'il faut résoudre ces équations numériquement en tout point, tout le temps. Comme cela n'est pas possible, on les résout à des intervalles de temps réguliers que l'on appelle des pas de temps. On calcule donc l'état de l'atmosphère pour toutes les mailles par exemple toutes les 6 heures ou toutes les heures ou toutes les cinq minutes. En même temps, il faut adapter le pas de temps de façon à ne pas laisser échapper par exemple une tempête qui pourrait traverser une maille entre deux pas de temps et ne serait donc pas détectée. En conséquence, plus les mailles sont petites plus le pas de temps doit être court.

A chaque pas de temps, on calcule les apports (et les pertes) de chaleur dans la maille et à la surface. Ils sont dûs au rayonnement électromagnétique (absorption/émission), aux transports de chaleur par convection, aux changements de phase de la vapeur d'eau. Enfin, le rayonnement lui-même dépend de la présence ou non de nuages, il faut donc préciser si la maille contient ou non des nuages et si oui, quel pourcentage, quelle forme, quelles caractéristiques?

Arrêtons nous là en ce qui concerne les modèles atmosphériques faute de quoi cet ouvrage n'y suffirait sans doute pas⁷⁸. La première idée d'un modèle de ce type (Modèle de Circulation Générale ou General Circulation Model: GCM) revient à l'Anglais Richardson, un météorologue qui, dans les années 20, suggérait de réunir quelques centaines ou milliers de météorologues dans une grande salle et de leur distribuer les calculs. La première prévision a été tentée sur le tout premier ordinateur existant en 1950 et a donné des résultats encourageants. Depuis, les progrès ont été continus.

L'accroissement de la vitesse de calcul des ordinateurs a été considérable et c'est sans doute la cause essentielle de ces progrès. Depuis les années 50, la puissance de calcul des ordinateurs est sensiblement

⁷⁸ Ce sont typiquement ces modèles qui servent à la prévision du temps à échéance de quelques jours, on leur a cependant souvent adjoint un océan superficiel (dès les années 90).

multipliée par 10 tous les 7 ans, c'est-à-dire par 10^7 depuis la première expérience. La première conséquence a été l'amélioration de la résolution horizontale et verticale des modèles de prévision. Typiquement, les modèles actuels (en 2002) ont une résolution horizontale de l'ordre de la cinquantaine de km (une vingtaine pour la France pour le modèle de Météo France qui a une résolution variable: serrée sur la France, très lâche aux antipodes) et une trentaine de niveaux suivant la verticale. Malgré cette résolution, il n'est pas possible de tout représenter de façon réaliste, c'est le cas, par exemple des montagnes qui ne sont qu'imparfaitement représentées: toute la région de Chamonix se trouve ramenée à un plateau d'altitude moyenne et les effets de vallée ou les effets de fœhn sont forcément mal estimés. C'est encore plus le cas pour les nuages dont les dimensions sont le plus souvent bien inférieures (voir chapitre 5). A priori, le problème semble pourtant simple: un nuage apparaît quand il y a trop d'humidité, en réalité, c'est vrai mais à petite échelle; si on considère une maille de 50 km par 50 km et d'une épaisseur de quelques centaines de mètres, on imagine aisément que certaines régions peuvent être nuageuses et d'autres claires, il faudrait donc connaître l'humidité partout. On ne dispose donc pas, dans une maille de modèles, des informations nécessaires pour prévoir la présence ou non d'un nuage, on a recours à des solutions plus ou moins évoluées mais qui tendent toutes à résoudre cette quadrature du cercle: déterminer ce qui se passe à petite échelle à partir d'une information à grande échelle.

