

Foire aux questions

FAQ

Foire aux questions

Les questions réunies ici sont tirées des différents chapitres du rapport correspondant. Lors du renvoi à une question particulière, veuillez préciser le chapitre dont elle provient (par exemple, la question 3.1 se trouve dans le chapitre 3).

Table des matières

Foire aux questions

FAQ 1.1	Si l'on comprend mieux le système climatique, pourquoi l'intervalle des températures projetées n'a-t-il pas été réduit?	121	FAQ 8.2	Les améliorations de la qualité de l'air ont-elles un effet sur le changement climatique?	155
FAQ 2.1	Comment savons-nous que la planète s'est réchauffée?	123	FAQ 9.1	Les modèles climatiques fonctionnent-ils mieux? Et comment pouvons-nous le savoir?	157
FAQ 2.2	A-t-on observé une quelconque modification des extrêmes climatiques?	125	FAQ 10.1	Le climat étant en perpétuelle évolution, comment détermine-t-on les causes des changements observés?	159
FAQ 3.1	L'océan se réchauffe-t-il?	127	FAQ 10.2	Quand l'influence humaine sur le climat deviendra-t-elle évidente aux échelles locales?	161
FAQ 3.2	Y a-t-il des indices d'une évolution du cycle de l'eau sur Terre?	129	FAQ 11.1	Alors qu'on ne parvient pas à prévoir le temps un mois à l'avance, comment peut-on prévoir le climat pour la décennie qui vient?	163
FAQ 3.3	L'acidification anthropique des océans est-elle liée au changement climatique?	131	FAQ 11.2	Comment les éruptions volcaniques influent-elles sur le climat et sur notre aptitude à le prévoir?	165
FAQ 4.1	Comment les glaces de mer évoluent-elles en Arctique et en Antarctique?	133	FAQ 12.1	Pourquoi utilise-t-on un si grand nombre de modèles et de scénarios pour effectuer des projections concernant le changement climatique?	167
FAQ 4.2	Les glaciers des régions montagneuses sont-ils en train de disparaître?	135	FAQ 12.2	Comment le cycle de l'eau évoluera-t-il?	169
FAQ 5.1	Le Soleil est-il un facteur déterminant des récents changements climatiques?	137	FAQ 12.3	Comment évoluerait le climat si nous mettions fin aux émissions aujourd'hui?	171
FAQ 5.2	Dans quelle mesure le rythme actuel d'évolution du niveau de la mer est-il inhabituel?	139	FAQ 13.1	Pourquoi les variations locales du niveau de la mer diffèrent-elles de la variation moyenne mondiale?	173
FAQ 6.1	Le dégagement rapide de méthane et de dioxyde de carbone dû à la fonte du pergélisol ou au réchauffement des océans pourrait-il avoir un effet marqué sur le réchauffement?	141	FAQ 13.2	Les nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique contribueront-elles à la variation du niveau de la mer jusqu'à la fin du siècle?	175
FAQ 6.2	Que devient le dioxyde de carbone après son rejet dans l'atmosphère?	143	FAQ 14.1	Comment le changement climatique influe-t-il sur les moussons?	179
FAQ 7.1	Quels sont les effets des nuages sur le climat et le changement climatique?	145	FAQ 14.2	Comment se présentent les projections concernant le climat régional par rapport aux projections relatives aux moyennes mondiales?	181
FAQ 7.2	Quels sont les effets des aérosols sur le climat et le changement climatique?	147			
FAQ 7.3	La géo-ingénierie peut-elle remédier au changement climatique et quels effets secondaires peut-elle produire?	149			
FAQ 8.1	Quelle importance la vapeur d'eau a-t-elle pour le changement climatique?	153			

Foire aux questions

FAQ 1.1 | Si l'on comprend mieux le système climatique, pourquoi l'intervalle des températures projetées n'a-t-il pas été réduit?

Les modèles qui servent à établir les projections de température du GIEC concordent quant au sens de l'évolution globale à venir, mais on ne peut prévoir l'ampleur de ces changements avec précision. Les taux futurs d'émission de gaz à effet de serre (GES) pourraient suivre des trajectoires très différentes et certains processus physiques sous-jacents sont difficiles à modéliser, faute d'être parfaitement compris. Ces incertitudes, conjuguées à la variabilité naturelle que présente le climat d'une année à l'autre, introduisent une «marge d'incertitude» dans les températures projetées.

Il est impossible de réduire physiquement la marge d'incertitude attachée aux émissions futures de gaz à effet de serre et de précurseurs d'aérosols (qui dépendent des conditions sociales et économiques anticipées). L'amélioration de nos connaissances et des modèles – parallèlement aux contraintes d'observation – pourrait cependant réduire la marge d'incertitude entourant certains facteurs qui influent sur la réponse du climat à la variation des émissions. Il s'agit cependant d'un processus lent en raison de la complexité du système climatique. (FAQ 1.1 – Figure 1)

La climatologie a réalisé des progrès nombreux et importants depuis le dernier Rapport d'évaluation du GIEC, grâce à l'affinement des mesures et de l'analyse des données sur les systèmes formés par la cryosphère, l'atmosphère, les terres émergées, la biosphère et l'océan. Les scientifiques disposent aussi de connaissances plus larges et d'outils plus élaborés pour modéliser le rôle joué par les nuages, les glaces de mer, les aérosols, le mélange océanique d'échelle réduite, le cycle du carbone et d'autres processus. Grâce à l'intensification des observations, il est possible aujourd'hui d'évaluer les modèles de manière poussée et de mieux contraindre les projections. Ainsi, l'amélioration des modèles et de l'analyse des observations permet de prévoir avec plus d'exactitude l'élévation du niveau de la mer, le faisant correspondre au bilan actuel.

Malgré ces avancées, une palette de projections restent plausibles quant au futur climat mondial et régional – ce que les scientifiques appellent la «marge d'incertitude». Ces marges sont propres à la variable étudiée (précipitations, températures, etc.) et à l'échelle spatiale et temporelle considérée (moyennes régionales ou mondiales, par exemple). Dans le cas des projections climatiques, les incertitudes découlent de la variabilité naturelle et de l'incertitude associée aux taux futurs d'émission et la façon dont le climat y réagira. Elles peuvent aussi provenir de la représentation encore grossière de certains processus connus ou du fait que les modèles ne simulent pas l'ensemble des processus.

La nature chaotique du système climatique impose nécessairement des limites à l'exactitude que peuvent présenter les prévisions des températures annuelles. En outre, les projections à échéance de décennies sont sensibles à des conditions existantes que l'on cerne moins bien, telle la température de l'eau dans les profondeurs océaniques. Une part de la variabilité naturelle qui se manifeste à l'échelle des décennies est due aux interactions entre l'océan, l'atmosphère, les terres émergées, la biosphère et la cryosphère; elle est également liée à des facteurs tels le phénomène El Niño/Oscillation australe (ENSO) et l'oscillation nord-atlantique (voir l'encadré 2.5 pour en savoir plus sur les configurations et les indices de la variabilité naturelle).

Les éruptions volcaniques et les variations de l'énergie émise par le soleil alimentent également la variabilité naturelle, même s'il s'agit de forçages externes que l'on peut expliquer. Cette variabilité naturelle fait en quelque sorte partie du «bruit» que renferment les relevés climatologiques, toile de fond sur laquelle se dégage le «signal» du changement climatique d'origine anthropique.

La variabilité naturelle agit davantage sur l'incertitude à l'échelle régionale ou locale qu'à l'échelle d'un continent ou de la planète. Elle est inhérente au système Terre et l'approfondissement de nos connaissances n'éliminera pas les incertitudes qui en résultent. Certains progrès restent toutefois possibles – en particulier pour ce qui est des prévisions à échéance de quelques années – grâce à une meilleure compréhension de facteurs tels que l'état de la cryosphère et de l'océan et des processus connexes. Ce domaine fait l'objet d'intenses recherches. Lorsque l'on établit les moyennes des variables climatiques sur des décennies ou plus, l'importance relative de la variabilité interne faiblit et les signaux à long terme apparaissent plus clairement (FAQ 1.1 - Figure 1). L'adoption d'un horizon plus lointain paraît logique puisque le climat est communément défini comme une moyenne sur une période de 30 ans.

Une seconde source d'incertitude tient à la diversité des trajectoires que pourraient suivre les taux d'émission de GES et de précurseurs d'aérosols et aux tendances futures en matière d'utilisation des terres. Les projections climatiques doivent cependant intégrer ces variables. Pour parvenir à des estimations, les scientifiques recourent à des scénarios différents qui décrivent la société humaine de demain, sur le plan de la démographie, de l'évolution économique et technologique et des choix politiques. Ils estiment ensuite les émissions probables attachées à chaque scénario. Le GIEC aide à formuler les politiques dans la mesure où les projections climatiques associées aux divers scénarios d'émissions montrent les conséquences que différentes mesures pourraient avoir sur le climat. Ces scénarios doivent être compatibles avec l'éventail complet des scénarios d'émissions décrits dans les publications scientifiques, avec ou sans politique relative au climat. De ce fait, ils sont conçus de façon à pouvoir donner un aperçu de l'incertitude dans les scénarios futurs.

(suite page suivante)

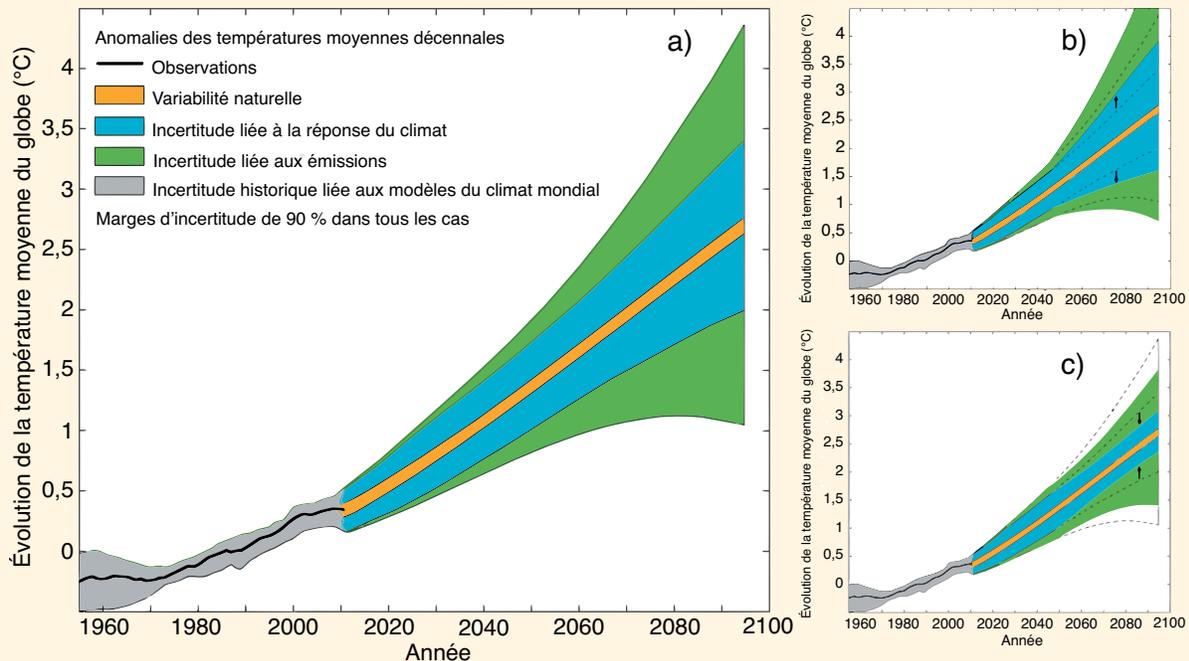
FAQ 1.1 (suite)

Les projections établies pour les prochaines années et décennies sont sensibles aux émissions de composés à courte durée de vie, tels les aérosols et le méthane. Celles qui visent une période plus éloignée sont davantage sensibles aux divers scénarios d'émissions de gaz à effet de serre persistants. Ces incertitudes liées aux scénarios ne peuvent être réduites par les progrès de la science du climat et constitueront la principale incertitude dans les projections à longue échéance (2100, par exemple) (FAQ 1.1 - Figure 1).

Le dernier élément à intervenir dans la marge d'incertitude est notre connaissance imparfaite de la façon dont le climat réagira aux émissions anthropiques et au changement d'affectation des terres qui caractériseront l'avenir. Les scientifiques utilisent principalement des modèles informatisés du climat mondial pour estimer cette réponse. Quelques dizaines seulement de modèles de ce genre ont été mis au point par des équipes de recherche dans le monde. Tous reposent sur les mêmes principes physiques, mais plusieurs approximations sont nécessaires en raison de la complexité du système climatique. Les équipes de recherche optent pour des approximations légèrement différentes pour représenter des processus particuliers au sein de l'atmosphère, les nuages par exemple. Ces choix induisent des écarts dans les projections climatiques issues des divers modèles. Ce facteur est appelé «incertitude liée à la réponse» ou «incertitude liée au modèle».

La complexité du système Terre est telle que le climat pourrait évoluer selon des scénarios très différents sans démentir pour autant les connaissances et modèles actuels. L'allongement des relevés d'observation et l'affinement des modèles devraient permettre aux scientifiques de réduire la fourchette des températures probables au cours des prochaines décennies, dans les limites imposées par la variabilité naturelle (FAQ 1.1 - Figure 1). Il est également possible d'améliorer les prévisions à échéance de quelques années en mettant à profit l'information sur l'état présent de l'océan et de la cryosphère.

Grâce aux progrès scientifiques, certains processus géophysiques seront ajoutés aux modèles climatiques tandis que d'autres, déjà pris en considération, seront mieux représentés. En apparence, ces changements peuvent augmenter les estimations de l'incertitude liée à la réponse climatique dérivées des modèles, mais de telles majorations rendent simplement compte de la quantification de sources d'incertitude qui n'étaient pas mesurées auparavant (FAQ 1.1 - Figure 1). L'ajout d'un nombre toujours plus grand de processus importants atténuera l'incidence des processus non quantifiés et accroîtra la confiance que l'on peut accorder aux projections.



FAQ 1.1 – Figure 1 | Importance relative et évolution temporelle des différentes incertitudes. a) Évolution décennale de la température moyenne en surface (°C) selon les relevés anciens (ligne noire), avec l'estimation de l'incertitude donnée par les modèles pour la période historique (gris), ainsi qu'avec les projections du climat et de l'incertitude. Les valeurs sont normalisées par les moyennes de 1961 à 1980. La variabilité naturelle (orange) est calculée à partir de la variabilité interannuelle et est supposée constante dans le temps. L'incertitude liée aux émissions (vert) est estimée en tant qu'écart moyen des modèles dans les projections associées à différents scénarios. L'incertitude liée à la réponse du climat (bleu) est fondée sur la dispersion des modèles climatiques, à quoi s'ajoutent les incertitudes provenant du cycle du carbone ainsi que des approximations de l'incertitude imputable à la modélisation imparfaite des processus. D'après Hawkins et Sutton (2011) et Huntingford *et al.* (2009). b) L'incertitude liée à la réponse du climat peut sembler augmenter quand on découvre l'importance d'un nouveau processus, mais une telle augmentation rend compte de la quantification d'une incertitude qui n'était pas mesurée auparavant, ou b) peut diminuer quand on améliore les modèles et qu'on ajoute des contraintes d'observation. La marge d'incertitude de 90 % signifie que la probabilité que la température se situe dans cette fourchette est de 90 %.

Foire aux questions

FAQ 2.1 | Comment savons-nous que la planète s'est réchauffée?

Les signes du réchauffement de la planète proviennent de multiples indicateurs climatiques indépendants, des couches supérieures de l'atmosphère aux profondeurs océaniques. Parmi ces indicateurs figurent les températures en surface, dans l'atmosphère et dans les océans, les glaciers, la couverture de neige, les glaces de mer, le niveau de la mer et la vapeur d'eau atmosphérique. Les scientifiques du monde entier ont vérifié ces éléments séparément à de nombreuses reprises. Le réchauffement de la planète depuis le XIX^e siècle est sans équivoque.

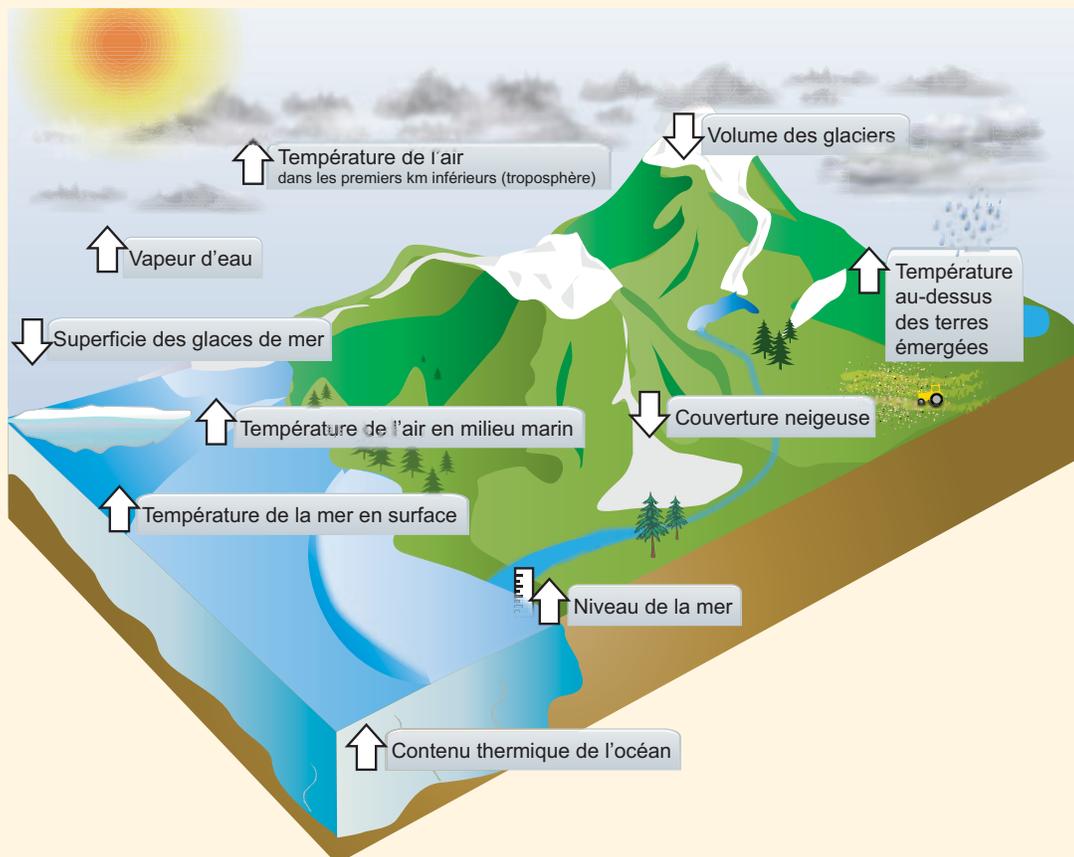
Les débats entourant le réchauffement climatique se centrent fréquemment sur les biais résiduels que pourraient comporter les températures mesurées par les stations météorologiques terrestres. Ces relevés sont très importants, mais ils ne constituent qu'un indicateur de l'évolution du climat. Davantage d'indices de réchauffement proviennent d'un large éventail de mesures indépendantes, cohérentes sur le plan physique, réalisées sur bien d'autres éléments intimement imbriqués du système climatique (FAQ 2.1- Figure 1).

La hausse des températures moyennes à la surface du globe est l'indicateur le plus connu du changement climatique. Même si toutes les années, voire toutes les décennies, ne sont pas plus chaudes que la précédente, les températures à la surface du globe ont fortement augmenté depuis 1900.

L'élévation des températures sur les terres émergées suit de près la tendance au réchauffement relevée au-dessus des océans. Par ailleurs, le réchauffement de l'air au-dessus des océans, selon les mesures provenant de navires, coïncide avec les températures de la surface de la mer elle-même, comme l'atteste une multitude d'analyses indépendantes.

L'atmosphère et l'océan étant tous deux des masses fluides, le réchauffement en surface devrait se propager vers le haut dans la basse atmosphère et vers le bas dans la couche supérieure de l'océan, ce que confirment les observations. L'analyse des mesures fournies par les ballons de radiosondage et par les satellites montre systématiquement que la troposphère, soit la couche de l'atmosphère dans laquelle surviennent les phénomènes météorologiques, se réchauffe. Les océans ont emmagasiné au-delà de 90 % de l'énergie excédentaire qui a été absorbée par le système climatique depuis les années 1970 au moins, comme en témoignent les relevés mondiaux du contenu thermique des océans depuis les années 1950.

(suite page suivante)



FAQ 2.1- Figure 1 | Les analyses indépendantes de nombreuses composantes du système climatique censées changer avec le réchauffement de la planète mettent en évidence des tendances qui concordent avec un réchauffement (le sens des flèches indique le signe du changement), comme cela apparaît dans le graphique FAQ 2.1 - Figure 2.

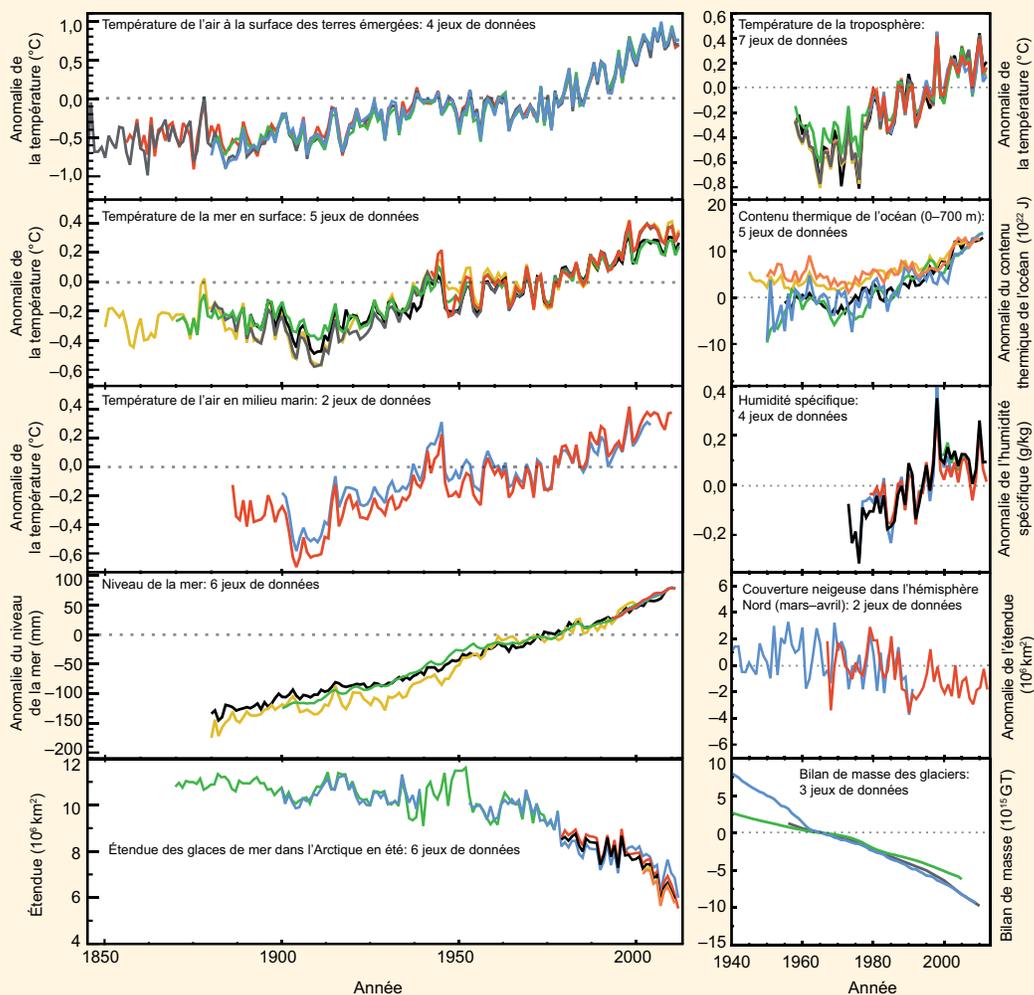
FAQ 2.1 (suite)

Le réchauffement de l'océan entraîne une dilatation de l'eau. Ce phénomène est l'une des principales causes de l'élévation du niveau de la mer qui a été observée de manière indépendante au cours du siècle dernier. La fonte des glaciers et des inlandsis n'y est pas étrangère non plus, tout comme les changements survenus dans le stockage et l'utilisation de l'eau sur les terres émergées.

Une planète plus chaude est aussi une planète plus humide, parce que l'air chaud peut renfermer davantage de vapeur d'eau. Les analyses effectuées à l'échelle mondiale montrent que l'humidité spécifique, soit la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère, a augmenté au-dessus des terres émergées et au-dessus des océans.

Les zones gelées de la planète – la cryosphère – influent sur les variations locales de la température et sont influencées par elles. Le volume de glace contenu dans les glaciers de la planète baisse chaque année depuis plus de 20 ans et cette perte de masse contribue en partie à l'élévation du niveau de la mer observée. La couverture neigeuse est sensible aux variations de température, surtout au printemps quand elle commence à fondre. L'étendue du manteau neigeux au printemps diminue depuis les années 1950 dans l'hémisphère Nord. Des pertes substantielles sont relevées en ce qui concerne les glaces de mer de l'Arctique depuis le début des mesures par satellite, surtout en septembre quand la saison annuelle de fonte se termine et que l'étendue est la plus faible. À l'inverse, l'augmentation des glaces de mer dans l'Antarctique a été plus modérée.

Prise séparément, une seule analyse peut ne pas être concluante, mais l'étude de ces différents indicateurs et de jeux de données indépendants a amené un grand nombre d'équipes de recherche travaillant séparément à toutes formuler la même conclusion. Des abysses de l'océan au sommet de la troposphère, les signes du réchauffement de l'air et de l'océan, de la fonte des glaces et de l'élévation du niveau de la mer pointent tous, sans équivoque, vers une même conclusion: la planète s'est réchauffée depuis la fin du XIX^e siècle (FAQ 2.1 - Figure 2).



FAQ 2.1 - Figure 2 | Divers indicateurs indépendants de l'évolution du climat mondial. Chaque courbe représente une estimation de la variation d'un élément climatique établie de manière indépendante. Dans tous les graphiques, tous les jeux de données ont été normalisés par rapport à une période commune de relevés. Pour plus de détails sur les jeux de données ayant servi à établir les différentes courbes, voir le supplément (*Supplementary Material*) 2.SM.5.

Foire aux questions

FAQ 2.2 | A-t-on observé une quelconque modification des extrêmes climatiques?

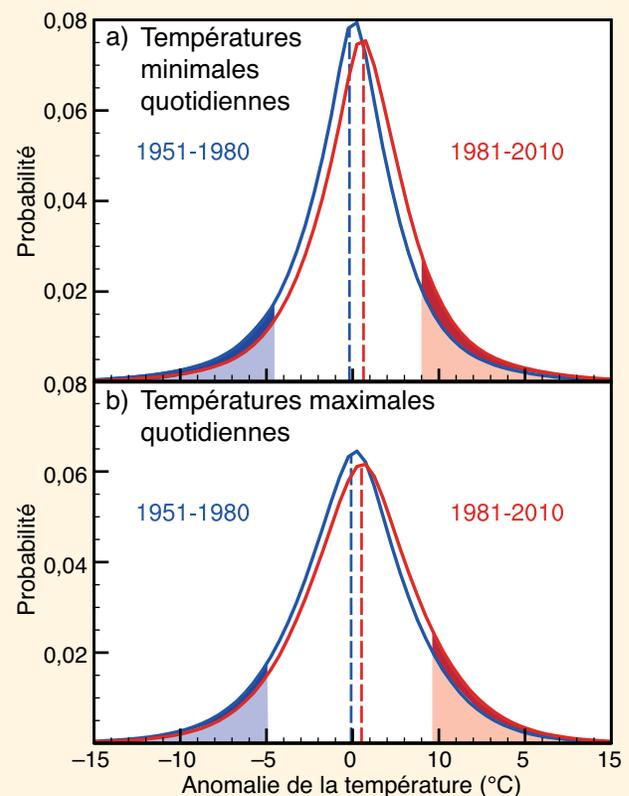
Tout indique que le réchauffement du climat a modifié les valeurs extrêmes des températures – y compris les vagues de chaleur – depuis le milieu du XX^e siècle. Il est probable qu'une augmentation des fortes précipitations est survenue pendant cette période, mais avec des variations selon les régions. Toutefois, pour ce qui est des autres extrêmes, comme la fréquence des cyclones tropicaux, nous sommes moins sûrs que des modifications perceptibles se sont produites au cours de la période d'observation, sauf dans quelques régions limitées.

Qu'il s'agisse de vagues de chaleur ou d'épisodes de froid intense, de périodes de sécheresse ou de pluies diluviennes, le relevé et l'analyse des extrêmes climatiques comportent des difficultés particulières, non seulement parce que ces événements sont rares, mais aussi parce qu'ils surviennent toujours en liaison avec des conditions perturbatrices. En outre, l'absence de définition uniforme, dans les textes scientifiques, de ce qui constitue un phénomène climatique extrême complique l'évaluation comparative à l'échelle du globe.

Bien qu'un extrême climatique varie, en valeur absolue, d'un lieu à l'autre – une journée chaude sous les tropiques, par exemple, risque de correspondre à une température différente d'une journée chaude aux latitudes moyennes – les mesures internationales prises pour surveiller les valeurs extrêmes ont mis en lumière quelques tendances marquées à l'échelle de la planète.

Ainsi, à partir d'une définition commune d'une journée et d'une nuit froide (température inférieure au 10^e centile) et chaude (température supérieure au 90^e centile), il apparaît que le nombre de journées et de nuits chaudes a augmenté et que le nombre de journées et de nuits froides a diminué dans la plupart des régions du monde; le centre et l'est de l'Amérique du Nord ainsi que la partie australe de l'Amérique du Sud font exception, mais surtout pour les températures diurnes. En règle générale, les changements sont plus évidents en ce qui concerne les températures minimales extrêmes, par exemple les nuits chaudes. Il est difficile, étant donné les limites propres aux données, d'établir une relation de cause à effet avec les hausses des températures moyennes, mais le graphique présenté ici (FAQ 2.2 - Figure 1) laisse supposer que les valeurs extrêmes des températures quotidiennes ont effectivement changé à l'échelle du globe. La question de savoir si ces variations sont simplement liées à l'élévation de la moyenne des températures quotidiennes (ligne pointillée) ou si d'autres modifications se sont produites dans la distribution des températures diurnes et nocturnes n'est pas encore tranchée.

Les périodes ou vagues de chaleur, marquées par un nombre consécutif de journées ou de nuits extrêmement chaudes, ont également fait l'objet d'évaluations, mais les études de leurs caractéristiques sont moins nombreuses que les comparaisons des simples changements dans les journées ou les nuits chaudes. La majorité des terres émergées sur lesquelles on détient des données ont subi davantage de vagues de chaleur depuis le milieu du XX^e siècle. La partie sud-est des États-Unis d'Amérique constitue une exception, puisque les mesures de la fréquence et de la durée des vagues de chaleur accusent globalement un recul. Cette particularité a été associée à un déficit de réchauffement (*warming hole* en anglais) dans la région, où les précipitations ont également augmenté, et pourrait être liée aux interactions entre les terres et l'atmosphère et à des variations à long terme dans l'Atlantique et le Pacifique. On manque cependant d'informations sur la tendance que présentent les vagues de chaleur dans de vastes régions du monde, en Afrique et en Amérique du Sud notamment.



FAQ 2.2 - Figure 1 | Distribution des anomalies de la température a) minimale quotidienne et b) maximale quotidienne par rapport à une climatologie de 1961–1990 au cours de deux périodes: 1951–1980 (bleu) et 1981–2010 (rouge), à partir du jeu de données HadGHCND. Les zones ombrées en bleu et en rouge représentent a) les nuits et b) les journées entrant respectivement dans les 10 % les plus froides et les 10 % les plus chaudes pendant la période 1951–1980. L'ombrage plus foncé indique l'ampleur de la diminution du nombre de journées et de nuits les plus froides (bleu foncé) et l'ampleur de l'augmentation du nombre de journées et de nuits les plus chaudes (rouge foncé) entre 1981 et 2010 par rapport à la période 1951–1980.

(suite page suivante)

FAQ 2.2 (suite)

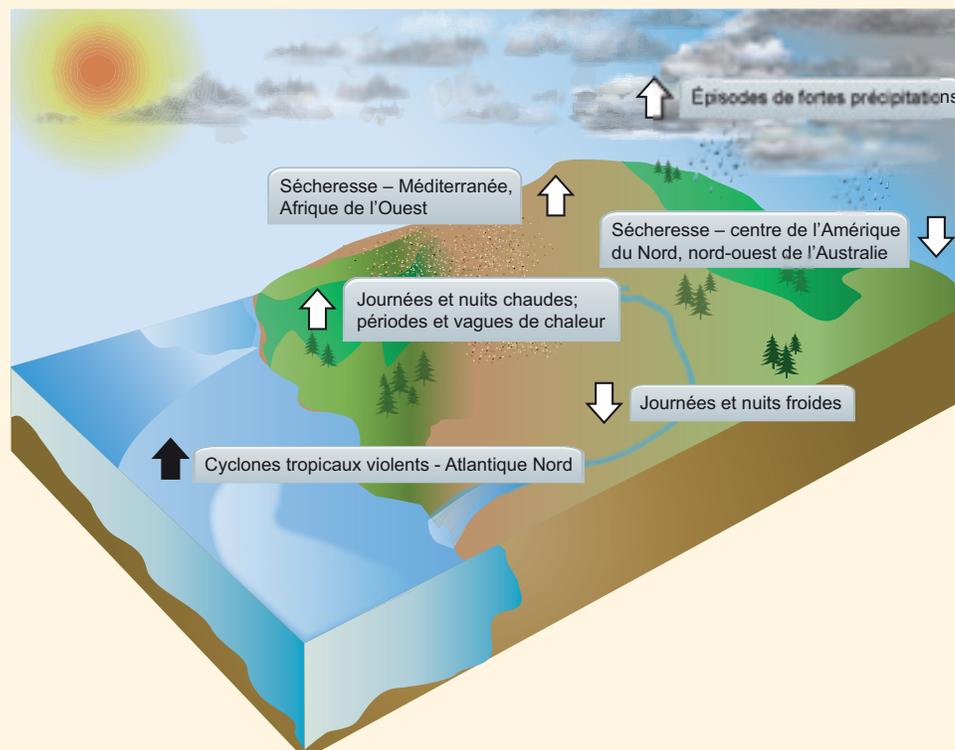
En Europe et dans d'autres régions pour lesquelles on dispose de reconstitutions des températures remontant à plusieurs siècles, certains secteurs auraient subi un nombre disproportionné de vagues de chaleur extrême depuis quelques décennies.

L'évolution des valeurs extrêmes d'autres paramètres climatiques est en général moins homogène que les tendances observées dans les températures, en raison des limites que présentent les données et du manque de concordance entre les études, les régions et/ou les saisons. Toutefois, la hausse des extrêmes de précipitations concorde avec le réchauffement du climat. Les analyses visant les terres émergées sur lesquelles on détient assez de données indiquent que la fréquence et l'intensité des épisodes de précipitations extrêmes augmentent depuis quelques décennies, mais les résultats varient grandement d'une région et d'une saison à l'autre. Ainsi, il ne fait aucun doute que les fortes précipitations ont augmenté en Amérique du Nord, en Amérique centrale et en Europe, mais on note des signes de baisse ailleurs – dans le sud de l'Australie et l'ouest de l'Asie notamment. De même, les études portant sur la sécheresse ne s'accordent pas sur le signe de la tendance mondiale, d'autant que les écarts relevés dans les tendances régionales dépendent de la définition donnée au phénomène. Il semble néanmoins que la sécheresse ait progressé dans certaines régions (Méditerranée, entre autres) et qu'elle ait reculé dans d'autres (centre de l'Amérique du Nord, par exemple) depuis le milieu du XX^e siècle.

S'agissant d'autres extrêmes, tels les cyclones tropicaux, les évaluations les plus récentes montrent la difficulté de se prononcer de manière définitive sur les tendances à long terme, en raison de problèmes dus aux capacités d'observation passées. Tout indique cependant que les tempêtes ont augmenté dans l'Atlantique Nord depuis les années 1970.

La fréquence des cyclones tropicaux qui atteignent les côtes de l'Atlantique Nord et du Pacifique Sud semble décroître légèrement sur une période d'un siècle ou plus, compte tenu des incertitudes liées aux méthodes d'observation. Peu d'éléments révèlent une tendance quelconque à plus long terme dans les autres bassins océaniques. En ce qui concerne les cyclones extratropicaux, un déplacement vers les pôles apparaît clairement dans les deux hémisphères depuis 50 ans et d'autres éléments, quoique limités, font état d'une baisse de la fréquence des tempêtes de vent aux latitudes moyennes. Plusieurs études laissent penser que l'intensité augmente, mais des problèmes d'échantillonnage des données empêchent de procéder à ces évaluations.

Quelques changements observés dans les extrêmes climatiques sont récapitulés ici (FAQ 2.2 - Figure 2). Les modifications les plus nettes à l'échelle du globe concernent les températures quotidiennes mesurées, y compris les vagues de chaleur dans une certaine mesure. Il apparaît également que les extrêmes de précipitations augmentent, mais de manière très variable dans l'espace, et les tendances en matière de sécheresse restent incertaines, sauf dans quelques régions. Alors que la fréquence et l'activité des cyclones tropicaux présentent une hausse manifeste dans l'Atlantique Nord depuis les années 1970, les raisons de cette évolution font encore l'objet de débats. Peu d'éléments indiquent que les valeurs extrêmes d'autres variables climatiques ont changé depuis le milieu du XX^e siècle.



FAQ 2.2 - Figure 2 | Tendances de la fréquence (ou de l'intensité) de divers extrêmes climatiques (le sens de la flèche indique le signe du changement) depuis le milieu du XX^e siècle (sauf pour les tempêtes dans l'Atlantique Nord, où la période visée débute dans les années 1970).

Foire aux questions

FAQ 3.1 | L'océan se réchauffe-t-il?

Oui, l'océan se réchauffe dans de nombreuses régions et à des profondeurs et échelles temporelles multiples, mais ni partout, ni constamment. Les signes d'un réchauffement sont encore plus manifestes quand on analyse les moyennes établies pour le globe, ou même pour un bassin donné, sur des périodes d'une décennie ou plus.

