GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR **l'évolution du climat**

CHANGEMENTS CLIMATIQUES 2013

Les éléments scientifiques

Résumé à l'intention des décideurs, Résumé technique et Foire aux questions



CONTRIBUTION DU GROUPE DE TRAVAIL I AU CINQUIÈME RAPPORT D'ÉVALUATION DU GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT



Changements climatiques 2013 Les éléments scientifiques

Résumé à l'intention des décideurs

Rapport du Groupe de travail I du GIEC

Résumé technique

Rapport accepté par le Groupe de travail I du GIEC mais non approuvé dans le détail

et

Foire aux questions

Extraits de la contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Publié sous la direction de

Thomas F. Stocker

Coprésident du Groupe de travail I Université de Berne

Dahe Qin

Coprésident du Groupe de travail l Administration météorologique chinoise

Simon K. Allen Responsable scientifique

Alexander Nauels Assistant scientifique

Gian-Kasper Plattner

Directeur scientifique

Yu Xia Administratrice scientifique

Melinda M.B. Tignor

Directrice des opérations

Vincent Bex Administrateur chargé de l'informatique Judith Boschung Assistante administrative

Pauline M. Midgley Coordonnatrice en chef

© 2013, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

ISBN 978-92-9169-238-5

Les appellations employées dans le présent rapport et la présentation des données sur les cartes n'impliquent, de la part du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, aucune prise de position quant au statut juridique des pays, territoires, villes ou zones, ou de leurs autorités, ni quant au tracé de leurs frontières ou limites.

En couverture: Le glacier de Folgefonna situé sur les hauts plateaux de Sørfjorden, en Norvège (60° 3' N - 6° 20' E) © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

Avant-propos, préface et hommage

Avant-propos

Le rapport «Changements climatiques 2013 – Les éléments scientifiques» présente des conclusions claires et solides, issues d'une évaluation mondiale des éléments scientifiques du changement climatique, dont l'une, et non des moindres, est que la science montre à présent avec 95 % de certitude que depuis le milieu du XX^e siècle, l'activité humaine est la cause principale du réchauffement observé. Ce rapport confirme que le réchauffement du système climatique est sans équivoque et que nombre des changements observés sont sans précédent depuis des décennies, voire des millénaires: réchauffement de l'atmosphère et des océans, diminution de la couverture neigeuse et recul des glaces, élévation du niveau des mers et augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. Chacune des trois dernières décennies a été plus chaude à la surface de la Terre que la précédente, et plus chaude que toutes les décennies antérieures depuis 1850.

Ces résultats, et bien d'autres, confirment et précisent notre façon de comprendre le système climatique et le rôle des émissions de gaz à effet de serre; aussi les décideurs comme le grand public doivent-ils accorder d'urgence à ce rapport toute l'attention requise.

En tant qu'organisme intergouvernemental créé conjointement en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) met à la disposition des responsables politiques les évaluations techniques et scientifiques les plus objectives et les plus fiables qui soient. Depuis que la série a été lancée en 1990, ces rapports d'évaluation, rapports spéciaux, documents techniques, rapports méthodologiques et autres documents sont devenus des ouvrages de référence.

Dans sa contribution au cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, le Groupe de travail I présente d'importants nouveaux éléments scientifiques qui pourront servir à élaborer des informations et mettre en place des services climatologiques susceptibles d'aider la société à agir pour relever le défi du changement climatique. La publication de ce rapport tombe à point nommé car, grâce à des éléments scientifiques clairs et irréfutables, ces informations donneront un nouvel élan aux négociateurs chargés de conclure, en 2015, un nouvel accord au titre de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques.

Le changement climatique est un défi qui s'inscrit dans la durée, mais qui n'en appelle pas moins une action immédiate, étant donnés le rythme et l'ampleur de l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et le risque que la hausse de la température soit supérieure à 2 °C. Aujourd'hui, nous devons nous concentrer sur l'essentiel et privilégier l'action, faute de quoi les risques que nous courons s'aggraveront d'année en année. Si la présente évaluation du Groupe de travail I a pu voir le jour, c'est grâce à l'engagement et au dévouement de plusieurs centaines d'experts de par le monde, qui représentent un vaste éventail de disciplines. L'OMM et le PNUE se félicitent que, parmi ces experts, un si grand nombre provienne de leurs rangs et de leurs réseaux. Nous tenons à exprimer notre profonde gratitude à l'égard de tous les auteurs, éditeurs-réviseurs et examinateurs qui ont partagé leurs connaissances et leurs compétences et consacré leur temps à cette entreprise. Nous remercions le personnel du Service d'appui technique du Groupe de travail I et le Secrétariat du GIEC de leur dévouement.

Notre reconnaissance est également acquise aux gouvernements qui ont soutenu la participation de leurs scientifiques à l'élaboration de ce rapport et qui ont contribué au Fonds d'affectation spéciale du GIEC afin d'assurer celle, tout à fait essentielle, d'experts de pays en développement et de pays à économie de transition. Nous souhaitons adresser nos remerciements au Gouvernement italien, qui a accueilli la réunion préparatoire relative au cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, aux Gouvernements chinois, français, marocain et australien, qui ont accueilli les séances de rédaction de la contribution du Groupe de travail I, et au Gouvernement suédois qui a accueilli la douzième session du Groupe de travail I à Stockholm en vue de l'approbation du rapport. Le généreux soutien financier du Gouvernement suisse, ainsi que l'appui logistique apporté par l'Université de Berne (Suisse) ont permis au Service d'appui technique du Groupe de travail I de s'acquitter de sa tâche avec efficacité, ce dont nous les remercions vivement.

Nous remercions tout spécialement le Président du GIEC, M. Rajendra Pachauri, de la manière dont il a dirigé et supervisé les travaux du Groupe d'experts et nous exprimons notre profonde gratitude aux coprésidents du Groupe de travail I, M. Qin Dahe et M. Thomas Stocker, qui n'ont pas ménagé leurs efforts tout au long de l'élaboration et de la rédaction du présent rapport.

M. Jarraud Secrétaire général Organisation météorologique mondiale

Jelin Steins

A. Steiner Directeur exécutif Programme des Nations Unies pour l'environnement

Préface

Dans sa contribution au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), le Groupe de travail I présente une évaluation exhaustive des éléments scientifiques du changement climatique. Il se fonde sur sa contribution au quatrième rapport d'évaluation (2007) et incorpore les résultats ultérieurs présentés dans le Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique, ainsi que les conclusions des nombreux travaux de recherche publiés dans des articles scientifiques et techniques. Dans le cadre de l'évaluation, le Groupe de travail I a examiné de nouveaux éléments probants concernant le changement climatique passé, présent et prévu, sur la base d'un grand nombre d'analyses scientifiques indépendantes fondées sur l'observation du système climatique, les archives paléoclimatiques, des études théoriques des processus climatiques, ainsi que des simulations effectuées à l'aide de modèles du climat.

Questions abordées

Au cours du processus visant à définir la portée de son cinquième Rapport d'évaluation et à en approuver les grandes lignes, le GIEC a privilégié les aspects des connaissances scientifiques actuelles du changement climatique jugés les plus pertinents pour les décideurs.

Dans ce rapport, le Groupe de travail I élargit le champ d'étude du changement climatique futur, par rapport aux précédents rapports, en évaluant dans deux chapitres distincts d'une part la prévisibilité et les projections à court terme, d'autre part les projections à long terme et l'irréversibilité. Compte tenu des décisions prises par le GIEC lors de l'approbation de la portée et des grandes lignes du rapport, un ensemble de nouveaux scénarios – les profils représentatifs d'évolution de concentration – est utilisé par les trois groupes de travail pour les projections du changement climatique relatives au XXI^e siècle. Dans le rapport du Groupe de travail I, l'information régionale voit son champ d'étude élargi grâce à une évaluation spécifique des phénomènes climatiques, tels que les systèmes de mousson, et de leur rôle dans l'évolution du climat au plan régional.

Le rapport du Groupe de travail I est une évaluation, et non un inventaire ou un manuel de climatologie. Il repose sur les publications scientifiques et techniques disponibles au 15 mars 2013. Pour tous les aspects du rapport, le Groupe de travail I s'est résolument engagé à évaluer les connaissances scientifiques de façon exhaustive, sans parti pris et d'une manière qui soit utile à la prise de décision sans pour autant dicter l'action à engager.

Structure du rapport

Le rapport est constitué d'un bref *Résumé à l'intention des décideurs*, d'un *Résumé technique*, plus long, et de quatorze chapitres thématiques, suivis d'annexes. Dans cette évaluation, le Groupe de travail l innove en présentant un Atlas des projections climatiques mondiales et régionales (annexe l), dans lequel figurent des séries chronologiques et des cartes de projections des températures et des précipitations pour 35 régions du monde, ce qui rend ces informations plus intelligibles pour les parties prenantes et les utilisateurs.