Le même problème se pose pour toute une variété de processus comme la convection, la formation des précipitations ou les échanges à la surface et c'est sans doute la principale difficulté rencontrée par les modèles et leur principale faiblesse. L'incidence sur les modèles de prévision du temps reste cependant limitée⁷⁹

Les modèles climatiques doivent pouvoir simuler des évolutions sur le long terme. Autrement dit, si un modèle de prévision météorologique simule quelques jours, voire quelques semaines pour certaines applications, le modèle climatique, lui, simule des dizaines, voire des centaines d'années. Les mailles sont donc beaucoup plus grandes (quelques centaines de km) et le pas de temps aussi. De plus, cette fois, le modèle atmosphérique est couplé à divers autres modèles, au moins à un modèle océanique même s'il est simplifié. Cela n'arrange évidemment pas les problèmes de représentation des phénomènes de petite échelle: à cette échelle, les Alpes ne sont plus qu'un plateau. Par ailleurs, sur d'aussi longues périodes de temps, tous les biais ont le temps de s'amplifier. Ainsi, les premiers AOGCM présentaient une dérive systématique: le flux de chaleur vers l'océan était insuffisant et l'océan se refroidissait, ce défaut semble en cours de règlement.

Avec les modèles climatiques, il n'est donc pas possible de préciser les variations régionales tout au plus parlera-t-on de l'Europe de l'Ouest. On peut alors utiliser d'autres modèles de plus haute résolution mais qui ne couvrent plus l'ensemble de la planète. Pour utiliser ce genre de modèle, il faut préciser les conditions aux frontières du domaine. Par exemple, si l'on utilise un modèle régional à aire limitée à l'Europe de l'Ouest, il faut préciser l'état de l'atmosphère sur l'Atlantique, l'Europe Centrale, etc. La méthode consiste à les emboîter avec les modèles climatiques qui leurs fournissent ces conditions aux limites. Météo France utilise une méthode un peu différente: le modèle de prévision a une résolution variable et le modèle climatique en est une version adaptée; il possède donc la même propriété, la résolution peut donc être élevée sur une région comme par exemple l'Europe aux dépens des autres. Pour essayer d'estimer plus précisément les conséquences à l'échelle régionales du réchauffement global, on utilise donc ce type de modèles.

⁷⁹ La fiabilité de la prévision à 72 heures d'échéance en 1999 est supérieure à celle que l'on obtenait à 24 heures d'échéance en 1980.

10 Conclusions, perspectives

L'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre est un fait bien établi. Quelle que soit la complexité du système climatique, cela entraînera une augmentation de l'effet de serre, c'est-à-dire de l'isolation de la planète. Que cela conduise à un réchauffement plus ou moins important et plus ou moins rapide, cela n'est pas véritablement mis en cause dans le milieu scientifique. Ce qui fait débat, c'est la vitesse et l'amplitude du réchauffement

La catastrophe est elle au coin de la rue?

Selon toutes vraisemblance, le réchauffement sera là au cours du XXI^e siècle accompagné d'événements extrêmes plus nombreux. Est il possible de l'arrêter? La réponse est définitivement non. Peut-on faire en sorte que le réchauffement soit inférieur à la limite basse des prévisions présentées au chapitre précédent? Sans doute pas. Alors, est-il au moins possible d'éviter que le réchauffement atteigne ou même dépasse la limite supérieure de ces prévisions? Peut être, mais ce n'est pas gagné. La condition serait de savoir prendre rapidement des mesures contraignantes. Saurons nous les prendre? Il faudrait, pour cela, savoir anticiper les risques. Les politiques ne font pas cela si mal, les organisations internationales sont très actives en ce domaine mais il faudrait rapidement concrétiser et ne serait-ce que mettre en pratique des mesures déjà décidées et pourtant insuffisantes (Kyoto). Si rien n'est fait, il est plus que vraisemblable que le réchauffement moyen se situera dans la fourchette haute des prévisions, c'est à dire plus de 3°C, et pourrait même dépasser les 5 à 6°C. Il s'agit du réchauffement planétaire moyen ce qui signifie que dans certaines régions du globe ou en certaines périodes de l'année, le réchauffement sera beaucoup plus important. Encore nous limitons nous ici au XXI^e siècle. Au delà, le réchauffement ne s'arrêtera pas comme par miracle, il est même quasiment certain que des seuils seront dépassés au delà desquels certains mécanismes aujourd'hui régulateurs deviendront au contraire amplificateurs, c'est le cas de la capacité de l'océan à dissoudre le CO₂ (voir paragraphe 5.3.2).