La température de l'océan en un lieu donné peut varier grandement selon la saison. Elle peut aussi fluctuer sensiblement d'une année – et même d'une décennie – à l'autre en raison des variations que subissent les courants océaniques et de l'échange de chaleur entre l'océan et l'atmosphère.

On mesure la température de l'océan depuis des siècles, mais ce n'est qu'aux alentours de 1971 que les relevés sont devenus assez complets pour estimer avec fiabilité la température moyenne de la couche supérieure (plusieurs centaines de mètres) à l'échelle du globe pendant une année. À vrai dire, la moyenne mondiale de la température superficielle de l'océan est restée sensible à la méthode d'estimation employée jusqu'à ce que le réseau international ARGO de flotteurs de profilage de la température et de la salinité couvre l'ensemble de la planète, en 2005.

Entre 1971 et 2010, la température moyenne de la couche supérieure de l'océan dans le monde a augmenté d'une décennie à l'autre. Ce réchauffement est solidement étayé, même si une grande incertitude est associée à la plupart des moyennes annuelles. À l'échelle de la planète, la tendance moyenne au réchauffement dans les 75 mètres supérieurs de l'océan a été de 0,11 [0,09 – 0,13] °C par décennie au cours de cette période. L'élévation des températures fléchit généralement quand on s'éloigne de la surface, pour se situer à 0,04 °C environ par décennie à 200 m de profondeur et à moins de 0,02 °C par décennie à 500 m.

Les anomalies de la température pénètrent dans l'océan en suivant certaines trajectoires, à quoi s'ajoute un mélange au-dessus de la surface (FAQ 3.1 - Figure 1). Les eaux froides – plus denses – des hautes latitudes tendent à s'enfoncer puis à se diriger vers l'équateur en passant sous les eaux plus chaudes et moins denses des basses latitudes. À quelques endroits – partie septentrionale de l'Atlantique Nord et océan Austral autour de l'Antarctique – les eaux refroidissent tellement qu'elles s'enfoncent très profondément, parfois jusqu'au plancher océanique, et se propagent ensuite dans une bonne partie du fond des mers. La hausse de la température dans la couche superficielle réchauffe peu à peu ces eaux descendantes, ce qui élève la température à l'intérieur de l'océan beaucoup plus rapidement que ne le ferait le seul mélange vers le bas du réchauffement en surface.

Dans l'Atlantique Nord, la température des eaux profondes varie d'une décennie à l'autre – elle augmente ou diminue – en fonction des régimes atmosphériques de l'hiver. Les eaux de fond qui entourent l'Antarctique se sont réchauffées de manière perceptible par rapport à la période 1992–2005 environ, en raison peut-être du renforcement et du déplacement vers le sud des vents d'ouest survenus ces dernières décennies autour de l'océan Austral. Ce signal de réchauffement dans les eaux les plus profondes et les plus froides du monde est perceptible, même s'il faiblit vers le nord dans les océans Indien, Atlantique et Pacifique. Le rythme d'élévation des températures est d'ordinaire moins prononcé en profondeur qu'en surface (quelque 0,03 °C par décennie depuis les années 1990 dans les eaux profondes et de fond qui entourent l'Antarctique, moins à bien d'autres endroits). Toutefois, comme de grands volumes d'eau sont concernés, le réchauffement des profondeurs océaniques contribue de manière notable à la hausse totale de chaleur dans l'océan.

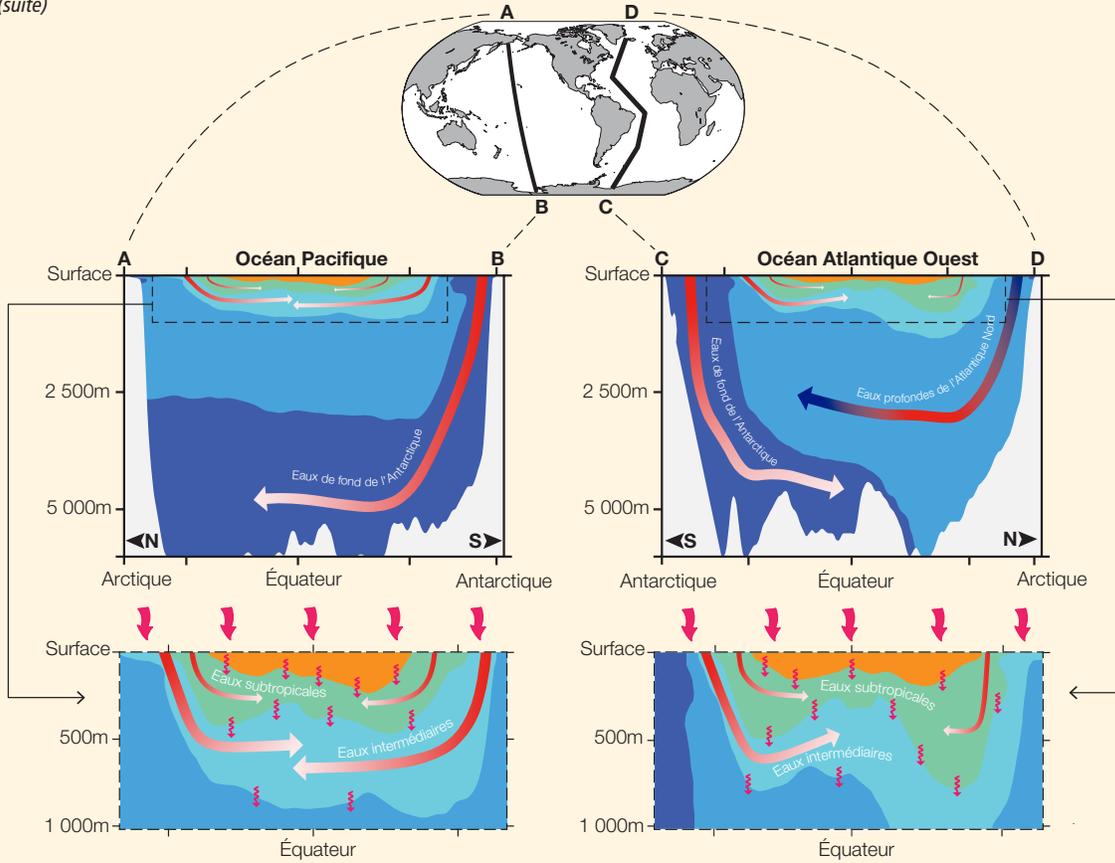
Les estimations de l'évolution historique de la température moyenne de l'océan à l'échelle du globe sont plus précises depuis plusieurs années, grâce surtout au repérage, et à la réduction, des erreurs de mesure systématiques. En comparant avec soin les mesures moins exactes à des mesures plus exactes, mais plus fragmentaires, effectuées à des emplacements voisins et à des moments similaires, les scientifiques ont réduit quelques biais erratiques dus aux instruments qui entachaient les relevés anciens. Ces améliorations ont montré que la moyenne mondiale de la température océanique a progressé d'une année à l'autre de manière beaucoup plus soutenue qu'on ne le rapportait avant 2008. Néanmoins, le rythme du réchauffement moyen à l'échelle du globe n'est pas forcément constant. Le réchauffement de l'océan semble plus rapide que la moyenne certaines années, plus lent d'autres.

Du fait de sa masse importante et de sa grande capacité calorifique, l'océan peut emmagasiner une quantité considérable d'énergie – au-delà de mille fois plus que l'atmosphère pour une hausse équivalente de la température. La Terre absorbe davantage de chaleur qu'elle n'en renvoie vers l'espace et presque tout l'excédent pénètre dans l'océan, où il est stocké. Entre 1971 et 2010, l'océan a emmagasiné 93 % environ de la chaleur combinée stockée par l'atmosphère, la mer et les terres émergées plus chaudes et par la glace fondue.

L'énorme capacité calorifique et la lente circulation des eaux océaniques leur confèrent une grande inertie thermique. Il faut une dizaine d'années pour que les températures près de la surface de l'océan s'ajustent à un forçage climatique (section 12.5), telle la modification des concentrations de gaz à effet de serre. Si l'on parvenait à maintenir ces concentrations à leur niveau actuel, la hausse de la température à la surface de la Terre commencerait à ralentir dans un délai d'une décennie environ. En revanche, la température dans les profondeurs océaniques continuerait de croître pendant des siècles ou des millénaires (section 12.5) et, par conséquent, le niveau de la mer continuerait aussi de s'élever pendant des siècles, voire des millénaires (section 13.5).

(suite page suivante)

FAQ 3.1 (suite)



FAQ 3.1 - Figure 1 | Trajectoires d'absorption de la chaleur par l'océan. L'océan est formé de couches superposées, les eaux plus froides et denses occupant le fond (graphiques du haut; le planisphère facilite l'orientation). Les eaux de fond froides de l'Antarctique (bleu foncé) s'enfoncent autour de l'Antarctique, puis s'orientent vers le nord en suivant le fond des mers et pénètrent dans le centre du Pacifique (en haut à gauche; les flèches qui passent du rouge au blanc illustrent le réchauffement plus prononcé des eaux de fond les plus récemment en contact avec la surface) et dans l'ouest de l'Atlantique (en haut à droite), ainsi que dans l'océan Indien (pas d'illustration). Les eaux profondes moins froides, et donc moins denses, de l'Atlantique Nord (bleu clair) s'enfoncent dans la partie septentrionale de l'Atlantique Nord (en haut à droite; la flèche rouge et bleue des eaux profondes illustre le réchauffement et le refroidissement décennal) avant de se diriger vers le sud en passant au-dessus des eaux de fond antarctiques. De même, dans la couche supérieure de l'océan (en bas à gauche pour le Pacifique, en bas à droite pour l'Atlantique), les eaux intermédiaires fraîches (cyan) s'enfoncent dans les régions subpolaires (les flèches qui passent du rouge au blanc illustrent le réchauffement dans le temps), puis se propagent vers l'équateur en passant sous les eaux subtropicales plus chaudes (vert); ces dernières s'enfoncent à leur tour (les flèches qui passent du rouge au blanc illustrent le réchauffement plus prononcé des eaux intermédiaires et subtropicales les plus récemment en contact avec la surface) et se dirigent vers l'équateur en passant sous les eaux tropicales, les plus chaudes et les moins denses (orange) dans les trois océans. L'excédent de chaleur ou de froid qui pénètre par la surface (flèches rouges courbes au-dessus de la surface) se mélange aussi lentement vers le bas (flèches rouges spirales sous la surface).

Foire aux questions

FAQ 3.2 | Y a-t-il des indices d'une évolution du cycle de l'eau sur Terre?

Le cycle de l'eau sur Terre met en jeu l'évaporation et la précipitation de l'humidité à la surface du globe. Les changements de la teneur atmosphérique en vapeur d'eau montrent clairement que le cycle de l'eau réagit déjà au réchauffement du climat. D'autres indices viennent de la modification de la répartition de la salinité océanique, qui constitue aujourd'hui une importante mesure indirecte des précipitations, faute d'observations à long terme de la pluviosité et de l'évaporation au-dessus de l'océan à l'échelle du globe.

Le cycle de l'eau devrait s'intensifier avec le réchauffement du climat, parce que l'air plus chaud est souvent plus humide: l'atmosphère peut contenir environ 7 % de plus de vapeur d'eau pour toute élévation d'un degré Celsius de la température. Les mesures effectuées depuis les années 1970 révèlent un accroissement de la vapeur d'eau en surface et dans la basse atmosphère (FAQ 3.2 - Figure 1a), à un rythme qui concorde avec le réchauffement observé. En outre, l'évaporation et les précipitations devraient s'intensifier dans un climat plus chaud.

Les changements relevés dans la salinité de l'océan au cours des 50 dernières années viennent conforter cette projection. L'eau de mer est formée à la fois d'eau salée et d'eau douce et son degré de salinité est fonction du poids des sels dissous qu'elle renferme. Puisque la quantité totale de sels – résultant de la dégradation des roches – ne change pas à des échelles humaines, la salinité de l'eau de mer ne peut varier – sur des jours ou des siècles – que par l'ajout ou le retrait d'eau douce.

En faisant passer la vapeur d'eau évaporée d'un lieu à l'autre, l'atmosphère met en relation des régions océaniques de perte nette d'eau douce avec des régions de gain d'eau douce. La répartition de la salinité à la surface de l'océan s'explique principalement par la configuration spatiale de l'écart entre évaporation et précipitations, par l'écoulement en provenance des terres émergées et par les processus liés aux glaces de mer. Les courants océaniques sont à l'origine d'une certaine modification des configurations les unes par rapport aux autres.

Le degré de salinité des eaux subtropicales est très élevé parce que l'évaporation est supérieure aux précipitations; c'est moins le cas pour l'eau de mer des hautes latitudes et des zones tropicales, car davantage de pluie tombe que d'eau ne s'évapore (FAQ 3.2 - Figure 1b, d). L'Atlantique, qui est le bassin océanique le plus salé, perd plus d'eau douce par évaporation qu'il n'en gagne par les précipitations; le Pacifique est pratiquement à l'équilibre (l'apport des précipitations équivaut à peu près au retrait par évaporation), tandis que les précipitations sont plus abondantes que l'évaporation au-dessus de l'océan Austral (qui entoure l'Antarctique).

Les modifications de la salinité en surface et de la couche supérieure de l'océan ont accentué les configurations moyennes de salinité. L'eau des régions subtropicales, où l'évaporation l'emporte, est devenue plus salée, celle des régions subpolaires et tropicales, où les précipitations l'emportent, est devenue plus douce. Si l'on analyse les changements survenus dans la couche formée par les 500 premiers mètres, on voit que l'eau de l'Atlantique, où l'évaporation l'emporte, est devenue plus salée, tandis que celle du Pacifique, où l'équilibre est presque parfait, et de l'océan Austral, où les précipitations l'emportent, est devenue plus douce (FAQ 3.2 - Figure 1c).

Il est difficile d'observer directement l'évolution des précipitations et de l'évaporation à l'échelle de la planète, car le gros de l'échange d'eau douce entre l'atmosphère et la surface se fait sur les 70 % de la Terre recouverts par l'océan. On ne dispose de relevés des précipitations sur de longues périodes que pour les terres émergées et il n'existe pas de mesures à long terme de l'évaporation.

Les observations à partir du sol montrent que les précipitations augmentent dans certaines régions et diminuent ailleurs; il n'est donc pas facile d'avoir une vue d'ensemble à l'échelle du globe. Ces observations ont révélé une hausse du nombre d'épisodes de pluie extrêmes et une hausse des inondations associées à la fonte précoce de la neige aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, mais les tendances varient fortement d'une région à l'autre. Les mesures effectuées au sol sont encore insuffisantes pour démontrer quelque changement que ce soit sur le plan de la sécheresse.

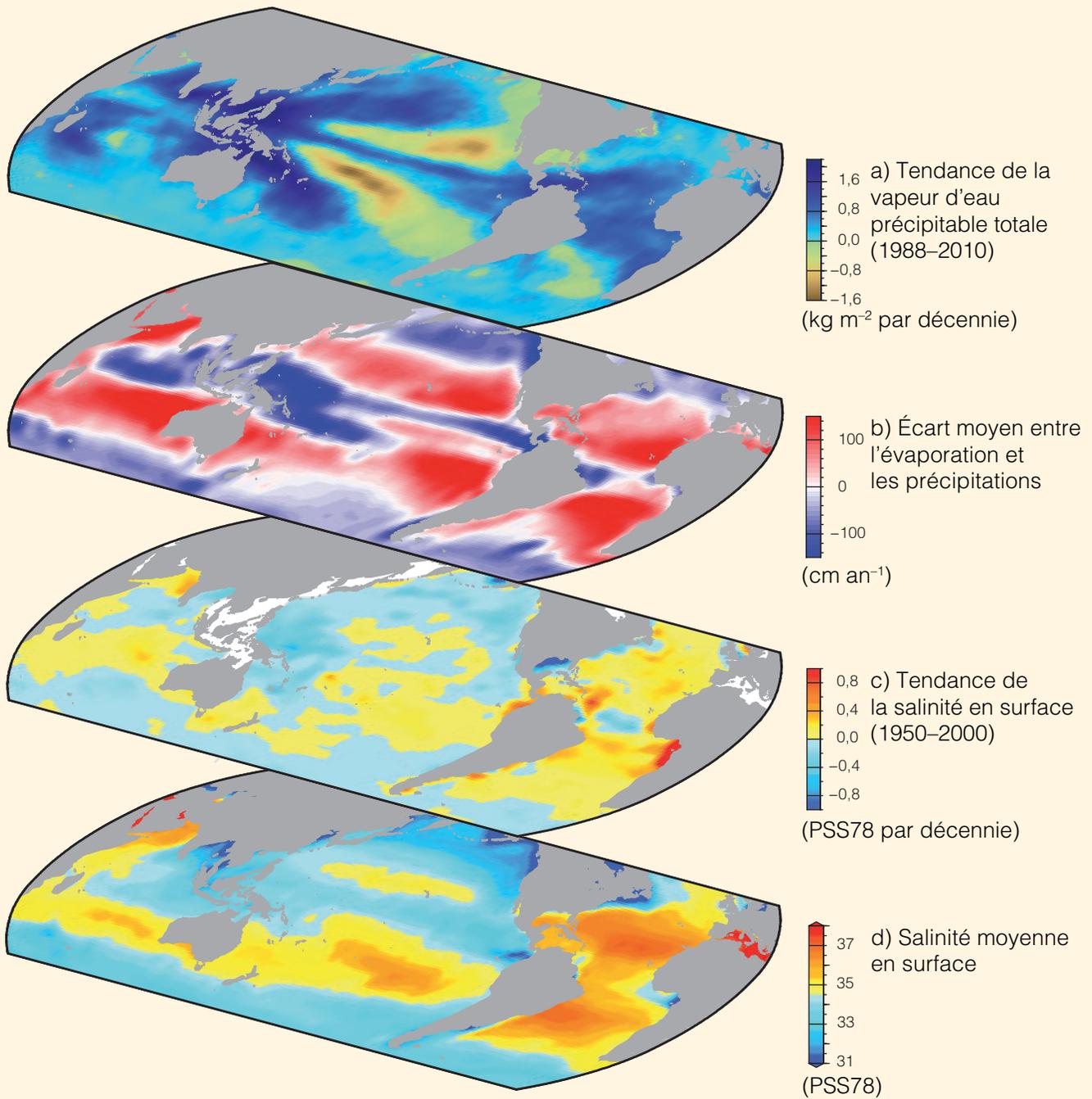
En revanche, la salinité constitue une mesure sensible et efficace des pluies qui se déversent sur l'océan. Elle reflète naturellement et lisse la différence entre l'apport d'eau par les précipitations et la perte d'eau par l'évaporation, deux variables très hétérogènes et épisodiques. La salinité de l'océan dépend également de l'écoulement provenant des continents, ainsi que de la fonte et de la formation de glaces de mer ou de glaces flottantes provenant de glaciers. L'eau douce libérée par la fonte de glace terrestre modifiera la salinité moyenne sur la planète, mais les variations sont encore trop faibles pour être observées.

Selon les données des 50 dernières années, la salinité de la couche supérieure de l'océan a changé sur de vastes étendues, ce qui indique une variation systématique de la différence entre les précipitations et l'écoulement, d'une part, et l'évaporation, d'autre part (FAQ 3.2 - Figure 1).

Cette question (FAQ 3.2) repose sur les observations rapportées dans les chapitres 2 et 3, ainsi que sur les analyses de modèles présentées dans les chapitres 9 et 12.

(suite page suivante)

FAQ 3.2 (suite)



FAQ 3.2 - Figure 1 | Les variations de la salinité de la mer en surface sont liées aux configurations atmosphériques de l'évaporation moins les précipitations ($E - P$) et aux tendances de la quantité totale d'eau précipitable: a) Tendance linéaire (1988–2010) de l'eau précipitable totale (vapeur d'eau provenant de la surface de la Terre intégrée dans l'ensemble de l'atmosphère) (kg m^{-2} par décennie) selon les observations effectuées par satellite (imageur en hyperfréquence spécialisé) (d'après Wentz *et al.*, 2007) (bleu: plus humide, jaune: plus sec). b) Valeur nette $E - P$ (cm an^{-1}) en moyenne climatologique selon les réanalyses météorologiques (Centres nationaux de prévision environnementale/Centre national de recherche atmosphérique; Kalnay *et al.*, 1996) (rouge: évaporation nette; bleu: précipitations nettes). c) Tendance (1950–2000) de la salinité en surface (PSS78 par 50 ans) (d'après Durack et Wijffels, 2010) (bleu: plus douce; jaune–rouge: plus salée). d) Salinité en surface en moyenne climatologique (PSS78) (bleu: <35 ; jaune–rouge: >35).

Foire aux questions

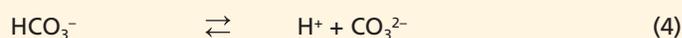
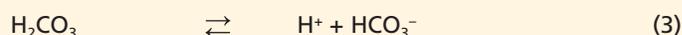
FAQ 3.3 | L'acidification anthropique des océans est-elle liée au changement climatique?

L'acidification anthropique des océans, comme l'évolution anthropique du climat, est causée par l'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère. La hausse des teneurs en CO₂ et autres gaz à effet de serre modifie indirectement le système climatique en retenant la chaleur qui est réfléchiée par la surface de la Terre. L'acidification anthropique des océans est une conséquence directe de l'élévation des concentrations de CO₂, car l'eau de mer absorbe actuellement quelque 30 % du CO₂ d'origine anthropique présent dans l'atmosphère.

L'acidification de l'océan désigne une baisse du pH sur une longue période, s'étendant en principe sur plusieurs décennies au moins, qui est principalement causée par l'absorption du CO₂ présent dans l'atmosphère. Le pH est une mesure adimensionnelle de l'acidité. La notion d'acidification indique le sens d'évolution du pH et non le point d'arrivée, c'est-à-dire que le pH de l'océan diminue, mais ne devrait pas devenir acide (< 7). L'acidification peut aussi être due à d'autres substances chimiques qui sont ajoutées dans l'océan ou qui en sont extraites de manière naturelle (forte activité volcanique, rejets d'hydrates de méthane, changement de la respiration nette à long terme, etc.) ou sous l'effet des activités humaines (émissions d'azote et de composés soufrés dans l'atmosphère, par exemple). L'acidification anthropique de l'océan désigne la composante de la baisse du pH causée par les activités humaines.

Entre 1750 environ et 2011, les rejets industriels et agricoles de dioxyde de carbone ont fait passer les concentrations atmosphériques moyennes de CO₂ de 278 à 390,5 ppm dans le monde. Les concentrations actuelles de CO₂, les plus élevées depuis 800 000 ans au moins, devraient continuer à croître en raison de notre dépendance énergétique à l'égard des combustibles fossiles. À ce jour, les océans ont extrait quelque 155 ± 30 PgC de l'atmosphère, ce qui correspond plus ou moins au quart de la quantité totale de CO₂ rejetée (555 ± 85 PgC) par les activités humaines depuis l'ère pré-industrielle. Ce processus naturel d'absorption a atténué de manière appréciable les niveaux de gaz à effet de serre dans l'atmosphère et a minimisé certains impacts du réchauffement de la planète. L'absorption du CO₂ par l'océan a toutefois une forte incidence sur la chimie de l'eau de mer. Le pH moyen des eaux superficielles de l'océan a déjà chuté d'environ 0,1 unité, passant d'environ 8,2 à 8,1 depuis le début de la révolution industrielle. Selon les estimations des concentrations futures de CO₂ atmosphérique et océanique, le pH moyen de l'océan en surface pourrait, d'ici à la fin du siècle, fléchir de 0,2 à 0,4 unité par rapport à sa valeur actuelle. Le pH étant mesuré sur une échelle logarithmique, une variation d'une unité correspond à une multiplication ou à une division par dix de la teneur en ions hydrogène.

Quand le CO₂ atmosphérique traverse l'interface air-mer, il subit au contact de l'eau de mer quatre réactions chimiques en chaîne qui augmentent les concentrations de dioxyde de carbone dissous (CO_{2(aq)}), d'acide carbonique (H₂CO₃) et de bicarbonate (HCO₃⁻):

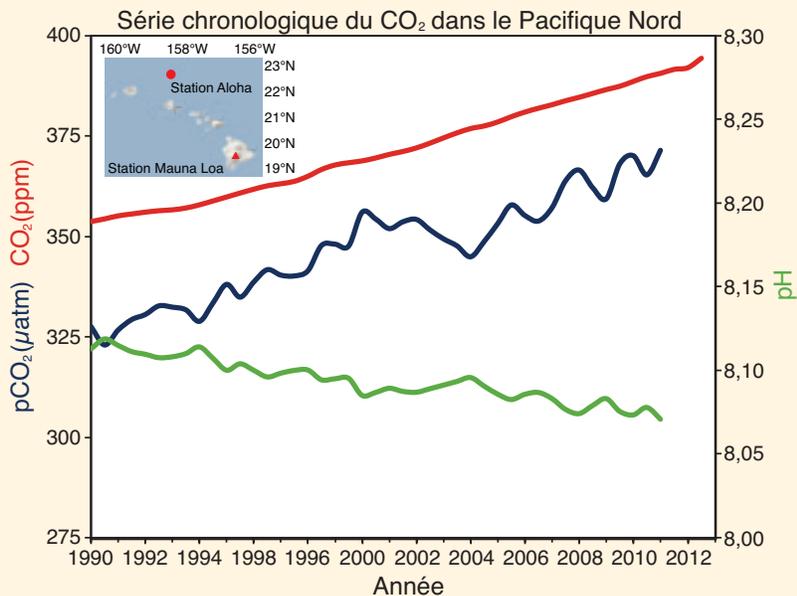


Ces réactions produisent des ions hydrogène (H⁺), dont l'augmentation dans l'océan correspond à une baisse du pH, soit à une hausse de l'acidité. Dans des conditions normales, au-delà de 99,99 % de ces ions hydrogène se lient aux ions carbonate (CO₃²⁻) pour produire davantage de HCO₃⁻. Par conséquent, l'apport de CO₂ d'origine anthropique dans l'océan réduit le pH et consomme des ions carbonate. Ces réactions sont totalement réversibles et on en connaît bien les principes thermodynamiques fondamentaux dans l'eau de mer; à un pH de quelque 8,1, environ 90 % du carbone se présente sous forme d'ions bicarbonate, 9 % sous forme d'ions carbonate et 1 % seulement sous forme de CO₂ dissous. Les résultats obtenus en laboratoire, sur le terrain et lors de modélisations, ainsi que les indications fournies par les relevés géologiques, indiquent sans équivoque que les écosystèmes marins sont extrêmement sensibles aux augmentations de CO₂ océanique et à la baisse concomitante du pH et des ions carbonate.

Le changement climatique et l'acidification anthropique de l'océan n'agissent pas de façon indépendante. Bien que le CO₂ absorbé par l'océan ne contribue pas à l'effet de serre, l'élévation de la température océanique réduit la solubilité du dioxyde de carbone dans l'eau de mer et, ce faisant, diminue la quantité de CO₂ atmosphérique que l'océan est en mesure d'absorber. Par exemple, avec un doublement des concentrations de CO₂ par rapport à l'ère pré-industrielle et une hausse de la température de 2 °C, l'eau de mer absorbe 10 % de moins de CO₂ à peu près (10 % de moins de carbone total, C_T) qu'il ne le ferait sans élévation de la température (voir les colonnes 4 et 6 du tableau 1), alors que le pH reste quasi identique. Donc, un océan plus chaud extrait moins de CO₂ de l'atmosphère, mais tend quand même à s'acidifier. La raison en est que le bicarbonate est transformé en carbonate dans l'eau plus chaude, ce qui libère des ions hydrogène et stabilise de ce fait le pH.

(suite page suivante)

FAQ 3.3 (suite)



FAQ 3.3 - Figure 1 | Série chronologique lissée du titre molaire du CO₂ atmosphérique (en ppm) à l’observatoire atmosphérique de Mauna Loa (ligne rouge du haut), pression partielle du CO₂ dans la couche superficielle de l’océan (pCO₂; ligne bleue du milieu) et pH de l’océan en surface (ligne verte du bas) à la station ALOHA, dans le Pacifique Nord subtropical, au nord d’Hawaï, pendant la période 1990–2011 (d’après Doney *et al.*, 2009; données tirées de Dore *et al.*, 2009). Les résultats montrent que la tendance de la pCO₂ dans la couche superficielle de l’océan concorde globalement avec la hausse atmosphérique, mais fluctue de manière plus marquée en raison de la variabilité interannuelle des processus océaniques à grande échelle.

FAQ 3.3 - Tableau 1 | Évolution du pH océanique et des paramètres du système carbonique^a dans l’eau de surface pour un doublement du CO₂ atmosphérique par rapport à l’ère pré-industrielle, sans ou avec un réchauffement de 2 °C.

Paramètre	Niveau pré-industriel (280 ppmv) 20 °C	2 x niveau pré-industriel (560 ppmv) 20 °C	(évolution en % par rapport au niveau pré-industriel)	2 x niveau pré-industriel (560 ppmv) 22 °C	(évolution en % par rapport au niveau pré-industriel)
pH	8,1714	7,9202	–	7,9207	–
H ⁺ (mol kg ⁻¹)	6,739e ⁻⁹	1,202e ⁻⁸	(78,4)	1,200e ⁻⁸	(78,1)
CO _{2(aq)} (μmol kg ⁻¹)	9,10	18,10	(98,9)	17,2	(89,0)
HCO ₃ ⁻ (μmol kg ⁻¹)	1 723,4	1 932,8	(12,15)	1 910,4	(10,9)
CO ₃ ²⁻ (μmol kg ⁻¹)	228,3	143,6	(-37,1)	152,9	(-33,0)
C _T (μmol kg ⁻¹)	1 960,8	2 094,5	(6,82)	2 080,5	(6,10)

Notes:

^a CO_{2(aq)} = CO₂ dissous, H₂CO₃ = acide carbonique, HCO₃⁻ = bicarbonate, CO₃²⁻ = carbonate, C_T = carbone total = CO_{2(aq)} + HCO₃⁻ + CO₃²⁻

Foire aux questions

FAQ 4.1 | Comment les glaces de mer évoluent-elles en Arctique et en Antarctique?

Les glaces de mer qui recouvrent l'océan Arctique et l'océan Austral, autour de l'Antarctique, présentent des caractéristiques assez différentes et n'évoluent pas de la même manière dans le temps. Au cours des 34 dernières années (1979–2012), les glaces de mer de l'Arctique ont accusé un recul de 3,8 % par décennie dans leur étendue moyenne annuelle. Entre 1978 et 2008, elles ont perdu environ 1,8 m d'épaisseur moyenne pendant les mois d'hiver et leur volume total (masse) est plus faible tout au long de l'année. La baisse accélérée de l'étendue des glaces de mer lors du minimum estival est une conséquence de ces tendances. À l'inverse, au cours des mêmes 34 années, l'étendue totale des glaces de mer de l'Antarctique a présenté une légère hausse, de 1,5 % par décennie, mais avec des écarts prononcés d'une région à l'autre autour du continent. Les mesures de l'épaisseur des glaces de mer dans l'Antarctique sont insuffisantes pour dire si le volume total (masse) diminue, augmente ou reste stable.

Une grande partie des glaces de mer de l'Arctique s'étend au-delà de 60° N (FAQ 4.1 -Figure 1); elles sont entourées par des terres émergées au sud, avec des passages vers l'archipel arctique canadien, et par les mers de Béring, de Barents et du Groenland. Certaines glaces du bassin arctique survivent plusieurs saisons et gagnent en épaisseur, par le gel de l'eau de mer à leur base et par les processus de déformation (formation de crêtes et chevauchement). Les glaces saisonnières n'atteignent que 2 m d'épaisseur environ, mais celles qui ont plus d'un an (dites pérennes) peuvent être plus épaisses de plusieurs mètres. Les glaces de mer de l'Arctique dérivent à l'intérieur du bassin, poussées par les vents et les courants océaniques: la configuration générale comprend un mouvement dans le sens des aiguilles d'une montre dans la partie ouest de l'Arctique et un courant de dérive transpolaire qui fait traverser l'Arctique aux glaces de Sibérie et les pousse hors du bassin par le détroit de Fram.

Les satellites capables de distinguer la glace de l'eau libre ont montré l'évolution survenue. Depuis 1979, l'étendue moyenne annuelle des glaces arctiques a reculé de 3,8 % par décennie. La perte est encore plus marquée quand l'été s'achève (fin septembre), soit 11 % par décennie; un minimum record a été atteint en 2012. L'étendue moyenne décennale des glaces arctiques en septembre (période de valeurs minimales) a accusé une baisse chaque décennie depuis le début des relevés par satellite. Les observations effectuées par les sous-marins et les satellites semblent indiquer que l'épaisseur des glaces de l'Arctique, et donc leur volume total, diminue également. La modification de la proportion de glaces pérennes et de glaces saisonnières contribue à la perte de volume. Selon les relevés longs de 34 années dont on dispose, la fonte et le transport hors du bassin ont entraîné chaque décennie la disparition de 17 % environ de ce type de glace de mer depuis 1979, et de 40 % depuis 1999. Bien que la superficie couverte par les glaces de mer en Arctique puisse fluctuer d'une année à l'autre en raison de la variation de la production saisonnière, la proportion de glaces pérennes épaisses, et le volume total des glaces de mer, ne peut se rétablir que lentement.

À la différence de l'Arctique, l'Antarctique limite les glaces de mer aux latitudes situées au nord du 78° parallèle sud, en raison de sa masse continentale. Les glaces de mer de l'Antarctique sont essentiellement saisonnières et leur épaisseur moyenne n'est que d'environ 1 m au mois de septembre, quand elles sont les plus étendues. Une fraction seulement survit aux minimums estivaux, en février, et très peu ont plus de 2 ans. La lisière est exposée à la haute mer et les chutes de neige sont plus abondantes au-dessus des glaces de mer de l'Antarctique que de l'Arctique. Quand la masse de neige tombée est suffisante pour que la surface des glaces s'enfonce sous le niveau de la mer, l'eau de mer s'infiltre dans la base du stock nival et le gel de la gadoue résultante forme de la glace granulaire. Par conséquent, la transformation de la neige en glace (et le gel de la base, comme dans l'Arctique) contribue à l'augmentation saisonnière de l'épaisseur et du volume total de glace dans l'Antarctique. La formation de glace granulaire est sensible aux variations des précipitations et donc à l'évolution du climat régional. Les effets de ces variations sur l'épaisseur et le volume des glaces de mer dans l'Antarctique restent un grand thème de recherche.

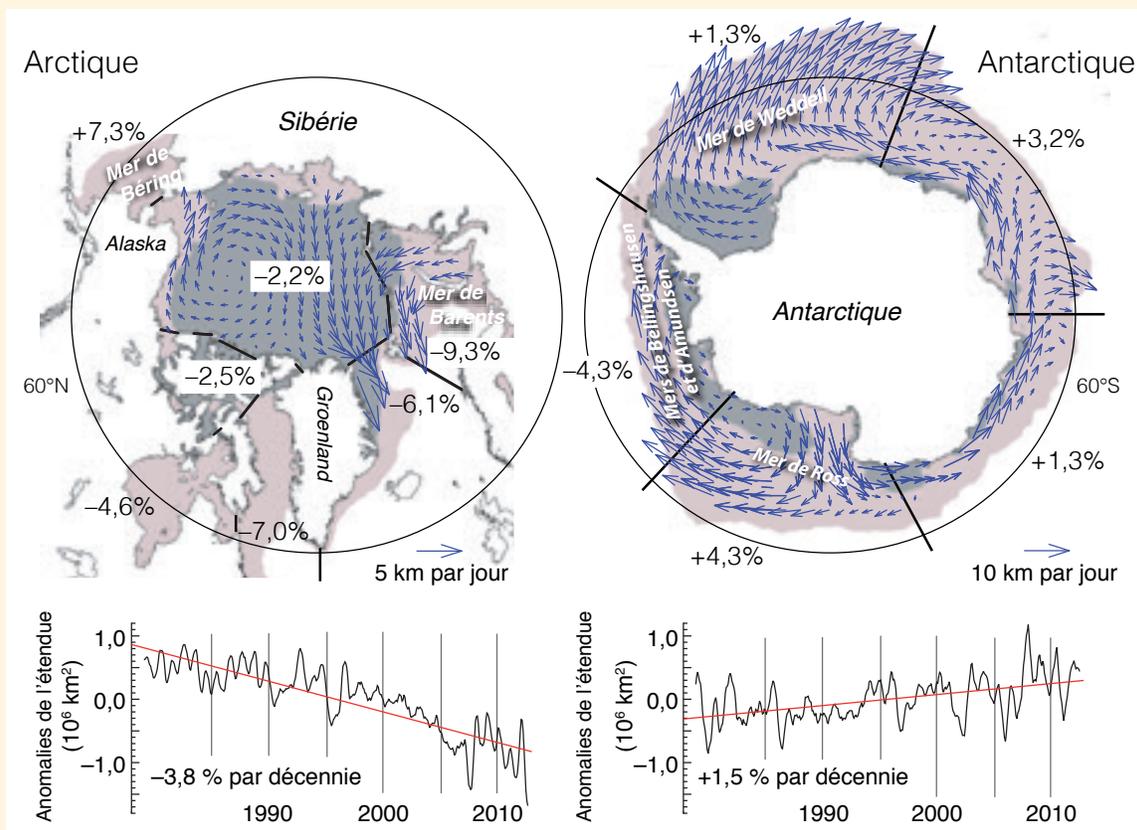
L'expansion latitudinale des glaces de mer antarctiques, qui n'est pas limitée par des terres émergées, est très variable. Les glaces dérivent essentiellement de l'est vers l'ouest près du littoral antarctique, de l'ouest vers l'est plus au nord mais avec énormément de disparités. Une circulation dans le sens des aiguilles d'une montre, qui entraîne les glaces vers le nord, apparaît clairement dans les mers de Weddell et de Ross, tandis que la circulation est plus fluctuante autour de l'Antarctique Est. L'expansion vers le nord des glaces de mer est en partie régie par la dérive divergente qui, en hiver, permet la formation de nouvelles glaces dans les eaux libres en permanence (les polynies) le long des côtes. Ces zones de formation de glace rendent les eaux océaniques plus salées, et donc plus denses, et constituent l'une des principales sources des eaux les plus profondes de l'océan mondial.