Le *Résumé à l'intention des décideurs* et le *Résumé technique* suivent une structure parallèle et comportent chacun des renvois vers les chapitres et sections du rapport principal, dans lesquels l'on retrouve, en détails, les éléments correspondants. Ces deux Résumés tracent les grandes lignes du rapport complet et permettent de remonter à la source de chacune des grandes conclusions.

Afin de rendre les résultats du Groupe de travail I accessibles à un large public et d'en faciliter l'utilisation par les parties prenantes, chaque section du *Résumé à l'intention des décideurs* débute par une conclusion titre mise en relief dans un encadré. Prises ensemble, ces 19 conclusions titres présentent, en des termes simples que l'on peut aisément citer, un résumé global du rapport, qui recueille l'appui des scientifiques et est approuvé par les gouvernements membres du GIEC. Autre caractéristique novatrice, ce rapport met en avant, dans le *Résumé technique*, des axes thématiques dans le cadre desquels d'importantes questions transversales concernant les éléments scientifiques de l'évolution du climat font l'objet d'une évaluation exhaustive.

Introduction (chapitre 1): Ce chapitre rend compte des progrès accomplis dans l'étude du changement climatique depuis le premier Rapport d'évaluation du GIEC en 1990 et donne un aperçu des principaux concepts et indicateurs du changement climatique, du traitement de l'incertitude et des avancées quant aux capacités de mesure et de modélisation. Il comprend une description des futurs scénarios, et particulièrement des scénarios relatifs aux profils représentatifs d'évolution de concentration, utilisés par les trois groupes de travail pour le cinquième Rapport d'évaluation.

Observations et informations paléoclimatiques (Chapitres 2, 3, 4 et 5): Ces chapitres portent sur l'évaluation des informations provenant de toutes les composantes des systèmes climatiques sur la variabilité et l'évolution du climat d'après les relevés instrumentaux obtenus et les archives climatologiques. Ils passent en revue tous les aspects relatifs à l'atmosphère, notamment la stratosphère, les terres émergées, les océans et la cryosphère. Les échelles temporelles considérées vont de quelques jours à plusieurs décennies (chapitres 2, 3 et 4), et de quelques siècles à plusieurs millénaires (chapitre 5).

Compréhension des processus (chapitres 6 et 7): Depuis les observations et la compréhension des processus jusqu'aux projections de l'échelle mondiale à régionale, ces chapitres couvrent tous les aspects pertinents de deux sujets clés. Le Chapitre 6 porte sur le cycle du carbone et sur son interaction avec d'autres cycles biogéochimiques, particulièrement celui de l'azote, ainsi que les rétroactions sur le système climatique. Pour la première fois, un chapitre entier est consacré à l'évaluation des éléments scientifiques concernant les nuages et les aérosols, leurs interactions et leur chimie, le rôle de la vapeur d'eau, et leur fonction dans les rétroactions sur le système climatique (chapitre 7).

Du forçage à l'attribution causale des changements climatiques (chapitre 8, 9 et 10): Toutes les informations relatives aux différents facteurs (naturels et anthropiques) du changement climatique sont collectées, exprimées en termes de forçage radiatif et évaluées au chapitre 8. Au chapitre 9, la hiérarchie des modèles climatiques utilisés pour simuler le changement climatique présent et passé est évaluée et jaugée à l'aune des observations et des reconstitutions du paléoclimat.

Les informations concernant la détection des changements de l'échelle mondiale à régionale et leur attribution à l'augmentation des gaz à effet de serre anthropiques sont évaluées dans le chapitre 10.

Changements climatiques à venir, prévisibilité et irréversibilité (chapitres 11 et 12): Ces chapitres portent sur l'évaluation des projections des changements climatiques futurs dérivées des modèles climatiques à des échelles temporelles allant de quelques décennies à quelques siècles, tant à l'échelle mondiale que régionale, y compris les valeurs moyennes relatives au changement, la variabilité et les extrêmes. Y sont abordées des questions fondamentales liées à la prévisibilité du climat, ainsi que le changement climatique à long terme, le changement climatique enclenché et l'inertie dans le système climatique. L'évaluation porte également sur les connaissances relatives aux changements irréversibles et les surprises que peut réserver le système climatique.

Intégration (chapitres 13 et 14): Ces chapitres font la synthèse de toutes les informations pertinentes concernant deux thèmes essentiels de cette évaluation, à savoir l'évolution du niveau de la mer (chapitre 13) et les phénomènes climatiques dans les différentes régions du globe (chapitre 14). Une évaluation exhaustive de l'information sur l'évolution du niveau de la mer effectuée à partir de reconstitutions paléoclimatiques, d'observations et des connaissances actuelles des processus est présentée dans le chapitre 13, parallèlement à des projections de l'échelle mondiale à régionale. Dans le chapitre 14, les principaux modes de variabilité du système climatique (phénomène El Niño/oscillation australe, moussons, etc.), ainsi que les phénomènes extrêmes sont évalués. De surcroît, ce chapitre aborde les connexions entre phénomènes climatiques, les manifestations régionales de ces derniers et leur rôle dans les changements climatiques régionaux futurs.

Les cartes évaluées au chapitre 14, ainsi que les chapitres 11 et 12 constituent l'assise de l'Atlas des projections climatiques mondiales et régionales (annexe 1), qui est également disponible en format numérique. Les tableaux des scénarios relatifs au système climatique reposent sur les forçages radiatifs et les estimations des futures concentrations atmosphériques figurant aux chapitres 7, 8, 11 et 12. Toutes les informations, notamment les versions haute résolution des figures, les données sources et les suppléments insérés dans les différents chapitres sont également disponibles en ligne à l'adresse suivante: www.climatechange2013.org.

Les centres de modélisation du climat et les scientifiques du monde entier ont regroupé leurs activités dans le cadre de la cinquième phase du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5), sur laquelle repose la majeure partie de la présente évaluation des changements climatiques à venir. Grâce à leurs efforts, le Groupe de travail I est en mesure de présenter des informations scientifiques exhaustives aux décideurs et utilisateurs de ce rapport, ainsi qu'au Groupe de travail II du GIEC, qui effectue des évaluations spécifiques des incidences, et au Groupe de travail III, qui évalue les coûts et les stratégies d'atténuation.

Cette formule ayant donné satisfaction lors de l'évaluation précédente du Groupe de travail I publiée en 2007, tous les chapitres sont assortis d'une section «Foire aux questions». Les auteurs apportent des réponses scientifiques à toute une série de questions d'ordre général, en des termes accessibles à un large public, qui peuvent également servir à des fins d'enseignement. Enfin, le rapport est accompagné, dans sa version en ligne, de nombreux suppléments qui fournissent des informations encore plus détaillées, comme la description des jeux de données, des modèles ou méthodes utilisés dans les analyses des différents chapitres, ainsi que des informations concernant les figures du *Résumé à l'intention des décideurs*.

La démarche

Élaboré conformément aux règles et procédures établies par le GIEC, le rapport d'évaluation du Groupe de travail I est le fruit des efforts conjoints de centaines d'éminents experts climatologues. Une réunion s'est tenue en juillet 2009 afin de définir la portée du cinquième Rapport d'évaluation, puis les grandes lignes des contributions des trois groupes de travail ont été approuvées par le GIEC lors de sa 31^e session en novembre 2009. Les gouvernements et les organisations ayant le statut d'observateur auprès du Groupe d'experts ont ensuite désigné des experts appelés à faire partie de l'équipe d'auteurs. Épaulée par éditeurs-réviseurs, l'équipe de 209 auteurs coordonnateurs 50 principaux et auteurs principaux sélectionnée par le Bureau du Groupe de travail I a été approuvée par le Bureau du GIEC lors de sa 41^e session, en mai 2010. En outre, plus de 600 auteurs collaborateurs ont soumis des textes et des informations à l'attention des équipes d'auteurs, à la demande de ces derniers. Les projets de textes élaborés par les auteurs ont fait l'objet d'un examen et d'une révision en bonne et due forme à deux reprises, puis les gouvernements ont communiqué une série finale d'observations au sujet du *Résumé à l'intention des décideurs*. Au total, 54 677 observations écrites ont été envoyées par 1 089 examinateurs et 38 gouvernements. Les éditeurs-réviseurs de chaque chapitre ont contrôlé le processus d'examen en veillant à ce que toutes les observations relatives à des questions de fond soient dûment prises en considération. Le *Résumé à l'intention des décideurs* a été approuvé ligne par ligne, puis les chapitres de référence du Rapport principal ont été approuvés par le Groupe de travail I lors de sa 12e session, tenue du 23 au 27 septembre 2007.