Il faudrait donc prendre rapidement des mesures contraignantes et les appliquer. En sommes nous capables? Saurons nous changer significativement notre mode de vie et le type de fonctionnement de notre économie alors que la perspective du réchauffement n'est pas absolument avérée aux yeux de chacun et que les conséquences n'en apparaissent pas forcément catastrophiques? Quelle est donc la capacité d'anticipation de nos sociétés?

A titre de comparaison, considérons le problème des retraites en France. Les premières analyses sérieuses faisant état d'une probable faillite du système de retraite par répartition aux environs de 2020 datent des années 80. Les premières mesures datent de 1987. Comparé au problème climatique, celui

du financement des retraites souffre d'assez peu d'incertitudes: il est purement démographique, la population des retraités va augmentant quand celle des cotisants est stable ou régresse, il n'y a plus qu'à faire des divisions. Il reste bien sûr des marges d'erreur qui peuvent être importantes, liées en particulier à niveau de l'emploi mais le diagnostic est peu discutable et d'ailleurs assez peu discuté sur le fond. Toujours comparé au réchauffement climatique, le problème apparaît passablement simplifié: il ne concerne que la France et ne nécessite donc pas de longs palabres internationaux. Pour y faire face, il n'est pas non plus nécessaire de changer notre mode de vie de façon drastique. A l'opposé, pour stopper l'augmentation de la concentration en CO₂ (**ce qui ne stopperait pas le réchauffement**, rappelons le), il faudrait, en tout premier lieu, bloquer l'augmentation continue du trafic routier et du trafic aérien ce qui ne dispenserait pas de créer des moteurs de plus en plus économiques. Imagine-t-on les conséquences? C'est une véritable révolution économique puisqu'il faudrait certainement rapprocher fabrication et distribution. En 2002, le problème du financement des retraites n'a pas avancé. S'il faut plus de 20 ans pour trouver un accord et une ébauche de solution à un problème franco-français comme celui là, on peut s'attendre à ce qu'il soit autrement plus difficile de faire quelque chose de sérieux pour limiter les émissions de gaz à effet de serre. L'objectif des négociations en cours n'est donc pas de lutter contre l'augmentation de l'effet de serre ni même sans doute de la ralentir mais d'éviter ce qui pourrait encore l'accélérer.

La machine étant lancée, à quoi s'attendre donc? Davantage d'événements extrêmes (voir chapitre 9), cela signifie plus d'inondations, de tempêtes, de vagues de chaleur mais après tout nous connaissons déjà tout cela et nous nous en accommodons tant bien que mal en faisant face à l'urgence. Le risque de crises aiguës directement dues au réchauffement climatique semble assez faible en dehors de ceux qu'entraîneraient les mouvements migratoires. Par contre, le réchauffement accentuera très certainement certains risques liés à la disponibilité de l'eau ou à l'alimentation. Ceux ci peuvent être causes de conflits plus ou moins circonscrits mais la prolifération des armes de destruction massive (biologiques, chimiques ou nucléaires) est susceptible de les rendre extrêmement dangereux. Encore une fois donc, ce ne serait pas vraiment la nature directement qui représenterait le risque majeur mais on s'en serait douté, l'homme.

Que faire? S'informer bien sûr, de façon à mieux évaluer les risques, se donner le maximum de temps, et ...s'adapter.