(suite page suivante)

FAQ 4.1 (suite)

Selon les mêmes relevés de satellites sur 34 années, l'étendue annuelle des glaces de mer en Antarctique s'est accrue d'environ 1,5 % par décennie. Les tendances divergent toutefois selon les régions, avec une baisse dans les mers de Bellingshausen et d'Amundsen, mais une hausse plus importante dans la mer de Ross qui détermine la tendance globale. On ne sait pas si l'augmentation plus faible de l'étendue des glaces de mer dans l'Antarctique est un bon indicateur climatique, parce que ce paramètre varie énormément d'une année et d'un lieu à l'autre autour du continent. D'après une étude récente, les tendances contrastées que présente la couverture de glace pourraient être dues à des tendances dans la vitesse et le régime des vents à l'échelle régionale. Faute d'estimations plus précises de l'épaisseur et du volume des glaces, il est difficile de décrire la façon dont les glaces de mer antarctiques réagissent à l'évolution du climat ou de dire quels paramètres climatiques ont le plus d'influence.

Il existe de grandes différences dans l'environnement et les processus physiques qui influent sur l'état des glaces de mer de l'Arctique et de l'Antarctique et qui contribuent à leurs réponses dissemblables face au changement climatique. Les longs relevés continus d'observations par satellite montrent clairement que les glaces de mer diminuent dans l'Arctique, mais il est impossible, à partir des éléments dont on dispose, d'affirmer que des changements généraux sont survenus dans les glaces de mer de l'Antarctique et d'en expliquer les causes.



FAQ 4.1 - Figure 1 | Configuration moyenne de la circulation des glaces de mer et tendances décennales (%) des anomalies annuelles de l'étendue des glaces (c.-à-d. après élimination du cycle saisonnier) dans différents secteurs de l'Arctique et de l'Antarctique. Les flèches indiquent la direction et l'ampleur moyennes de la dérive. L'ombrage orange (gris) représente l'étendue maximale (minimale) moyenne des glaces de mer au cours de la période 1979–2012, selon les observations par satellite.

Foire aux questions

FAQ 4.2 | Les glaciers des régions montagneuses sont-ils en train de disparaître?

Les glaciers de nombreuses chaînes montagneuses dans le monde disparaissent en réaction à la hausse des températures atmosphériques survenue ces dernières décennies. Le phénomène a été rapporté dans les Rocheuses et l'Arctique canadiens, les Andes, la Patagonie, les Alpes, le Tien Shan, les montagnes tropicales d'Amérique du Sud, d'Afrique et d'Asie et ailleurs sur la planète. Plus de 600 glaciers ont disparu de ces régions depuis quelques décennies. Beaucoup d'autres subiront le même sort, même si le réchauffement cessait. Il est également probable que certaines chaînes montagneuses perdront la majorité, sinon la totalité, de leurs glaciers.

Depuis 150 ans, les glaciers ont perdu un volume considérable dans toutes les régions montagneuses qui en comptent aujourd'hui. Beaucoup de formations de petites dimensions ont disparu au cours de cette période. Hormis quelques exceptions locales, le recul des glaciers (perte de superficie et de volume) était déjà très répandu dans le monde, avec des pointes très marquées dans les années 1940 et depuis les années 1980. Il y a eu aussi des phases de stabilité relative dans les années 1890, 1920 et 1970, comme l'indiquent les mesures à long terme des variations de longueur et les résultats de modélisations du bilan de masse. Tout indique, selon les mesures *in situ* classiques – et, de plus en plus, les observations aériennes et par satellite – que la vitesse de perte de superficie des glaciers s'est accélérée depuis deux décennies dans la plupart des régions et que le recul se poursuit. Dans quelques régions toutefois, certains glaciers se comportent différemment des autres et avancent alors que la plupart reculent (sur les côtes de la Nouvelle-Zélande, de la Norvège et de la Patagonie australe (Chili), dans la chaîne asiatique du Karakoram, entre autres). En règle générale, ces avancées s'expliquent par des conditions topographiques et/ou climatiques particulières (hausse de la pluviosité, par exemple).

Il faut parfois plusieurs décennies pour que l'étendue d'un glacier réagisse à un changement instantané du climat, si bien que la plupart des formations actuelles sont plus grandes qu'elles ne le seraient si elles étaient en synchronie avec les conditions climatiques actuelles. Étant donné que le délai d'ajustement croît avec la taille, les plus grands glaciers continueront de reculer au cours des prochaines décennies, même si les températures se stabilisaient. Il en ira de même des formations plus petites, mais leur étendue s'ajustera plus rapidement et beaucoup finiront par disparaître complètement.

Un grand nombre de facteurs influent sur l'évolution d'un glacier donné et sur sa disparition éventuelle, dont sa taille, sa pente, l'altitude à laquelle il se trouve, la répartition de sa superficie selon l'altitude et ses caractéristiques de surface (la quantité de débris qui le recouvrent, par exemple). Ces paramètres varient fortement entre deux régions ainsi qu'entre deux glaciers voisins. Des facteurs externes, tels la topographie environnante et le régime climatique, interviennent aussi grandement dans l'évolution d'un glacier. À des échelles temporelles assez courtes (une ou deux décennies), chaque glacier réagit au changement climatique séparément et différemment des autres dans le détail.

Sur une période excédant une cinquantaine d'années, la réponse est plus cohérente et moins fonction des particularités locales de l'environnement, ce qui permet de bien modéliser les tendances à long terme de l'évolution des glaciers. Les modèles utilisés reposent sur des principes physiques fondamentaux que nous comprenons. Ainsi, une hausse locale de la température moyenne de l'air, sans modification des précipitations, augmentera l'altitude de la ligne d'équilibre (voir le glossaire) de quelque 150 m par degré Celsius de réchauffement atmosphérique. Ce déplacement vers le haut et ses conséquences pour les glaciers de taille et d'altitude différentes sont illustrés ici (FAQ 4.2 - Figure 1).

Au départ, tous les glaciers présentent une zone d'accumulation (blanc) au-dessus de la ligne d'équilibre et une zone d'ablation (bleu clair) au-dessous (FAQ 4.2 - Figure 1a). La remontée de cette ligne se traduit par une contraction de la zone d'accumulation et par une expansion de la zone d'ablation, phénomène qui augmente la superficie soumise à la fonte (FAQ 4.2 - Figure 1b). Ce déséquilibre entraîne une perte globale de glace. Au bout de plusieurs années, le front du glacier recule et la zone d'ablation diminue jusqu'à ce que l'étendue du glacier soit ajustée au nouveau climat (FAQ 4.2 - Figure 1c). Si l'évolution du climat est assez forte pour que la ligne d'équilibre se situe constamment au-dessus du point le plus élevé du glacier (FAQ 4.2 - Figure 1b, à droite), le glacier finit par disparaître complètement (FAQ 4.2 - Figure 1c, à droite). Les glaciers élevés, qui conservent leur zone d'accumulation, reculent, mais ne disparaissent pas (FAQ 4.2 - Figure 1c, à gauche et au centre). Un grand glacier de vallée pourrait perdre une bonne partie de sa langue, qui serait sans doute remplacée par un lac (FAQ 4.2 - Figure 1c, à gauche). Outre la température de l'air, la variation du volume et de la saisonnalité des précipitations a une incidence sur l'altitude de la ligne d'équilibre. La dynamique des glaciers (vitesse d'écoulement, etc.) intervient aussi, mais elle n'est pas prise en considération dans ce schéma simplifié.

De nombreuses observations confirment que les différents types de glaciers répondent différemment au changement climatique récent. Ce sont les langues plates et basses des grands glaciers de vallée (tels ceux de l'Alaska, du Canada ou des Alpes) qui perdent actuellement le plus de masse, quasi indépendamment de l'aspect, de l'ombre et de la couche de débris. Ce genre de glacier se caractérise par un ajustement lent de l'étendue aux conditions climatiques et réagit surtout en perdant de l'épaisseur, sans recul prononcé de la partie terminale. Au contraire, les glaciers de montagne plus petits, dont la pente est assez constante, s'ajustent plus vite à l'évolution du climat par une modification rapide de la superficie de la zone d'ablation (FAQ 4.2 - Figure 1c, au centre).

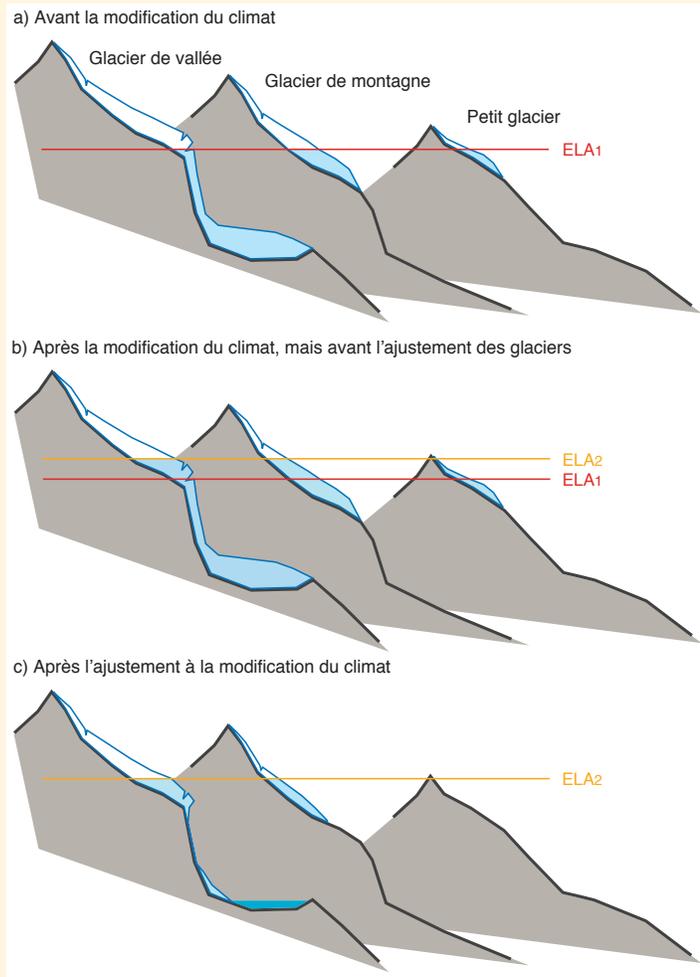
(suite page suivante)

FAQ 4.2 (suite)

Les graphiques présentés ici (FAQ 4.2 - Figure 1) permettent de bien anticiper la réponse à long terme de la plupart des types de glaciers. En revanche, il est difficile de modéliser leur réponse à court terme, ou la réponse à long terme de types de glaciers plus complexes (ceux qui sont recouverts d'un grand volume de débris, sont alimentés par de la neige d'avalanches, comportent une zone d'accumulation discontinue, présentent des périodes de surge, vèlent dans l'eau, etc.). Il faut alors connaître en détail d'autres caractéristiques du glacier, tels le bilan de masse, la répartition de l'épaisseur de glace et les processus hydrauliques internes. On ne dispose pas de telles données pour la plupart des glaciers de la planète, dont la réponse au changement climatique ne peut donc qu'être estimée avec le schéma simplifié présenté ici (FAQ 4.2 - Figure 1).

La chaîne de montagnes du Karakoram-Himalaya, par exemple, abrite une grande variété de glaciers soumis à des conditions climatiques différentes. Comme on connaît encore mal les caractéristiques de ces glaciers, l'anticipation de leur évolution est très incertaine. Ces lacunes devraient être largement comblées dans quelques années, grâce au recours accru aux données provenant de satellites (pour établir l'inventaire des glaciers, déduire les vitesses d'écoulement, etc.) et à l'expansion du réseau de mesure au sol.

En résumé, le sort des glaciers sera différent selon leurs caractéristiques propres et les conditions climatiques futures. D'autres glaciers disparaîtront, certains perdront une grande partie de leur partie basse, d'autres pourraient ne présenter aucun changement important. Les glaciers dont la ligne d'équilibre se trouve déjà au-dessus de leur point le plus haut sont appelés à disparaître totalement, à moins que le climat ne refroidisse. Il en ira de même à l'avenir; tous les glaciers disparaîtront dans les régions où la ligne d'équilibre passera au-dessus de leur altitude la plus élevée.



FAQ 4.2 - Figure 1 | Trois types de glaciers situés à des altitudes différentes et leur réponse à une remontée de l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA). a) La ligne d'équilibre se trouve à une certaine altitude (ELA1) et tous les glaciers ont une taille précise sous un climat donné. b) Sous l'effet d'une hausse des températures, la ligne d'équilibre se déplace vers l'amont (ELA2), entraînant au départ la réduction de la zone d'accumulation et l'augmentation de la zone d'ablation de tous les glaciers. c) Quand la taille des glaciers s'est ajustée au nouveau positionnement de la ligne d'équilibre, le glacier de vallée (à gauche) n'a plus de langue et le petit glacier (à droite) a complètement disparu.

Foire aux questions

FAQ 5.1 | Le Soleil est-il un facteur déterminant des récents changements climatiques?

L'éclairement énergétique solaire total (TSI, chapitre 8) est la quantité totale d'énergie du Soleil qui parvient à la limite supérieure de l'atmosphère. Il varie selon une large gamme d'échelles temporelles, qui va de milliards d'années à quelques jours seulement, quoique les changements soient plutôt faibles depuis 140 ans. Les modifications de l'éclairement énergétique solaire jouent un grand rôle dans la variabilité du climat (chapitre 1; figure 1.1), comme les émissions volcaniques et les facteurs anthropiques. Elles aident à expliquer le changement observé dans les températures à la surface du globe depuis le début des relevés instrumentaux (FAQ 5.1 - Figure 1; chapitre 10) et au cours du dernier millénaire. S'il est possible que la variabilité solaire ait contribué de manière perceptible à l'évolution des températures à la surface du globe au début du XX^e siècle, elle ne peut expliquer la hausse observée depuis que les satellites mesurent directement l'éclairement énergétique solaire total, soit la fin des années 1970 (chapitres 8, 10).

Le cœur du Soleil est un immense réacteur à fusion nucléaire qui transforme l'hydrogène en hélium. L'énergie ainsi produite se propage dans l'ensemble du système solaire sous forme de rayonnement électromagnétique. La quantité d'énergie qui parvient à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre varie selon la production et l'émission d'énergie électromagnétique par le Soleil et selon la trajectoire orbitale de la Terre autour du Soleil.

Selon les instruments embarqués à bord de satellites, qui mesurent directement l'éclairement énergétique solaire total depuis 1978, quelque 1 361 W m⁻² atteignent en moyenne la limite supérieure de l'atmosphère terrestre. Certaines parties de la surface du globe, la pollution de l'air et les nuages réfléchissent par effet de miroir 30 % à peu près de cette énergie vers l'espace. Des niveaux supérieurs de TSI sont mesurés quand l'activité du Soleil s'intensifie. Les variations de l'éclairement énergétique suivent le cycle des taches solaires, d'une durée approximative de 11 ans: au cours des derniers cycles, les valeurs de l'éclairement énergétique solaire total ont fluctué de quelque 0,1 % en moyenne.

Pour la période antérieure aux mesures par satellite, les variations de l'éclairement énergétique solaire total sont estimées à partir du nombre de taches solaires (en remontant jusqu'en 1610) ou à partir des radio-isotopes qui se forment dans l'atmosphère et sont conservés dans la glace polaire et dans les anneaux de croissance des arbres. On appelle communément «grands minima solaires» les périodes bien délimitées, d'une durée de 50 à 100 ans, au cours desquelles l'activité solaire est particulièrement faible – tel le minimum de Maunder entre 1645 et 1715. La plupart des estimations de la variation de l'éclairement énergétique solaire total entre le minimum de Maunder et aujourd'hui s'établissent aux alentours de 0,1 %, valeur semblable à l'amplitude de la variabilité sur 11 ans.

En quoi la variabilité solaire peut-elle aider à expliquer les relevés de la température à la surface du globe qui remontent à 1870? Il est important, pour répondre à cette question, de savoir que d'autres facteurs climatiques interviennent, qui induisent chacun des modes particuliers de réponse du climat régional. C'est toutefois la conjugaison de l'ensemble de ces facteurs qui est à l'origine du changement climatique observé. La variabilité solaire et les éruptions volcaniques sont des facteurs naturels. Pour leur part, les facteurs anthropiques (dus aux activités humaines) comprennent les changements dans les concentrations de gaz à effet de serre et les rejets de matières polluantes visibles (aérosols) et d'autres substances dans l'atmosphère. La «variabilité interne» désigne les fluctuations au sein du système climatique qui sont imputables, par exemple, à la variabilité des conditions météorologiques ou au phénomène El Niño/Oscillation australe.

La part relative de ces facteurs naturels et anthropiques évolue dans le temps. Leur contribution est déterminée ici (FAQ 5.1 - Figure 1) par un calcul très simple, dans lequel la variation moyenne de la température à la surface du globe représente la somme de quatre éléments reliés de manière linéaire au forçage solaire, volcanique et anthropique et à la variabilité interne. La température à la surface du globe a augmenté d'environ 0,8 °C entre 1870 et 2010 (FAQ 5.1 - Figure 1a). Mais cette hausse n'a pas été uniforme: à certains moments, divers facteurs qui refroidissent la surface – éruptions volcaniques, baisse de l'activité solaire, rejets anthropiques d'aérosols – l'ont emporté sur les facteurs qui réchauffent la surface, tels les gaz à effet de serre; la variabilité générée à l'intérieur du système climatique a provoqué d'autres fluctuations encore, indépendantes des influences externes.

La contribution du Soleil à l'évolution de la température en surface est principalement marquée par le cycle solaire de 11 ans, qui peut expliquer les fluctuations des températures mondiales jusqu'à concurrence de 0,1 °C environ entre les minima et les maxima (FAQ 5.1 - Figure 1b). Il est possible qu'une tendance durable à l'intensification de l'activité solaire au début du XX^e siècle, accompagnée de la variabilité interne, de l'augmentation des gaz à effet de serre et d'un hiatus dans l'activité volcanique, ait accentué le réchauffement relevé pendant cet intervalle. Elle ne peut cependant expliquer la hausse observée depuis la fin des années 1970. On note même une légère baisse de l'éclairement énergétique solaire total entre 1986 et 2008 (chapitres 8 et 10).

(suite page suivante)

FAQ 5.1 (suite)

Les éruptions volcaniques font varier la température à la surface du globe en rejetant occasionnellement dans l'atmosphère des aérosols qui refroidissent la surface terrestre (FAQ 5.1 - Figure 1c). Les grandes éruptions, comme celle du mont Pinatubo en 1991, peuvent refroidir la surface d'environ 0,1 à 0,3 °C pendant une période allant jusqu'à trois ans.

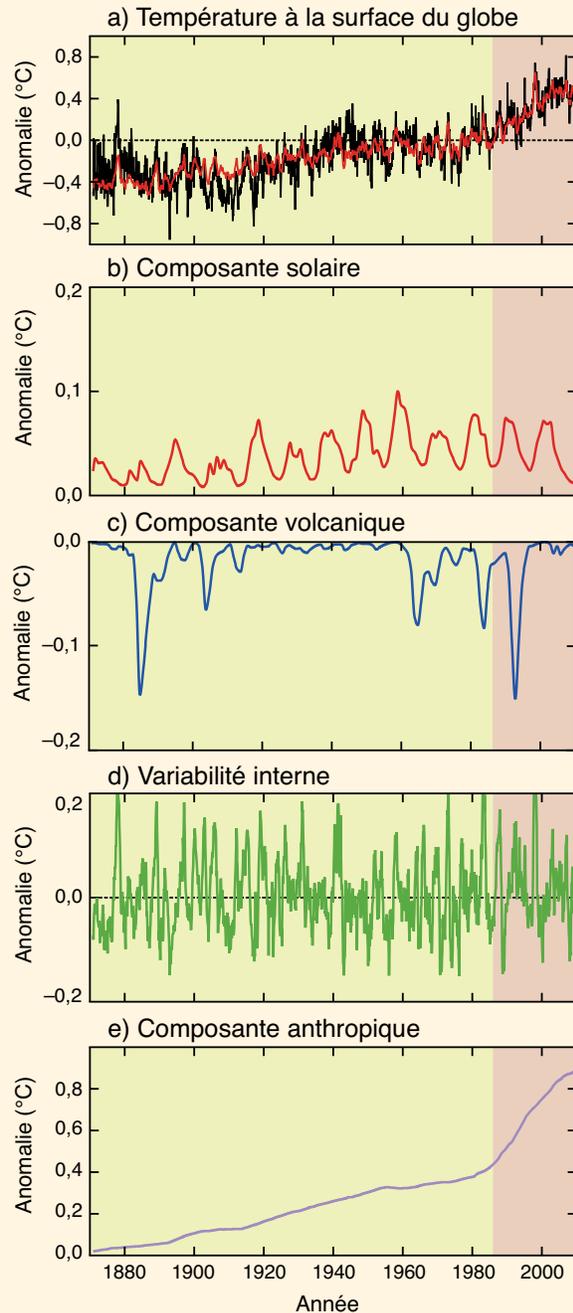
La composante la plus importante de la variabilité interne du climat est le phénomène El Niño/Oscillation australe, qui a un effet notable sur les variations interannuelles de la température moyenne dans les régions tropicales et dans le monde (FAQ 5.1 - Figure 1d). Des températures annuelles assez élevées ont été relevées pendant les épisodes El Niño, en 1997–1998 par exemple.

La variabilité de la température observée à la surface du globe entre 1870 et 2010 (FAQ 5.1 - Figure 1a) traduit les effets conjugués de facteurs naturels (solaire, volcanique, interne; FAQ 5.1 - Figure 1b-d), qui viennent se superposer à la tendance multidécennale au réchauffement induite par des facteurs anthropiques (FAQ 5.1 - Figure 1e).

Avant 1870, quand les émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols étaient plus faibles, la variation de l'activité solaire et volcanique et la variabilité interne jouaient un plus grand rôle, même si la contribution précise de ces différents éléments à la température en surface est moins certaine. Les périodes d'activité solaire minimale d'une durée de plusieurs décennies ont souvent été associées à des conditions froides. Toutefois, elles comportent fréquemment des éruptions volcaniques, ce qui rend difficile la quantification de l'apport du Soleil.

À l'échelle des régions, les fluctuations de l'activité solaire ont été reliées à des modifications du climat en surface et de la circulation atmosphérique dans la zone indopacifique, dans la partie septentrionale de l'Asie et dans l'Atlantique Nord. Les mécanismes qui amplifient les effets régionaux des fluctuations relativement faibles de l'éclairement énergétique solaire total selon le cycle approximatif de 11 ans comprennent les interactions dynamiques entre les couches supérieures et les couches inférieures de l'atmosphère, ou entre la température de l'océan en surface et l'atmosphère; elles ont peu d'incidence sur la température moyenne à la surface du globe (voir l'encadré 10.2).

Enfin, le fléchissement de l'activité solaire au cours du dernier minimum survenu il y a quelques années (FAQ 5.1 - Figure 1b) soulève la question de son influence future sur le climat. En dépit des incertitudes touchant l'activité solaire à venir, on estime avec un *degré de confiance élevé* que les effets de l'activité solaire, dans la plage des grands maxima et minima, seront beaucoup plus réduits que les changements imputables aux effets anthropiques.



FAQ 5.1 - Figure 1 | Anomalies de la température à la surface du globe entre 1870 et 2010 et facteurs naturels (solaire, volcanique, interne) et anthropiques en jeu. a) Relevés de la température à la surface du globe (1870–2010) par rapport à la température moyenne en surface entre 1961 et 1990 (ligne noire); modèle de variation de la température (a: ligne rouge) obtenu à partir de la somme des impacts des facteurs naturels (b, c, d) et anthropiques (e) sur la température. b) Estimation de la réponse de la température au forçage solaire. c) Estimation de la réponse de la température aux éruptions volcaniques. d) Estimation de la variabilité de la température due à la variabilité interne, liée ici au phénomène El Niño/Oscillation australe. e) Estimation de la réponse de la température au forçage anthropique, formé d'une composante de réchauffement due aux gaz à effet de serre et d'une composante de refroidissement due à la plupart des aérosols.

Foire aux questions

FAQ 5.2 | Dans quelle mesure le rythme actuel d'évolution du niveau de la mer est-il inhabituel?

Le rythme d'évolution du niveau de la mer à l'échelle du globe – qui s'établit en moyenne à $1,7 \pm 0,2 \text{ mm an}^{-1}$ sur l'ensemble du XX^e siècle et entre $2,8$ et $3,6 \text{ mm an}^{-1}$ depuis 1993 (chapitre 13) – est inhabituel par rapport aux variations centennales des deux derniers millénaires. Toutefois, le niveau de la mer a déjà varié beaucoup plus vite au cours des périodes de dislocation rapide des nappes glaciaires, par exemple lors du passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire. Des effets tectoniques exceptionnels peuvent aussi produire localement des variations très rapides du niveau de la mer, dont la vitesse excède le rythme actuel d'évolution à l'échelle de la planète.

On pense souvent que le niveau de la mer est le point de rencontre de l'océan et de la terre ferme. Pour les spécialistes, il s'agit plutôt d'une mesure de la position de la surface de la mer relativement aux terres émergées, deux éléments qui peuvent fluctuer par rapport au centre de la Terre. Le niveau de la mer est donc déterminé par un ensemble de facteurs à la fois géophysiques et climatiques. Parmi les processus géophysiques qui agissent sur le niveau de la mer figurent les affaissements ou les soulèvements des terres émergées et les ajustements isostatiques glaciaires – la réponse du système terre-océan à une modification de la répartition de la masse sur la Terre, en particulier les eaux océaniques et les glaces terrestres.

Les processus climatiques comprennent les variations de la température de l'océan, qui entraînent une dilatation ou une contraction de l'eau de mer, les modifications du volume des glaciers et des nappes glaciaires et les déplacements des courants océaniques. L'évolution locale et régionale des facteurs climatiques et géophysiques est à l'origine de vastes écarts par rapport à l'estimation du rythme moyen de variation du niveau de la mer sur la planète. Ainsi, le niveau *local* de la mer le long de la côte nord de la Suède (golfe de Botnie) baisse de près de 10 mm an^{-1} en raison du soulèvement induit par la fonte des glaces continentales depuis la dernière période glaciaire. Au contraire, le niveau *local* de la mer au sud de Bangkok s'est élevé à raison de 20 mm an^{-1} environ entre 1960 et 2005 sous l'effet essentiellement d'un affaissement imputable à l'extraction d'eaux souterraines.

La variation du niveau de la mer est mesurée depuis quelque 150 ans par les stations marégraphiques et depuis une vingtaine d'années par altimétrie satellitaire. Les jeux de données obtenus par ces deux méthodes concordent pour la période de chevauchement des observations. Le rythme mondial moyen d'élévation du niveau de la mer a été de $\sim 1,7 \pm 0,2 \text{ mm an}^{-1}$ au cours du XX^e siècle – le double environ depuis deux décennies; cela peut sembler faible en comparaison des oscillations des vagues et des marées observées sur la planète, qui peuvent les dépasser de plusieurs ordres de grandeur. Cependant, si ces rythmes persistent pendant une longue période, leur ampleur aura de graves conséquences sur les régions côtières de faible altitude et à forte densité de population, où même une légère hausse du niveau de la mer peut produire de vastes inondations dans les terres.

Pour la période antérieure aux relevés instrumentaux, on estime indirectement les rythmes locaux d'évolution du niveau de la mer à partir d'archives sédimentaires, fossiles et archéologiques. Ces mesures indirectes sont limitées dans l'espace et reflètent à la fois des conditions locales et des conditions planétaires. La reconstitution d'un signal mondial est plus faible lorsque les relevés indirects provenant de milieux très différents pointent vers un même signal. Il importe de noter que les archives géologiques – en particulier celles qui remontent à plus de 20 000 ans environ – n'indiquent le plus souvent que les variations du niveau de la mer survenues à l'échelle de millénaires. Les estimations du rythme d'évolution d'un siècle à l'autre reposent donc sur des informations portant sur des millénaires, mais il faut admettre que ces données n'excluent pas totalement que des changements plus rapides se soient produits à l'échelle de siècles.

Les reconstitutions de l'évolution du niveau de la mer au cours des deux derniers millénaires permettent d'utiliser les mesures indirectes pour créer un chevauchement avec la période des relevés instrumentaux et aller au-delà. Ainsi, pour prendre un exemple récent, les dépôts de marais maritimes sur la côte atlantique des États-Unis d'Amérique, alliés aux reconstitutions du niveau de la mer fondées sur les données marégraphiques et les prévisions émanant de modèles, permettent d'étayer un rythme moyen d'évolution du niveau de la mer de $2,1 \pm 0,2 \text{ mm an}^{-1}$ depuis la fin du XIX^e siècle. Cette élévation sur un siècle est plus rapide que tout autre rythme de variation centennale, sur la période complète de 2 000 ans, établi pour ce tronçon de côte.

Si l'on étudie des périodes plus longues, on voit que les variations du niveau de la mer ont parfois présenté des rythmes et des amplitudes nettement supérieurs. Depuis 500 000 ans, les cycles de climat glaciaire-interglaciaire se sont traduits par des variations pouvant atteindre 120 à 140 m à l'échelle du globe. La plupart de ces fluctuations du niveau de la mer ont pris 10 000 à 15 000 ans à se produire, pendant le passage d'une période entièrement glaciaire à une période interglaciaire, selon un rythme moyen de 10 à 15 mm an^{-1} . De tels rythmes ne peuvent durer que lorsque la Terre sort d'une période de glaciation extrême et que de vastes nappes glaciaires entrent en contact avec l'océan. Par exemple, selon les dépôts fossiles de récifs coralliens, le niveau de la mer sur la planète s'est élevé brusquement de 14–18 m en moins de 500 ans durant le passage du dernier maximum glaciaire (il y a quelque 21 000 ans) à la présente période interglaciaire (holocène, derniers 11 650 ans). Au cours de ce processus, appelé impulsion de fonte 1A, l'élévation du niveau de la mer a excédé 40 mm an^{-1} .

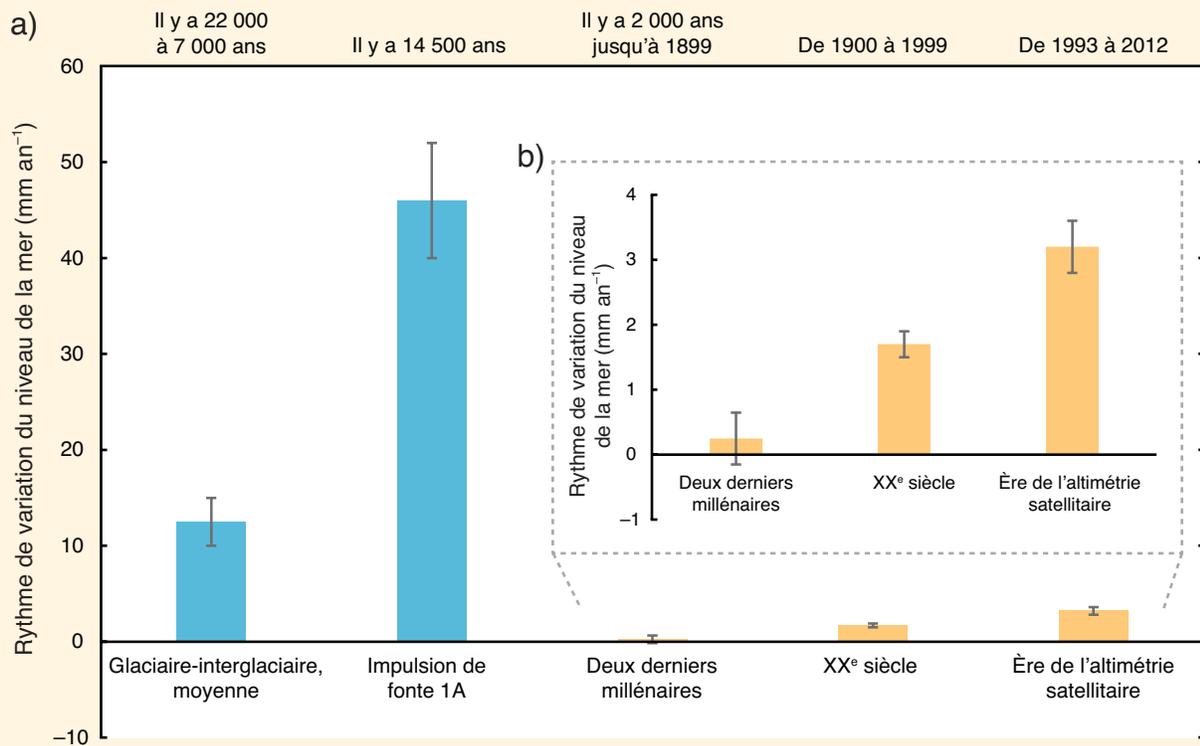
(suite page suivante)

FAQ

FAQ 5.2 (suite)

Ces exemples provenant de périodes plus longues font état de rythmes d'évolution du niveau de la mer supérieurs à ce que l'on observe aujourd'hui, mais il ne faut pas perdre de vue qu'ils sont survenus dans des circonstances particulières: au moment du passage d'une période entièrement glaciaire à des conditions interglaciaires, aux endroits où les répercussions à long terme de ces cycles perdurent, aux emplacements soumis à de fortes perturbations tectoniques ou dans les grands deltas marqués par un affaissement dû au tassement des matières sédimentaires – parfois amplifié par l'extraction de fluides souterrains.

Les relevés instrumentaux et géologiques corroborent la conclusion selon laquelle le rythme actuel d'évolution du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe est inhabituel si on le compare aux valeurs observées et/ou estimées pour les deux derniers millénaires. Des rythmes plus rapides ont été observés dans les relevés géologiques, notamment lors du passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire.



FAQ 5.2 - Figure 1 | a) Estimations du rythme moyen de variation du niveau de la mer à l'échelle du globe (mm an⁻¹) au cours de cinq intervalles temporels: passage de la période glaciaire à la période interglaciaire actuelle, impulsion de fonte 1A, deux derniers millénaires, XXᵉ siècle et ère de l'altimétrie satellitaire (1993–2012). Les colonnes bleues correspondent au passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire, les colonnes orange à la période interglaciaire actuelle. Les barres noires indiquent l'étendue des valeurs probables du rythme moyen de variation du niveau de la mer à l'échelle du globe. À noter les rythmes accélérés qui caractérisent le passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire. b) Détails du rythme de variation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe au cours des trois intervalles appartenant à la période interglaciaire actuelle.

Foire aux questions

FAQ 6.1 | Le dégagement rapide de méthane et de dioxyde de carbone dû à la fonte du pergélisol ou au réchauffement des océans pourrait-il avoir un effet marqué sur le réchauffement?

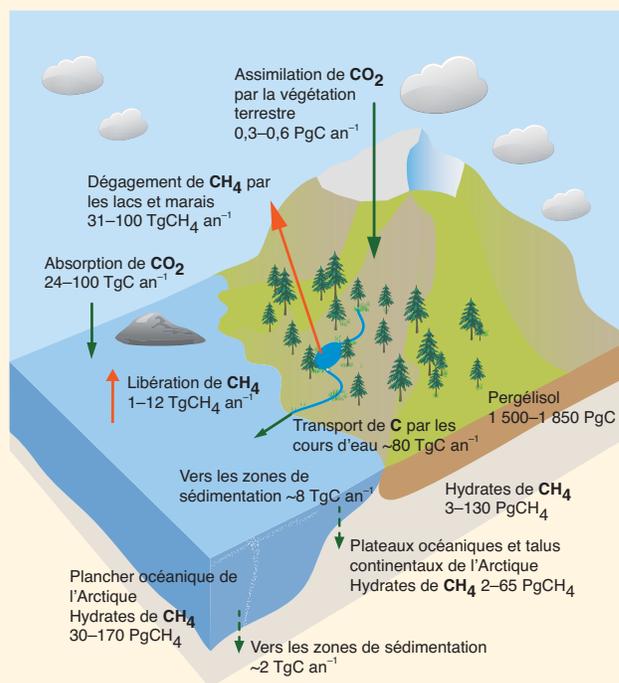
Le pergélisol est un sol gelé en permanence que l'on trouve surtout aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, y compris dans les plateaux situés à faible profondeur sous les eaux de l'océan Arctique. Il contient des dépôts anciens de carbone organique, dont certains sont des vestiges de la dernière glaciation et renferment au moins le double de la quantité de carbone présent aujourd'hui dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (CO_2). Si une partie appréciable de ce carbone était libérée sous forme de méthane et de CO_2 , la hausse des concentrations atmosphériques résultante se traduirait par une augmentation des températures de l'air, laquelle entraînerait également un dégagement de méthane et de CO_2 , créant une rétroaction positive qui amplifierait encore le réchauffement de la planète.

Le domaine arctique est actuellement un puits net de CO_2 – dont les plantes en période végétative fixent environ $0,4 \pm 0,4 \text{ PgC an}^{-1}$ – ce qui représente 10 % environ du puits mondial formé aujourd'hui par les terres émergées. C'est aussi une faible source de méthane (CH_4): les émissions, émanant principalement des zones humides dégelées pendant la saison chaude, se situent entre 15 et $50 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ an}^{-1}$, ce qui correspond à 10 % environ de la source mondiale constituée par les zones humides. Il n'est pas établi de manière concluante que la fonte alimente sensiblement les bilans mondiaux actuels de ces deux gaz à effet de serre. Toutefois, en cas de réchauffement durable de l'Arctique, les experts et les modèles indiquent, avec un degré de concordance moyen, qu'un dégagement conjugué de 350 PgC en équivalent CO_2 pourrait survenir d'ici à 2100.

Le pergélisol des terres émergées et des plateaux océaniques renferme de grands volumes de carbone organique, qui doit être dégelé et décomposé par les microbes pour se libérer – essentiellement sous forme de CO_2 . Dans les milieux pauvres en oxygène, par exemple les sols saturés d'eau, certains microbes produisent également du méthane.

Sur les terres émergées, le pergélisol est recouvert d'une «couche active» en surface, qui dégèle pendant l'été et fait partie de l'écosystème de toundra. Si les températures sont, en moyenne, plus élevées au printemps et en été, la couche active s'épaissit et davantage de carbone est soumis à la décomposition microbienne. Cependant, la végétation arctique assimilera davantage de dioxyde de carbone par le biais de la photosynthèse si les étés sont plus chauds. Autrement dit, le bilan net de carbone dans l'Arctique résulte d'un équilibre délicat entre une absorption accrue et un rejet accru de carbone.

Les conditions hydrologiques lors du dégel estival sont également importantes. La fonte de masses de glace souterraine excédentaire peut être propice à la formation d'eaux stagnantes dans des mares et des lacs, où l'absence d'oxygène entraîne un dégagement de méthane. Vu la complexité des paysages arctiques dans un contexte de réchauffement du climat, on peut difficilement dire, si ce n'est avec un *faible degré de confiance*, lequel de ces processus l'emporterait sur les autres à l'échelle régionale. La diffusion de chaleur et la fonte du pergélisol sont des processus lents – de fait, le pergélisol présent dans les couches les plus profondes de l'Arctique peut être considéré comme un vestige de la dernière glaciation qui continue lentement à s'éroder; toute diminution importante du carbone fixé dans le pergélisol se déroulera donc sur de longues périodes.