Remerciements

Nous remercions pour leur compétence, leur ardeur au travail, leur souci d'excellence et leur intégrité les auteurs coordonnateurs principaux et les auteurs principaux, qui ont bénéficié du précieux concours de nombreux auteurs collaborateurs. Les éditeurs-réviseurs ont joué un rôle capital auprès des équipes d'auteurs en leur prêtant assistance et en veillant à l'intégrité du processus d'examen. Nous adressons nos sincères remerciements à tous les examinateurs et experts gouvernementaux. Nous souhaitons également remercier, pour leurs conseils avisés et leur soutien tout au long de la rédaction du rapport, les membres du Bureau du Groupe de travail I: Jean Jouzel, Abdalah Mokssit, Fatemeh Rahimizadeh, Fredolin Tangang, David Wratt et Francis Zwiers.

Nous savons gré à la communauté scientifique de ses efforts de longue haleine, orchestrés et facilités par l'entremise du Programme mondial de recherche sur le climat, en particulier le CMIP5. Cette entreprise, conduite par les centres de modélisation du climat du monde entier, a donné lieu à plus de deux millions de gigaoctets de données numériques, qui ont été archivées et diffusées sous la houlette du Programme de comparaison et de diagnostic des modèles climatiques. Il s'agit d'un effort concerté sans précédent, consenti par le monde scientifique et leurs institutions de financement. Nos sincères remerciements vont aux hôtes et organisateurs des quatre réunions des auteurs principaux et de la douzième session du Groupe de travail I. Nous souhaitons témoigner notre gratitude aux pays hôtes pour leur soutien, à savoir la Chine, la France, le Maroc, l'Australie et la Suède. Nous sommes reconnaissants envers les nombreux gouvernements qui ont porté un appui à leurs scientifiques et ont contribué au Fonds d'affectation spéciale du GIEC. L'efficacité du Service d'appui technique du Groupe de travail I a été rendue possible grâce au généreux soutien financier du Gouvernement suisse et à l'appui logistique de l'Université de Berne (Suisse).

Nous remercions également Renate Christ, Secrétaire du GIEC, ainsi que l'équipe du Secrétariat: Gaetano Leone, Jonathan Lynn, Mary Jean Burer, Sophie Schlingemann, Judith Ewa, Jesbin Baidya, Werani Zabula, Joëlle Fernandez, Annie Courtin, Laura Biagioni et Amy Smith. Nous tenons à remercier Francis Hayes qui a fait office de responsable de la conférence lors de la session d'approbation du Groupe de travail I.

Enfin, pour leur professionnalisme, leur créativité et leur dévouement, nous rendons tout particulièrement hommage au Service d'appui technique du Groupe de travail I: Gian-Kasper Plattner, Melinda Tignor, Simon Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex et Pauline Midgley. Leurs inlassables efforts de coordination du Rapport du Groupe de travail I ont permis d'obtenir un produit fini de qualité supérieure. Ils ont été aidés en cela par Adrien Michel et Flavio Lehner, secondés par Zhou Botao et Sun Ying. En outre, nous savons gré des contributions suivantes à David Hansford (assistance à la rédaction de la Foire aux questions), au PNUE/GRID-Genève et à l'Université de Genève (graphisme de la Foire aux questions), à Theresa Kornak (relecture correction), à Marilyn Anderson (index) et à Michael Shibao (conception graphique et mise en page).

l'antes

Rajendra K. Pachauri Président du GIEC

Qin Dahe

Qin Dahe Coprésident du Groupe de travail I du GIEC

Roman fire

Thomas F. Stocker Coprésident Groupe de travail I du GIEC

À la mémoire de



Bert Bolin (15 mai 1925 – 30 décembre 2007)

La contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), *Changements climatiques 2013 – Les éléments scientifiques*, est dédiée à la mémoire de Bert Bolin, premier président du GIEC.

Scientifique émérite, auteur de publications à la fois sur la dynamique de l'atmosphère et sur le cycle du carbone, notamment les processus dans l'atmosphère, les océans et la biosphère, Bert Bolin était conscient de la complexité du système climatique et de sa sensibilité aux perturbations anthropiques. Ayant lui-même pris part à la création de plusieurs programmes d'envergure mondiale, il a été l'un des pionniers de la coopération internationale dans le domaine de la recherche sur le climat.

Bert Bolin a joué un rôle charnière dans la création du GIEC et de ses évaluations, qui sont menées selon un processus unique et formalisé, afin de fournir une base scientifique solide permettant de prendre des décisions éclairées au sujet de l'un des plus grands défis de notre temps. Sa clairvoyance et la manière dont il a dirigé le Groupe d'experts en tant que président fondateur de 1988 à 1997 ont permis de jeter les bases des évaluations suivantes, y compris la présente, et resteront à jamais dans les mémoires.

Table des matières

Partie liminaire	Avant-propos
	Préface vii
	Hommage
RID	Résumé à l'intention des décideurs
RT	Résumé technique 33
FAQ	Foire aux questions
Glossaire	Glossaire

Résumé à l'intention des décideurs

RID

Résumé à l'intention des décideurs

Équipe de rédaction principale:

Lisa V. Alexander (Australie), Simon K. Allen (Suisse/Nouvelle-Zélande), Nathaniel L. Bindoff (Australie), François-Marie Bréon (France), John A. Church (Australie), Ulrich Cubasch (Allemagne), Seita Emori (Japon), Piers Forster (Royaume-Uni), Pierre Friedlingstein (Royaume-Uni/Belgique), Nathan Gillett (Canada), Jonathan M. Gregory (Royaume-Uni), Dennis L. Hartmann (États-Unis d'Amérique), Eystein Jansen (Norvège), Ben Kirtman (États-Unis d'Amérique), Reto Knutti (Suisse), Krishna Kumar Kanikicharla (Inde), Peter Lemke (Allemagne), Jochem Marotzke (Allemagne), Valérie Masson-Delmotte (France), Gerald A. Meehl (États-Unis d'Amérique), Igor I. Mokhov (Fédération de Russie), Shilong Piao (Chine), Gian-Kasper Plattner (Suisse), Qin Dahe (Chine), Venkatachalam Ramaswamy (États-Unis d'Amérique), David Randall (États-Unis d'Amérique), Monika Rhein (Allemagne), Maisa Rojas (Chili), Christopher Sabine (États-Unis d'Amérique), Drew Shindell (États-Unis d'Amérique), Thomas F. Stocker (Suisse), Lynne D. Talley (États-Unis d'Amérique), David G. Vaughan (Royaume-Uni), Shang-Ping Xie (États-Unis d'Amérique).

Contributeurs:

Myles R. Allen (Royaume-Uni), Olivier Boucher (France), Don Chambers (États-Unis d'Amérique), Jens Hesselbjerg Christensen (Danemark), Philippe Ciais (France), Peter U. Clark (États-Unis d'Amérique), Matthew Collins (Royaume-Uni), Josefino C. Comiso (États-Unis d'Amérique), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australie/Brésil), Richard A. Feely (États-Unis d'Amérique), Thierry Fichefet (Belgique), Arlene M. Fiore (États-Unis d'Amérique), Gregory Flato (Canada), Jan Fuglestvedt (Norvège), Gabriele Hegerl (Royaume-Uni/Allemagne), Paul J. Hezel (Belgique/États-Unis d'Amérique), Gregory C. Johnson (États-Unis d'Amérique), Georg Kaser (Autriche/Italie), Vladimir Kattsov (Fédération de Russie), John Kennedy (Royaume-Uni), Albert M. G. Klein Tank (Pays-Bas), Corinne Le Quéré (Royaume-Uni), Judith Perlwitz (États-Unis d'Amérique), Scott Power (Australie), Michael Prather (États-Unis d'Amérique), Stephen R. Rintoul (Australie), Joeri Rogelj (Suisse/Belgique), Matilde Rusticucci (Argentine), Michael Schulz (Allemagne), Jan Sedláček (Suisse), Peter A. Stott (Royaume-Uni), Rowan Sutton (Royaume-Uni), Peter W. Thorne (États-Unis d'Amérique/Norvège/Royaume-Uni), Donald Wuebbles (États-Unis d'Amérique).

Résumé à référencer comme suit:

GIEC, 2013: Résumé à l'intention des décideurs, *Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique.