Se donner du temps, cela signifie qu'il faut le plus rapidement possible ralentir les émissions de gaz à effet de serre ou tout au moins éviter que le développement éminemment souhaitable des pays en voie de développement ne se traduise par un emballement des émissions industrielles polluantes (gaz à effet de serre, suies, etc.). Faire quelque chose de sérieux en ce sens ne sera pas simple : il faudra très certainement utiliser tous les moyens à notre disposition, c'est à dire réduire notre consommation énergétique et faire appel à des ressources non productrices de CO₂. Pour être clair, la seule source naturelle étant le soleil, il faudra faire appel au maximum à l'énergie solaire mais ça ne suffira certainement pas. L'énergie solaire est une énergie diffuse, elle est très bien adaptée à l'utilisation individuelle, c'est à dire au chauffage, à la production d'eau chaude et ...à la climatisation. Elle très mal adaptée aux utilisations industrielles et aux transports qui nécessitent, au contraire, une forte concentration. L'énergie éolienne n'étant, par définition, disponible que quand il y a du vent et de toute manière très insuffisante et l'énergie hydraulique étant déjà largement utilisée, il ne reste plus que... le nucléaire. Il n'est donc peut être pas très raisonnable de le rejeter sans avoir pris soin d'évaluer avec réalisme l'ensemble des risques encourus et de les avoir mis en balance avec ceux liés au réchauffement mais il est vrai que ces derniers sont sans doute plus insidieux et moins spectaculaires (sauf lors des tempêtes).

S'adapter, c'est se préparer à assumer les risques. A l'échéance d'un siècle, les scénarios les plus défavorables ne prédisent quand même pas une catastrophe mettant **directement** en péril la civilisation, encore moins l'humanité mais même les scénarios les moins pessimistes conduisent à penser qu'il faut s'attendre à des changements significatifs de notre environnement et que ces changements ne se feront pas sans douleur. Parmi les risques auxquels il faudrait se préparer, il y a naturellement ceux liés aux événements climatiques extrêmes (tempêtes, cyclones, sécheresses, inondations, etc.), il y a aussi fort probablement ceux liés aux mouvements migratoires qui pourraient être importants, au développement de maladies atteignant les hommes ou leur environnement et il y a sans aucun doute tous ceux qui résulteront du fait que l'eau deviendra, dans beaucoup de régions, une denrée rare qu'il faudra absolument économiser. Il ne suffira certes pas de ne plus laver sa voiture qu'une semaine sur deux. La première utilisatrice d'eau étant l'agriculture et le nombre de bouches à nourrir devant augmenter, il faudra très certainement avoir recours à de nouveaux modes de production plus économes en eau, là encore, il faut sans doute se garder de rejeter à priori des voies de recherche potentiellement intéressantes. Je veux évidemment parler des OGM. Très clairement, il me semble que nous ne pouvons plus nous payer le luxe de rejeter à priori d'éventuelles solutions.

On peut évidemment objecter que la marge d'incertitude est bien importante. Il n'est sans doute pas nécessaire cependant de connaître avec exactitude le déroulement des événements pour essayer de s'y préparer, cela s'appelle la gestion des risques.

Références

- IPCC 2001: IPCC WG1, Third Assessment Report, Summary for Policy Makers (<http://www.ipcc.ch>)
Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press
J. C. Duplessy et P. Morel, Gros Temps sur la Planète, Odile Jacob, 1990
G. Lambert, La Terre chauffe-t-elle? EDP Sciences, 2001
J. M. Jancovici, L'Avenir Climatique", Science Ouverte, Seuil, 2002
R. Kandel, Le Réchauffement Climatique, Que Sais je?, 2002
H. Le Treut et J. M. Jancovici: L'effet de serre, Dominos, Flammarion, 2001
R. Kandel, Les Eaux du Ciel, Hachette, 1998.

Quelques adresses internet

- Dossier Climat du CNRS: www.cnrs.fr/dossiers/dosclim
Le site de J. M. Jancovici: <http://www.manicore.com/>
Celui de l'ENS Lyon: www.ens-lyon/Planet-Terre
Le site du Goddard Institute de la NASA à New York: <http://icp.giss.nasa.gov/education/>
Le site de l'Organisation Météorologique Mondiale: <http://www.wmo.ch/index-fr.html>
Et celui de Météo France: <http://www.meteo.fr>