FAQ 6.1 - Figure 1 | Représentation simplifiée des principaux réservoirs et flux de carbone actuels dans le domaine arctique, dont le pergélisol des terres émergées, des plateaux continentaux et de l'océan. (Adapté de McGuire *et al.*, 2009; et Tarnocai *et al.*, 2009.) $\text{TgC} = 10^{12} \text{ gC}$, $\text{PgC} = 10^{15} \text{ gC}$.

(suite page suivante)

FAQ

FAQ 6.1 (suite)

Si la quantité d'oxygène est suffisante, la décomposition microbienne des matières organiques du sol s'accompagne d'un dégagement de chaleur (comme dans le compost), qui peut accentuer la fonte de pergélisol pendant l'été. Selon la teneur en carbone et en glace du pergélisol et selon le régime hydrologique, il est possible, dans un contexte de réchauffement, que ce mécanisme déclenche localement une détérioration assez rapide du pergélisol.

Les études qui modélisent la dynamique du pergélisol et des émissions de gaz à effet de serre font état d'une rétroaction positive relativement lente, se déroulant sur des centaines d'années. Le pergélisol pourrait libérer jusqu'à 250 PgC sous forme de CO₂ et jusqu'à 5 Pg sous forme de CH₄ d'ici à 2100. Étant donné le fort potentiel d'effet de serre du méthane, cela équivaut à 100 PgC supplémentaires en équivalent CO₂ dégagé jusqu'en 2100. De telles quantités sont semblables à celles d'autres rétroactions biogéochimiques, tel le rejet additionnel de CO₂ imputable au réchauffement des sols des terres émergées à l'échelle du globe. Toutefois, les modèles actuels ne simulent pas l'ensemble des processus complexes de l'Arctique qui surviennent quand le pergélisol fond, dont la formation de lacs et de mares.

Les hydrates de méthane sont une autre forme de carbone gelé que l'on trouve dans le pergélisol profond, les plateaux océaniques, les talus continentaux et les sédiments des grands fonds marins. Il s'agit d'amas de molécules d'eau et de méthane qui ne sont stables que dans une fourchette précise de températures basses et de pressions élevées. Sur les terres émergées et dans les océans, la majorité des hydrates de méthane proviennent de carbone d'origine naturelle, marine ou terrestre, décomposé en l'absence d'oxygène et piégé dans un milieu aquatique présentant les conditions de température et de pression adéquates.

Tout réchauffement du pergélisol, des eaux océaniques et des sédiments et/ou toute modification de la pression pourraient déstabiliser ces hydrates et entraîner la libération de CH₄ dans l'océan. Il est possible également, lors de dégagements intermittents plus importants, qu'une partie du CH₄ soit expulsée vers l'atmosphère. Il existe de grands réservoirs d'hydrates de méthane: l'Arctique à lui seul renferme des quantités de CH₄ sous forme d'hydrates qui seraient dix fois plus importantes que le CH₄ actuellement présent dans l'atmosphère du globe.

Comme la fonte du pergélisol, la libération d'hydrates sur les terres émergées est un processus lent, qui s'étire sur des décennies, voire des siècles. Les grands fonds océaniques et les sédiments de fond prendront encore plus de temps – des siècles à des millénaires – à se réchauffer suffisamment pour provoquer la déstabilisation des hydrates qu'ils renferment. De plus, le méthane dégagé dans les eaux profondes doit atteindre la surface et l'atmosphère pour avoir une incidence sur le climat; on pense que la plus grande partie serait consommée par des micro-organismes avant d'y parvenir. En fait, seul le CH₄ des hydrates présents dans les plateaux situés à faible profondeur, tels ceux de l'océan Arctique au nord de la Sibérie orientale, pourraient atteindre l'atmosphère et avoir un impact sur le climat.

Plusieurs études récentes ont établi que des émissions de CH₄, importantes à l'échelle locale, étaient observées au-dessus du plateau sibérien de l'Arctique et de certains lacs de Sibérie. On ne sait pas quelle proportion de ces dégagements provient de la décomposition de carbone organique ou de la déstabilisation d'hydrates. Rien ne permet de dire non plus si ces rejets ont été stimulés par le réchauffement survenu il y a peu dans la région ou s'ils ont toujours existé – il est possible que ces écoulements de CH₄ durent depuis la dernière glaciation. Quoi qu'il en soit, leur contribution au bilan mondial de CH₄ est très limitée – moins de 5 %, ce qui est également confirmé par les observations des concentrations de méthane dans l'atmosphère, qui n'indiquent pas de hausse sensible au-dessus de l'Arctique.

D'après les avis d'experts et les études de modélisation, les émissions de CH₄ et de CO₂ devraient toutefois augmenter avec le réchauffement de l'Arctique et créer une rétroaction climatique positive. À l'échelle des siècles, cette rétroaction sera modérée: son ampleur sera semblable à celle d'autres rétroactions climat-écosystème terrestre. À l'échelle des millénaires ou plus, cependant, le dégagement de CO₂ et de CH₄ par le pergélisol et les plateaux ou talus continentaux sera beaucoup plus important en raison des grands réservoirs de carbone et d'hydrates de méthane en jeu.

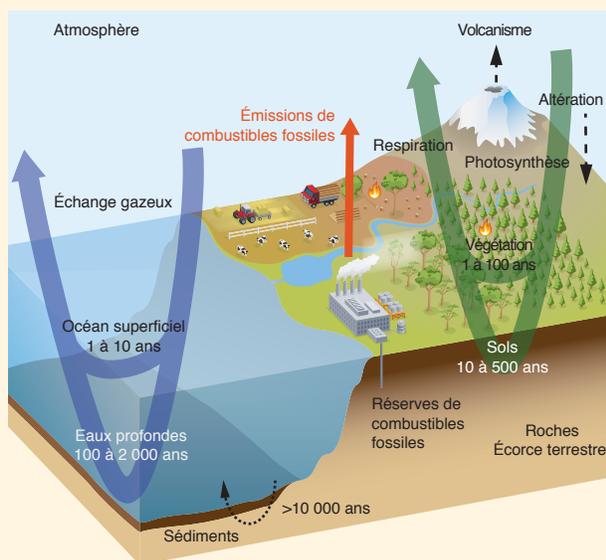
Foire aux questions

FAQ 6.2 | Que devient le dioxyde de carbone après son rejet dans l'atmosphère?

Le dioxyde de carbone (CO_2) qui est rejeté dans l'atmosphère commence par se diffuser rapidement dans l'atmosphère, la couche supérieure de l'océan et la végétation. Il passe ensuite dans les différents réservoirs du cycle global du carbone, dont les sols, les profondeurs océaniques et les roches. Certains de ces échanges se font très lentement. Selon la quantité rejetée, 15 à 40 % du CO_2 pourra rester dans l'atmosphère jusqu'à 2 000 ans, après quoi un nouvel équilibre sera établi entre l'atmosphère, la biosphère terrestre et l'océan. Les processus géologiques prendront des dizaines à des centaines de milliers d'années – peut-être plus – pour redistribuer encore le carbone entre les réservoirs géologiques. La hausse des concentrations atmosphériques de CO_2 et les impacts des émissions actuelles sur le climat persisteront donc très longtemps.

Le CO_2 est un gaz très peu réactif qui se mélange rapidement dans toute la troposphère, soit en moins d'une année. À la différence des composés chimiques réactifs présents dans l'atmosphère, tel le méthane, qui sont éliminés et désagrégés par les processus d'absorption dans les puits, le carbone est redistribué entre les différents réservoirs du cycle global du carbone, puis renvoyé dans l'atmosphère à des échelles de temps très variables. Un schéma simplifié du cycle global du carbone est présenté ici (FAQ 6.2 - Figure 1). Les flèches courbes indiquent le temps généralement requis pour que les atomes de carbone passent dans les différents réservoirs.

Avant l'ère industrielle, le cycle du carbone était globalement à l'équilibre. On le déduit des mesures effectuées sur les carottes de glace, qui montrent que les concentrations atmosphériques de CO_2 étaient restées quasi constantes pendant plusieurs milliers d'années. L'équilibre a été ébranlé par les émissions anthropiques de dioxyde de carbone dans



FAQ 6.2 - Figure 1 | Schéma simplifié du cycle global du carbone, avec le temps généralement requis pour que le carbone passe dans les grands réservoirs.

l'atmosphère. Les processus d'échange entre le CO_2 , la couche superficielle de l'océan et la végétation se trouvent modifiés par l'élévation des concentrations mondiales de CO_2 , tout comme les échanges ultérieurs dans et entre les réservoirs de carbone sur les terres émergées, à l'intérieur de l'océan et, finalement, dans l'écorce terrestre. Ainsi, le volume additionnel de carbone est redistribué dans le cadre du cycle global jusqu'à ce que les échanges entre les différents réservoirs de carbone aient atteint un nouvel équilibre approximatif.

Au-dessus de l'océan, les molécules de CO_2 traversent l'interface air-mer à la faveur des échanges gazeux. Dans l'eau de mer, au contact des molécules d'eau, le CO_2 se transforme en acide carbonique qui entre très rapidement en réaction avec le grand réservoir de carbone inorganique dissous – ions bicarbonate et carbonate – que renferme l'océan. Les courants et la formation d'eaux denses descendantes entraînent le carbone de la surface vers les couches plus profondes. Le biote marin intervient également dans la redistribution du carbone : dans les eaux superficielles, les organismes marins produisent des tissus organiques et des coquilles calcaires qui, après la mort des organismes, s'enfoncent dans l'océan où ils retournent dans le réservoir de carbone inorganique dissous, par dissolution et par décomposition microbienne. Une petite partie parvient au fond de l'océan, où elle est intégrée aux sédiments.

L'excédent de carbone dû aux émissions anthropiques a pour effet d'accroître la pression partielle atmosphérique du CO_2 , ce qui intensifie l'échange air-mer de molécules de CO_2 . Dans la couche supérieure de l'océan, la chimie du carbonate compose rapidement avec l'augmentation de CO_2 , si bien que les eaux superficielles peu profondes sont à nouveau en équilibre avec l'atmosphère au bout d'une à deux années. La migration du carbone vers les eaux intermédiaires et profondes prend plus de temps – de quelques décennies à plusieurs siècles. Sur des périodes encore plus longues, l'acidification provoquée par l'apport de CO_2 dissout les sédiments carbonatés sur les fonds marins, phénomène qui accentue encore l'absorption par l'océan. Selon nos connaissances actuelles toutefois, la croissance de plancton reste à peu près la même, à moins de modifications marquées de la circulation océanique; en effet, elle est principalement régie par des facteurs environnementaux, telles les substances nutritives et la lumière, et non par le carbone inorganique disponible et ne contribue pas de manière sensible à l'absorption de CO_2 anthropique par l'océan.

(suite page suivante)

FAQ 6.2 (suite)

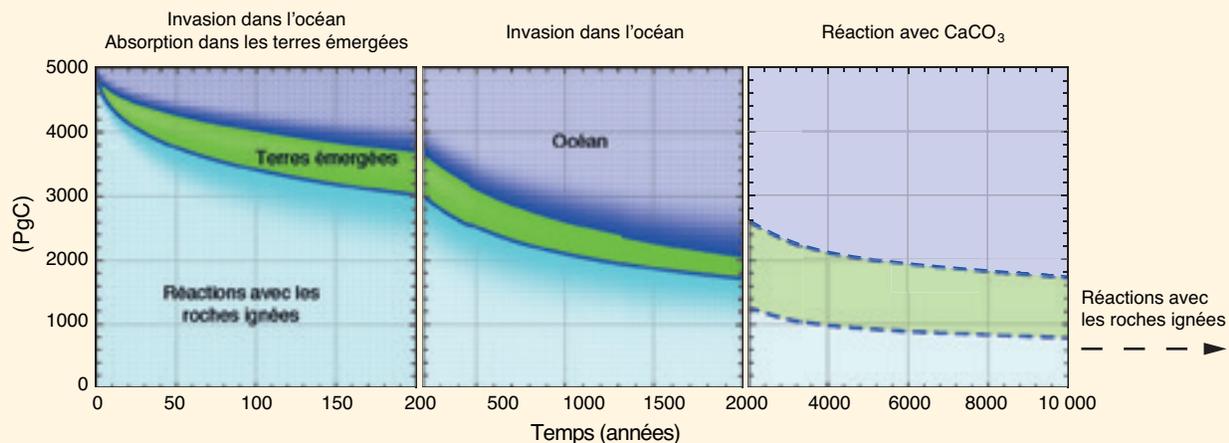
Sur les terres émergées, la végétation assimile le CO₂ par le biais de la photosynthèse et le transforme en matière organique. Une partie du carbone ainsi produit est immédiatement renvoyée dans l'atmosphère sous forme de CO₂, par la respiration des végétaux. Le reste sert à la croissance des plantes. Les matières végétales mortes pénètrent dans le sol, où elles sont décomposées par des micro-organismes; le CO₂ est ensuite renvoyé dans l'atmosphère par le phénomène de respiration. En outre, le carbone des plantes et des sols est retransformé en CO₂ par les incendies, les insectes et les herbivores, ainsi que par la récolte de végétaux et leur consommation ultérieure par le bétail et les humains. Enfin, les cours d'eau transportent une partie du carbone organique vers les océans.

La hausse de CO₂ atmosphérique stimule la photosynthèse et, ce faisant, l'absorption de carbone. Par ailleurs, une forte concentration de CO₂ permet aux plantes des zones arides de mieux utiliser l'eau du sol. La biomasse que renferment les végétaux et les sols s'en trouve accrue, ce qui renforce le puits de carbone sur les terres émergées. L'ampleur de ce puits, toutefois, est largement fonction d'autres facteurs tels que l'eau et les substances nutritives disponibles.

Les modèles couplés climat-cycle du carbone indiquent que l'océan et les terres émergées absorbent moins de carbone quand le climat se réchauffe, créant ainsi une rétroaction climatique positive. De nombreux paramètres expliquent cet effet. Par exemple, la solubilité du CO₂ est moindre dans l'eau de mer chaude, si bien que l'altération des réactions chimiques du carbone réduit l'absorption de l'excédent de CO₂ atmosphérique par l'océan. Sur les terres émergées, la hausse des températures tend à allonger la période de croissance des végétaux aux latitudes tempérées et aux latitudes plus hautes, mais aussi à accélérer la respiration des sols renfermant du carbone.

Le temps requis pour atteindre un nouvel équilibre dans la répartition du carbone dépend de la vitesse de passage de celui-ci dans les différents réservoirs, qui met en jeu une multitude d'échelles temporelles. L'échange de carbone se fait d'abord entre les réservoirs «rapides», tels l'atmosphère, la couche supérieure de l'océan, la végétation terrestre et les sols, ce qui prend jusqu'à quelques milliers d'années. À plus long terme, ce sont des processus géologiques secondaires très lents – dissolution des sédiments carbonatés et enfouissement dans les sédiments de l'écorce terrestre – qui jouent un rôle important.

On voit ici (FAQ 6.2 - Figure 2) comment décroît un grand volume de CO₂ excédentaire rejeté dans l'atmosphère (5 000 PgC, soit 10 fois environ les quantités totales de CO₂ émises à ce jour depuis le début de l'ère industrielle) et comment il se répartit progressivement entre les terres émergées et l'océan. Au cours des 200 premières années, l'océan et les terres émergées absorbent une quantité similaire de carbone. À des échelles plus longues, l'absorption océanique l'emporte, surtout parce que l'océan forme un réservoir plus grand (~38 000 PgC) que les terres émergées (~4 000 PgC) et l'atmosphère (589 PgC avant l'ère industrielle). Étant donné la chimie de l'océan, la taille de l'apport initial est importante: si les émissions sont élevées, une plus grande partie du CO₂ reste dans l'atmosphère. Au bout de 2 000 ans, l'atmosphère renferme encore 15 à 40 % des rejets initiaux de CO₂. La baisse ultérieure due à la dissolution des sédiments carbonatés, et aux réactions avec les roches ignées, dont l'altération des silicates et l'enfouissement dans les sédiments, prend des dizaines à des centaines de milliers d'années, voire plus.



FAQ 6.2 - Figure 2 | Décroissance d'un volume de CO₂ excédentaire (5 000 PgC) rejeté dans l'atmosphère au moment zéro et sa répartition dans les terres émergées et l'océan en fonction du temps, selon des modèles couplés climat-cycle du carbone. La taille des bandes colorées indique l'absorption de carbone par le réservoir en question. Les deux premiers graphiques correspondent à la moyenne multimodèles issue d'un projet de comparaison de modèles (Joos *et al.*, 2013). Le dernier montre la redistribution à plus long terme, y compris la dissolution des sédiments carbonatés dans l'océan, selon un modèle du système Terre de complexité intermédiaire (d'après Archer *et al.*, 2009b).

Foire aux questions

FAQ 7.1 | Quels sont les effets des nuages sur le climat et le changement climatique?

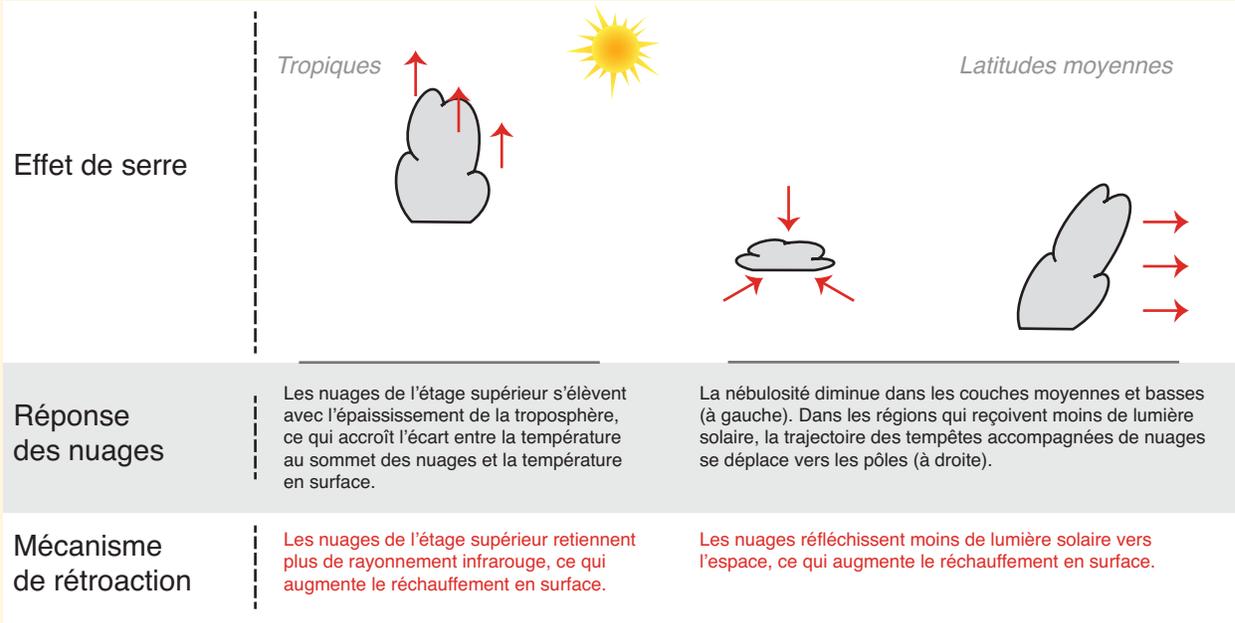
Les nuages ont des effets très nets sur le climat actuel, mais il n'est pas possible de dire, à partir des seules observations, comment ils interviendront dans un climat plus chaud. Pour être complète, la prévision de changements dans la nébulosité exige un modèle du climat mondial. Ce type de modèle simule des champs de nuages qui ressemblent à peu près aux observations, mais il reste de grandes erreurs et incertitudes. Les divers modèles climatiques fournissent des projections différentes quant à la manière dont les nuages évolueront avec la hausse des températures. Selon l'ensemble des éléments dont on dispose, il semble probable que la rétroaction nette nuages-climat amplifie le réchauffement à l'échelle du globe. Si c'est bien le cas, l'ampleur du phénomène reste incertaine.

Les scientifiques savent depuis les années 1970 que les nuages jouent un rôle de premier plan dans le système climatique et dans l'évolution du climat. Les nuages interviennent de diverses façons. Ils déversent des précipitations (pluie et neige) indispensables à la majorité des organismes terrestres. Ils réchauffent l'atmosphère par condensation de la vapeur d'eau. Même si une partie de l'eau condensée s'évapore à nouveau, les précipitations qui atteignent la surface correspondent à un réchauffement net de l'air. La nébulosité conditionne nettement les flux atmosphériques de la lumière solaire (qui réchauffe la planète) et de la lumière infrarouge (qui refroidit la planète par son rayonnement vers l'espace). Enfin, les nuages sont parcourus par de puissants courants ascendants qui peuvent amener rapidement l'air proche de la surface à une altitude élevée. Ces courants transportent de l'énergie, de l'humidité, une quantité de mouvement, des gaz à l'état de trace et des aérosols. Grâce aux observations et aux modèles, les spécialistes du climat étudient depuis des décennies la variation de la nébulosité en fonction des conditions météorologiques quotidiennes, du cycle des saisons et des changements interannuels, tels que ceux associés au phénomène El Niño.

Tous les processus liés aux nuages sont susceptibles de varier parallèlement à l'évolution du climat. Les rétroactions nuageuses présentent un intérêt extrême dans le contexte du changement climatique. Toute modification d'un processus nuageux provoquée par le changement climatique – et qui influe à son tour sur le climat – représente une rétroaction nuages-climat. De légères variations de la nébulosité peuvent avoir un effet majeur sur le système climatique parce que les nuages interagissent très fortement avec la lumière solaire et la lumière infrarouge.

De nombreuses formes de rétroaction nuages-climat possibles ont été envisagées, mettant en jeu des changements dans la quantité de nuages, la hauteur de leur sommet et/ou leur réflectivité (FAQ 7.1 - Figure 1). Toutes les études montrent que les nuages de l'étage supérieur amplifient le réchauffement de la planète du fait de leur interaction avec la lumière infrarouge émise par l'atmosphère et la surface. L'incertitude est plus grande en ce qui concerne les rétroactions liées aux nuages de faible altitude et les rétroactions nuageuses associées à la quantité et à la réflectivité en général.

(suite page suivante)



FAQ 7.1 - Figure 1 | Schéma des grands mécanismes de rétroaction nuageuse.

FAQ

FAQ 7.1 (suite)

Les nuages épais de l'étage supérieur réfléchissent fortement la lumière du Soleil et, quelle que soit leur épaisseur, les nuages élevés diminuent sensiblement la quantité de lumière infrarouge que l'atmosphère et la surface émettent en direction de l'espace. La compensation de ces deux processus fait que la température en surface est un peu moins sensible aux variations de la nébulosité à haute altitude qu'à faible altitude. Cette compensation pourrait être perturbée s'il existait un glissement systématique des nuages épais de l'étage supérieur vers les cirrus fins ou inversement; cette possibilité n'est pas exclue, mais rien ne l'atteste jusqu'à présent. Par ailleurs, la variation de l'altitude des nuages de l'étage supérieur (pour une nébulosité donnée à cet étage) peut avoir une nette incidence sur la température en surface. Une élévation des nuages de l'étage supérieur réduit la lumière infrarouge que la surface et l'atmosphère envoient vers l'espace, mais elle a peu d'impact sur la lumière solaire réfléchi. Une telle élévation est solidement attestée dans le contexte du réchauffement du climat. Le phénomène accentue la hausse de la température du globe en empêchant une partie de la lumière infrarouge additionnelle émise par l'atmosphère et la surface de sortir du système climatique.

Les nuages de l'étage inférieur réfléchissent beaucoup de lumière solaire vers l'espace mais, pour un état donné de l'atmosphère et de la surface, ils n'ont qu'une faible incidence sur la lumière infrarouge que la Terre émet vers l'espace. Ils ont donc un net effet de refroidissement sur le climat présent; il en va de même, dans une moindre mesure, pour les nuages de l'étage moyen. S'agissant du climat futur, réchauffé par l'augmentation des gaz à effet de serre, la plupart des modèles climatiques évalués par le GIEC simulent une baisse de la nébulosité dans les couches moyennes et basses; la hausse de l'absorption de lumière solaire résultante tendrait à accentuer le réchauffement. Toutefois, l'ampleur de la baisse de nébulosité dépend notablement du modèle utilisé.

Les nuages pourraient varier d'autres façons dans un climat plus chaud. Il se peut que la modification du régime des vents et de la trajectoire des tempêtes change la configuration régionale et saisonnière de la nébulosité et des précipitations. Selon certaines études, le signal d'une telle tendance décelé dans les résultats de modèles climatiques – le déplacement vers les pôles des nuages associés à la trajectoire des tempêtes aux latitudes moyennes – est déjà perceptible dans les relevés d'observation. Le déplacement des nuages vers des régions qui reçoivent moins de lumière du Soleil pourrait également amplifier le réchauffement mondial. Il est possible qu'un plus grand nombre de nuages soient formés de gouttes liquides, petites mais nombreuses, qui réfléchissent davantage de lumière solaire vers l'espace que les nuages renfermant la même masse de cristaux de glace plus gros. Les fins cirrus, qui ont un effet de réchauffement net et que les modèles climatiques ont beaucoup de mal à simuler, pourraient subir des modifications que n'indiquent pas les modèles, bien que rien ne vienne étayer cette possibilité. D'autres processus pourraient être importants à l'échelle régionale; on peut penser, par exemple, que les interactions entre les nuages et la surface changeront au-dessus des océans dont la glace fond et au-dessus des terres où la transpiration des végétaux est moindre.

Il n'existe pas encore de méthode largement acceptée pour déduire les rétroactions nuageuses mondiales de l'observation des tendances des nuages à long terme ou de la variabilité à plus courte échéance. Tous les modèles utilisés pour la présente évaluation (et pour les deux précédentes du GIEC) aboutissent à des rétroactions nuageuses nettes qui accentuent l'effet de serre anthropique ou ont globalement peu d'incidence. Les rétroactions ne sont pas «introduites» dans les modèles, elles ressortent du comportement des nuages dans l'atmosphère simulée et de leurs effets sur les flux et les transformations de l'énergie au sein du système climatique. Les écarts dans la force des rétroactions nuageuses anticipées par les divers modèles rendent largement compte du degré de sensibilité de ceux-ci aux variations des concentrations de gaz à effet de serre.

Foire aux questions

FAQ 7.2 | Quels sont les effets des aérosols sur le climat et le changement climatique?

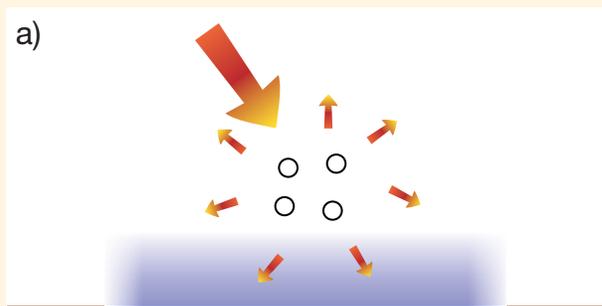
Les aérosols atmosphériques sont de petites particules liquides ou solides en suspension dans l'atmosphère, ce qui exclut les particules de plus grandes dimensions présentes dans les nuages et les précipitations. Ils proviennent de sources naturelles et anthropiques et influent sur le climat d'une multitude de façons complexes par leurs interactions avec le rayonnement et les nuages. Dans l'ensemble, les modèles et les observations indiquent que les aérosols d'origine anthropique ont eu un effet de refroidissement sur la Terre depuis l'époque pré-industrielle, phénomène qui a occulté une partie du réchauffement moyen du globe, dû aux gaz à effet de serre, qui serait survenu en leur absence. La diminution des rejets anthropiques d'aérosols qui devrait découler des politiques de qualité de l'air révélera à terme ce réchauffement.

Les aérosols atmosphériques ont en général une durée de vie d'une journée à deux semaines dans la troposphère et d'une année environ dans la stratosphère. Leur taille, composition chimique et forme varient énormément. Certains aérosols, tels la poussière et les embruns marins, sont d'origine essentiellement ou entièrement naturelle, tandis que d'autres, les sulfates et la fumée par exemple, proviennent à la fois de sources naturelles et anthropiques.

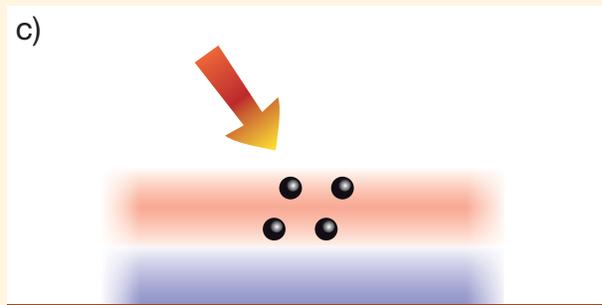
Les aérosols influent de bien des manières sur le climat. Premièrement, ils diffusent et absorbent la lumière solaire, modifiant ainsi le bilan radiatif de la Terre (FAQ 7.2 - Figure 1). Le phénomène de diffusion augmente en général la réflectivité de la planète et tend à refroidir le climat, tandis que le phénomène d'absorption a l'effet contraire et tend à réchauffer le système climatique. Le bilan entre la diffusion et l'absorption dépend des propriétés des aérosols et des conditions environnementales. Un grand nombre d'études basées sur l'observation ont quantifié les effets radiatifs locaux des aérosols d'origine naturelle et anthropique, mais il faut des données satellitaires et des modèles pour déterminer leur impact mondial. L'une des incertitudes non résolues vient du carbone suie, un aérosol absorbant qui, d'une part, est plus difficile à mesurer que les aérosols diffusants et, d'autre part, induit une réponse compliquée des nuages. La plupart des études concluent toutefois que l'effet radiatif global des aérosols d'origine anthropique refroidit la planète.

(suite page suivante)

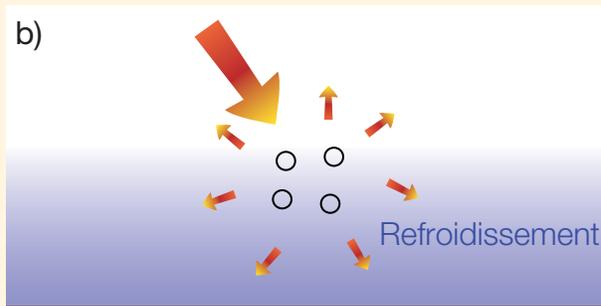
FAQ

Interactions aérosols-rayonnement**Aérosols diffusants**

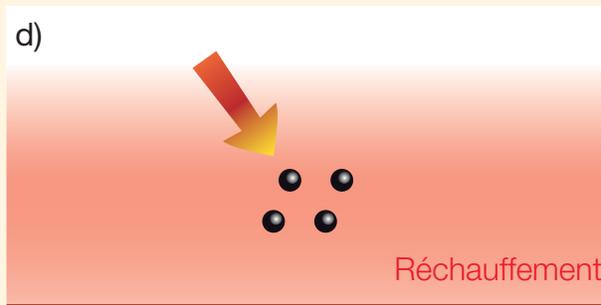
Les aérosols diffusent le rayonnement solaire. La diminution du rayonnement solaire qui parvient à la surface a un effet local de refroidissement.

Aérosols absorbants

Les aérosols absorbent le rayonnement solaire. La température dans la couche des aérosols augmente mais la surface, qui reçoit moins de rayonnement solaire, peut se refroidir localement.



La circulation atmosphérique et les processus de mélange propagent le refroidissement à l'échelle régionale et dans le plan vertical.



À plus grande échelle, la surface et l'atmosphère présentent un réchauffement net parce que la circulation atmosphérique et les processus de mélange redistribuent l'énergie thermique.

FAQ 7.2 - Figure 1 | Aperçu des interactions entre les aérosols et le rayonnement solaire et de leur incidence sur le climat. À gauche les effets radiatifs instantanés des aérosols, à droite l'impact global des aérosols une fois que le système climatique a réagi à leurs effets radiatifs.

FAQ 7.2 (suite)

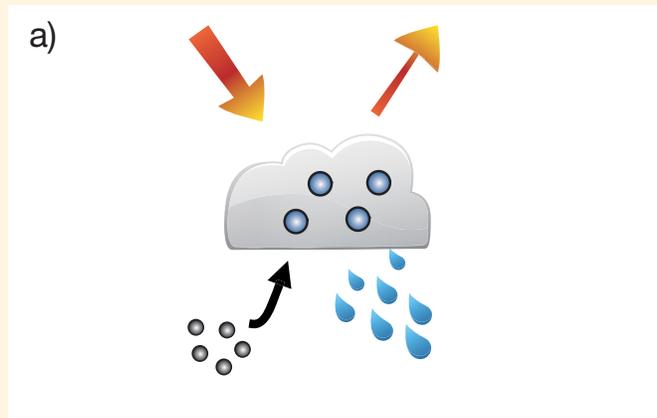
Les aérosols sont aussi des sites de condensation et de nucléation de la glace, sur lesquels peuvent se former les gouttelettes et les particules de glace des nuages (FAQ 7.2 - Figure 2). Quand la quantité d'aérosols augmente, les nuages constitués de gouttelettes d'eau liquides tendent à renfermer davantage de gouttelettes, mais de dimensions moindres, ce qui accroît la réflexion du rayonnement solaire. Il existe beaucoup d'autres modes d'interaction des aérosols et des nuages, surtout dans les nuages formés de cristaux de glace – ou d'un mélange de liquide et de glace – où les changements de phase de l'eau (état liquide, état solide) sont sensibles aux concentrations et aux propriétés des aérosols. On pensait au départ qu'une hausse des concentrations d'aérosols augmenterait la nébulosité de faible altitude, mais plusieurs processus contraires entrent aussi en jeu. Il est bien entendu difficile de déterminer l'ampleur de l'impact global des aérosols sur la quantité et sur les propriétés des nuages. Les études dont on dispose, fondées sur les modèles climatiques et les observations par satellite, indiquent généralement que l'effet net des aérosols d'origine anthropique sur les nuages refroidit le système climatique.

Comme ils ne sont pas répartis uniformément dans l'atmosphère, les aérosols peuvent réchauffer et refroidir le système climatique selon des configurations susceptibles de retentir sur les conditions météorologiques. Ces effets sont complexes, et difficiles à simuler avec les modèles actuels, mais plusieurs études donnent à penser que les effets sur les précipitations pourraient être importants dans certaines régions.

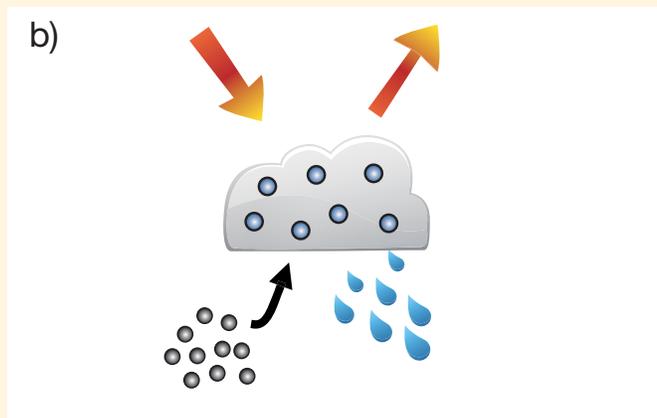
Parce que les aérosols ont une durée de vie courte, leur abondance – et leurs effets sur le climat – a fluctué dans le temps, à peu près de concert avec les rejets anthropiques d'aérosols et de leurs précurseurs en phase gazeuse tels le dioxyde de soufre (SO₂) et certains composés organiques volatils. Les émissions anthropiques d'aérosols ayant accusé une forte hausse au cours de l'ère industrielle, elles ont contré en partie le réchauffement qu'aurait causé l'élévation des concentrations de gaz à effet de serre au mélange homogène. Les aérosols rejetés dans la stratosphère lors de grandes éruptions volcaniques, comme celles des monts El Chichón et Pinatubo, provoquent aussi une période de refroidissement qui dure généralement un ou deux ans.

Depuis deux décennies, les émissions anthropiques d'aérosols ont diminué dans certains pays développés, mais augmenté dans beaucoup de pays en développement. On pense donc que leur impact sur la température moyenne à la surface du globe a été faible au cours de cette période précise. Les rejets anthropiques d'aérosols devraient fléchir à terme, en raison de l'adoption de politiques sur la qualité de l'air, ce qui éliminerait leur effet de refroidissement à la surface de la Terre et amplifierait donc le réchauffement.

Interactions aérosols-nuages



Les aérosols servent de noyaux de condensation du nuage sur lesquels peuvent se former des gouttelettes liquides.



La hausse de la concentration de gouttelettes plus petites, due au nombre accru d'aérosols, augmente la brillance du nuage. Toutefois, cet effet peut être amplifié ou atténué par beaucoup d'autres processus aérosols-nuages-précipitations possibles.

FAQ 7.2 - Figure 2 | Aperçu des interactions entre les aérosols et les nuages et de leur incidence sur le climat. Nuage de l'étage inférieur a) non pollué et b) pollué.

Foire aux questions

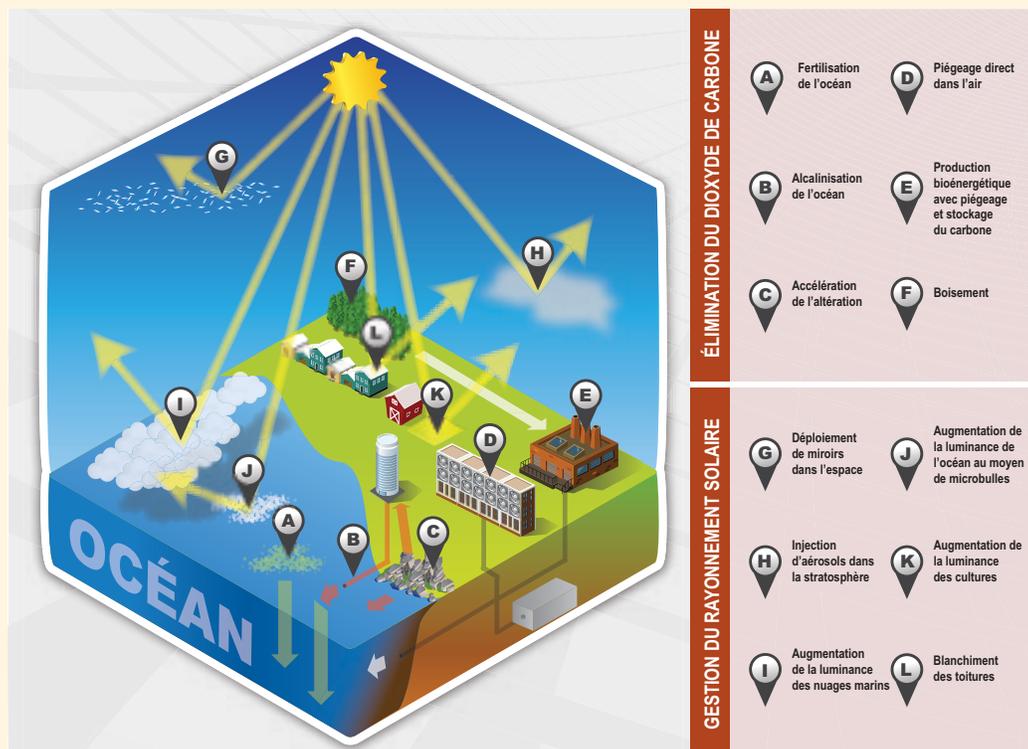
FAQ 7.3 | La géo-ingénierie peut-elle remédier au changement climatique et quels effets secondaires peut-elle produire?