A. Introduction

Dans cette contribution au cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (RE5), le Groupe de travail I (GTI) examine de nouveaux éléments concernant le changement climatique sur la base de nombreuses analyses scientifiques indépendantes d'observations du système climatique, d'archives paléoclimatiques, d'études théoriques des processus climatiques et de simulations à l'aide de modèles climatiques. Il s'appuie sur sa contribution au quatrième Rapport d'évaluation du GIEC (RE4) et incorpore de nouveaux résultats de recherche obtenus depuis. Composante du cinquième cycle d'évaluation, le rapport spécial intitulé *Gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique (SREX)* représente un socle d'informations important sur l'évolution des extrêmes météorologiques et climatiques.

Le présent *Résumé à l'intention des décideurs* suit la structure du rapport du Groupe de travail I. Ce texte s'accompagne d'une mise en exergue des principales conclusions qui, rassemblées, fournissent un résumé concis. L'introduction des principales sections se présente sous la forme d'un bref paragraphe en italique, qui souligne les bases méthodologiques de l'évaluation.

Le degré de certitude associé aux principaux résultats présentés dans ce rapport est fonction de l'appréciation, par les comités de rédaction, des connaissances scientifiques sous-jacentes et est exprimé par un niveau de confiance qualitatif (de *très faible* à *très élevé*) et, lorsque c'est possible, quantifié en termes de probabilités (*extrêmement improbable* à *extrêmement probable*). La confiance dans la validité d'un résultat se fonde sur la nature, la quantité, la qualité et la cohérence des éléments correspondants (données, compréhension d'un mécanisme, théorie, modèles, avis d'experts, etc.) et le degré de cohérence¹. Les estimations probabilistes de mesures quantifiées de l'incertitude d'un résultat se fondent sur l'analyse statistique d'observations ou de résultats de modèles, ou les deux, et l'avis d'experts². Le cas échéant, les résultats sont également formulés sous forme d'énoncés des faits, sans recourir à des qualificatifs d'incertitude (Voir chapitre 1 et encadré RT.1 pour obtenir davantage de précisions concernant les termes spécifiques que le GIEC utilise pour traduire l'incertitude).

Les paragraphes de fond du présent *Résumé à l'intention des décideurs* reposent sur les sections des chapitres du rapport détaillé ainsi que sur le Résumé technique. Ces références sont indiquées entre accolades.

B. Changements observés dans le système climatique

Les observations du système climatique s'appuient sur des mesures directes et sur la télédétection à partir de satellites ou d'autres plates-formes. À l'échelle mondiale, les observations de l'ère instrumentale ont débuté vers le milieu du XIX^e siècle pour certaines variables telles que la température, les jeux de données d'observation étant plus complets et diversifiés à partir des années 1950. Des reconstructions effectuées à partir d'archives paléoclimatiques permettent d'étendre certains enregistrements sur plusieurs centaines voire plusieurs millions d'années vers le passé. L'ensemble de ces données fournit une vision globale de la variabilité et des changements à long terme de l'atmosphère, de l'océan, de la cryosphère et de la surface des terres émergées.

Le réchauffement du système climatique est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. L'atmosphère et l'océan se sont réchauffés, la couverture de neige et de glace a diminué, le niveau des mers s'est élevé et les concentrations des gaz à effet de serre ont augmenté (voir figures RID.1, RID.2, RID.3 et RID.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

Dans le présent Résumé à l'intention des décideurs, les termes suivants sont utilisés pour décrire les éléments disponibles: limités, moyens ou robustes et leur degré de cohérence: faible, moyen ou élevé. Cinq qualificatifs sont utilisés pour exprimer le degré de confiance: très faible, faible, moyen, élevé et très élevé, en caractères italiques, ex. degré de confiance moyen. Pour un ensemble d'éléments et de degré de cohérence donné, différents niveaux de confiance peuvent être attribués, mais une augmentation du niveau des éléments et du degré de cohérence est corrélée à une augmentation du degré de confiance (voir chapitre 1 et encadré RT.1 pour plus de précisions).

² Dans le présent *Résumé à l'intention des décideurs*, les termes suivants ont été utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat: quasiment certain, probabilité de 99–100 %, très probable 90–100 %, probable 66–100 %, à peu près aussi probable qu'improbable 33–66 %, improbable 0–33 %, très improbable 0–10 %, exceptionnellement improbable 0–1 %. Des termes supplémentaires (extrêmement probable 95–100 %, plus probable 250–100 %, et extrêmement improbable 0–5 %) peuvent également être utilisés le cas échéant. L'évaluation de la probabilité est exprimée en italique, ex. très probable (voir chapitre 1 et encadré RT.1 pour plus de précisions).

B.1 L'atmosphère

Chacune des trois dernières décennies a été successivement plus chaude à la surface de la Terre que toutes les décennies précédentes depuis 1850 (voir figure RID.1). Les années 1983 à 2012 constituent *probablement* la période de 30 ans la plus chaude qu'ait connue l'hémisphère Nord depuis 1 400 ans (*degré de confiance moyen*). {2.4, 5.3}

- La tendance linéaire de la moyenne globale des données de température de surface combinant les terres émergées et les océans indique un réchauffement de 0,85 [0,65 à 1,06] °C³ au cours de la période 1880–2012, pour laquelle il existe plusieurs jeux de données indépendants. L'augmentation totale de la moyenne entre la période 1850–1900 et la période 2003–2012 est de 0,78 [0,72 à 0,85] °C, en s'appuyant sur l'ensemble de données le plus long disponible⁴ (voir figure RID.1a); {2.4}
- Sur la plus longue période pour laquelle le calcul relatif aux tendances régionales est suffisamment exhaustif (1901–2012), la quasi-totalité de la surface du globe a connu un réchauffement (voir figure RID.1b); {2.4}
- La température moyenne à la surface du globe présente une grande variabilité aux échelles décennale et interannuelle (voir figure RID.1), qui se superpose à un réchauffement multidécennal considérable. En raison de la variabilité naturelle, les tendances calculées sur des séries courtes sont très sensibles à la date de début et de fin de la période considérée, et ne reflètent généralement pas les tendances climatiques de long terme. Par exemple, le rythme du réchauffement sur les 15 dernières années (1998–2012; 0,05 [–0,05 à +0,15] °C par décennie), qui débutent par un fort épisode El Niño, est inférieur à la tendance calculée depuis 1951 (1951–2012; 0,12 [0,08 à 0,14] °C par décennie)⁵; {2.4}
- Les reconstructions de la température en surface à l'échelle continentale font apparaître, avec un degré de confiance élevé, des intervalles de plusieurs décennies pendant la période d'anomalie climatique médiévale (années 950 à 1250) au cours desquels la température était, dans certaines régions, aussi élevée qu'à la fin du XX^e siècle. Ces intervalles chauds à l'échelle régionale ne se sont pas produits de manière aussi cohérente dans les différentes régions que le réchauffement constaté à la fin du XX^e siècle (degré de confiance élevé); {5.5}
- Il est quasiment certain qu'à l'échelle mondiale, la troposphère s'est réchauffée depuis le milieu du XX^e siècle. Des observations plus complètes permettent d'associer un degré de confiance plus élevé aux estimations des changements de température troposphérique dans la partie extratropicale de l'hémisphère Nord qu'ailleurs. Le degré de confiance concernant la rapidité du réchauffement et sa structure verticale dans la troposphère extratropicale de l'hémisphère Nord et moyen, et faible ailleurs; {2.4}
- Le degré de confiance concernant la variation de la moyenne mondiale des précipitations sur les régions continentales depuis 1901 est faible avant 1951 et moyen après cette date. En moyenne sur les régions continentales des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, les précipitations ont augmenté depuis 1901 (degré de confiance moyen avant 1951 et élevé ensuite). Pour les autres latitudes, le degré de confiance relatif aux tendances régionales de long terme positives ou négatives est faible (voir figure RID.2); {Résumé technique, Axe thématique 1, figure 2; 2.5}
- Des changements concernant de nombreux phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes ont été observés depuis environ 1950 (voir tableau RID.1 pour plus de détails). Il est *très probable* que le nombre de journées et de nuits froides a diminué et que le nombre de journées et de nuits chaudes a augmenté à l'échelle du globe⁶. Il est *probable* que la fréquence des vagues de chaleur a augmenté sur une grande partie de l'Europe, de l'Asie et de l'Australie. Il est *probable* qu'il y a davantage de régions continentales où le nombre d'épisodes de précipitations abondantes a augmenté en Amérique du Nord et en Europe. Sur les autres continents, le *degré de confiance* associé à la transformation des fortes précipitations est au mieux *moyen*. {2.6}

5

³ Dans la contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation, l'incertitude est quantifiée en utilisant des intervalles d'incertitude à 90 %, sauf mention contraire. On s'attend à ce que l'intervalle d'incertitude à 90 %, indiqué entre crochets ait une probabilité de 90 % de couverture de la valeur estimée. Les intervalles d'incertitude ne sont pas nécessairement symétriques de part et d'autre de l'estimation la plus probable correspondante. Une estimation la plus probable de cette valeur est également donnée, lorsque celle-ci est disponible.