On désigne par géo-ingénierie – ou ingénierie du climat – un vaste ensemble de méthodes et de techniques visant à modifier délibérément le système climatique pour atténuer les effets de l'évolution du climat. Deux catégories de méthodes sont généralement envisagées: la gestion du rayonnement solaire (GRS, évaluée dans la section 7.7), qui a pour objectif d'accroître la réflectivité de la planète afin de compenser le réchauffement imputable aux gaz à effet de serre d'origine anthropique, et l'élimination du dioxyde de carbone (EDC, évaluée dans la section 6.5), qui vise à abaisser les concentrations de CO₂ dans l'atmosphère. Ces deux méthodes diffèrent par leurs principes physiques et leurs échelles temporelles. Les modèles suggèrent que, si les techniques de gestion du rayonnement solaire pouvaient être mises en œuvre, elles contrediraient efficacement la hausse des températures et, dans une moindre mesure, quelques autres manifestations du changement climatique. La gestion du rayonnement solaire ne neutraliserait pas l'ensemble des effets de l'évolution du climat et les méthodes de géo ingénierie envisagées, quelles qu'elles soient, comportent des risques et des effets secondaires. Il est encore impossible d'entrevoir toutes les conséquences, car la compréhension scientifique de la gestion du rayonnement solaire et de l'élimination du dioxyde de carbone reste limitée. La géo ingénierie soulève également de nombreuses questions (d'ordre politique, éthique et pratique) qui n'entrent pas dans le cadre du présent rapport.

Méthodes d'élimination du dioxyde de carbone

Ces méthodes visent à extraire le CO₂ de l'atmosphère en modifiant délibérément les processus en jeu dans le cycle du carbone ou en recourant à des procédés industriels (chimiques, par exemple). Le carbone éliminé de l'atmosphère serait stocké dans des réservoirs terrestres, océaniques ou géologiques. Certaines méthodes d'élimination du dioxyde de carbone font appel à des processus biologiques, tels le boisement ou le reboisement à grande échelle, la fixation du carbone dans les sols au moyen de *biochar* (charbon à usage agricole), la bioénergie avec piégeage et stockage du carbone ou la fertilisation de l'océan.

(suite page suivante)



FAQ 7.3 - Figure 1 | Aperçu de quelques méthodes de géo-ingénierie envisagées. Méthodes d'élimination du dioxyde de carbone (voir la section 6.5 pour plus de détails): A) L'ajout de matières nutritives dans l'océan (fertilisation) accroît la productivité dans la couche superficielle et une fraction du carbone biogénique résultant est entraînée vers les profondeurs; B) L'ajout de minéraux solides alcalins dans l'océan augmente la quantité de CO₂ atmosphérique qui se dissout dans les eaux océaniques; C) La vitesse d'altération des roches silicatées est accrue et les minéraux carbonatés dissous sont transportés vers l'océan; D) Le CO₂ atmosphérique est piégé par des moyens chimiques et stocké sous terre ou dans l'océan; E) La biomasse est brûlée dans une centrale électrique avec piégeage du carbone et le CO₂ est stocké sous terre ou dans l'océan; F) Le CO₂ fixé par le boisement et le reboisement est stocké dans les écosystèmes terrestres. Méthodes de gestion du rayonnement solaire (voir la section 7.7 pour plus de détails): G) Des miroirs sont déployés dans l'espace afin de réfléchir le rayonnement solaire; H) Des aérosols sont injectés dans la stratosphère; I) Les nuages marins sont ensemencés afin d'accroître leur réflectivité; J) La production de microbulles à la surface de l'océan augmente la réflectivité de celui-ci; K) Des végétaux présentant un plus grand pouvoir réfléchissant sont cultivés; L) Les toits et divers ouvrages sont blanchis.

FAQ 7.3 (suite)

D'autres recourent à des processus géologiques, telle l'altération accélérée des roches silicatées et carbonatées – sur les terres émergées ou dans l'océan (FAQ 7.3 - Figure 1). Le CO₂ extrait de l'atmosphère serait ensuite stocké sous forme organique dans des réservoirs terrestres ou sous forme inorganique dans des réservoirs océaniques et géologiques, où il devrait demeurer pendant des centaines d'années au moins pour que son élimination soit efficace.

Les méthodes d'élimination du dioxyde de carbone réduiraient le forçage radiatif du CO₂ dans la mesure où elles parviennent à éliminer le CO₂ atmosphérique et à maintenir le carbone ainsi extrait hors de l'atmosphère. Certaines ralentiraient également l'acidification de l'océan (voir FAQ 3.2), mais celles qui comportent un stockage océanique pourraient, au contraire, amplifier le phénomène si le carbone est piégé sous forme de CO₂ dissous. Une grande incertitude est associée à l'efficacité des méthodes d'élimination du dioxyde de carbone, à savoir la capacité de stockage et la capacité de stocker le carbone de manière permanente. L'élimination définitive et le stockage permanent par ces méthodes atténueraient le réchauffement du climat à long terme. Dans le cas d'une technique de stockage non permanent, le CO₂ reviendrait dans l'atmosphère où il alimenterait à nouveau le réchauffement. L'élimination délibérée du dioxyde de carbone par les méthodes d'élimination serait en partie compensée par la réponse des réservoirs océaniques et terrestres de carbone advenant une baisse des concentrations atmosphériques. En effet, certains réservoirs rejetteraient dans l'atmosphère le CO₂ d'origine anthropique qu'ils renfermaient jusque-là. Pour neutraliser complètement les émissions anthropiques survenues dans le passé, les techniques d'élimination devraient donc éliminer non seulement le CO₂ qui s'est accumulé dans l'atmosphère depuis l'époque pré-industrielle, mais aussi le carbone d'origine anthropique qui a été absorbé précédemment par la biosphère terrestre et par l'océan.

Les méthodes d'élimination du dioxyde de carbone qui font appel à la biologie et la plupart de celles qui reposent sur l'altération chimique ne peuvent être transposées à des échelles toujours plus grandes et elles sont nécessairement limitées par diverses contraintes physiques et environnementales, telle la concurrence entourant l'utilisation des terres. Si l'on suppose un taux maximal de piégeage de 200 PgC par siècle en recourant à un ensemble de méthodes d'élimination du dioxyde de carbone, il faudrait un siècle et demi à peu près pour éliminer le CO₂ rejeté depuis 50 ans, ce qui rend difficile l'atténuation rapide du changement climatique – même dans le cas d'une série de méthodes additives. Le piégeage direct dans l'air serait en principe beaucoup plus rapide, mais son application à grande échelle risque d'être limitée par divers facteurs, dont la consommation d'énergie et les contraintes environnementales.

En outre, l'élimination du dioxyde de carbone pourrait avoir des effets indésirables sur le climat et l'environnement. Il est possible que le renforcement de la productivité des végétaux, par exemple, augmente les émissions d'oxyde nitreux (N₂O), gaz à effet de serre plus puissant que le CO₂. Une vaste expansion du couvert végétal (boisement, cultures énergétiques, etc.) est susceptible de modifier les caractéristiques de la surface, dont la réflectivité et les flux turbulents. Certaines études de modélisation ont montré que les mesures de boisement dans les régions boréales recouvertes de neige en hiver pourraient en fait accélérer le réchauffement de la planète, tandis qu'elles permettraient peut-être de ralentir le phénomène dans les régions tropicales. Les méthodes d'élimination du dioxyde de carbone faisant intervenir l'océan et recourant à la production biologique (telle la fertilisation) pourraient avoir de nombreux effets secondaires sur les écosystèmes et l'acidité de l'océan et entraîner l'émission de gaz à effet de serre autres que le CO₂.

Méthodes de gestion du rayonnement solaire

La température moyenne à la surface du globe est très sensible à la quantité de lumière solaire absorbée par l'atmosphère et la surface terrestre, processus qui réchauffe la planète, et à l'existence de l'effet de serre, processus par lequel les gaz à effet de serre et les nuages influent sur la manière dont l'énergie est renvoyée vers l'espace. Un renforcement de l'effet de serre entraîne une hausse des températures en surface jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint. Si moins de lumière solaire incidente est absorbée parce que la réflectivité de la planète est accrue, ou si l'énergie est émise plus efficacement vers l'espace parce que l'effet de serre a diminué, la température moyenne à la surface du globe baisse.

Les méthodes de géo-ingénierie envisagées pour gérer les flux d'énergie entrants et sortants sont fondées sur ce principe élémentaire de physique. La plupart proposent soit de réduire la quantité de lumière solaire qui atteint la Terre, soit d'augmenter la réflectivité de la planète en rendant l'atmosphère, les nuages ou la surface plus brillants (FAQ 7.3 - Figure 1). Une technique vise à éliminer les nuages de l'étage supérieur appelés cirrus, en raison de leur effet de serre marqué. Selon les bases de la physique, la planète refroidira si l'une ou l'autre de ces méthodes modifie les flux d'énergie comme on le pense. La situation n'est pas simple, toutefois, car de nombreux processus physiques complexes régissent les interactions entre les flux d'énergie, la circulation atmosphérique, les conditions météorologiques et le climat qui en résulte.

La température moyenne à la surface du globe réagirait certes à une variation de la quantité de lumière solaire parvenant à la surface ou à une modification de l'effet de serre, mais la température en un lieu et à un moment donnés dépend de bien d'autres facteurs et l'ampleur du refroidissement induit par la gestion du rayonnement solaire serait rarement égal à l'ampleur du réchauffement causé par les gaz à effet de serre. À titre d'exemple, les méthodes de gestion du rayonnement solaire ne changeront les taux de réchauffement que pendant la journée, alors que l'augmentation des gaz à effet de serre risque de modifier les températures aussi bien pendant la journée que pendant la nuit.

(suite page suivante)

FAQ 7.3 (suite)

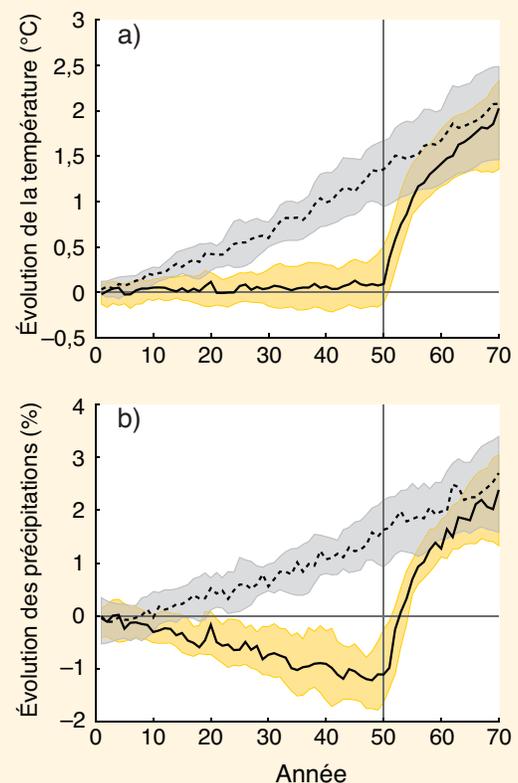
Cette compensation inégale peut avoir une incidence sur le cycle diurne de la température en surface, même si la température moyenne reste identique. Par ailleurs, les calculs effectués au moyen de modèles suggèrent qu'une baisse uniforme de la quantité de lumière solaire atteignant la surface pourrait neutraliser le réchauffement moyen du globe imputable au CO₂, mais que certaines régions refroidiraient moins que d'autres. Ils indiquent que, si le réchauffement dû à l'effet de serre était entièrement compensé par les aérosols stratosphériques, les régions polaires subiraient un faible réchauffement résiduel, tandis que les régions tropicales deviendraient légèrement plus froides qu'à l'époque pré-industrielle.

En théorie, la gestion du rayonnement solaire pourrait remédier rapidement au changement climatique d'origine anthropique et ramener la température de la Terre aux niveaux pré-industriels en l'espace d'une à deux décennies. C'est ce que montrent les modèles, mais aussi les valeurs climatologiques mesurées après de grandes éruptions volcaniques. L'éruption du mont Pinatubo en 1991, qui a été observée de près, a provoqué une hausse temporaire du volume d'aérosols dans la stratosphère et une chute rapide de la température en surface, de l'ordre de 0,5 °C.

De nombreux facteurs interviennent dans le climat, outre la température en surface. Il est possible que les conséquences soient importantes pour d'autres paramètres climatologiques tels que les pluies, l'humidité du sol, le débit des cours d'eau, le manteau neigeux et les glaces de mer, ainsi que pour les écosystèmes. Tant les notions théoriques que les modèles indiquent que la compensation du renforcement de l'effet de serre par les méthodes de gestion du rayonnement solaire, dans le but de stabiliser la température en surface, réduirait quelque peu la hauteur moyenne des pluies sur le globe, comme l'illustre ici le résultat d'un modèle idéalisé (FAQ 7.3 - Figure 2), et que des changements pourraient survenir à l'échelle régionale. Une compensation aussi imprécise au sein des configurations mondiales et régionales du climat rend improbable le fait que la gestion du rayonnement solaire puisse recréer un climat qui soit «identique» à celui d'aujourd'hui ou d'hier. Toutefois, selon les modèles climatiques dont on dispose, un climat marqué par des niveaux élevés de CO₂ atmosphérique, avec gestion du rayonnement solaire, serait globalement plus proche du climat du XX^e siècle qu'un climat présentant des concentrations élevées de CO₂, sans gestion du rayonnement.

Il est probable que les techniques de gestion du rayonnement solaire auraient d'autres effets secondaires. Ainsi, la théorie, l'observation et les modèles suggèrent que les aérosols sulfatés envoyés dans la stratosphère par les éruptions volcaniques et les sources naturelles réduisent la couche d'ozone stratosphérique, en particulier lorsque du chlore issu des rejets de chlorofluorocarbones séjourne dans l'atmosphère. Les aérosols stratosphériques introduits par la gestion du rayonnement solaire auraient sans doute le même effet. La déperdition d'ozone augmenterait la quantité de lumière ultraviolette qui parvient à la surface, au détriment des écosystèmes terrestres et marins. Les aérosols stratosphériques élèveraient également le rapport entre la lumière solaire directe et la lumière solaire diffuse qui atteignent la surface, ce qui tendrait à accroître la productivité des végétaux. On a pu craindre également que la gestion du rayonnement solaire faisant usage d'aérosols sulfatés n'augmente les pluies acides; les études de modélisation suggèrent toutefois qu'il ne s'agit probablement pas d'un problème majeur, puisque le taux de production de pluies acides résultant de cette méthode serait nettement plus faible que les valeurs actuelles dues aux sources de pollution. La gestion du rayonnement solaire ne s'attaquerait pas non plus à l'acidification de l'océan liée à la hausse des concentrations de CO₂ atmosphérique et à ses répercussions sur les écosystèmes marins.

Sans mesures d'atténuation classiques ou d'éventuelles méthodes d'élimination du dioxyde de carbone, les fortes teneurs en CO₂ découlant des émissions anthropiques persisteront dans l'atmosphère pendant des milliers d'années, et la gestion du rayonnement solaire devrait se poursuivre tant que ces concentrations sont élevées. Si la gestion du rayonnement solaire était suspendue avant cela, un réchauffement très rapide s'ensuivrait, dans un délai d'une à deux décennies (FAQ 7.3 - Figure 2), qui mettrait à rude épreuve la capacité d'adaptation des écosystèmes et des populations humaines.



FAQ 7.3- Figure 2 | Évolution de la moyenne mondiale a) de la température en surface (°C) et b) des précipitations (%) dans deux expériences idéalisées. Les lignes en trait plein correspondent aux simulations dans lesquelles la gestion du rayonnement solaire (GRS) sert à compenser une hausse de 1 % an⁻¹ des concentrations de CO₂ jusqu'à l'année 50, après quoi la GRS prend fin. Les lignes en pointillé représentent les simulations comportant une hausse de 1 % an⁻¹ des concentrations de CO₂ sans GRS. Les zones jaunes et grises montrent la plage du 25^e au 75^e centiles obtenue avec huit modèles différents.

(suite page suivante)

FAQ 7.3 (suite)

Si l'on recourait à la gestion du rayonnement solaire pour éviter certaines conséquences de la hausse des concentrations de CO₂, il est indéniable que les risques, les effets secondaires et les inconvénients augmenteraient avec l'échelle des mesures prises. On a proposé diverses approches, qui prévoient une gestion du rayonnement solaire limitée dans le temps allée à des stratégies énergétiques de baisse des concentrations de CO₂ afin de ne pas franchir des seuils climatiques ou des points de basculement, ce qui serait inévitable sans cela; l'évaluation de telles approches requiert une analyse très poussée des risques et des avantages qui va bien au-delà du cadre du présent rapport.

Foire aux questions

FAQ 8.1 | Quelle importance la vapeur d'eau a-t-elle pour le changement climatique?

La vapeur d'eau étant le paramètre qui contribue le plus à l'effet de serre d'origine naturelle, elle joue un rôle essentiel dans le climat de la Terre. Toutefois, la quantité de vapeur d'eau que renferme l'atmosphère est surtout déterminée par la température de l'air, et non par les émissions. C'est pourquoi les scientifiques y voient un agent de rétroaction plutôt qu'un agent de forçage en ce qui concerne le changement climatique. Les émissions anthropiques de vapeur d'eau, par l'irrigation ou le refroidissement des centrales électriques, ont un impact négligeable sur le climat de la planète.

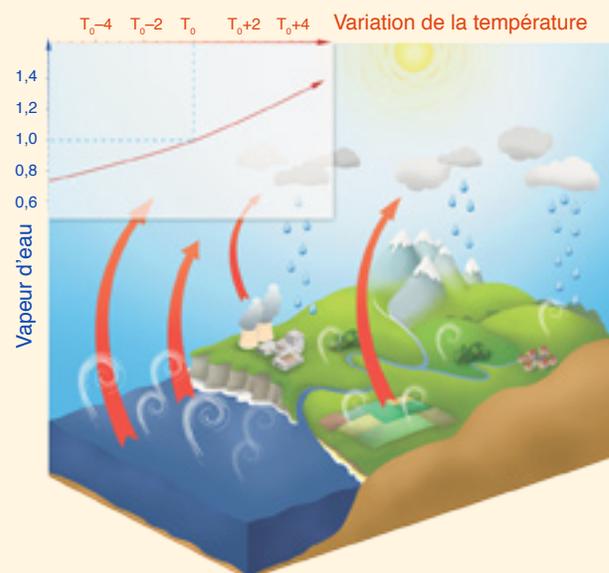
La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre présent dans l'atmosphère terrestre. Sa part dans l'effet de serre d'origine naturelle, comparativement à celle du dioxyde de carbone (CO_2), dépend de la méthode de calcul employée, mais on peut considérer qu'elle est environ deux à trois fois plus grande. Les activités humaines rejettent aussi de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, en particulier l'irrigation des cultures qui augmente l'évaporation, mais aussi le refroidissement des centrales électriques et, dans des proportions infimes, la combustion de matières fossiles. On peut donc se demander pourquoi l'attention se porte tellement sur le CO_2 , et non sur la vapeur d'eau, en tant qu'agent de forçage du climat.

La vapeur d'eau diffère radicalement du CO_2 par sa capacité de se condenser et de se précipiter. Quand de l'air chargé d'humidité refroidit, une partie de la vapeur se condense en gouttelettes d'eau ou en particules de glace et se précipite. Le temps de séjour de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est généralement de dix jours. Les flux atmosphériques de vapeur d'eau provenant de sources anthropiques sont considérablement moindres que ceux produits par l'évaporation «naturelle». Ils ont donc un impact négligeable sur les concentrations globales et n'alimentent pas de manière notable l'effet de serre à long terme. C'est la principale raison pour laquelle la vapeur d'eau troposphérique (généralement à moins de 10 km d'altitude) n'est pas considérée comme un gaz d'origine anthropique qui contribue au forçage radiatif.

Les émissions anthropiques ont en revanche un impact sensible sur la vapeur d'eau présente dans la stratosphère, c'est-à-dire la couche de l'atmosphère située au-delà de 10 km environ. La hausse des concentrations de méthane (CH_4) due aux activités humaines crée, par oxydation, une source additionnelle d'eau qui explique en partie les changements observés à cette altitude. La modification de la teneur en eau de la stratosphère a un effet radiatif, est vue comme un forçage et peut être évaluée. Les concentrations d'eau stratosphérique ont fortement varié au cours des dernières décennies. On ne saisit pas bien toute l'ampleur de ces variations et il s'agit sans doute moins d'un forçage que d'un processus de rétroaction qui s'ajoute à la variabilité naturelle. La contribution de la vapeur d'eau stratosphérique au réchauffement, par forçage et par rétroaction, est nettement inférieure à celle du CH_4 ou du CO_2 .

La température détermine la quantité maximale de vapeur d'eau dans l'air. Une colonne d'air type, s'étendant de la surface à la stratosphère, peut renfermer seulement quelques kilogrammes par mètre carré de vapeur d'eau dans les régions polaires, mais jusqu'à 70 kilogrammes dans les zones tropicales. Toute élévation d'un degré de la température de l'air permet à l'atmosphère de retenir quelque 7 % de vapeur d'eau en plus (FAQ 8.1 - Figure 1, en haut à gauche). La hausse de concentration qui en résulte amplifie l'effet de serre et, ce faisant, accentue le réchauffement. Ce processus bien connu, appelé rétroaction de la vapeur d'eau, a été quantifié. Il survient dans tous les modèles servant à estimer le changement climatique, et sa force concorde avec les observations. Bien que l'on ait observé une hausse de la vapeur d'eau atmosphérique, cette modification est considérée comme une rétroaction climatique (provoquée par l'élévation de la température de l'atmosphère) et ne doit pas être interprétée comme un forçage radiatif lié aux émissions anthropiques.

(suite page suivante)



FAQ 8.1 - Figure 1 | Illustration du cycle de l'eau et de son interaction avec l'effet de serre. On voit en haut à gauche la hausse relative de la teneur potentielle de l'air en vapeur d'eau qui accompagne une élévation de la température (7 % environ par degré). Les tourbillons blancs représentent l'évaporation, qui est compensée par les précipitations pour clore le cycle. Les flèches rouges représentent le rayonnement infrarouge sortant dont une partie est absorbée par la vapeur d'eau et d'autres gaz, processus qui fait partie de l'effet de serre. Les processus stratosphériques ne sont pas illustrés ici.

FAQ 8.1 (suite)

De nos jours, c'est la vapeur d'eau qui a l'effet de serre le plus prononcé dans l'atmosphère terrestre. D'autres gaz à effet de serre, en particulier le CO₂, sont toutefois nécessaires pour que la vapeur d'eau reste dans l'atmosphère. De fait, si ces gaz étaient éliminés de l'atmosphère, la température de l'air chuterait assez pour abaisser la teneur en vapeur d'eau et, par voie de conséquence, entraîner l'effondrement de l'effet de serre et plonger la Terre dans un état de gel. Les autres gaz à effet de serre assurent donc la structure de température qui maintient les niveaux actuels de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Si le CO₂ est le principal levier de commande en matière climatique, la vapeur d'eau a un effet amplificateur puissant et rapide qui double ou triple généralement le forçage initial. La vapeur d'eau n'introduit pas elle-même de forçage initial important, mais elle est un agent fondamental du changement climatique.

Foire aux questions

FAQ 8.2 | Les améliorations de la qualité de l'air ont-elles un effet sur le changement climatique?

Elles ont bel et bien un effet, qui peut être de refroidir ou de réchauffer le climat selon la nature des matières polluantes qui diminuent. Par exemple, une baisse des rejets de dioxyde de soufre (SO_2) accentue le réchauffement, tandis qu'une baisse des émissions d'oxydes d'azote (NO_x) a à la fois un effet de refroidissement (du fait de la réduction de l'ozone troposphérique) et de réchauffement (par son impact sur la durée de vie du méthane et sur la production d'aérosols). La pollution de l'air peut aussi modifier la configuration des précipitations.

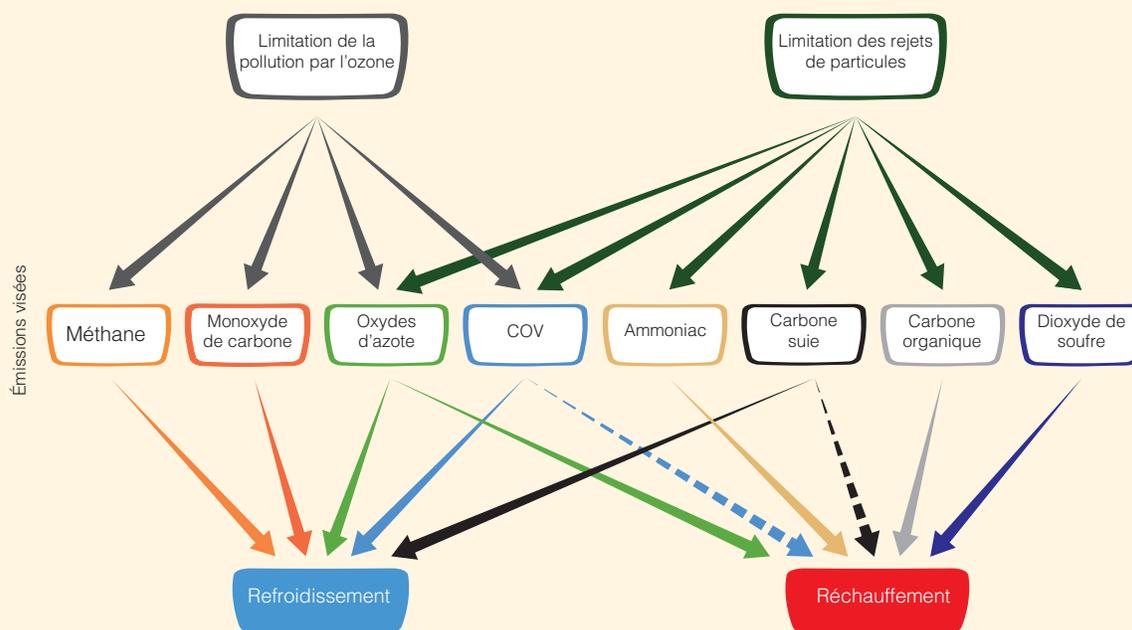
La notion de qualité de l'air renvoie à la mesure des matières polluantes qui sont en suspension dans l'air à la surface du globe, tels l'ozone, le monoxyde de carbone, les oxydes d'azote et les aérosols (particules à l'état solide ou liquide). L'exposition à ces matières aggrave les affections respiratoires et cardiovasculaires, nuit aux végétaux et endommage les bâtiments. C'est pourquoi la plupart des grandes agglomérations tentent de limiter les rejets de polluants dans l'air.

À la différence du dioxyde de carbone (CO_2) et d'autres gaz à effet de serre au mélange homogène, l'ozone troposphérique et les aérosols ne séjournent dans l'atmosphère que quelques jours à quelques semaines, bien que leur impact puisse se prolonger en raison de couplages indirects au sein du système Terre. Ces polluants sont en principe plus puissants à proximité de leur lieu d'émission ou de formation, où ils provoquent parfois des perturbations locales ou régionales du climat, même si leur effet moyen à l'échelle du globe est limité.

Les polluants atmosphériques influent de manière différente sur le climat selon leurs propriétés physiques et chimiques. Les gaz à effet de serre liés à la pollution ont surtout un impact par le biais du rayonnement de courte et de grande longueurs d'onde, tandis que les aérosols peuvent avoir une incidence additionnelle sur le climat par leurs interactions avec les nuages.

La limitation des émissions anthropiques de méthane (FAQ 8.2 - Figure 1) en vue de réduire l'ozone en surface est reconnue comme une mesure ne présentant que des avantages. Les conséquences de la limitation d'autres précurseurs de l'ozone ne sont pas aussi évidentes. Ainsi, on pourrait s'attendre à ce que la baisse des rejets de NO_x ait un effet de refroidissement, en diminuant l'ozone troposphérique, mais il est plus probable que le bilan global soit un réchauffement à cause de l'impact sur la durée de vie du CH_4 et sur la formation d'aérosols.

Les observations par satellite montrent que les concentrations atmosphériques de SO_2 (principal précurseur d'aérosols sulfatés à pouvoir de diffusion) augmentent au-dessus de l'Asie de l'Est depuis quelques décennies, en raison des rejets de centrales électriques au charbon. Les installations récentes sont munies d'épurateurs afin de réduire ces émissions (mais pas celles de CO_2 concomitantes, ni le réchauffement du climat qui s'ensuit à long terme). Cela améliore la qualité de l'air, mais atténue aussi l'effet de refroidissement des aérosols sulfatés et attise donc le réchauffement. Cet effet de refroidissement est dû aux interactions des aérosols avec le rayonnement et avec les nuages; il est estimé à $-0,9 \text{ W m}^{-2}$ (tous aérosols confondus, section 8.3.4.3) depuis l'ère pré-industrielle et a progressé surtout pendant la seconde moitié du XX^e siècle, quand les émissions anthropiques augmentaient rapidement. (suite page suivante)



FAQ 8.2 - Figure 1 | Illustration de l'impact de la lutte contre la pollution sur des émissions précises, avec l'incidence sur le climat. Les lignes noires en trait plein indiquent un impact connu, les lignes en pointillé un impact incertain.

FAQ 8.2 (suite)

Pour sa part, le carbone noir ou suie absorbe la chaleur de l'atmosphère (les émissions anthropiques associées aux combustibles fossiles et aux biocarburants créent un forçage radiatif de $0,4 \text{ W m}^{-2}$) et réduit l'albédo de la neige, c'est-à-dire sa capacité de réfléchir la lumière du Soleil, quand il se dépose sur celle-ci. La baisse des émissions peut donc avoir un effet de refroidissement, mais les interactions additionnelles du carbone suie avec les nuages sont incertaines et pourraient conduire, au contraire, à un réchauffement.

Les mesures destinées à améliorer la qualité de l'air peuvent cibler un segment particulier des activités humaines, tels les transports ou la production d'énergie. Dans ce cas, les espèces co-émises au sein du secteur visé entraînent un ensemble complexe de perturbations chimiques et climatiques. Ainsi, la fumée dégagée par la combustion de biocarburant contient à la fois des particules absorbantes, des particules diffusantes et des précurseurs de l'ozone, dont il peut être difficile de déterminer l'impact conjugué sur le climat.

On le voit, l'amélioration de la qualité de l'air en surface aura des conséquences sur le climat. Certains couplages entre les émissions ciblées et le climat sont encore mal compris ou peu connus, y compris les effets des polluants atmosphériques sur la configuration des précipitations, d'où la difficulté de quantifier parfaitement ces conséquences. Il existe par ailleurs un facteur important dans l'effet potentiel du changement climatique sur la qualité de l'air. En particulier, la corrélation relevée entre l'ozone troposphérique et la température dans les régions polluées indique que le réchauffement dû au seul changement climatique pourrait aggraver la pollution en été, sorte de «pénalité climatique». Les mesures visant à réduire l'ozone en surface devront donc être plus strictes pour parvenir à un objectif donné. De plus, les modifications prévues dans la fréquence et la durée des épisodes de stagnation pourraient avoir un impact sur la qualité de l'air. Ces processus varieront selon les régions et ne seront pas faciles à évaluer, mais une meilleure compréhension, quantification et modélisation des phénomènes en jeu permettront d'explicitier les interactions entre les polluants atmosphériques et le climat en général.

Foire aux questions

FAQ 9.1 | Les modèles climatiques fonctionnent-ils mieux? Et comment pouvons-nous le savoir?

Les modèles climatiques sont des programmes informatiques extrêmement perfectionnés qui incarnent notre compréhension du système climatique et simulent, de la manière la plus fidèle possible aujourd'hui, les interactions complexes entre l'atmosphère, l'océan, la surface des terres émergées, la neige et la glace, l'écosystème mondial et un éventail de processus chimiques et biologiques.

La complexité des modèles climatiques – représentation des processus physiques tels les nuages, des interactions à la surface des terres émergées et, bien souvent, des cycles globaux du carbone et du soufre – est de loin supérieure à celle des modèles utilisés dans le premier Rapport d'évaluation du GIEC paru en 1990; en ce sens, les modèles actuels du système Terre sont bien «meilleurs» que ceux de l'époque. Les améliorations ont continué depuis le quatrième Rapport d'évaluation et d'autres éléments ont contribué à perfectionner encore les modèles. L'augmentation de la puissance des supercalculateurs permet une résolution spatiale plus fine. Les modèles actuels reflètent également une meilleure compréhension de la manière dont fonctionnent les processus climatiques – fruit de recherches et d'analyses incessantes, ainsi que de l'affinement et de l'expansion des observations.

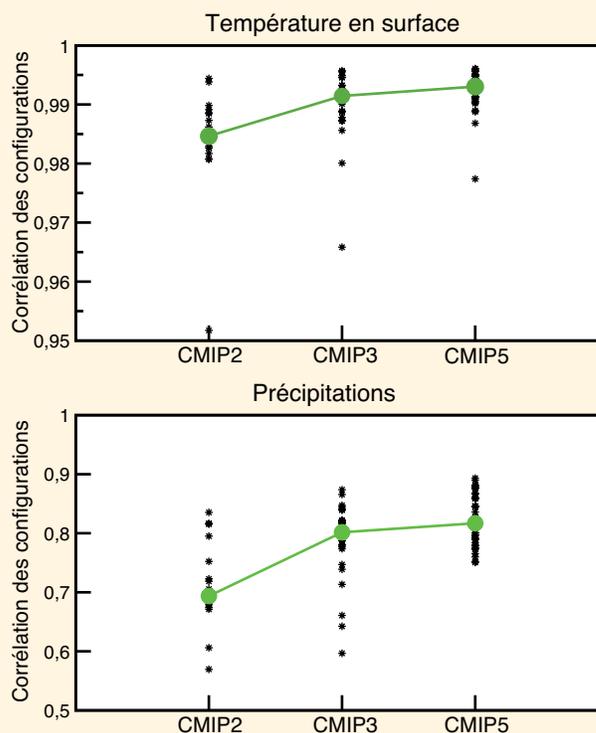
En principe, les modèles climatiques récents sont meilleurs que ceux du passé. Néanmoins, tout degré de complexité qui est ajouté à un modèle, en vue de parfaire un aspect du climat simulé, se traduit par de nouvelles sources d'erreurs possibles (à cause de paramètres incertains, par exemple) et par de nouvelles interactions entre les composantes du modèle qui, ne serait-ce que temporairement, pourraient nuire à la simulation d'autres aspects du système climatique. De plus, malgré les progrès accomplis, les détails de nombreux processus restent entachés d'incertitude scientifique.

Il est important de savoir que la qualité d'un modèle ne peut être évaluée que par rapport aux observations passées, en tenant compte de la variabilité interne d'origine naturelle. Pour que les projections issues des modèles soient fiables, il faut que le climat historique – tout comme sa variabilité et son évolution – soit correctement simulé. L'expansion de l'évaluation des modèles, relativement au type et au volume d'observations disponibles, à l'existence d'expériences mieux coordonnées et au recours élargi à diverses mesures de performance, a permis de recueillir beaucoup plus d'informations quantitatives sur l'efficacité des modèles. Mais cela n'est peut-être pas suffisant en soi. S'il est possible de vérifier régulièrement les prévisions du temps, et celles du climat à échéance d'une saison, il n'en va pas de même pour les projections climatiques qui s'étendent sur un siècle et plus. C'est d'autant plus vrai que le forçage anthropique entraîne le système climatique vers un état qui n'a jamais été observé depuis le début des relevés instrumentaux, aspect qui constituera toujours une limite.

Tous les rapports présentés jusqu'ici par le Groupe de travail I du GIEC ont porté sur la mesure des performances des modèles. Les relire donne une idée générale des améliorations survenues. Ces rapports renfermaient d'ordinaire une analyse assez vaste de l'efficacité des modèles, soulignant les écarts entre les valeurs de divers paramètres climatiques calculées par les modèles et les estimations correspondantes fondées sur l'observation.

Il va sans dire que certains modèles sont plus efficaces que d'autres pour étudier des variables particulières du climat, mais aucun ne ressort vraiment comme «le meilleur» de tous. Des progrès ont été accomplis récemment dans le calcul de diverses mesures de performance, qui font la synthèse des performances des modèles par rapport à une gamme d'observations différentes, en fonction d'un simple indice numérique. Bien entendu, la définition de cet indice, son mode de calcul, les observations utilisées (qui comportent leurs propres incertitudes) et la manière de combiner plusieurs indices sont tous importants et influent sur le résultat final.

(suite page suivante)



FAQ 9.1 - Figure 1 | Efficacité avec laquelle les modèles simulent les configurations de la température et des précipitations moyennes annuelles selon les résultats de trois phases récentes du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP2, modèles utilisés à partir de 2000; CMIP3, modèles utilisés à partir de 2005; CMIP5, génération actuelle de modèles). On voit le degré de corrélation (similitude des configurations) entre les valeurs observées et les valeurs modélisées pour la température (en haut) et pour les précipitations (en bas). Plus la corrélation est forte, meilleure est la concordance entre les configurations spatiales observées et modélisées. Les symboles noirs représentent le coefficient de corrélation pour chaque modèle, les points verts la valeur médiane (la moitié des résultats se situent au-dessus de cette valeur, la moitié au-dessous). L'augmentation de la corrélation d'une génération de modèles à l'autre illustre clairement l'amélioration des performances.