⁴ Les deux méthodes présentées dans cette puce ont été aussi utilisées dans le quatrième Rapport d'évaluation. La première méthode permet de calculer une différence en utilisant le meilleur ajustement linéaire de la tendance de tous les points entre 1880 et 2012. La seconde permet de calculer la différence entre les moyennes pour les deux périodes 1850 à 1900 et 2003 à 2012. C'est pourquoi les résultats obtenus par ces deux méthodes et leurs intervalles d'incertitude à 90 % ne sont pas directement comparables. [2.4]

⁵ Les tendances pour des périodes de 15 ans commençant en 1995, 1996 et 1997 sont respectivement de 0,13 [0,02 à 0,24], 0,14 [0,03 à 0,24] et 0,07 [-0,02 à 0,18] °C par décennie.

⁶ Se référer au glossaire pour les définitions des termes journées froides et nuits froides, journées chaudes et nuits chaudes, vagues de chaleur.







Figure RID.1 a) Anomalies observées de températures moyennes en surface, combinant les terres émergées et les océans, de 1850 à 2012, tirées de trois ensembles de données. Partie supérieure: valeurs moyennes annuelles. Partie inférieure: valeurs moyennes décennales comprenant l'estimation d'incertitude pour un ensemble de données (noir). Les anomalies sont relatives à la moyenne sur la période 1961–1990. b) Carte de l'évolution des températures en surface observée entre 1901 et 2012, dérivée des tendances de températures déterminées par régression linéaire d'un ensemble de données (courbe orange dans la partie a). Les tendances ont été calculées uniquement pour les régions où la disponibilité des données permet une estimation robuste (c'est-à-dire, uniquement pour les mailles présentant des relevés complets à plus de 70 % et plus de 20 % de données disponibles dans les 10 premiers et 10 derniers % de la période temporelle). Les autres régions sont en blanc. Les mailles pour lesquelles la tendance est significative au niveau de 10 % sont indiquées par le signe +. La liste des ensembles de données et des détails techniques supplémentaires se trouvent dans les annexes du Résumé technique. {figures 2.19 à 2.21; figure RT.2}

-es projections pour le début du XXI[®] siècle ne figuraient pas dans les précédents rapports d'évaluation. Les projections du RE5 sont données en prenant 1986–2005 comme période de référence et se fondent sur les Tableau RID.1 | Phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes; évaluation à l'échelle du globe des changements récemment observés et de la contribution humaine aux changements, et projection d'autres changements pour le début (2016-2035) et la fin (2081-2100) du XX^{Ie} siècle. Les caractères gras indiquent les cas dans lesquels le RE5 (en noir) apporte une révision (*) à l'évaluation à l'échelle du globe proposée dans le rapport SREX (en bleu) ou le RE4 (en rouge).

Phénomène et	Évaluation de la probabilité de survenance	Évaluation de la contribution humaine	Proba	bilité d'autres changements
évolution anticipée	des changements (normalement depuis 1950 sauf indication contraire)	aux changements observés	Début du XXI ^e siècle	Fin du XXI ^e siècle
Journées et nuits froides moins	Très probable {2.6}	Très probable {10.6}	Probable {11.3}	Quasiment certain {12.4}
froides et/ou moins nombreuses sur la plupart des terres émergées	Très probable Très probable	Probable Probable		Quasiment certain Quasiment certain
Journées et nuits chaudes alus chaudes et/ou alus	Très probable {2.6}	Très probable {10.6}	Probable {11.3}	Quasiment certain {12.4}
fréquentes sur la plupart des terres émergées	Très probable Très probable	<i>Probable</i> <i>Probable</i> (nuits uniquement)		Quasiment certain Quasiment certain
Périodes/vagues de chaleur	Degré de confiance moyen à l'échelle mondiale (2.6) Probable dans de grandes parties de l'Europe, de l'Asie et de	Probable ^a {{10.6}	Pas d'évaluation formelle ^b {11.3}	Très probable {12.4}
plus fréquentes et/ou plus longues sur la plupart des terres émergées	l Australie Degré de confrance moyen dans de nombreuses régions (mais pas toutes) Probable	Pas d'évaluation formelle Plus probable qu'improbable		Très probable Très probable
Épisodes de précipitations abondantes.	<i>Probable</i> que les terres émergées sont plus nombreuses à enregistrer des augmentations que des diminutions ^c	Degré de confiance moyen {7.6, 10.6}	Probable sur de nombreuses terres émergées	Très probable sur la plupart des terres émergées des latitudes moyennes et sur les régions tropicales humides {12.4}
Augurentation de la fréquence, de l'intensité et/ ou du nombre des épisodes de précipitations abondantes	Probable que les terres émergées sont plus nombreuses à enregistrer des augmentations que des diminutions Probable pour la plupart des terres émergées	Degré de confiance moyen Plus probable qu'improbable	{c.11}	<i>Probable su</i> r de nombreuses régions <i>Très probable s</i> ur la plupart des terres émergées
Augmentation de l'intensité et/	<i>Degré de confiance faible</i> à l'échelle mondiale Changements probables dans certaines régions ^d {2.6}	Degré de confiance faible {10.6}	Degré de confiance faible ⁹ {11.3}	
ou de la durée des sécheresses	<i>Degré de confiance moyen</i> dans certaines régions <i>Probable</i> dans de nombreuses régions, depuis 1970 ^e	Degré de confiance moyen ^t Plus probable qu'improbable		<i>Degré de confiance moyen</i> dans certaines régions <i>Probable</i> ^e
Augmentation de l'activité des ovelones trovicaux interes	Degré de confiance faible concernant les changements à long terme (à l'échelle des siècles) Quasiment certain en Atlantique Nord depuis 1970 (2.6)	Degré de confiance faible ⁱ {10.6}	Degré de confiance faible {11.3}	Plus probable qu'improbable dans le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord {14.6}
	Degré de confiance faible Probable dans certaines régions, depuis 1970	Degré de confiance faible Plus probable qu'improbable		Plus probable qu'improbable dans certains bassins Probable
Incidence ou amplitude accrue	<i>Probable</i> (depuis 1970). {3.7}	Probable ^k (3.7)	Probable ¹ {13.7}	Très probable ¹ {13.7}
d'une très haute élévation du niveau des mers	<i>Probabl</i> e (fin du XX ^e siècle) <i>Probabl</i> e	Probable ^k Plus probable qu'improbable ^k		Très probable ^m Probable
* Il est difficile de comparer directement les n	ésultats des évaluations des différents rapports. Pour certaines variables climat	iques, des aspects différents ont été évalués et la note d'or	ientation révisée concemant les incertitudes s'a	pplique au rapport SREX et au cinquième Rapport d'évaluation. La disponibilité

meilleure compréhension scientifique, les analyses continues des données et des modéles ainsi que les différences spécifiques des méthodologies utilisées dans les études évaluées contribuent toutes aux résultats révisés des évaluations. de nouvelles informations, la i

Notes:

L'attribution se base sur les études de cas disponibles. Il est probable que l'influence humaine a plus que doubié la probabilité d'occurrence de vagues de chaleur observées en certains endroits.

Les projections à court terme des modèles suggèrent une augmentation de la durée, de l'intensité et de l'étendue spatiale des vagues de chaleur. Pour la plupart des continents, le *degré de confiance* associé aux tendances n'est pas supérieur à *moyen*, à l'exception de l'Amérique du Nord et de l'Europe où il est probable que des augmentations de la fréquence ou de l'intensité des épisodes de précipitations abondantes se sont produites avec des variations salonnières et ou régionales. Il est *très probable* que des augmentations se la fréquence ou de l'intensité des épisodes de précipitations abondantes se sont produites avec des variations seisonnières et *très probable* que des augmentations se sont produites des les des des des augmentations se sont produites des les centre de l'Amérique du Nord.