FAQ 9.1 (suite)

Quoi qu'il en soit, il est possible de comparer différentes générations de modèles si l'on calcule les indicateurs de manière uniforme. Les résultats de telles comparaisons montrent généralement que l'indice moyen s'est amélioré de façon régulière, même si les performances varient au sein d'une même génération. On voit dans le graphique (FAQ 9.1 - Figure 1) que les performances des modèles présentent une amélioration constante, quoique modeste, dans le temps. Il est bon de noter que tant les modèles les plus efficaces que les moins efficaces s'affinent, amélioration qui survient parallèlement à l'augmentation de leur complexité et à la suppression des ajustements artificiels du couplage de l'atmosphère et de l'océan (les «ajustements de flux»). Ces progrès tiennent en partie au fait qu'on comprend mieux les divers processus en jeu dans le climat et qu'on les représente mieux dans les modèles. L'expansion des observations de la Terre n'y est pas étrangère non plus.

Donc, les modèles climatiques fonctionnent mieux et nous pouvons le démontrer par des indices quantitatifs de performance fondés sur les observations passées. Même s'il est impossible d'évaluer directement les projections du climat, les modèles reposent dans une large mesure sur des principes physiques vérifiables et sont capables de reproduire nombre d'aspects importants de la réponse passée à un forçage externe. Ils donnent ainsi un aperçu scientifiquement étayé de la réponse du climat à différents scénarios de forçage anthropique.

Foire aux questions

FAQ 10.1 | Le climat étant en perpétuelle évolution, comment détermine-t-on les causes des changements observés?

Pour évaluer les causes de l'évolution du climat observée sur le long terme (à des échelles temporelles de plus d'une décennie), on recherche dans les relevés historiques la présence de « l'empreinte digitale » attendue des différentes causes de changement climatique. Ces empreintes sont obtenues à partir des simulations des modèles informatiques des différentes configurations du changement climatique causé par les forçages climatiques individuels. À l'échelle de plusieurs décennies, ces forçages comprennent des processus tels que l'augmentation des gaz à effet de serre ou les changements de luminosité du soleil. La comparaison des configurations des empreintes simulées avec les changements de climat observés, permet de déterminer si la meilleure explication pour ces changements observés réside dans ces configurations d'empreintes ou dans la variabilité naturelle, qui se produit sans aucun forçage.

L'empreinte des augmentations de gaz à effet de serre d'origine anthropique ressort clairement dans la configuration du changement climatique observé au cours du XX^e siècle. Le changement observé ne peut pas être expliqué autrement par les empreintes des forçages naturels ou la variabilité naturelle simulée à l'aide des modèles climatiques. Les études d'attribution étayaient donc la conclusion selon laquelle « il est extrêmement probable que plus de la moitié de l'augmentation observée de la température moyenne à la surface du globe entre 1951 et 2010 est due aux activités humaines ».

Le climat de la Terre est en perpétuelle évolution et ce, pour bien des raisons. En vue de définir les principales causes des changements observés, nous devons tout d'abord vérifier si un changement de climat observé diffère des autres fluctuations susceptibles de se produire sans aucun forçage. La variabilité du climat sans forçage – appelée variabilité interne – est la conséquence de processus inhérents au système climatique. La variabilité océanique de grande échelle, telle que les fluctuations du phénomène El Niño-Oscillation australe (ENSO) dans l'océan Pacifique, est la principale source de variabilité interne du climat à une échelle décennale à centennale.

Le changement climatique peut également être la résultante de forçages externes naturels du système climatique, tels que les éruptions volcaniques ou des changements de luminosité du soleil. Des forçages de ce type sont à l'origine des changements climatiques considérables nettement documentés dans les relevés géologiques. Les forçages d'origine humaine comprennent les émissions de gaz à effet de serre ou encore les émissions de particules polluantes dans l'atmosphère. Tous ces éléments de forçage, qu'ils soient naturels ou anthropiques, pourraient affecter la variabilité interne tout en provoquant un changement du climat moyen. Les études d'attribution ont pour but de tenter de déterminer les causes d'un changement détecté dans le climat observé. Nous savons que la température moyenne du globe a augmenté au cours du siècle dernier, de sorte que si le changement observé est dû à un forçage, le principal forçage doit être celui qui entraîne un réchauffement et non un refroidissement.

Les études formelles d'attribution du changement climatique sont effectuées en faisant appel à des expériences contrôlées réalisées avec des modèles climatiques. On appelle souvent les réponses à des forçages climatiques spécifiques simulées à partir de modèles « empreintes digitales » de ces forçages. Un modèle climatique doit être en mesure de simuler de manière fiable la configuration des empreintes digitales associée aux différents forçages, ainsi que les configurations associées à la variabilité interne non forcée, afin de produire une évaluation d'attribution du changement climatique qui ait un sens. Aucun modèle n'est en mesure de reproduire à la perfection l'ensemble des caractéristiques du climat, mais de nombreuses études détaillées montrent que les simulations effectuées à l'aide des modèles actuels sont suffisamment fiables pour permettre de réaliser des évaluations d'attribution.

La Figure ci-après (FAQ 10.1 - Figure 1) illustre une partie d'une évaluation d'empreinte digitale de l'évolution de la température à la surface du globe à la fin du XX^e siècle. Le changement observé au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, indiqué par les séries chronologiques en noir des graphiques de gauche, est plus important que ne le laisserait prévoir la seule variabilité interne. Les simulations faites sur la seule base des forçages naturels (lignes jaune et bleue du graphique en haut à gauche) ne parviennent pas à reproduire le réchauffement de la surface du globe à la fin du XX^e siècle et présentent une configuration spatiale du changement (en haut à droite) totalement différente de la configuration de changement observée (au milieu à droite). Les simulations qui intègrent à la fois les forçages naturels et les forçages anthropiques donnent une représentation nettement meilleure de la vitesse (en bas à gauche) et de la configuration spatiale (en bas à droite) du changement observé de la température en surface.

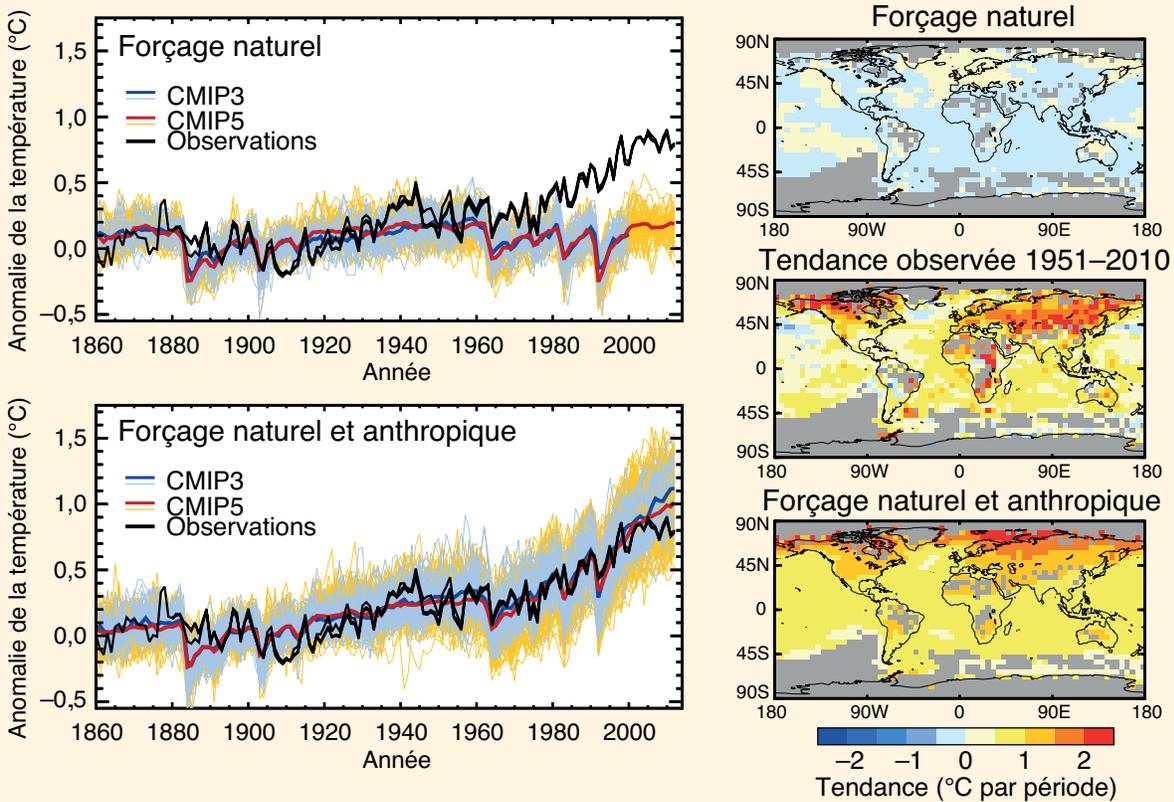
Les deux graphiques de gauche montrent que les modèles informatiques reproduisent le refroidissement en surface dû au forçage naturel observé pendant un ou deux ans après des éruptions volcaniques de grande ampleur, telles que celles qui se sont produites en 1982 et en 1991. Les simulations du forçage naturel rendent les changements de température de courte durée qui suivent les éruptions volcaniques, mais seules les simulations intégrant le forçage naturel et le forçage anthropique simulent la tendance plus durable au réchauffement.

(suite page suivante)

FAQ 10.1 (suite)

Une évaluation d'attribution plus complète prendrait en compte la température au-dessus de la surface ainsi qu'éventuellement d'autres variables climatiques, en plus des résultats concernant la température en surface présentés ici (FAQ 10.1 - Figure 1). Les configurations d'empreintes digitales associées aux différents forçages se distinguent plus aisément lorsque l'évaluation prend en compte davantage de variables.

Dans l'ensemble, on voit ici (FAQ 10.1, la Figure 1) que la configuration de l'évolution observée de la température est nettement différente de la configuration d'une réponse due uniquement à des forçages naturels. La réponse simulée intégrant tous les forçages, y compris les forçages anthropiques, correspond bien aux changements observés en surface. Nous ne pouvons simuler correctement le changement climatique observé récemment sans inclure la réponse aux forçages d'origine anthropique, y compris les gaz à effet de serre, l'ozone stratosphérique et les aérosols. Les causes naturelles de changement continuent d'avoir un impact au sein du système climatique, mais les tendances récentes en matière de température sont largement imputables au forçage anthropique.



FAQ 10.1 - Figure 1 | (À gauche) Séries chronologiques de l'évolution des températures moyennes mondiales et annuelles en surface de 1860 à 2010. Le graphique en haut à gauche présente les résultats de deux ensembles de modèles climatiques basés uniquement sur les forçages naturels, indiqués par les fines lignes en bleu et jaune; les moyennes d'ensemble des variations de température sont indiquées par les lignes bleue et rouge épaisses. Les lignes noires indiquent trois estimations observationnelles différentes. Le graphique en bas à gauche présente des simulations provenant des mêmes modèles, mais intégrant à la fois le forçage naturel et les changements anthropiques de concentration des gaz à effet de serre et des aérosols. (À droite) Configurations spatiales des tendances locales de la température en surface de 1951 à 2010. Le graphique du haut présente la configuration des tendances données par un grand ensemble de simulations de la Phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) et résultant uniquement des forçages naturels. Le graphique du bas présente les tendances d'un ensemble de simulations correspondantes, résultat des forçages naturels et anthropiques. Le graphique du milieu présente la configuration des tendances observées sur la même période à partir du jeu de données HadCRUT4.

Foire aux questions

Quand l'influence humaine sur le climat deviendra-t-elle évidente aux échelles locales?

Le réchauffement d'origine anthropique devient déjà évident à l'échelle locale dans les zones continentales de certaines régions tropicales, notamment durant la saison chaude. Au cours des prochaines décennies, le réchauffement devrait devenir évident aux latitudes moyennes, tout d'abord pendant l'été. Dans ces régions, la tendance devrait émerger plus lentement, notamment durant l'hiver, du fait que la variabilité naturelle du climat augmente avec la distance par rapport à l'équateur et est plus importante durant la saison froide. Les tendances déjà détectées dans de nombreuses régions en matière de température ont été attribuées à l'influence humaine. Certaines variables climatiques sensibles au climat, comme la glace de mer de l'Arctique, présentent également des tendances détectées attribuables à l'influence humaine.

Les tendances au réchauffement associées au changement global ressortent généralement de manière plus évidente dans les moyennes de la température mondiale que dans les séries chronologiques de températures locales (ici, le mot « local » fait référence de manière générale à des lieux pris individuellement ou à de petites moyennes régionales), car la plus grande partie de la variabilité locale du climat local est lissée dans la moyenne globale. Les tendances multidécennales au réchauffement détectées dans de nombreuses régions sont considérées comme extérieures à l'amplitude des tendances que l'on pourrait attendre de la variabilité naturelle interne du système climatique; elles n'apparaîtront toutefois de manière évidente que lorsque le climat local moyen émergera du « bruit » de la variabilité interannuelle. La rapidité avec laquelle elles apparaîtront dépend à la fois de la vitesse de la tendance au réchauffement et de l'ampleur de la variabilité locale. Les tendances futures au réchauffement ne peuvent être prévues de manière précise, notamment aux échelles locales, de sorte qu'il n'est pas possible d'estimer avec précision le moment auquel une tendance au réchauffement va émerger.

Dans certaines régions tropicales, la tendance au réchauffement a déjà émergé de la variabilité locale (FAQ 10.2 - Figure 1). Ce phénomène se produit plus rapidement dans les zones tropicales où la variabilité de la température est inférieure à celle des autres régions du globe. Le réchauffement prévu pourrait ne pas émerger aux latitudes moyennes jusqu'au milieu du XXI^e siècle – même si les tendances au réchauffement y sont plus importantes – étant donné que la variabilité locale de la température y est nettement plus importante que sous les tropiques. À l'échelle saisonnière, la variabilité locale de la température a tendance à être moins marquée en été qu'en hiver. Le réchauffement tend donc à émerger tout d'abord durant la partie de l'année la plus chaude, même dans les régions où la tendance au réchauffement est plus importante en hiver, telles que l'Eurasie centrale (FAQ 10.2 - Figure 1).

Certaines variables autres que la température à la surface des terres émergées présentent également des vitesses d'évolution à long terme qui diffèrent de la variabilité naturelle, y compris dans certaines régions océaniques. À titre d'exemple, l'étendue des glaces de mer de l'Arctique diminue très rapidement et traduit déjà une influence humaine. D'un autre côté, les tendances locales des précipitations sont très difficiles à détecter, car dans la plupart des lieux, la variabilité des précipitations est assez forte. La probabilité de chaleurs record en été a augmenté dans une grande partie de l'hémisphère Nord. Il est prévu que les températures élevées, actuellement considérées comme des températures extrêmes, se rapprochent de la norme au cours des prochaines décennies. Les probabilités d'autres phénomènes extrêmes, y compris certaines vagues de froid, ont diminué.

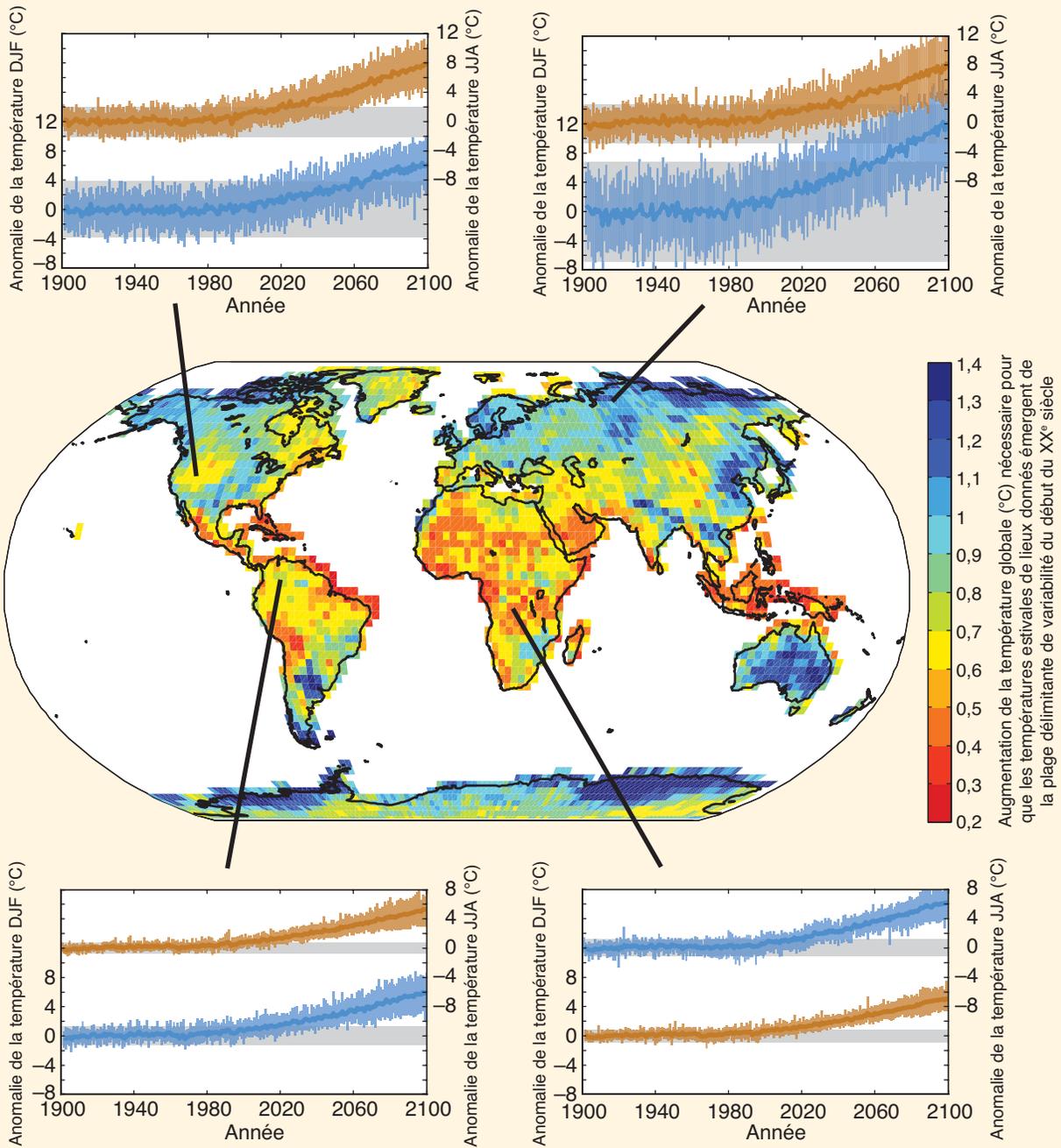
Dans le climat actuel, les différents épisodes météorologiques extrêmes ne peuvent être attribués sans doute possible au changement climatique, étant donné que ces épisodes auraient pu se produire dans un climat inchangé. La probabilité d'occurrence de tels épisodes pourrait toutefois avoir changé de manière significative en un lieu donné. On estime que les augmentations d'origine anthropique de la concentration des gaz à effet de serre ont contribué de manière substantielle à la probabilité de certaines vagues de chaleur. De même, les études effectuées à l'aide de modèles climatiques suggèrent que l'augmentation des gaz à effet de serre a contribué à l'intensification observée des épisodes de fortes précipitations qui se sont produits dans certaines parties de l'hémisphère Nord. Toutefois, la probabilité que se produisent de nombreux autres phénomènes météorologiques extrêmes n'a peut-être pas beaucoup changé. Il est donc faux d'imputer tous les nouveaux records météorologiques au changement climatique.

La date d'apparition future des tendances au réchauffement prévues dépend également de la variabilité climatique locale, qui peut localement induire une augmentation ou une diminution temporaire des températures. En outre, les courbes des températures locales prévues présentées ici (FAQ 10.2 - Figure 1) sont fondées sur des simulations multiples de modèles climatiques, forcées par le même scénario d'émissions futures supposées. Un taux différent d'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère entraînerait une tendance au réchauffement différente, de sorte que la dispersion des projections des modèles de réchauffement (FAQ 10.2 - Figure 1, zones colorées ombrées) serait plus large si la Figure incluait un échantillon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. L'augmentation nécessaire pour que les changements de température en été émergent de la variabilité locale du XX^e siècle (quelle que soit la vitesse du changement) est présentée sur la carte centrale (FAQ 10.2 - Figure 1).

La réponse complète à la question de savoir à quel moment l'influence de l'activité humaine va devenir évidente dépend de la robustesse des indices considérés comme suffisants pour rendre quelque chose « évident ». Les preuves scientifiques les plus convaincantes de l'effet du changement climatique aux échelles locales viennent de l'analyse de la situation générale, ainsi que de la grande quantité d'indices de l'ensemble du système climatique reliant nombre des changements observés à l'influence anthropique.

(suite page suivante)

FAQ 10.2 (suite)



FAQ 10.2 - Figure 1 | Séries chronologiques de l'évolution de la température prévue pour quatre lieux représentatifs en été (lignes en rouge, représentant juin, juillet et août pour les sites des régions tropicales et l'hémisphère Nord ou décembre, janvier et février dans l'hémisphère Sud) et en hiver (lignes bleues). Chaque série chronologique est entourée d'une plage délimitante des changements prévus (en rose pour la saison chaude locale, en bleu pour la saison froide du lieu) produite par 24 différentes simulations de modèles, émergeant d'une plage grise représentant la variabilité naturelle locale simulée par les modèles à l'aide des conditions du début du XX^e siècle. Le signal de réchauffement émerge tout d'abord dans les régions tropicales en été. La carte au centre présente l'augmentation globale de température (°C) nécessaire pour que les températures estivales de lieux donnés se démarquent de la plage délimitante de variabilité du début du XX^e siècle. On notera que les couleurs chaudes marquent les lieux où l'augmentation de température nécessaire est la plus faible et donc l'émergence la plus précoce. Tous les calculs s'appuient sur les simulations de modèles climatiques globaux du CMIP5 forcés par le scénario d'émissions RCP8,5. Les plages délimitantes de l'évolution prévue et de la variabilité naturelle sont définies comme ± 2 écarts types (adapté et actualisé de Mahlstein *et al.*, 2011).

Foire aux questions

Alors qu'on ne parvient pas à prévoir le temps un mois à l'avance, comment peut-on prévoir le climat pour la décennie qui vient?

Si le temps et le climat sont étroitement liés, il s'agit en fait de réalités différentes. Défini comme l'état de l'atmosphère à un moment et en un lieu donné, le temps est susceptible de changer d'une heure à l'autre et d'un jour à l'autre. Le climat, pour sa part, se réfère généralement aux statistiques des conditions météorologiques sur une décennie ou plus.

La capacité de prévoir le climat futur sans avoir à prévoir le temps avec précision est plus normale qu'il n'y paraît. À titre d'exemple, à la fin du printemps, il est possible de prévoir avec exactitude que la température moyenne de l'air au cours de l'été suivant à Melbourne (par exemple) sera très probablement plus élevée que la température moyenne du printemps le plus récent – même si les conditions météorologiques journalières de l'été à venir ne peuvent être prévues avec exactitude au-delà d'une semaine environ. Cet exemple simple illustre le fait qu'il existe des facteurs – dans ce cas, le cycle saisonnier du rayonnement solaire qui atteint l'hémisphère Sud – susceptibles d'appuyer la capacité de prévoir les changements du climat sur une période à venir et qui ne dépendent pas de l'exactitude de la prévision du temps sur cette même période.

Les statistiques des conditions météorologiques utilisées pour définir le climat sont notamment les moyennes à long terme de la température de l'air et des précipitations, ainsi que les statistiques de variabilité correspondantes, comme l'écart type de la variabilité interannuelle des précipitations par rapport à la moyenne à long terme, ou la fréquence des journées où la température a été inférieure à 5 °C. Les moyennes de variables climatiques calculées sur de longues périodes sont appelées moyennes climatologiques. Elles peuvent porter sur des mois différents, sur des saisons ou sur toute une année. Une prévision climatique répond à des questions du type: « Quelle est la probabilité pour que la température moyenne de l'été prochain soit supérieure à la moyenne à long terme des étés précédents? » ou « Quelle est la probabilité que la prochaine décennie soit plus chaude que les décennies précédentes? » De manière plus spécifique, une prévision climatique peut répondre à la question: « Quelle est la probabilité pour que la moyenne de température des dix prochaines années (en Chine, par exemple) soit supérieure à la température moyenne de la Chine au cours des 30 dernières années? » Les prévisions climatiques ne donnent pas de prévision de l'évolution détaillée au jour le jour des conditions météorologiques futures. Ce qu'elles fournissent, ce sont des probabilités de changements à long terme dans les statistiques des variables climatiques futures.

D'un autre côté, les prévisions météorologiques fournissent des prévisions du temps au quotidien pour des moments spécifiques à venir. Elles aident à répondre à des questions du type: « Pleuvra-t-il demain? » Parfois, les prévisions météorologiques sont fournies en termes de probabilités. Par exemple, le bulletin météorologique pourra indiquer: « la probabilité de pluie demain à Apia est de 75 % ».

Pour formuler des prévisions météorologiques précises, les prévisionnistes ont besoin d'informations très détaillées sur l'état de l'atmosphère. La nature chaotique de l'atmosphère signifie que même la plus petite erreur dans la description des « conditions initiales » conduit typiquement à des prévisions inexactes au-delà d'une semaine environ. C'est ce que l'on appelle « l'effet papillon ».

Les climatologues ne tentent pas de prévoir ou ne prétendent pas prévoir en détails l'évolution future du temps au cours des saisons, années ou décennies à venir. D'un autre côté, il existe une solide base scientifique permettant de supposer que certains aspects du climat peuvent être prévus, même si c'est de manière imprécise, en dépit de l'effet papillon. Par exemple, les augmentations de concentration des gaz à effet de serre atmosphériques persistants tendent à conduire à une augmentation de la température en surface au cours des décennies qui suivent. Ainsi, les informations concernant le passé peuvent aider, et aident effectivement, à prévoir le climat futur.

Certains types de variabilité qui se produisent naturellement, dites variabilités « internes », peuvent—tout au moins en théorie—étendre la capacité à prévoir le climat. La variabilité interne du climat provient d'instabilités naturelles du système climatique. Si cette variabilité inclut ou provoque des anomalies étendues et persistantes de la température de la couche supérieure des océans, elle entraîne des changements dans l'atmosphère qui le surplombe, localement et à distance. Le phénomène El Niño-Oscillation australe est probablement l'exemple le plus connu de ce type de variabilité interne. La variabilité liée au phénomène El Niño-Oscillation australe évolue de manière partiellement prévisible. L'effet papillon est présent, mais il prend plus longtemps pour influencer de manière marquée une partie de la variabilité liée au phénomène El Niño-Oscillation australe.

Les services météorologiques et les autres institutions ont exploité ce phénomène en mettant au point des systèmes de prévision saisonnière à interannuelle, leur permettant de prévoir systématiquement les anomalies climatiques saisonnières avec une qualité de prévision tangible. La qualité varie nettement selon le lieu et les variables. Elle tend à diminuer à mesure que la prévision concerne une période plus éloignée dans l'avenir et, pour certains endroits, elle est inexistante. Le mot « qualité » est utilisé ici dans son acception technique: il s'agit d'une mesure de l'efficacité supplémentaire de la prévision par rapport à celle d'une méthode type de prévision simple, telle que la supposition que les anomalies récentes vont persister sur la période de prévision.

(suite page suivante)

FAQ 11.1 (suite)

Les systèmes de prévision météorologique, saisonnière, interannuelle et décennale sont similaires à bien des égards (par exemple, ils incluent tous les mêmes équations mathématiques pour l'atmosphère et ont tous besoin de préciser les conditions initiales pour démarrer les prévisions, et ils sont tous sujets à des limites dans la précision des prévisions imposées par l'effet papillon). Cependant, la prévision décennale, contrairement à la prévision météorologique et à la prévision saisonnière à interannuelle, en est encore à ses débuts. Les systèmes de prévision décennale présentent néanmoins un certain niveau de qualité en matière de *simulation rétrospective* de la température proche de la surface au-dessus d'une grande partie du globe jusqu'à neuf ans. Une « simulation rétrospective » est une prévision d'un événement passé dans laquelle seules les observations antérieures à l'événement sont prises en compte dans le système utilisé pour formuler la prévision. L'essentiel de cette qualité vient du *forçage externe*. « Forçage externe » est une expression employée par les climatologues pour indiquer qu'un agent de forçage extérieur au système climatique cause un changement dans ce système, par exemple, l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre à longue durée de vie.

Selon la théorie, la qualité des prévisions des précipitations décennales devrait être inférieure à celle de la prévision des températures décennales en surface et la performance des simulations rétrospective va bien dans ce sens.

Actuellement, les chercheurs tentent d'améliorer les systèmes de prévision décennaux et de mieux comprendre les raisons de la qualité apparente des prévisions. Il est essentiel de vérifier dans quelle mesure les informations supplémentaires tirées de la variabilité interne se traduisent véritablement par une amélioration de la qualité. Si l'on compte bien améliorer les systèmes de prévision dans les décennies à venir, la nature chaotique du système climatique et l'effet papillon qui en découle vont imposer des limites inévitables à la qualité des prévisions. Il existe par ailleurs d'autres sources d'incertitude. Par exemple, étant donné que les éruptions volcaniques peuvent influencer le climat, mais que leur déclenchement et leur ampleur ne peuvent être prévus, les éruptions volcaniques futures constituent l'une des nombreuses autres sources d'incertitudes. En outre, la brièveté de la période pour laquelle on dispose de suffisamment de données océaniques pour initialiser et évaluer les prévisions décennales pose un problème majeur.

Enfin, il convient de noter que les systèmes de prévision décennaux sont conçus pour exploiter à la fois les sources de prévisibilité provenant du forçage externe et celles qui sont générées en interne. Les climatologues font une distinction entre les prévisions décennales et les projections décennales. Les projections ne font appel qu'à la capacité prédictive découlant du forçage externe. Si les précédents rapports d'évaluation du GIEC étaient axés exclusivement sur les projections, le présent rapport évalue également la recherche sur les prévisions décennales et ses bases scientifiques.

Foire aux questions

FAQ 11.2 | Comment les éruptions volcaniques influent-elles sur le climat et sur notre aptitude à le prévoir?

Les grandes éruptions volcaniques exercent une influence sur le climat en libérant, dans la couche supérieure de l'atmosphère (également appelée stratosphère), du dioxyde de soufre, qui réagit avec l'eau pour former des nuages de gouttelettes d'acide sulfurique. Ces nuages réfléchissent la lumière du soleil vers l'espace, empêchant son énergie d'atteindre la surface de la Terre, ce qui refroidit cette surface, ainsi que la couche inférieure de l'atmosphère. Par ailleurs, ces nuages d'acide sulfurique de la couche supérieure de l'atmosphère absorbent localement l'énergie du Soleil, de la Terre et de la couche inférieure de l'atmosphère, énergie qui réchauffe alors la couche supérieure (FAQ 11.2 - Figure 1). En termes de refroidissement en surface, l'éruption, en 1991, du Mont Pinatubo aux Philippines a par exemple injecté environ 20 millions de tonnes de dioxyde de soufre (SO_2) dans la stratosphère, refroidissant ainsi la Terre d'environ $0,5\text{ }^\circ\text{C}$ pendant jusqu'à un an. À l'échelle du globe, les éruptions réduisent également les précipitations, étant donné que la diminution du rayonnement de courte longueur d'onde à la surface est compensée par une réduction du réchauffement latent (c'est-à-dire de l'évaporation et donc des précipitations).

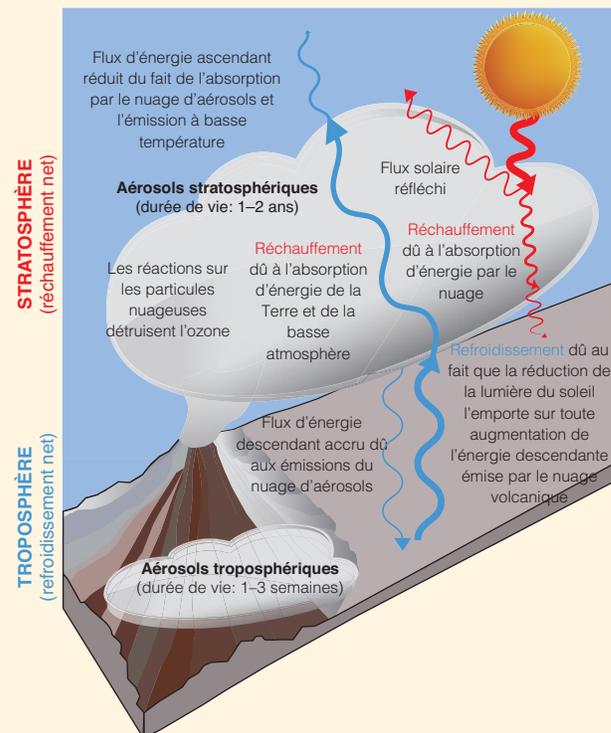
Aux fins de la prévision climatique, on peut s'attendre à une éruption entraînant un refroidissement significatif à la surface du globe, ainsi qu'un réchauffement de la haute atmosphère sur une année environ. Le problème est que s'il est possible de détecter le regain d'activité d'un volcan, il n'est pas possible de prévoir le moment précis de l'éruption, ni la quantité de SO_2 rejetée dans la couche supérieure de l'atmosphère, ni la manière dont cet élément va se disperser. C'est là l'une des sources d'incertitude des prévisions climatiques.

Les grandes éruptions volcaniques produisent une grande quantité de particules appelées cendres ou téphra. Étant donné qu'elles retombent de l'atmosphère rapidement, dans les quelques jours ou semaines, ces particules n'affectent toutefois pas le climat mondial. Par exemple, l'éruption du Mont St. Helens en 1980 a eu des répercussions sur les températures en surface du nord-ouest des États-Unis pendant plusieurs jours, mais étant donné que cette éruption n'a émis que peu de SO_2 dans la stratosphère, elle n'a pas eu d'impacts détectables sur le climat mondial. Si d'importantes éruptions se produisant aux latitudes élevées libèrent du soufre dans la stratosphère, elles n'auront d'impact que dans l'hémisphère où elles se sont produites et ces effets ne dureront pas plus d'une année, étant donné que la durée de vie du nuage stratosphérique qu'elles vont produire n'est que de quelques mois.

Les éruptions volcaniques qui se produisent dans les régions tropicales ou subtropicales entraînent davantage de refroidissement à la surface du globe ou dans la troposphère, car le nuage d'acide sulfurique qu'elles dégagent dure de un à deux ans et est susceptible de recouvrir une grande partie du globe. Leurs impacts climatiques régionaux sont toutefois difficiles à prévoir, car la dispersion des aérosols stratosphériques sulfatés dépend en grande partie des conditions de vent dans l'atmosphère au moment de l'éruption. Par ailleurs, l'effet de refroidissement n'est, en général, pas uniforme: étant donné que les continents se refroidissent davantage que l'océan, la mousson d'été peut s'en trouver affaiblie, ce qui entraîne une diminution des pluies sur l'Asie et l'Afrique. La réponse climatique se complique encore du fait que les nuages générés dans la haute atmosphère par les éruptions en zone tropicale absorbent également la lumière du soleil et la chaleur dégagée par la Terre, provoquant davantage de réchauffement de la haute atmosphère dans les zones tropicales qu'aux latitudes élevées.

Les plus grandes éruptions volcaniques des 250 dernières années ont stimulé les études scientifiques. Après l'éruption du Laki en Islande, en 1783, on a relevé des températures estivales record en Europe, suivies par un hiver très froid. Deux grandes éruptions, l'une non identifiée en 1809 et celle du Tambora en 1815, ont provoqué « l'année sans été » de 1816. Les récoltes désastreuses de cette année-là en Europe et aux États-Unis ont provoqué pénuries alimentaires, famines et émeutes.

La plus grande éruption des quelques 50 dernières années, celle de l'Agung en 1963, a suscité un grand nombre d'études modernes et notamment donné lieu à des observations et des calculs de modèles climatiques. Deux grandes éruptions ultérieures, El Chichón en 1982 et le Pinatubo en 1991, ont inspiré les travaux qui ont conduit à nos connaissances actuelles concernant les effets des éruptions volcaniques sur le climat.



FAQ 11.2 - Figure 1 | Schéma de l'impact des grandes éruptions volcaniques des régions tropicales et subtropicales sur les températures de la haute atmosphère (stratosphère) et de la basse atmosphère (troposphère).

(suite page suivante)

FAQ 11.2 (suite)

Les nuages volcaniques ne persistent dans la stratosphère qu'environ deux ans, de sorte que leur impact sur le climat est également court. En revanche, les impacts de plusieurs grandes éruptions consécutives peuvent être plus persistants: à titre d'exemple, à la fin du XIII^e siècle, il y a eu quatre grandes éruptions, une tous les dix ans. La première, en 1258, était la plus forte depuis 1000 ans. Cette succession d'éruptions a refroidi l'Atlantique Nord et la banquise de l'Arctique. Autre période d'intérêt, les trois grands événements volcaniques et les quelques épisodes de moindre ampleur survenus entre 1963 et 1991 (voir Chapitre 8 sur la manière dont ces éruptions ont eu des incidences sur la composition de l'atmosphère et réduit le rayonnement de courte longueur d'onde au sol).

Les vulcanologues peuvent détecter le regain d'activité d'un volcan, mais ils ne peuvent pas prévoir si ce dernier va entrer en éruption ni, le cas échéant, la quantité de soufre que cette éruption risque de libérer dans la stratosphère. Néanmoins, les volcans influent sur la capacité à prévoir le climat à trois égards différents. Tout d'abord, si une éruption violente rejette d'importants volumes de dioxyde de soufre dans la stratosphère, cet effet peut être inclus dans les prévisions climatiques. Des problèmes substantiels et des sources d'incertitude persistent, notamment la collecte d'observations de bonne qualité sur le nuage volcanique et le calcul de son déplacement et de son évolution pendant toute sa durée de vie. Toutefois, à partir des observations et d'une bonne modélisation des éruptions récentes, certains des effets des éruptions de grande ampleur peuvent être intégrés dans les prévisions.

Le deuxième effet vient du fait que les éruptions volcaniques constituent une source potentielle d'incertitude dans nos prévisions. Les éruptions ne peuvent pas être prévues à l'avance, mais se produisent néanmoins, entraînant des impacts à court terme sur le climat à l'échelle locale et à l'échelle mondiale. En principe, cette incertitude potentielle peut être prise en compte en incluant des éruptions aléatoires ou des éruptions basées sur certains scénarios dans nos prévisions climatiques d'ensemble à court terme. Ce domaine de recherche demande à être davantage exploré. Les projections relatives à l'avenir figurant dans le présent rapport n'intègrent pas les éruptions volcaniques futures.

En troisième lieu, il est possible d'utiliser les relevés climatologiques anciens, ainsi que des estimations des aérosols sulfatés observés, pour tester la fidélité de nos simulations du climat. Si la réponse climatique aux éruptions volcaniques explosives est un précédent utile pour certains autres forçages climatiques, il y a néanmoins des limites. Par exemple, une simulation réussie de l'impact d'une éruption peut aider à valider les modèles utilisés pour les prévisions saisonnières et interannuelles. Mais il n'est pas possible de valider de cette manière tous les mécanismes qui seront impliqués dans le réchauffement global au cours du siècle prochain, car ils comprennent des rétroactions océaniques à long terme dont l'échéance temporelle est supérieure à celle de la réponse aux éruptions volcaniques individuelles.

Foire aux questions

FAQ 12.1 | Pourquoi utilise-t-on un si grand nombre de modèles et de scénarios pour effectuer des projections concernant le changement climatique?

Le climat à venir est en partie déterminé par l'ampleur des émissions futures de gaz à effet de serre, d'aérosols et d'autres éléments de forçage naturels et anthropiques. Ces forçages sont extérieurs au système climatique, mais modifient néanmoins son comportement. Le climat futur est façonné par la réponse de la Terre à ces forçages, ainsi que par la variabilité interne inhérente au système climatique. Les scientifiques s'appuient sur un ensemble d'hypothèses concernant l'ampleur et le rythme des émissions futures pour élaborer des scénarios d'émission différents, sur lesquels sont fondées les projections des modèles climatiques. Parallèlement, les différents modèles climatiques fournissent des représentations différentes de la réponse de la planète à ces forçages, ainsi que de la variabilité naturelle du climat. Le regroupement d'ensembles de modèles simulant la réponse à une série de scénarios différents permet de cartographier différents futurs envisageables et nous aide à comprendre les incertitudes qui s'y rattachent.

Prévoir l'évolution socio-économique est sans doute plus difficile encore que prévoir l'évolution d'un système physique. Cela implique de prévoir le comportement humain, les choix stratégiques, les progrès technologiques, la concurrence internationale et la coopération internationale. L'approche courante consiste à utiliser des scénarios de développement socio-économique futur plausibles d'où découlent des émissions futures de gaz à effet de serre et d'autres agents de forçage futurs. De manière générale, il n'a pas été possible d'attribuer des probabilités d'occurrence aux différents scénarios de forçage. On utilise plutôt une série d'options différentes, afin d'envisager une plage d'éventualités. Les résultats des différents scénarios de forçage permettent aux décideurs d'envisager des situations différentes et différents futurs possibles.

Les fluctuations internes du climat sont générées de manière spontanée par les interactions entre des éléments tels que l'atmosphère et l'océan. Dans le cas du changement climatique à court terme, elles sont susceptibles d'éclipser l'effet des perturbations externes, telles que les augmentations de concentration des gaz à effet de serre (voir Chapitre 11). Sur le long terme, en revanche, c'est l'effet des forçages externes qui devrait dominer. Les projections fournies par les simulations des modèles climatiques indiquent qu'après quelques décennies, les différents scénarios concernant les gaz à effet de serre et autres agents de forçage d'origine anthropique – ainsi que la réponse du système climatique à ces éléments – auront des effets différents sur la variation de la température moyenne à l'échelle du globe (FAQ 12.1 - Figure 1, graphique de gauche). Il est donc essentiel d'évaluer les conséquences de ces différents scénarios et des réponses correspondantes, notamment lorsqu'il s'agit de prendre des décisions stratégiques.

Les modèles du climat sont articulés sur les principes physiques qui gouvernent notre système climatique, ainsi que sur des connaissances empiriques, et représentent les processus interactifs et complexes nécessaires pour simuler le climat et le changement climatique, passés et futurs. Les stratégies qui consistent à recourir à des analogues tirés d'observations passées ou à extrapoler des tendances récentes ne sont pas appropriées pour générer des projections, étant donné que l'avenir ne sera pas nécessairement la simple continuation de ce que nous avons vu jusqu'à présent.

S'il est possible de poser les équations de dynamique des fluides qui déterminent le comportement de l'atmosphère et de l'océan, il est impossible de les résoudre sans recourir à des algorithmes numériques par le biais de simulations de modèles mathématiques, tout comme le génie aéronautique repose sur des simulations numériques d'équations similaires. Par ailleurs, ces équations ne permettent pas de décrire un grand nombre de processus physiques, biologiques et chimiques de petite échelle, tels que les processus nuageux, soit parce que nous ne disposons pas de la capacité de calcul permettant de décrire le système avec une résolution suffisamment fine pour simuler directement ces processus, soit parce que notre connaissance scientifique des mécanismes qui régissent ces processus n'est encore que partielle. On doit donc les approximer en procédant à ce que l'on appelle des paramétrisations au sein des modèles climatiques, qui permettent d'établir une relation mathématique entre les grandeurs simulées directement et les grandeurs approximées, souvent sur la base du comportement observé.

Compte tenu des limites des calculs et des observations, il existe plusieurs représentations numériques, solutions et approximations possibles, toutes aussi plausibles pour modéliser le système climatique. Cette diversité est considérée comme un aspect sain du domaine de la modélisation du climat et donne lieu à une série de projections plausibles du changement climatique à l'échelle mondiale et régionale. Ce jeu de projections possibles fournit une base permettant de quantifier l'incertitude des projections, mais le nombre relativement restreint des modèles et le fait que la contribution des résultats des modèles aux archives publiques est un acte volontaire signifient que l'échantillonnage des futurs possibles n'est ni systématique, ni complet. De plus, certaines lacunes communes à tous les modèles persistent; les différents modèles présentent des avantages et des inconvénients différents et il n'est pas encore évident de déterminer ceux des aspects de la qualité des simulations, susceptibles d'être évalués à l'aide des observations, qui devraient guider notre évaluation des simulations futures des modèles.

(suite page suivante)

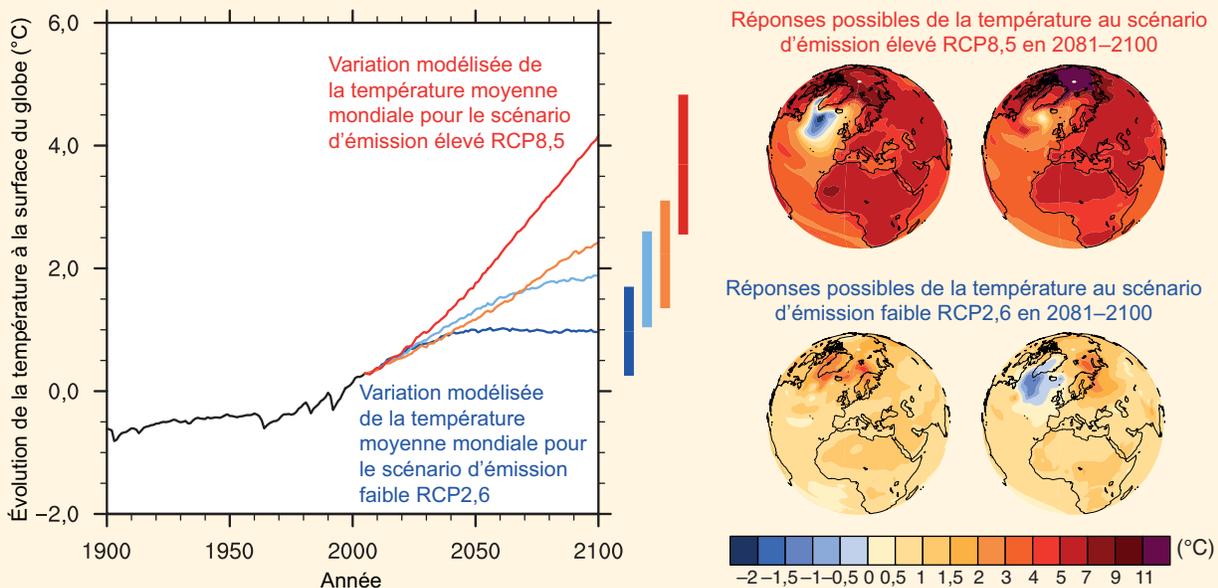
FAQ 12.1 (suite)

On utilise couramment des modèles de complexité variable pour résoudre différents problèmes de projection. Lorsque des simulations longues, pluriséculaires, sont nécessaires ou que l'on recherche des réalisations multiples, il est possible d'utiliser un modèle plus rapide, avec une résolution plus faible ou une description simplifiée de certains processus climatiques. Les modèles simplifiés peuvent représenter de manière adéquate des grandeurs moyennes à grande échelle, telles que la température moyenne du globe, mais seuls les modèles complexes permettent de simuler des détails plus fins tels que les précipitations régionales.

La communauté scientifique a multiplié les efforts pour évaluer la capacité des modèles à simuler le climat passé et présent et comparer les projections des changements climatiques futurs, à travers la coordination des expériences de modélisation et des résultats des modèles par des groupes, tels que le projet de comparaison de modèles couplés (CMIP), le Programme mondial de recherche sur le climat et son Groupe de travail de la modélisation du climat. L'approche « multi-modèle » est désormais une technique standard utilisée par les climatologues pour évaluer les projections d'une variable climatique donnée.

La partie droite de la Figure ci-après (FAQ 12.1 - Figure 1) montre la réponse de la température d'ici la fin du XXI^e siècle pour deux modèles illustratifs et les scénarios RCP (profils représentatifs d'évolution de concentration) le plus élevé et le plus bas. Les modèles correspondent quant aux configurations à grande échelle du réchauffement en surface, par exemple, sur le fait que les terres émergées vont se réchauffer plus vite que l'océan et que l'Arctique se réchauffera plus vite que les tropiques. Ils diffèrent toutefois quant à l'ampleur de la réponse globale pour un même scénario et, à petite échelle, quant aux aspects régionaux des réponses. L'ampleur de l'amplification arctique, par exemple, varie selon les différents modèles et un sous-ensemble de modèles indique un réchauffement plus faible ou un léger refroidissement dans l'Atlantique Nord du fait de la diminution de la formation d'eaux profondes et de changements dans les courants océaniques.

Les forçages externes futurs, tout comme la réponse du système climatique à ces forçages, sont entachés d'incertitudes inévitables, qui se compliquent d'une variabilité générée en interne. Le recours à des scénarios et modèles multiples est devenu une option standard pour les évaluer et les définir nous permettant ainsi de décrire une large gamme d'évolutions futures possibles du climat de la planète.



FAQ 12.1 - Figure 1 | Évolution de la température moyenne à l'échelle du globe, fondée sur la moyenne de tous les modèles de la Phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) (concernant les années 1986–2005), pour les quatre scénarios RCP : RCP2,6 (en bleu foncé), RCP4,5 (en bleu clair), RCP6,0 (en orange) et RCP8,5 (en rouge); pour ces 4 scénarios, on a utilisé respectivement 32, 42, 25 et 39 modèles. Les intervalles probables de variation de la température mondiale d'ici la fin du XXI^e siècle sont indiqués par des bandes verticales. On notera que ces intervalles s'appliquent à la différence entre deux moyennes sur 20 ans, soit 2081–2100 par comparaison avec 1986–2005, ce qui explique le fait que les bandes sont centrées sur une valeur inférieure à l'extrémité des trajectoires annuelles. Pour le scénario le plus élevé (RCP8,5) et le plus faible (RCP2,6), des cartes illustrant les variations de la température en surface à la fin du XXI^e siècle (2081–2100 par comparaison avec 1986–2005) sont présentées pour deux modèles CMIP5. Ces modèles ont été choisis pour montrer une série de réponses assez large, mais cette série n'est pas représentative de l'incertitude de la réponse des modèles.

Foire aux questions

FAQ 12.2 | Comment le cycle de l'eau évoluera-t-il?

Au sein du système climatique terrestre, l'écoulement et le stockage de l'eau varient fortement, mais l'on attend toutefois d'ici la fin de ce siècle des changements dépassant les changements imputables à la seule variabilité naturelle. Un monde plus chaud signifiera de nettes augmentations des précipitations, de l'évaporation de surface et de la transpiration des plantes. Ces changements varieront néanmoins de manière substantielle selon les lieux. Certains endroits subiront davantage de précipitations, ainsi qu'une accumulation d'eau sur les terres. Dans d'autres, la quantité d'eau va diminuer sous l'effet d'un assèchement régional et d'une réduction du manteau neigeux et de la couverture de glace.

Le cycle de l'eau se compose de l'eau stockée sur la planète sous toutes ses phases, ainsi que des mouvements de l'eau au sein du système climatique de la Terre. Dans l'atmosphère, l'eau est essentiellement présente sous la forme d'un gaz – la vapeur d'eau –, mais elle se présente également sous forme de glace et d'eau liquide dans les nuages. L'océan est bien entendu essentiellement constitué d'eau liquide, mais il est également partiellement recouvert de glace dans les régions polaires. Sur les continents, l'eau liquide est présente sous forme d'eaux de surface – comme les lacs et les cours d'eau –, d'humidité du sol et d'eaux souterraines, et l'eau solide sous forme d'inlandsis, de glaciers, de neige et de glace de surface, ainsi que d'eau contenue dans le pergélisol et le sol gelé à certaines saisons.

Il est parfois dit, au sujet du climat futur, que le cycle de l'eau va s'accélérer, mais cela peut être trompeur, étant donné qu'à strictement parler, cela implique un cycle de l'eau qui deviendrait plus rapide et plus fréquent avec le temps, et ce partout. Certaines parties du monde vont effectivement connaître une intensification du cycle de l'eau, avec des déplacements d'eau accrus et un mouvement plus rapide de l'eau vers les réservoirs de stockage et en provenance de ces réservoirs. Toutefois, d'autres parties du système climatique vont connaître une nette déperdition d'eau et donc moins de mouvements d'eau. Certaines réserves d'eau pourraient même disparaître.

À mesure que la Terre se réchauffe, certaines caractéristiques générales du changement vont apparaître simplement en réponse à un climat plus chaud. Ces changements sont régis par la quantité d'énergie ajoutée par le réchauffement global au système climatique. La glace sous toutes ses formes va fondre plus rapidement et être moins étendue. Par exemple, pour certaines simulations évaluées dans ce rapport, la banquise arctique d'été disparaîtrait avant le milieu de ce siècle. L'atmosphère contiendra davantage de vapeur d'eau, ce que les observations et les résultats des modèles indiquent comme étant déjà le cas. D'ici la fin du XXI^e siècle, la quantité moyenne de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère pourrait augmenter de 5 à 25 %, en fonction des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et de particules ayant un effet sur le rayonnement, telles que la fumée. L'eau va s'évaporer plus rapidement de la surface. Le niveau de la mer va s'élever du fait de l'expansion des eaux de l'océan et de l'arrivée dans l'océan de l'eau de fonte des glaces (voir FAQ 13.2).

Ces changements de caractère général sont modifiés par la complexité du système climatique, de sorte qu'il ne faut pas s'attendre à ce qu'ils se produisent de la même manière ou au même rythme partout. Par exemple, la circulation de l'eau dans l'atmosphère, sur terre et dans l'océan peut évoluer à mesure que le climat change, avec des concentrations d'eau par endroit et une diminution à d'autres. Par ailleurs, les changements peuvent varier sur l'année: certaines saisons ont tendance à être plus humides que d'autres. Ainsi, les simulations de modèles évaluées dans ce rapport montrent qu'au nord de l'Asie, les précipitations pourraient augmenter de plus de 50 % durant l'hiver, alors que les projections montrent des changements minimes dans la pluviométrie de la région en été. L'activité humaine influence aussi le cycle de l'eau de manière directe, par la gestion des ressources en eau et les changements d'utilisation des sols. Les changements dans la répartition des populations et dans l'utilisation de l'eau devraient également modifier le cycle de l'eau.

Les processus liés au cycle de l'eau peuvent se produire sur quelques minutes, quelques heures, quelques jours et plus, ainsi que sur des distances de quelques mètres, de quelques kilomètres ou plus encore. À ces échelles, la variabilité est généralement plus importante que pour la température, de sorte que les changements climatiques affectant les précipitations sont plus difficiles à discerner. Malgré cette complexité, les projections du climat futur font apparaître des changements communs à de nombreux modèles et scénarios de forçage climatique. On a observé des changements similaires dans le quatrième Rapport d'évaluation. Considérés ensemble, ces résultats montrent des mécanismes de changement bien compris, même si les grandeurs varient selon le modèle et le forçage. Nous nous concentrons ici sur les changements au-dessus des terres émergées, soit là où les changements dans le cycle de l'eau ont le plus d'impact sur les systèmes anthropiques et naturels.

Les changements climatiques attendus d'après les simulations étudiées dans ce rapport (schématisés ci-après – FAQ 12.2 - Figure 1) pointent de manière générale vers une augmentation des précipitations dans certaines parties des tropiques et des latitudes polaires, susceptible de dépasser les 50 % d'ici la fin du XXI^e siècle selon les scénarios d'émission les plus extrêmes. Par contraste, de vastes zones des régions subtropicales pourraient connaître des diminutions de 30 % ou plus. Dans les régions tropicales, ces changements semblent découler d'augmentations de la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère et de modifications de la circulation atmosphérique concentrant davantage la vapeur d'eau dans les zones tropicales et favorisant ainsi l'augmentation des pluies tropicales. Dans les zones subtropicales, ces changements de la circulation entraînent dans le même temps une diminution des précipitations en dépit du réchauffement de ces régions. Étant donné que la plupart des déserts du globe sont situés en zone subtropicale, ces changements impliquent une aridité accrue dans des zones déjà sèches et une expansion possible des déserts.

(suite page suivante)

FAQ 12.2 (suite)

Aux latitudes plus élevées, les augmentations sont régies par des températures plus chaudes ce qui permet à davantage d'eau de s'accumuler dans l'atmosphère et, partant, à davantage d'eau de précipiter. Le climat plus chaud permet également aux systèmes dépressionnaires extratropicaux de transporter plus de vapeur d'eau vers les latitudes élevées, sans pour autant nécessiter de changements importants de la force habituelle des vents. Comme indiqué précédemment, aux latitudes élevées, les changements sont plus prononcés durant les saisons froides.

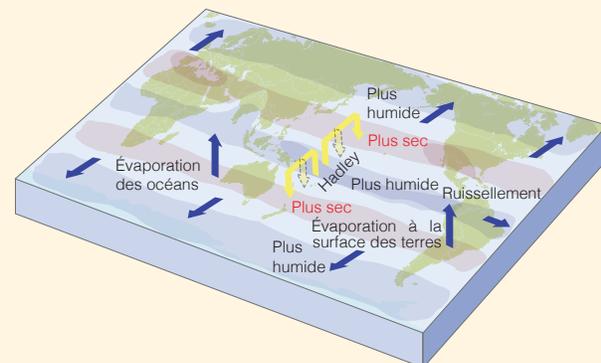
Le fait que les terres émergées deviennent plus sèches ou plus humides dépend en partie des changements dans les précipitations, mais également des changements dans l'évaporation de surface et la transpiration des plantes (phénomènes que l'on appelle conjointement évapotranspiration). Étant donné qu'une atmosphère plus chaude peut contenir davantage de vapeur d'eau, elle peut induire davantage d'évapotranspiration s'il y a assez d'eau terrestre. En revanche, l'augmentation du gaz carbonique dans l'atmosphère diminue la tendance des plantes à transpirer vers l'atmosphère, ce qui compense en partie l'effet du réchauffement.

Dans les régions tropicales, l'évapotranspiration accrue tend à contrer les effets de l'augmentation des précipitations sur l'humidité du sol, alors que dans les zones subtropicales, l'humidité du sol déjà faible permet peu de changement dans l'évapotranspiration. Aux latitudes plus élevées, l'augmentation des précipitations contrebalance généralement celle de l'évapotranspiration dans les projections climatiques, donnant ainsi une augmentation du ruissellement annuel moyen, mais des changements variés en ce qui concerne l'humidité du sol. Comme le laissent entendre les changements de la circulation présentés ici (FAQ 12.2 - Figure 1), les limites des régions où l'humidité est faible ou élevée pourraient également se déplacer.

La nature des précipitations est également un facteur qui vient compliquer davantage les choses. Les projections des modèles pointent vers des précipitations plus intenses, en partie du fait de la présence d'un surplus d'humidité dans l'atmosphère. Ainsi, pour les simulations évaluées dans ce rapport, sur une bonne partie des terres émergées les épisodes pluviométriques d'une journée qui reviennent actuellement en moyenne tous les 20 ans pourraient se produire tous les 10 ans, voire même plus fréquemment, d'ici la fin du XXI^e siècle. Parallèlement, les projections montrent également que les épisodes de précipitation vont dans l'ensemble être moins fréquents. Ces changements produisent deux effets apparemment contradictoires : des averses plus intenses, produisant davantage d'inondations, mais des périodes sèches plus longues entre les épisodes de pluie, conduisant à davantage de sécheresse.

Aux latitudes élevées et en altitude, d'autres changements vont se produire du fait de la perte de l'eau gelée. La génération actuelle de modèles du climat mondial permet de résoudre certains de ces changements, alors que d'autres ne peuvent qu'être déduits, car ils impliquent des éléments tels que les glaciers qui de manière générale ne sont pas modélisés ou inclus dans les modèles. Le réchauffement du climat signifie que la neige a tendance à s'accumuler plus tard pendant l'automne et à fondre plus tôt au printemps. Les simulations évaluées dans ce rapport montrent que dans l'hémisphère Nord, la couverture neigeuse des mois de mars et avril devrait diminuer d'ici la fin du siècle d'environ 10 à 30 % en moyenne, selon les scénarios relatifs aux gaz à effet de serre. La fonte précoce du printemps modifie le calendrier du pic de débit de printemps des cours d'eau qui reçoivent l'eau de fonte. De ce fait, les débits ultérieurs vont diminuer, ce qui pourrait affecter la gestion des ressources en eau. Ces caractéristiques ressortent dans les simulations des modèles de la circulation générale.

La fonte du pergélisol va permettre à l'humidité de pénétrer plus profondément dans la terre, mais rendra également possible un réchauffement du sol qui pourrait accroître l'évapotranspiration. Toutefois, la plupart des modèles de la circulation générale n'incluent pas tous les processus nécessaires à une bonne simulation des changements du pergélisol. Les études qui analysent le gel des sols ou qui utilisent les résultats des modèles de la circulation générale pour alimenter des modèles continentaux plus détaillés, suggèrent un recul substantiel du pergélisol d'ici la fin de ce siècle. En outre, même si les modèles actuels de la circulation générale n'incluent pas explicitement l'évolution des glaciers, on peut s'attendre à ce que ceux-ci continuent à reculer et le volume d'eau qu'ils apportent aux cours d'eau durant l'été pourrait diminuer jusqu'à néant en certains endroits avec leur disparition. Le recul des glaciers va également contribuer à une réduction du débit des cours d'eau au printemps. Cependant, si les précipitations moyennes annuelles augmentent – soit sous forme de neige, soit sous forme de pluie – ces résultats ne signifient pas nécessairement une diminution du débit annuel moyen des cours d'eau.



FAQ 12.2 - Figure 1 | Schéma de l'évolution attendue des principales composantes du cycle de l'eau. Les flèches en bleu indiquent les principaux types de changement dans la dynamique de l'eau au sein du système climatique de la Terre : transport de l'eau vers les pôles par les vents extratropicaux, évaporation depuis la surface et ruissellement depuis les terres émergées vers les océans. Les zones ombrées montrent les régions qui risquent le plus de devenir plus sèches ou plus humides. Les flèches en jaune indiquent un changement important de la circulation atmosphérique par le biais de la circulation de Hadley, dont le mouvement ascendant favorise les pluies tropicales tout en freinant les pluies subtropicales. Les projections des modèles indiquent que la branche descendante de la circulation de Hadley va se déplacer vers le pôle tant dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, entraînant un assèchement. Aux latitudes élevées, des conditions plus humides sont attendues, car l'atmosphère plus chaude va permettre davantage de précipitations avec davantage de transfert de l'eau vers ces régions.

Foire aux questions

FAQ 12.3 | Comment évoluerait le climat si nous mettions fin aux émissions aujourd'hui?

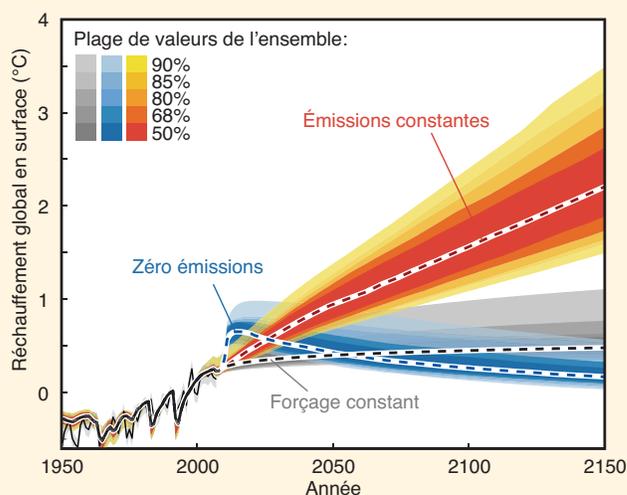
Une cessation des émissions aujourd'hui n'est pas un scénario plausible, mais c'est l'un des cas idéalisés qui donnent un aperçu de la réponse du système climatique et du cycle du carbone. Compte tenu des multiples échelles de temps du système climatique, la relation entre changement dans les émissions et réponse du climat est assez complexe, certains changements se produisant encore longtemps après la cessation des émissions. Les modèles et la compréhension des processus montrent que suite à la grande inertie des océans et à la longue durée de vie de nombreux gaz à effet de serre, et principalement du gaz carbonique, une grande partie du réchauffement persisterait pendant des siècles après la cessation des émissions de gaz à effet de serre.

Après leur émission dans l'atmosphère, les gaz à effet de serre sont éliminés par le biais de réactions chimiques avec d'autres composants réactifs ou, dans le cas du gaz carbonique (CO_2), sont échangés avec l'océan et les terres émergées. Ces processus définissent la durée de vie du gaz dans l'atmosphère, définie comme le temps qu'il faut à une concentration ponctuelle pour diminuer d'un facteur de e (2,71). La persistance des gaz à effet de serre et des aérosols dans l'atmosphère varie grandement: de quelques jours à des milliers d'années. Les aérosols, par exemple, ont une durée de vie de quelques semaines, le méthane (CH_4) d'environ 10 ans, l'oxyde nitreux (N_2O) d'environ 100 ans et l'hexafluoroéthane (C_2F_6) d'environ 10 000 ans. Le cas du CO_2 est plus compliqué, car son élimination de l'atmosphère se fait par le biais de multiples processus physiques et biogéochimiques dans l'océan et sur terre; processus qui opèrent tous à des échelles de temps différentes. Pour une émission ponctuelle d'environ 1000 PgC, la moitié environ est éliminée en quelques décennies, mais la fraction restante persiste dans l'atmosphère beaucoup plus longtemps. Au bout de 1000 ans, de 15 à 40 % de l'émission ponctuelle de CO_2 subsistent dans l'atmosphère.

Du fait de la durée de vie considérable des principaux gaz à effet de serre d'origine anthropique, la concentration atmosphérique accrue du fait des émissions passées va persister longtemps après l'arrêt de ces émissions. La concentration des gaz à effet de serre ne retomberait pas immédiatement à ses niveaux de l'ère préindustrielle si les émissions étaient stoppées. La concentration du méthane prendrait environ 50 ans pour revenir aux niveaux de l'ère préindustrielle, les concentrations de N_2O prendraient quant à elles plusieurs siècles et quant au CO_2 , il ne reviendrait pour ainsi dire jamais au niveau préindustriel, à des échelles de temps pertinentes pour notre société. D'un autre côté, des changements dans les émissions d'espèces à courte durée de vie telles que les aérosols, entraîneraient des changements quasi instantanés dans leurs concentrations.

La réponse du système climatique aux forçages dus aux gaz à effet de serre et aux aérosols est caractérisée par une inertie déterminée essentiellement par l'océan. L'océan dispose d'une très grande capacité d'absorption de la chaleur et le mélange entre les eaux de surface et les eaux profondes est un processus lent. De ce fait, il faudra plusieurs siècles pour que la totalité de l'océan se réchauffe et atteigne l'équilibre avec le forçage radiatif modifié. La surface de l'océan (et donc les continents) va continuer à se réchauffer jusqu'à atteindre une température de surface à l'équilibre avec ce nouveau forçage radiatif. Le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC a montré que si la concentration des gaz à effet de serre restait constante, au niveau actuel, la surface de la Terre continuerait néanmoins à se réchauffer d'environ 0,6 °C au cours du XXI^e siècle par rapport à l'an 2000. C'est l'inertie du climat aux concentrations actuelles (ou inertie pour des émissions constantes), présentée en gris dans la Figure ci-après (FAQ 12.3 - Figure 1). Le maintien des émissions aux niveaux actuels augmenterait encore la concentration atmosphérique et entraînerait un réchauffement beaucoup plus important que celui observé jusqu'à présent (FAQ 12.3 - Figure 1, lignes en rouge).

(suite page suivante)



FAQ 12.3 - Figure 1 | Projections fondées sur le modèle MAGICC (Modèle d'évaluation du changement climatique induit par les gaz à effet de serre) du bilan énergétique et du cycle du carbone pour une composition constante de l'atmosphère (forçage constant, en gris), des émissions constantes (en rouge) et des émissions futures à zéro (en bleu), à partir de 2010, avec des estimations de l'incertitude. Figure adaptée de Hare et Meinshausen (2006), fondée sur l'étalonnage d'un modèle climatique simple du cycle du carbone avec tous les modèles de la Phase 3 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP3) et du projet de comparaison des modèles couplés climat-cycle du carbone (C4MIP) (Meinshausen *et al.*, 2011a; Meinshausen *et al.*, 2011b). Les résultats sont fondés sur une simulation transitoire complète partant de l'ère préindustrielle et utilisant toutes les composantes du forçage radiatif. La fine ligne noire et la zone ombrée dénotent le réchauffement observé et l'incertitude.

FAQ 12.3 (suite)

Même si les émissions anthropiques de gaz à effet de serre étaient stoppées dès maintenant, le forçage radiatif généré par ces concentrations de gaz à effet de serre persistants ne diminuerait que lentement dans le futur, à un rythme déterminé par la durée de vie du gaz (voir ci-avant). En outre, la réponse du climat du système terrestre à ce forçage radiatif serait encore plus lente. La température du globe ne répondrait pas rapidement aux changements de concentration des gaz à effet de serre. L'élimination des seules émissions de CO₂ ne conduirait qu'au maintien des températures à un niveau quasi constant pendant de nombreux siècles. L'élimination parallèle des forçages négatifs de courte durée dus aux aérosols sulfatés (par exemple, par des mesures de réduction de la pollution atmosphérique) entraînerait un réchauffement temporaire de quelques dixièmes de degré, comme indiqué en bleu dans la Figure (FAQ 12.3 - Figure 1). Ramener toutes les émissions à zéro conduirait donc, après un bref réchauffement, à une quasi-stabilisation du climat pendant de nombreux siècles. C'est ce que l'on appelle l'inertie des émissions passées (ou inertie pour des émissions nulles). La concentration des gaz à effet de serre diminuerait et, partant, il en irait de même pour le forçage radiatif, mais l'inertie du système climatique retarderait la réponse de la température.

Du fait de l'importante inertie du climat et du cycle du carbone, la température mondiale est déterminée sur le long terme dans une large mesure par les émissions totales de CO₂ qui se sont accumulées avec le temps, quel que soit le moment auquel ces émissions ont eu lieu. Le fait de maintenir le réchauffement mondial en dessous d'un niveau donné (2 °C au-dessus du niveau de l'époque préindustrielle, par exemple) implique donc de fixer un bilan de CO₂, c'est-à-dire que des émissions antérieures plus élevées impliquent des réductions plus importantes par la suite. Un objectif climatique plus élevé permet un pic de concentration de CO₂ plus élevé, et donc davantage d'émissions de CO₂ cumulées (ce qui permet, par exemple, de retarder la réduction nécessaire des émissions).

La température du globe est un agrégat utile pour décrire l'ampleur du changement climatique, mais les changements ne conduiront pas tous à une évolution linéaire de la température du globe. Les changements du cycle de l'eau, par exemple, dépendent également du type de forçage (gaz à effet de serre, aérosols ou changement d'utilisation des sols, par exemple), les composantes plus lentes du système Terre, telles que l'élévation du niveau de la mer et la banquise, prendraient bien plus longtemps pour répondre et il peut y avoir des seuils critiques ou des changements brusques ou irréversibles dans le système climatique.

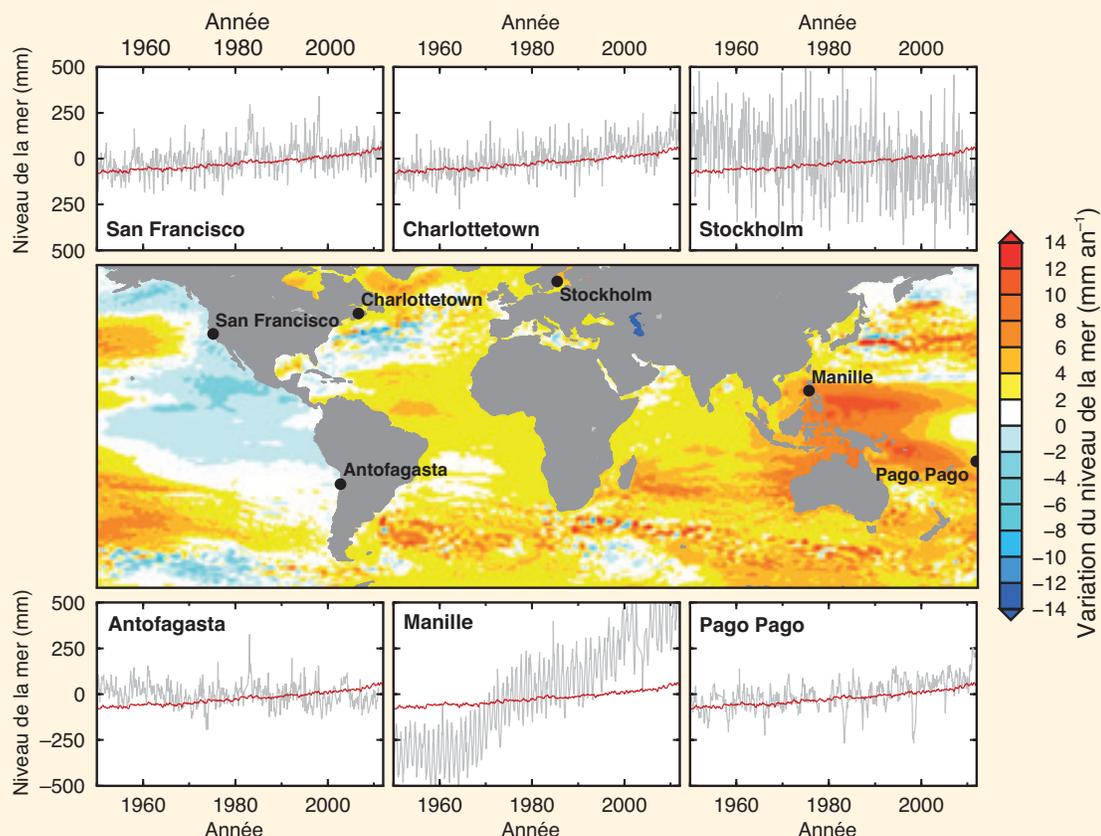
Foire aux questions

FAQ 13.1 | Pourquoi les variations locales du niveau de la mer diffèrent-elles de la variation moyenne mondiale?

Le changement des régimes des vents de surface, la dilatation des eaux de l'océan sous l'effet du réchauffement et l'addition de l'eau de fonte des glaces peuvent modifier les courants océaniques, entraînant des modifications du niveau de la mer, variables selon les endroits. Les variations passées et présentes de la distribution des glaces terrestres ont des répercussions sur la forme de la planète et son champ de gravitation, ce qui génère également des fluctuations régionales du niveau de la mer. Ce niveau subit également d'autres variations sous l'influence de processus plus localisés tels que la compaction des sédiments et la tectonique.

Quelle que soit la côte, le mouvement vertical de la mer ou de la surface terrestre peut entraîner des variations du niveau de la mer par rapport à celui des terres émergées (connu sous le nom de niveau relatif de la mer). À titre d'exemple, un changement local peut être dû à une élévation de la hauteur de la surface de la mer ou à un abaissement des terres émergées. Sur des intervalles de temps relativement courts (de quelques heures à quelques années), l'influence des marées, des tempêtes et de la variabilité climatique – du phénomène El Niño, par exemple – domine les variations du niveau de la mer. Les tremblements de terre et les glissements de terrain peuvent également exercer un effet en provoquant des changements dans l'élévation des terres émergées et parfois des tsunamis. Sur des intervalles de temps plus longs (allant des décennies aux siècles), l'influence du changement climatique – et les changements qui en résultent dans le volume de l'eau de l'océan et des glaces terrestres – est ce qui pèse le plus sur le changement du niveau de la mer dans la plupart des régions. À ces échelles de temps plus longues, différents processus peuvent également entraîner un mouvement vertical de la surface des terres émergées, lequel peut également engendrer des modifications substantielles du niveau relatif de la mer.

Depuis la fin du XX^e siècle, les mesures satellitaires de la hauteur de la surface des océans par rapport au centre de la Terre (appelée niveau de la mer géocentrique) montrent des taux variables de variation du niveau de la mer géocentrique autour du globe (FAQ 13.1 - Figure 1). Par exemple, dans l'ouest de l'océan Pacifique, le taux a été environ trois fois supérieur à la valeur moyenne mondiale de 3 mm d'élévation par an environ, de 1993 à 2012. En revanche, les taux relevés dans l'est du Pacifique sont inférieurs à la valeur moyenne mondiale, une grande partie de la côte ouest des Amériques ayant enregistré une baisse de la hauteur de la surface de la mer durant la même période. *(suite page suivante)*



FAQ13.1 - Figure 1 | Carte des taux de variation de la hauteur de la surface des mers (niveau de la mer géocentrique) pour la période 1993–2012, établie à partir de données d'altimétrie satellitaire. La carte indique également les données de variation du niveau relatif de la mer (lignes en gris) relevées par des stations marégraphiques entre 1950 et 2012. Une estimation (en rouge) de la variation du niveau moyen mondial de la mer figure également (en rouge) avec chaque série chronologique de données des marégraphes pour comparaison. Les oscillations à court terme relativement importantes du niveau local de la mer (lignes en gris) sont imputables à la variabilité naturelle du climat décrite dans le corps principal du texte. Par exemple, les importants écarts réguliers relevés à Pago Pago sont associés au phénomène El Niño-Oscillation australe.