Il est probable que la fréquence et l'intensité des sécheresses ont augmenté dans le bassin méditerranéen et en Afrique de l'Ouest, et il est probable qu'elles ont diminué dans le centre de l'Amérique du Nord et au nord-ouest de l'Australie Ρ

Dans le RE4, on évaluait la sufface touchée par la sécheresse. Dans le SREX, on évaluait la sufface touchée par la sécheresse. 6 4

sur les changements de précipitations et de température. On y estimait aussi que l'attribution des changements portant sur les sécheresses à l'échelle d'une région en particulier présentait un *degré de conflance faible.* Aux projections de molficacion de l'humidité du soit savoie des changements portant sur les sécheresses de l'échelle tant régionale que mondiale. l'humidité du soi diminuera et que les sécheresses agricoles augmenteront dans les régions déjà arides à l'heure actuelle et ce vers la fin du XXI^s siècle. Une baisse de l'humidité du soi diminuera et que les sécheresses agricoles augmenteront dans les régions déjà arides à l'heure actuelle et ce vers la fin du XXI^s siècle. Une baisse de l'humidité du soi daminera et que les sécheresses agricoles augmenteront dans les régions déjà arides à l'heure actuelle et ce vers la fin du XXI^s siècle. Une baisse de l'Afrique australe combore les changements projetés de la circulation de Hadley et l'augmentation de la température en surface, si bien qu'on estime avec un *degré de confiance dive* que baisse de la circulation de Hadley et l'augmentation de la secheresse du cuo estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien qu'on estime avec un *degré de confiance* si bien que c la surface s'assèchera probablement dans ces régions d'ici la fin du siècle, d'après le scénario RCP8,5.

On estime avec un degré de confiance moyen qu'une réduction du forçage des aérosols au-dessus de l'Atlantique Nord a contribué, au moins en partie, à l'augmentation observée de l'activité cyclonique tropicale depuis les années 1970 dans cette région. Indication basée sur des avis d'experts et sur l'évaluation des projections établies à partir du scénario SRESA1B ou d'un scénario analogue.

L'attribution se base sur un rapport étroit entre les changements observés des valeurs extrêmes et moyennes du niveau des mers.

On estime avec un degré de confinance élevé que cette augmentation de l'élévation extrême du niveau des mers découlera principalement d'une augmentation de l'élévation moyene du niveau des mers. On accorde un degré de confinance faible aux projections de tempêtes associées, d'échelle régionale. Dans le SREX, on estimait que l'élévation du niveau moyen des mers tendrait très probablement el valeurs extrêmes des hautes eaux côtières. Ε

RID



Figure RID.2 | Cartes des changements observés de précipitations entre 1901 et 2010, et entre 1951 et 2010 (tendances calculées en utilisant les mêmes critères que pour la figure RID.1) à partir d'un ensemble de données. Pour obtenir davantage de détails techniques, voir les annexes du Résumé technique. {Résumé technique, Axe thématique 1, figure 2; figure 2.29}

B.2 L'océan

Le réchauffement océanique constitue l'essentiel de la hausse de la quantité d'énergie emmagasinée au sein du système climatique et représente plus de 90 % de l'énergie accumulée entre 1971 et 2010 (*degré de confiance élevé*). Il est *quasiment certain* que l'océan superficiel (jusqu'à 700 m de profondeur) s'est réchauffé entre 1971 et 2010 (voir figure RID.3), et ce dernier s'est probablement réchauffé entre les années 1870 et 1971. {3.2, encadré 3.1}

- À l'échelle mondiale, le réchauffement de l'océan est plus prononcé près de la surface et les 75 premiers mètres de profondeur se sont réchauffés de 0,11 [0,09 à 0,13] °C par décennie sur la période 1971–2010. Depuis le RE4, des erreurs systématiques d'origine instrumentale dans les mesures de température de l'océan superficiel ont été identifiées et rectifiées, ce qui augmente le degré de confiance du changement évalué; {3.2}
- Il est *probable* que l'océan s'est réchauffé entre 700 et 2 000 m de profondeur entre 1957 et 2009. On dispose de suffisamment d'observations pour la période de 1992 à 2005 pour effectuer une évaluation globale du changement de température en dessous de 2 000 m. Il n'y a *probablement* pas de tendance significative entre 2 000 et 3 000 m sur cette période. Il est *probable* que l'océan profond en dessous de 3 000 m s'est réchauffé sur cette période, le réchauffement le plus important étant observé dans l'océan Austral; {3.2}
- Pendant la période de 40 ans relativement bien documentée allant de 1971 à 2010, plus de 60 % de l'augmentation nette d'énergie absorbée par le système climatique a été emmagasinée dans l'océan superficiel (0-700 m) et environ 30 %, dans l'océan en dessous de 700 m. L'augmentation du contenu thermique de l'océan superficiel pendant cette période, estimée par une tendance linéaire, est de 17 [15 à 19]·10²² J⁷ (figure RID.3); {3.2, encadré 3.1}
- Il est à peu près aussi probable qu'improbable que le contenu thermique océanique de 0 à 700 m a augmenté plus lentement pendant la période 2003–2010 que pendant la période 1993-2002 (voir figure RID.3). L'absorption de chaleur entre 700 et 2 000 m, où la variabilité interannuelle est plus faible, s'est probablement poursuivie avec la même intensité entre 1993 et 2009; {3.2, encadré 9.2}
- Il est très probable que les régions à salinité élevée (où l'évaporation domine le bilan d'eau en surface) sont devenues plus salées, tandis que les régions à faible salinité (où les précipitations dominent) sont devenues moins salées depuis les années 1950. Ces tendances régionales de la salinité océanique suggèrent des changements d'évaporation et de précipitations sur les océans (degré de confiance moyen); {2.5, 3.3, 3.5}
- Il n'existe pas d'élément observationnel montrant une tendance de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC) sur la base de 10 ans d'observations de l'AMOC, ni sur la base de séries d'observations plus longues des composantes individuelles de l'AMOC. {3.6}

Changements observés concernant les précipitations annuelles sur les terres émergées

8

⁷ Un apport constant d'énergie à la surface de l'océan à hauteur de 1 W m⁻² pendant 1 an augmenterait le contenu thermique de l'océan de 1,1x10²² J.

B.3 La cryosphère

Au cours des deux dernières décennies, la masse des nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique a diminué, les glaciers de presque toutes les régions du globe ont continué à se réduire et l'étendue de la banquise arctique et celle du manteau neigeux de l'hémisphère Nord au printemps ont continué à diminuer (*degré de confiance élevé*) (voir figure RID.3). {4.2–4.7}

- La perte de glace⁸ moyenne des glaciers des diverses régions du monde, en excluant les glaciers situés à la périphérie des nappes glaciaires⁹, était *très probablement* de 226 [91 à 361] Gt an⁻¹ pour la période 1971–2009, et très probablement de 275 [140 à 410] Gt an⁻¹ pour la période 1993–2009¹⁰; {4.3}
- La perte de glace moyenne de la nappe du Groenland a très probablement fortement augmenté, passant de 34 [-6 à 74] Gt an⁻¹ au cours de la période 1992–2001 à 215 [157 à 274] Gt an⁻¹ au cours de la période 2002–2011; {4.4}
- La perte de glace moyenne de la nappe glaciaire de l'Antarctique a *probablement* augmenté, passant de 30 [-37 à 97] Gt an⁻¹ au cours de la période 1992–2001 à 147 [72 à 221] Gt an⁻¹ au cours de la période 2002–2011. On peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé* que ces pertes concernent principalement le nord de la péninsule Antarctique et le secteur de la mer d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest; {4.4.}
- L'étendue moyenne annuelle de la banquise arctique a diminué au cours de la période 1979–2012 à une vitesse qui se situait *très probablement* entre 3,5 et 4,1 % par décennie (entre 0,45 et 0,51 million de km² par décennie), et *très probablement* entre 9,4 et 13,6 % par décennie (entre 0,73 et 1,07 million de km² par décennie) pour le minimum d'été (glace pluriannuelle). La diminution moyenne de l'étendue moyenne décennale de la banquise arctique a été plus rapide en été que pour les autres saisons (*degré de confiance élevé*); l'étendue spatiale a diminué en toutes saisons et à chaque décennie successive depuis 1979 (*degré de confiance élevé*) (voir figure RID.3). À partir des reconstructions, on peut affirmer, avec un *degré de confiance moyen*, que, sur les trois dernières décennies, le recul de la banquise arctique en été était sans précédent et que les températures de surface de la mer en Arctique étaient anormalement élevées, au moins dans le contexte des 1 450 dernières années; {4.2, 5.5}
- Il est très probable que l'étendue moyenne annuelle de la banquise en Antarctique a augmenté de 1,2 à 1,8 % par décennie (de 0,13 à 0,20 million de km² par décennie) entre 1979 et 2012. On estime, avec un *degré de confiance élevé*, que cette vitesse annuelle présente de fortes disparités régionales, avec des augmentations dans certains secteurs et des diminutions dans d'autres secteurs; {4.2}
- On peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que l'étendue du manteau neigeux de l'hémisphère Nord a diminué depuis le milieu du XX^e siècle (voir figure RID.3). L'étendue du manteau neigeux de l'hémisphère Nord a diminué de 1,6 [0,8 à 2,4] % par décennie pour mars et avril, et 11,7 [8,8 à 14,6] % par décennie pour juin au cours de la période 1967–2012. Au cours de cette période, l'étendue du manteau neigeux dans l'hémisphère Nord n'a pas montré d'augmentation statistiquement significative, quel que soit le mois; {4.5}
- On peut affirmer, avec un *degré de confiance élevé*, que les températures du pergélisol ont augmenté dans la plupart des régions depuis le début des années 1980. Le réchauffement observé atteignait 3 °C dans certaines régions du nord de l'Alaska (entre le début des années 1980 et le milieu des années 2000) et 2 °C dans certaines régions du nord de la partie européenne de la Russie (entre 1971 et 2010). Dans cette dernière région, une réduction considérable de l'épaisseur et de l'étendue spatiale du pergélisol a été observée au cours de la période 1975–2005 (*degré de confiance moyen*); {4.7}
- De multiples éléments indiquent que l'Arctique connaît un réchauffement très important depuis le milieu du XX^e siècle. {encadré 5.1, 10.3}