FAQ 13.1 (suite)

Une grande partie de la variation spatiale présentée ici (FAQ 13.1 - Figure 1) résulte de la variabilité naturelle du climat – comme El Niño et l'Oscillation décennale du Pacifique – sur des échelles de temps allant d'environ une année à plusieurs décennies. Ces variations du climat modifient les vents de surface, les courants océaniques, la température et la salinité des océans, et ont donc des répercussions sur le niveau de la mer. L'influence de ces processus continuera à s'exercer au cours du XXI^e siècle et viendra se superposer à la configuration spatiale de la variation du niveau de la mer associée avec le changement climatique à plus long terme, lequel découle également de changements dans les vents de surface, les courants océaniques, la température et la salinité de l'océan et le volume de l'océan. Toutefois, contrairement à la variabilité naturelle, les tendances à plus long terme s'accumulent avec le temps et devraient donc dominer au XXI^e siècle. Les taux de variation du niveau de la mer géocentrique induits sur cette période plus longue pourraient donc présenter une configuration très différente de celle illustrée sur la Figure (FAQ 13.1 - Figure 1).

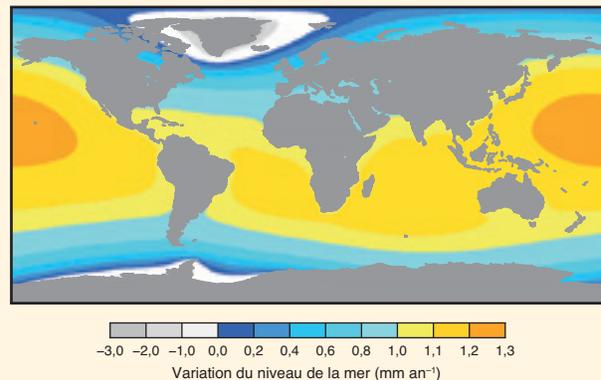
Les marégraphes mesurent le niveau relatif de la mer et incluent donc les changements qui résultent du mouvement vertical tant des terres émergées que de la surface de la mer. Dans de nombreuses régions côtières, le mouvement vertical des terres est de faible ampleur, de sorte que le taux de variation à long terme du niveau de la mer enregistré par les marégraphes côtiers et insulaires est analogue à la valeur moyenne mondiale (voir les relevés de San Francisco et Pago Pago – FAQ 13.1 - Figure 1). Dans certaines régions, le mouvement vertical des terres émergées a eu une influence marquée. C'est le cas, par exemple, de la baisse régulière du niveau de la mer relevée à Stockholm (FAQ 13.1 - Figure 1) qui est due au soulèvement de cette région après la fonte d'un gros inlandsis (>1 km d'épaisseur) à la fin de la dernière période glaciaire, il y a entre ~20 000 et ~9 000 ans. Ce type de déformation des continents, qui se produit actuellement en réponse à la fonte d'inlandsis anciens, contribue fortement aux variations régionales du niveau de la mer – en particulier en Amérique du Nord et dans la partie nord-ouest de l'Eurasie, zones qui étaient couvertes d'importantes nappes glaciaires continentales au plus fort de la dernière période glaciaire.

Dans d'autres régions, ce processus peut également conduire à une subsidence des terres émergées, ce qui rehausse les niveaux relatifs de la mer, comme cela a été le cas à Charlottetown, où une élévation relativement importante par rapport au taux mondial moyen a été observée (FAQ 13.1 - Figure 1). Les déplacements verticaux des terres émergées dus au mouvement des plaques tectoniques de la planète peuvent également générer par endroit des écarts par rapport à la tendance moyenne mondiale du niveau de la mer – en particulier à proximité de zones de subduction actives, où une plaque tectonique glisse sous une autre. Dans le cas d'Antofagasta (FAQ 13.1 - Figure 1), ce phénomène semble entraîner un soulèvement régulier des terres et donc un abaissement du niveau relatif de la mer.

Outre les influences régionales des mouvements verticaux des terres émergées sur la variation du niveau relatif de la mer, certains processus entraînent des mouvements des terres émergées brusques, mais très localisés. À titre d'exemple, le taux d'élévation plus important que la moyenne mondiale relevé à Manille (FAQ 13.1 - Figure 1) est dominé par une subsidence des terres provoquée par le pompage intensif des nappes phréatiques. La subsidence due à des processus naturels et anthropiques, comme l'extraction des eaux souterraines ou d'hydrocarbures, est courante dans de nombreuses régions côtières, notamment dans les deltas des grands fleuves.

On part couramment du principe selon lequel la fonte des glaciers ou de la banquise du Groenland et de l'Antarctique entraînerait une élévation uniforme du niveau de la mer autour du globe, un peu comme lorsque l'on remplit une baignoire d'eau. En fait, cette fonte entraîne des variations régionales du niveau de la mer dues à différents processus, dont des changements dans les courants océaniques, les vents, le champ gravitationnel de la Terre et la hauteur des terres émergées. Les modèles mathématiques qui simulent ces deux derniers processus, par exemple, prévoient un abaissement du niveau relatif de la mer dans la région qui entoure les nappes glaciaires qui fondent, du fait de la diminution de l'attraction gravitationnelle entre la glace et l'eau de l'océan, et de la tendance des terres à s'élever lorsque la neige fond (FAQ 13.1 - Figure 2). Néanmoins, en s'éloignant de la zone de fonte, le niveau de la mer remonte par rapport à la valeur moyenne mondiale.

En résumé, les changements dans la hauteur de la surface et du fond des océans sont déterminés par différents processus, ce qui génère des configurations spatiales différentes de variation du niveau de la mer à l'échelle locale et régionale. La combinaison de ces processus produit un tableau complexe du changement total du niveau de la mer, qui varie dans le temps avec l'évolution de la contribution relative de chaque processus. La variation moyenne mondiale est une valeur unique utile qui reflète la contribution des processus climatiques (tels que la fonte des glaces terrestres et le réchauffement de l'océan), et constitue une bonne estimation de la variation du niveau de la mer dans de nombreuses zones côtières. Parallèlement, lorsque les différents processus régionaux génèrent un signal fort, il peut toutefois y avoir des écarts marqués par rapport à la valeur moyenne mondiale.



FAQ13.1 - Figure 2 | Sortie de modèle montrant la variation du niveau relatif de la mer due à la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ouest au rythme de 0,5 mm an⁻¹ chacune (résultant en une valeur moyenne mondiale de l'élévation du niveau de la mer de 1mm par an). Dans les zones proches de la fonte des glaces les variations du niveau de la mer modélisées sont inférieures à la valeur moyenne mondiale, mais elles prennent de l'importance à mesure que l'on s'en éloigne. (Adapté de Milne *et al.*, 2009)

Foire aux questions

FAQ 13.2 | Les nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique contribueront-elles à la variation du niveau de la mer jusqu'à la fin du siècle?

Les nappes glaciaires du Groenland, de l'Antarctique Ouest et de l'Antarctique Est sont les plus gros réservoirs d'eau douce de la planète. À ce titre, elles ont contribué aux variations du niveau de la mer au cours des périodes géologiques et des périodes plus récentes. Leur masse augmente par accumulation (chute de neige) et diminue par ablation superficielle (principalement par fonte de la glace) et par écoulement à leurs limites maritimes, soit vers une plate-forme de glace flottante, soit directement dans l'océan par vêlage d'iceberg. Un surcroît d'accumulation entraîne une baisse du niveau moyen mondial de la mer, alors que l'augmentation de l'ablation superficielle et l'écoulement entraînent son élévation. Les fluctuations de ces flux de masses dépendent de toute une série de processus, tant au sein de la nappe glaciaire qu'à l'extérieur de celle-ci, dans l'atmosphère et les océans. Il semblerait toutefois que pour ce siècle, les sources de perte de masse doivent dépasser les sources de gain de masse, de sorte que l'on peut s'attendre à ce que la contribution positive au niveau global de la mer continue. La FAQ 13.2 résume l'état actuel des recherches sur ce sujet et fournit des grandeurs indicatives concernant les différentes contributions au niveau de la mer pour la fin du siècle (2081–2100 par rapport à 1986–2005), tirées de l'évaluation complète et de données comme le niveau de probabilité de deux chances sur trois pour l'ensemble des scénarios d'émission.

Sur des millénaires, le lent flux horizontal d'une nappe glaciaire transporte de la masse des zones d'accumulation nette (généralement dans la partie intérieure, élevée) vers des zones de perte nette (généralement la périphérie peu élevée et le périmètre côtier). À l'heure actuelle, le Groenland perd environ la moitié de sa masse accumulée par ablation superficielle et la moitié par vêlage. L'Antarctique, pour sa part, perd pour ainsi dire toute son accumulation par vêlage et fonte sous-marine de ses plates-formes de glace en bordure. Les plates-formes de glace flottent, de sorte que leur perte n'a qu'un effet direct négligeable sur le niveau de la mer, même si elle peut avoir des répercussions indirectes en modifiant le bilan de masse de la nappe glaciaire dont elles sont issues (voir ci-après).

Dans l'Antarctique Est, certaines études qui utilisent l'altimétrie satellitaire suggèrent une augmentation des chutes de neige, mais les modélisations atmosphériques récentes et les mesures par satellite des variations de gravité ne font pas apparaître d'augmentation significative. Cette contradiction apparente est peut-être due au fait que les tendances relativement faibles à long terme sont masquées par la forte variabilité interannuelle des chutes de neige. Les projections suggèrent une augmentation substantielle des chutes de neige en Antarctique au XXI^e siècle, essentiellement par le fait qu'une atmosphère plus chaude serait en mesure de transporter davantage d'humidité vers les régions polaires. Les changements régionaux de la circulation atmosphérique jouent probablement un rôle secondaire. Pour l'ensemble de la nappe glaciaire de l'Antarctique, ce processus devrait contribuer de 0 à 70 mm à l'abaissement du niveau de la mer.

À l'heure actuelle, les températures de l'air autour de l'Antarctique sont trop basses pour permettre une ablation superficielle marquée. Les observations de terrain et les observations par satellite indiquent toutefois un écoulement accru – qui se manifeste par un abaissement de la surface de la glace – dans quelques régions côtières localisées. Ces régions (Glaciers de Pine Island et de Thwaites dans l'Antarctique Ouest et Glaciers Totten et Cook dans l'Antarctique Est) sont toutes situées dans des fosses de substrat rocheux profondes d'un kilomètre vers le bord du plateau continental de l'Antarctique. On pense que l'augmentation de l'écoulement a été déclenchée par des changements régionaux de la circulation océanique qui ont amené des eaux plus chaudes au contact des plates-formes de glace flottantes.

Pour la Péninsule Antarctique plus au nord, on dispose d'un relevé bien documenté concernant un effondrement de plate-forme de glace, qui semble lié à l'augmentation de la fonte en surface provoquée par le réchauffement de l'atmosphère des dernières décennies. L'amincissement subséquent des glaciers qui sont drainés dans ces plates-formes de glace a eu un impact positif –, mais mineur – sur le niveau de la mer, comme pourra l'avoir tout événement de ce type dans la Péninsule. Les projections concernant les variations de température de l'atmosphère dans la région au cours du XXI^e siècle suggèrent que ce processus n'affectera probablement pas la stabilité des grosses plates-formes de glace tant dans l'Antarctique Ouest que dans l'Antarctique Est, bien que ces plates-formes de glace puissent être menacées par les changements océaniques futurs (voir ci-dessous).

Les estimations de la contribution des nappes glaciaires de l'Antarctique au niveau de la mer au cours des dernières décennies varient considérablement, mais récemment des progrès considérables ont été réalisés en ce qui concerne le rapprochement des observations. Tout indique que l'augmentation de l'écoulement (principalement dans l'Antarctique Ouest) est actuellement plus importante que toute augmentation dans l'accumulation de neige (principalement dans l'Antarctique Est), ce qui implique une tendance à l'élévation du niveau de la mer. Avant de pouvoir faire des projections fiables de l'écoulement au XXI^e siècle avec un niveau de confiance accru, il est nécessaire d'améliorer les modèles qui simulent le flux des glaces, et notamment tous les changements dans la ligne d'échouage qui sépare la glace flottante de celle qui repose sur le socle rocheux, ainsi que les interactions entre les plates-formes de glace et l'océan. Le concept « d'instabilité des nappes glaciaires marines » repose sur l'idée selon laquelle l'écoulement provenant d'une nappe de glace reposant sur la roche en dessous du niveau de la mer augmente si la glace est plus épaisse à la ligne d'échouage et s'écoule donc plus vite. Sur un socle rocheux dont la pente s'incline vers l'intérieur de la nappe glaciaire, ceci provoque un cycle vicieux d'augmentation de l'écoulement, ce qui signifie que la glace de la ligne d'échouage s'amincit et commence à flotter. La ligne d'échouage recule alors vers le bas de la pente et une glace plus épaisse qui, à son tour, détermine une nouvelle augmentation de l'écoulement. Ce phénomène de rétroaction pourrait éventuellement entraîner la perte rapide de morceaux de la nappe glaciaire à mesure que les lignes d'échouage reculent le long des fosses et des bassins qui se creusent vers l'intérieur de la nappe.

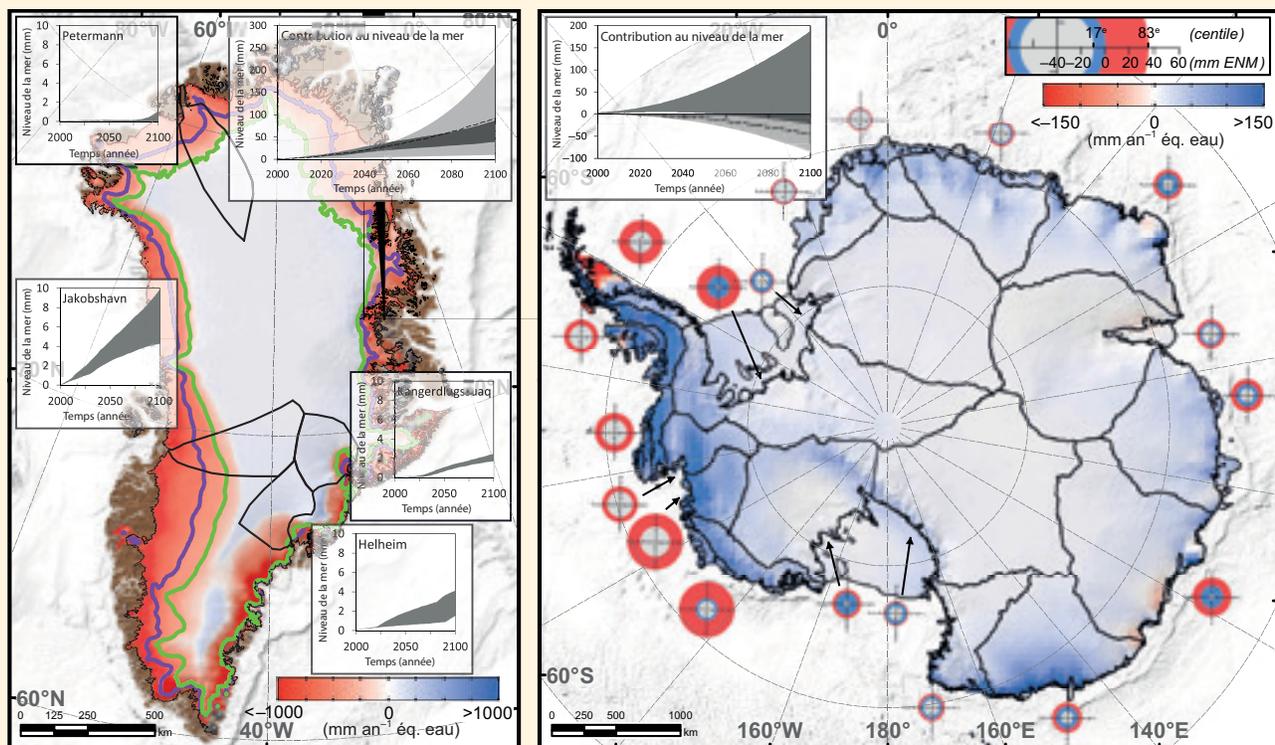
(suite page suivante)

FAQ 13.2 (suite)

Le forçage climatique futur pourrait déclencher ce type d'effondrement instable, qui peut ensuite se poursuivre indépendamment du climat. Cet effondrement potentiel pourrait se dérouler sur des siècles pour les différentes fosses du substrat rocheux de l'Antarctique Ouest et de certains secteurs de l'Antarctique Est. Un grand nombre de travaux de recherche ont été entrepris pour tenter de comprendre l'importance de ce concept théorique pour ces nappes glaciaires. Le niveau de la mer pourrait s'élever si les effets de l'instabilité marine prennent de l'importance, mais les éléments dont on dispose actuellement ne suffisent pas pour identifier clairement le précurseur d'un tel recul instable. On s'attend à ce que l'évolution de l'écoulement contribue de -20 (c'est-à-dire un abaissement) à 185 mm à l'élévation du niveau de la mer d'ici 2100, bien que l'impact incertain de l'instabilité des nappes glaciaires marines soit susceptible d'augmenter ce chiffre de plusieurs décimètres. Dans l'ensemble, l'augmentation des chutes de neige semble ne devoir compenser que partiellement l'élévation du niveau de la mer due à l'augmentation de l'écoulement.

Au Groenland, la perte de masse due à l'augmentation de l'ablation superficielle et de l'écoulement prédomine par rapport à une tendance récente possible vers une augmentation de l'accumulation à l'intérieur. D'après les estimations, la perte de masse imputable à l'ablation superficielle a doublé depuis le début des années 1990. Cette tendance devrait persister sur l'ensemble du siècle alors qu'une plus grande partie de la nappe glaciaire subit l'ablation superficielle pendant de plus longues périodes. En fait, les projections pour le XXI^e siècle suggèrent que la perte croissante de masse va prédominer par rapport à la faible augmentation de l'accumulation. La recongélation de l'eau de fonte dans le manteau neigeux vers le haut de la nappe glaciaire entraîne un effet amortisseur important (bien que peut-être temporaire) sur la relation entre le réchauffement atmosphérique et la perte de masse.

(suite page suivante)



FAQ 13.2 - Figure 1 | Synthèse illustrative de l'évolution du bilan de masse surfacique et de l'écoulement d'ici 2100 pour les nappes glaciaires a) du Groenland et b) de l'Antarctique. Les couleurs figurant sur les cartes font référence à l'évolution du bilan de masse surfacique prévue entre le début et la fin du XXI^e siècle à l'aide du modèle atmosphérique régional du climat RACMO2 selon les scénarios de réchauffement futur A1B (Antarctique) et RCP4,5 (Groenland). Pour le Groenland, l'emplacement moyen des lignes d'équilibre sur ces deux périodes est figuré en violet et en vert, respectivement. Les bords et les lignes d'échouage des nappes glaciaires sont représentés par des lignes en noir, tout comme les secteurs de nappes glaciaires. Pour le Groenland, le résultat de la modélisation des lignes de flux pour quatre grands glaciers émissaires est présenté sous forme d'inserts, et pour l'Antarctique, les cercles de couleur reflètent les variations d'écoulement prévues sur la base d'une extrapolation probabiliste des tendances observées. Le rayon extérieur et intérieur indique les limites supérieures et inférieures de l'intervalle de probabilité des deux-tiers de la contribution, respectivement (échelle en haut à droite); le rouge signifie une perte de masse (élévation du niveau de la mer), tandis que le bleu indique un gain de masse (baisse du niveau de la mer). Enfin, la contribution au niveau de la mer est présentée pour chaque nappe glaciaire (insert situé au-dessus des cartes), le gris clair faisant référence au bilan de masse surfacique (l'expérience de modélisation utilisée pour générer la carte de masse surfacique est présentée sous forme d'une ligne de tirets) et le gris foncé à l'écoulement. Toutes les projections se réfèrent à l'intervalle de probabilité des deux-tiers pour l'ensemble des scénarios.

FAQ 13.2 (suite)

Si la réponse des glaciers émissaires est à la fois complexe et très variable, le vèlage d'icebergs à partir de nombreux grands glaciers émissaires du Groenland s'est accru de façon marquée au cours des dix dernières années et représente une perte de masse supplémentaire appréciable. Ce phénomène semble lié à l'intrusion d'eau chaude dans les mers côtières autour du Groenland, mais il est difficile de distinguer s'il s'agit d'un phénomène lié à une variabilité interdécennale, comme l'Oscillation nord-atlantique, ou à une tendance à plus long terme associée au réchauffement induit par les gaz à effet de serre. Il est donc difficile d'en projeter l'effet sur l'écoulement du XXI^e siècle, mais cette projection met en lumière la sensibilité apparente de l'écoulement au réchauffement de l'océan. Les effets du surcroît d'eau de fonte sur la lubrification du lit des nappes glaciaires et la capacité des glaces plus chaudes à se déformer plus facilement peuvent conduire à des débits plus importants, mais le lien avec les récentes augmentations de l'écoulement n'est pas clair. On prévoit que l'évolution de la différence nette entre l'ablation superficielle et l'accumulation contribuera de 10 à 160 mm à l'élévation du niveau de la mer en 2081–2100 (par rapport à 1986–2005) et l'augmentation de l'écoulement devrait ajouter à cela de 10 à 70 mm (Tableau 13.5).

Depuis plusieurs décennies, la nappe glaciaire du Groenland contribue à une élévation du niveau moyen mondial de la mer et cette tendance devrait s'accroître au cours de ce siècle. Contrairement à l'Antarctique, le Groenland n'a pas d'instabilité à grande échelle connue susceptible de générer une augmentation brusque de l'élévation du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle. Il pourrait toutefois y avoir un seuil tel que la poursuite du recul des glaces devienne irréversible sur des échelles de temps pluri-centenaires, même si le climat devait revenir à l'état préindustriel à des échelles de temps centenaires. Si la perte de masse par le vèlage d'icebergs risque d'augmenter au cours des prochaines décennies, ce processus se terminera au moment où la bordure de la glace reculera sur le socle rocheux au-dessus du niveau de la mer, où se trouve l'essentiel de la nappe glaciaire.



Foire aux questions

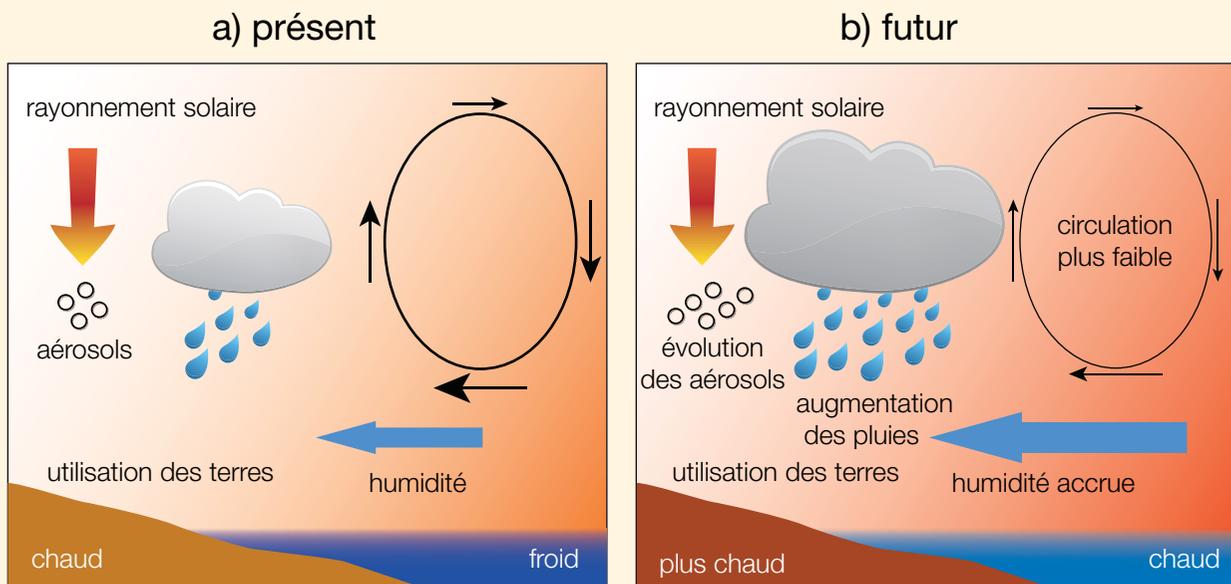
FAQ 14.1 | Comment le changement climatique influe-t-il sur les moussons?

Dans les zones tropicales, les moussons, qui sont responsables d'une grande partie des précipitations annuelles dans de nombreuses régions, sont le mode de variation climatique saisonnière le plus important. Leur intensité et leur déclenchement sont liés, notamment, à la teneur en humidité de l'atmosphère, au contraste entre la température de la mer et des terres, à la couverture et à l'utilisation des terres, ainsi qu'à la charge de l'atmosphère en aérosols. Dans l'ensemble, on s'attend à ce que les pluies de mousson s'intensifient à l'avenir et touchent des zones plus vastes, du fait que la teneur de l'atmosphère en humidité augmente avec la température. Les effets localisés du changement climatique sur l'intensité et la variabilité des moussons régionales sont néanmoins complexes et plus incertains.

Les pluies de mousson arrosent tous les continents tropicaux: l'Asie, l'Australie, les Amériques et l'Afrique. La circulation de mousson est déterminée par la différence de température entre la terre et la mer, qui varie de manière saisonnière en fonction de la distribution de la chaleur du soleil. La durée et le volume des précipitations dépendent de la teneur de l'air en humidité et de la configuration et de l'intensité de la circulation atmosphérique. La configuration régionale des terres et de l'océan joue également un rôle, ainsi que la topographie. Le Plateau tibétain, par exemple, – par les variations de la couverture neigeuse et du réchauffement de la surface – module l'intensité des systèmes complexes de la mousson d'Asie. Lorsque des vents côtiers humides s'élèvent au-dessus des montagnes, comme c'est le cas dans le sud-ouest de l'Inde, les pluies de mousson s'en trouvent intensifiées. Du côté sous le vent de ces montagnes, elles diminuent.

Depuis la fin des années 1970, sous l'effet de changements dans la circulation atmosphérique la mousson d'Asie orientale s'est affaiblie et ne s'étend désormais plus autant vers le nord que par le passé. De ce fait, la Chine du Nord a connu davantage de sécheresses et la vallée du Yang Tse, plus au sud, davantage d'inondations. Au contraire, les systèmes de mousson indo-australien et du Pacifique ouest ne présentent pas de tendances cohérentes depuis le milieu du XX^e siècle, mais sont fortement modulés par le phénomène El Niño-Oscillation australe (ENSO). De même, les changements observés au cours des dernières décennies dans le système de mousson d'Amérique du Sud sont étroitement liés à la variabilité du phénomène ENSO. Le système de mousson d'Amérique du Nord ne présente pas beaucoup d'indications de tendances marquées, mais l'on a observé une tendance à des précipitations plus intenses dans la partie nord de la principale région de mousson. Aucune tendance systématique sur le long-terme n'a été observée dans le comportement des moussons de l'Inde ou de l'Afrique.

(suite page suivante)



FAQ 14.1 - Figure 1 | Schéma illustrant les principales influences anthropiques sur les pluies de mousson. Avec le réchauffement climatique, le transport de vapeur d'eau des océans vers les terres émergées augmente du fait que l'air plus chaud contient davantage de vapeur d'eau, ce qui augmente également le potentiel de fortes pluies. Les changements de la circulation à grande échelle liés au réchauffement influencent l'intensité et l'étendue de la circulation de mousson dans son ensemble. Les changements d'utilisation des terres et la charge de l'atmosphère en aérosols peuvent également affecter la quantité de rayonnement solaire absorbée par l'atmosphère et les terres, ce qui est susceptible d'atténuer la différence de température entre la terre et la mer.

FAQ 14.1 (suite)

La surface des terres émergées se réchauffe plus vite que celle de l'océan, de sorte que le contraste thermique en surface augmente dans la plupart des régions. La circulation de retournement de l'atmosphère tropicale ralentit toutefois en moyenne à mesure que le climat se réchauffe, en raison des contraintes du bilan énergétique dans cette atmosphère. Ces changements dans la circulation atmosphérique entraînent des changements dans l'intensité, l'extension et les dates de la mousson à l'échelle régionale. L'influence du changement climatique sur les moussons peut avoir bien d'autres effets. Le réchauffement à la surface varie selon l'intensité de l'absorption du rayonnement solaire, qui subit elle-même les répercussions de tous les changements d'utilisation des terres altérant la réflectivité (albédo) de la surface terrestre. Par ailleurs, les changements de charge de l'atmosphère en aérosols, notamment en polluants, ont une incidence sur la quantité de rayonnement solaire qui atteint le sol, ce qui peut altérer la circulation de mousson en modifiant le réchauffement de la surface des terres par le soleil en été. D'un autre côté, l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols réchauffe l'atmosphère, modifiant la répartition du réchauffement atmosphérique.

L'effet le plus intense du changement climatique sur les moussons vient de l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en humidité associée au réchauffement de l'atmosphère, qui entraîne une augmentation de la hauteur totale des précipitations de mousson, même si la circulation de mousson s'affaiblit ou reste inchangée.

Les projections des modèles du climat pour l'ensemble du XXI^e siècle indiquent une augmentation de la hauteur totale des précipitations, due pour une large part à l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en humidité. La superficie totale affectée par les moussons devrait augmenter, parallèlement à l'expansion générale des régions tropicales vers les pôles. Les modèles du climat prévoient une augmentation de 5 % à environ 15 % des pluies de mousson globales, en fonction des scénarios. Si les pluies de mousson tropicales augmentent dans leur ensemble, certaines zones recevront moins de pluie du fait d'un affaiblissement de la circulation des vents tropicaux. Il est *probable* que les dates du démarrage de la mousson surviennent plus tôt ou ne connaissent pas de changement important et que les dates de fin de la mousson interviennent plus tard, ce qui se traduira donc par un allongement de la saison de la mousson.

Les tendances régionales futures en matière d'intensité et déclenchement et de fin des moussons restent incertaines dans bien des régions du monde. Les variations interannuelles des moussons de nombreuses régions tropicales sont influencées par le phénomène ENSO. L'évolution future d'ENSO, tout comme l'évolution de son influence sur la mousson, restent également incertaines. L'augmentation générale des pluies de mousson prévue pointe néanmoins vers un risque correspondant d'épisodes de pluie extrêmes dans la plupart des régions.

Foire aux questions

FAQ 14.2 | Comment se présentent les projections concernant le climat régional par rapport aux projections relatives aux moyennes mondiales?

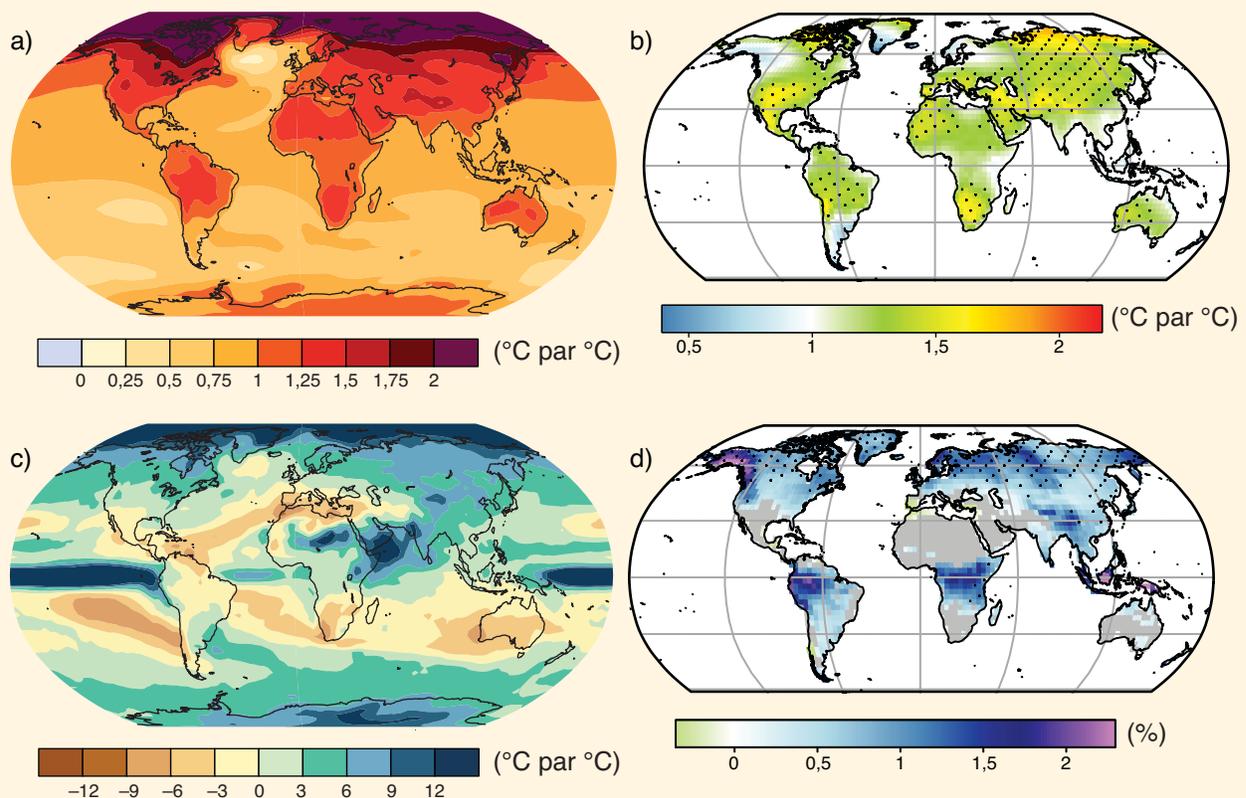
Le lien entre le changement climatique régional et le changement moyen mondial est complexe. Les climats des régions varient nettement selon le lieu et répondent donc différemment aux changements dans les influences d'échelle mondiale. Le changement moyen mondial est en réalité un résumé pratique de nombreuses réponses climatiques régionales diverses.

La chaleur et l'humidité, ainsi que leurs variations, ne sont pas réparties uniformément sur l'ensemble de la planète, et ce pour plusieurs raisons:

- Les forçages externes varient dans l'espace (par exemple, le rayonnement solaire dépend de la latitude, les aérosols sont émis par des sources locales, l'utilisation des terres varie selon les régions, etc.);
- Les conditions de surface varient dans l'espace, par exemple, le contraste terre /mer, la topographie, les températures de la mer en surface, la teneur du sol en humidité;
- Les systèmes météorologiques et les courants océaniques redistribuent la chaleur et l'humidité d'une région à l'autre.

Les systèmes météorologiques sont associés à des phénomènes climatiques importants régionalement, comme les moussons, les zones de convergence intertropicale, les trajectoires des tempêtes et des modes de variabilité climatique majeurs (comme le phénomène El Niño-Oscillation australe (ENSO), l'oscillation nord-atlantique (NAO), le mode annulaire austral, etc.). Outre le fait qu'ils modulent le réchauffement régional, on prévoit que certains phénomènes climatiques vont changer à l'avenir, ce qui pourrait avoir des impacts supplémentaires sur les climats régionaux (voir Tableau 14.3).

(suite page suivante)



FAQ 14.2 - Figure 1 | Évolution prévue de la moyenne annuelle et des extrêmes annuels de la température de l'air en surface et des précipitations (au-dessus des terres émergées) au cours du XXI^e siècle: a) température moyenne en surface par °C de variation moyenne mondiale, b) 90^e centile de température journalière maximale par °C de température maximale moyenne mondiale, c) hauteur moyenne de précipitation (en % par °C de variation de la température moyenne mondiale) et d) proportion de jours avec précipitations supérieures au 95^e centile. Sources: diagrammes a) et c) variation des moyennes prévues entre 1986–2005 et 2081–2100 tirées des simulations CMIP5 au titre du scénario RCP4,5 (voir Chapitre 12 - Figure 12.41); diagrammes b) et d) variations prévues entre 1980–1999 et 2081–2100 des extrêmes au-dessus des terres émergées (adapté des figures 7 et 12 d'Orlowsky et Seneviratne, 2012).

FAQ 14.2 (suite)

Les projections concernant les variations de la température en surface et des précipitations font apparaître de nettes variations régionales (FAQ 14.2 - Figure 1). Un réchauffement en surface plus élevé est prévu au-dessus des régions continentales des latitudes élevées et au-dessus de l'océan Arctique, alors que les changements seront plus proches de la moyenne mondiale au-dessus des autres océans et aux latitudes plus basses (FAQ 14.2 - Figure 1a). Il est par exemple, prévu que le réchauffement près des Grands lacs d'Amérique du Nord sera environ 50 % plus important que la moyenne mondiale du réchauffement. On note de fortes variations régionales similaires dans les variations prévues des températures les plus extrêmes (FAQ 14.2 - Figure 1b). L'évolution prévue des précipitations varie encore plus que celle des températures selon les régions (FAQ 14.2 - Figure 1c, d), en raison de la modulation exercée par des phénomènes climatiques tels que les moussons et les zones de convergence tropicale. Une augmentation des précipitations moyennes est prévue aux latitudes proches de l'Équateur, alors que ces mêmes précipitations moyennes devraient diminuer dans les régions de la bordure de la bande subtropicale située du côté des pôles. Les régions des latitudes plus élevées devraient enregistrer une hausse de la moyenne des précipitations et notamment davantage de précipitations extrêmes dues aux cyclones extratropicaux.

Les régions polaires illustrent bien la complexité des processus impliqués dans le changement climatique régional. Le réchauffement de l'Arctique devrait être supérieur à la moyenne mondiale, essentiellement du fait que la fonte des glaces et de la neige produit une rétroaction régionale en permettant l'absorption d'une plus grande quantité de chaleur du Soleil, ce qui entraîne un réchauffement accru, lequel encourage à son tour un surcroît de fonte des glaces et de la neige. Le réchauffement prévu au-dessus du continent Antarctique et des océans voisins est en revanche moins marqué, en partie en raison d'une tendance positive plus marquée en ce qui concerne le mode annulaire austral. Au cours des dernières décennies, les vents d'ouest ont augmenté au-dessus des océans des régions australes aux latitudes moyennes sous l'effet combiné d'une diminution de l'ozone stratosphérique au-dessus de l'Antarctique et de changements de structure de la température de l'air liés à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. Cette évolution du mode annulaire austral est bien représentée par les modèles climatiques et a pour effet de réduire le transport atmosphérique de chaleur vers le continent Antarctique. L'Antarctique se réchauffe néanmoins rapidement, car elle s'étend suffisamment vers le nord pour subir l'influence des masses d'air chaud de la ceinture de vents d'ouest.