⁸ Toutes les mentions de «perte de glace» ou de «perte de masse» font référence à une perte nette de glace, c.-à-d. l'accumulation moins la fonte et le détachement d'icebergs.

⁹ Pour des raisons méthodologiques, cette évaluation de perte de glace des nappes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland inclut les changements affectant les glaciers situés à leur périphérie. Ces glaciers périphériques sont donc exclus des valeurs fournies pour les glaciers.

¹⁰ 100 Gt an⁻¹ de perte de glace équivalent à environ 0,28 mm an⁻¹ d'élévation du niveau moyen des mers



Figure RID.3 | Différents indicateurs observés des évolutions du climat du globe: a) étendue moyenne du manteau neigeux de l'hémisphère Nord en marsavril (printemps); b) étendue moyenne de la banquise arctique en juillet-août-septembre (été); c) évolution de la moyenne globale du contenu thermique de l'océan superficiel (0-700 m) aligné par rapport à 2006-2010, et par rapport à la moyenne de tous les ensembles de données pour 1970; d) niveau moyen des mers par rapport à la moyenne 1900-1905 de l'ensemble de données le plus long, avec tous les ensembles de données alignés par rapport à 1993 (la première année de données d'altimétrie par satellites). Toutes les séries chronologiques (courbes de couleur représentant différents ensembles de données) indiquent des valeurs annuelles et, lorsqu'elles sont estimées, les incertitudes sont représentées par des zones de différentes couleurs. Voir l'annexe du Résumé technique qui fournit une liste des ensembles de données. {figures 3.2, 3.13, 4.19 et 4.3; FAQ 2.1, figure 8, figure RT.1}

B.4 Le niveau des mers

Depuis le milieu du XIX^e siècle, le rythme d'élévation du niveau moyen des mers est supérieur au rythme moyen des deux derniers millénaires (*degré de confiance élevé*). Entre 1901 et 2010, le niveau moyen des mers à l'échelle du globe s'est élevé de 0,19 m [de 0,17 à 0,21 m] (voir figure RID.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- Les données relatives au niveau des mers issues de mesures indirectes et instrumentales indiquent qu'une transition a eu lieu entre la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle, où l'on est passé de vitesses d'élévation relativement faibles au cours des deux millénaires précédents à des vitesses plus importantes (*degré de confiance élevé*). Il est *probable* que la vitesse d'élévation du niveau des mers continue à augmenter depuis le début du XX^e siècle; {3.7, 5.6, 13.2}
- Il est très probable que la vitesse moyenne d'élévation du niveau des mers a été de 1,7 [1,5 à 1,9] mm an⁻¹ entre 1901 et 2010, de 2,0 [1,7 à 2,3] mm an⁻¹ entre 1971 et 2010, et de 3,2 [2,8 à 3,6] mm an⁻¹ entre 1993 et 2010. Les données fournies par les marégraphes et les satellites altimétriques sont cohérentes en ce qui concerne la vitesse plus élevée caractérisant la dernière période. Il est probable que des vitesses aussi élevées se sont produites entre 1920 et 1950; {3.7}
- Depuis le début des années 1970, la somme de la perte de masse des glaciers et de l'expansion thermique des océans due au réchauffement expliquent environ 75 % de l'élévation du niveau moyen des mers (*degré de confiance élevé*). Sur la période 1993-2010, l'élévation du niveau moyen des mers est, avec un *degré de confiance élevé*, en accord avec la somme des contributions observées de l'expansion thermique océanique due au réchauffement (1,1 [0,8 à 1,4] mm an⁻¹) et des changements affectant les glaciers (0,76 [0,39 à 1,13] mm an⁻¹), la nappe du Groenland (0,33 [0,25 à 0,41] mm an⁻¹), la nappe de l'Antarctique (0,27 [0,16 à 0,38] mm an⁻¹) et le stockage d'eaux continentales (0,38 [0,26 à 0,49] mm an⁻¹). La somme de ces contributions est de 2,8 [2,3 à 3,4] mm an⁻¹; {13.3}
- On peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que le niveau moyen maximal des mers pendant la dernière période interglaciaire (il y a 129 000 à 116 000 ans) a été supérieur au niveau actuel d'au moins 5 m durant plusieurs milliers d'années et, avec un *degré de confiance élevé*, que celui-ci ne dépassait pas le niveau actuel de plus de 10 m. Au cours de la dernière période interglaciaire, la calotte glaciaire du Groenland a *très probablement* contribué à élever le niveau moyen des mers de 1,4 à 4,3 m, ce qui implique une contribution additionnelle de la calotte glaciaire de l'Antarctique (*degré de confiance moyen*). Ce changement de niveau des mers s'est produit dans le contexte d'un forçage orbital différent des conditions actuelles et de températures de surface dans les hautes latitudes supérieures d'au moins 2 °C aux températures actuelles, cela en moyenne sur plusieurs millénaires (*degré de confiance élevé*). {5.3 5.6}

B.5 Le cycle du carbone et autres cycles biogéochimiques

Les concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone, de méthane et de protoxyde d'azote ont augmenté pour atteindre des niveaux sans précédent depuis au moins 800 000 ans. La concentration du dioxyde de carbone a augmenté de 40 % depuis l'époque préindustrielle. Cette augmentation s'explique en premier lieu par l'utilisation de combustibles fossiles et en second lieu par le bilan des émissions dues aux changements d'utilisation des sols. L'océan a absorbé environ 30 % des émissions anthropiques de dioxyde de carbone, ce qui a entraîné une acidification de ses eaux (voir figure RID.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- Les concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre que sont le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄) et le protoxyde d'azote (N₂O) ont toutes augmenté depuis 1750 en raison des activités humaines. En 2011, les concentrations respectives de ces gaz à effet de serre étaient de 391 ppm¹¹, 1 803 ppb et 324 ppb, et dépassaient les niveaux préindustriels d'environ 40 %, 150 % et 20 %; {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- Les concentrations de CO₂, CH₄ et N₂O dépassent désormais fortement les plus hautes valeurs de concentrations enregistrées dans les carottes de glace pour les 800 000 dernières années. Les taux moyens d'augmentation des concentrations atmosphériques au siècle dernier sont, avec un très haut degré de confiance, sans précédent depuis les 22 000 dernières années; {5.2, 6.1, 6.2}

11

¹¹ Ppm (parties par million) ou ppb (parties par milliard) est le ratio du nombre de molécules de gaz sur le nombre total de molécules d'air sec. Par exemple, 300 ppm signifie 300 molécules de gaz pour un million de molécules d'air sec.

- Les émissions annuelles de CO₂ dues à l'utilisation de combustibles fossiles et à la production de ciment étaient de 8,3 [7,6 à 9,0] GtC¹² an⁻¹ en moyenne sur 2002-2011 (*degré de confiance élevé*) et étaient de 9,5 [8,7 à 10,3] GtC an⁻¹ en 2011, soit 54 % au-dessus du niveau de 1990. Les émissions annuelles nettes de CO₂ anthropiques dues à des changements d'utilisation des sols étaient de 0,9 [0,1 à 1,7] GtC an⁻¹ en moyenne sur la période 2002-2011 (*degré de confiance moyen*); {6.3}
- Entre 1750 et 2011, les émissions de CO₂ dues à l'utilisation de combustibles fossiles et à la production de ciment ont libéré 375 [345 à 405] GtC dans l'atmosphère et l'on estime que la déforestation et d'autres changements d'utilisation des sols ont relâché 180 [100 à 260] GtC. Cela se traduit par des émissions cumulées de 555 [470 à 640] GtC; {6.3}
- Parmi ces émissions anthropiques cumulées de CO₂, 240 [230 à 250] GtC se sont accumulées dans l'atmosphère, 155 [125 à 185] GtC ont été absorbées par les océans et 160 [70 à 240] GtC se sont accumulées dans les écosystèmes terrestres naturels (c'est-à-dire le puits continental résiduel, hors usage de sols, intégré dans le temps); {figure RT.4, 3.8, 6.3}
- L'acidification de l'océan est quantifiée par la diminution du pH¹³. Le pH de l'eau de mer a diminué de 0,1 depuis le début de l'ère industrielle (*degré de confiance élevé*), soit une augmentation de 26 % de la concentration en ions hydrogène (voir figure RID.4). {3.8, encadré 3.2}



Figure RID.4 | Différents indicateurs observés décrivant les changements affectant le cycle du carbone global: a) mesures des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone (CO₂) effectuées à Mauna Loa (19° 32 'N, 155° 34' O – en rouge) et au pôle Sud (89° 59' S, 24° 48' O – en noir) depuis 1958; b) mesures de la pression partielle du CO₂ dissous à la surface de l'océan (courbes en bleu) et mesures *in situ* du pH (courbes en vert), une mesure de l'acidité de l'eau de mer. Les mesures présentées proviennent de trois stations de l'océan Atlantique (29° 10' N, 15° 30' O – bleu foncé/vert foncé; 31° 40' N, 64° 10' O - bleu/vert) et de l'océan Pacifique (22° 45' N, 158° 00' O – bleu clair/vert clair). Les détails complets concernant les ensembles de données présentés ici sont fournis dans le rapport sous-jacent et dans les annexes du Rapport technique. {figures 2.1 et 3.18; figure RT.5}

¹² 1 gigatonne de carbone (GtC) = 10^{15} grammes de carbone (gC). Cela correspond à 3,667 GtCO₂.

¹³ Le pH est une mesure de l'acidité utilisant une échelle logarithmique: une diminution de la valeur du pH d'une unité correspond à une augmentation d'un facteur 10 de la concentration de l'ion hydrogène, ou acidité.

C. Facteurs du changement climatique

Les substances et processus naturels et anthropiques qui modifient le bilan énergétique de la Terre sont des facteurs qui provoquent le changement climatique. Le forçage radiatif¹⁴ (FR) quantifie le changement des flux énergétiques dû à l'évolution de ces facteurs en 2011 relativement à 1750, sauf indication contraire. Un FR positif entraîne un réchauffement de la surface, tandis qu'un FR négatif provoque un refroidissement de la surface. Le FR est évalué sur la base d'observations in situ et par télédétection, des propriétés des gaz à effet de serre et des aérosols, et à partir de calculs faisant appel à des modèles numériques représentant les processus observés. Certains composés émis influent sur la concentration atmosphérique d'autres substances. Le FR peut être présenté sur la base des changements de concentration de chaque substance¹⁵. Une autre possibilité consiste à présenter le FR d'un composé sur la base des émissions, ce qui fournit un lien plus direct avec les activités humaines. Dans ce cas, le FR inclut les contributions de toutes les substances substance de cette émission. Le FR anthropique total est identique entre les deux approches quand on considère tous les facteurs. Bien que les deux approches soient utilisées dans le présent Résumé à l'intention des décideurs, les FR sur la base d'émissions sont privilégiés.

Le forçage radiatif total est positif et a conduit à une absorption nette d'énergie par le système climatique. La plus grande contribution à ce forçage radiatif provient de l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en CO2 depuis 1750 (voir figure SMP.5). {3.2, encadré 3.1, 8.3, 8.5}

- Le FR anthropique total en 2011 par rapport à 1750 est de 2,29 [1,13 à 3,33] W m⁻² (voir figure RID.5) et il a progressé plus rapidement depuis 1970 qu'au cours des décennies précédentes. L'estimation du FR anthropique total pour 2011 est supérieure de 43 %, comparativement à l'estimation indiquée dans le RE4 pour l'année 2005. Ce résultat s'explique à la fois par la croissance continue des concentrations de la plupart des gaz à effet de serre et par l'amélioration des estimations du FR des aérosols conduisant à une atténuation de leur effet net de refroidissement (FR négatif); {8.5}
- Le FR dû aux émissions des gaz à effet de serre au mélange homogène (CO₂, CH₄, N₂O et hydrocarbures halogénés) en 2011 par rapport à 1750 est de 3,00 [2,22 à 3,78] W m⁻² (voir figure RID.5). Le FR dû aux changements de concentration de ces gaz est de 2,83 [2,26 à 3,40] Wm⁻²; {8.5}
- À elles seules, les émissions de CO₂ ont entraîné un FR de 1,68 [1,33 à 2,03] W m⁻² (voir figure RID.5). Si l'on inclut les émissions d'autres sources contenant du carbone, qui ont également contribué à l'augmentation des concentrations de CO₂, on obtient un FR du CO₂ de 1,82 [1,46 à 2,18] W m⁻²; {8.3, 8.5}
- À elles seules, les émissions de CH₄ ont entraîné un FR de 0,97 [0,74 à 1,20] W m⁻² (voir figure RID.5). Ce résultat est nettement plus important que l'estimation basée sur la concentration, soit 0,48 [0,38 à 0,58] Wm⁻² (inchangée par rapport au RE4). Cette différence dans les estimations s'explique par les changements de concentration d'ozone et de vapeur d'eau stratosphérique dus aux émissions de CH₄ ainsi qu'aux autres émissions influant indirectement sur le CH₄; {8.3, 8.5}
- Les émissions d'hydrocarbures halogénés qui contribuent à l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique ont entraîné un FR net positif de 0,18 [0,01 à 0,35] W m⁻² (voir figure RID.5). Leur propre FR positif a dépassé le FR négatif dû à l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique qu'elles ont provoqué. Le FR de tous les hydrocarbures halogénés est semblable à la valeur donnée dans le RE4, avec une réduction du FR des CFC compensée par une augmentation due à plusieurs autres produits de substitution; {8.3, 8.5}
- Les émissions de gaz à courte durée de vie contribuent au FR anthropique total. Il est *quasiment certain* que les émissions de monoxyde de carbone (CO) ont entraîné un FR positif, tandis qu'il est *probable* que les émissions d'oxydes d'azote (NO_x) ont provoqué un FR net négatif (voir figure RID.5); {8.3, 8.5}

¹⁴ La force de ces facteurs est quantifiée sous forme d'un forçage radiatif (FR) en watts par mètre carré (W m⁻²) comme dans les précédentes évaluations du GIEC. Le FR est un changement de flux énergétique causé par un facteur; il est calculé à la tropopause ou au-dessus de l'atmosphère. Selon le concept de FR utilisé habituellement dans les précédents rapports du GIEC, toutes les conditions à la surface et dans la troposphère sont fixes. Pour le calcul du FR concernant les gaz à effet de serre au mélange homogène et les aérosols, dans le présent rapport, les variables physiques, à l'exception de l'océan et de la banquise, peuvent réagir aux perturbations avec des ajustements rapides. Le forçage résultant est dénommé forçage radiatif effectif (FRE) dans le rapport complet. Ce changement reflète les progrès scientifiques accomplis depuis les précédentes évaluations et se traduit par une indication plus fiable de la réponse thermique finale de ces facteurs. En ce qui concerne tous les facteurs autres que les gaz à effet de serre au mélange homogène et les aérosols, les ajustements rapides sont moins bien caractérisés et considérés comme faibles, et dans ce cas le RF habituel est utilisé. {8.1}

¹⁵ C'est l'approche qui avait été adoptée pour présenter le FR dans le Résumé à l'intention des décideurs du RE4.

- Le FR total de l'effet des aérosols dans l'atmosphère, qui inclut les ajustements des nuages dus aux aérosols, est de -0,9 [-1,9 à -0,1] W m⁻² (degré de confiance moyen); il résulte d'un forçage négatif de la plupart des aérosols et d'une contribution positive due à l'absorption du rayonnement solaire par les carbones suies. On peut affirmer, avec un degré de confiance élevé, que les aérosols et leurs interactions avec les nuages ont contrebalancé une partie importante du forçage mondial moyen dû aux gaz à effet de serre au mélange homogène. Ils continuent à contribuer à la plus grande part des incertitudes dans l'estimation du FR total; {7.5, 8.3, 8.5}
- Le forçage résultant d'aérosols volcaniques stratosphériques peut avoir une incidence importante sur le climat pendant quelques années suivant les éruptions volcaniques. Plusieurs éruptions de faible importance ont entraîné un FR de -0,11 [-0,15 à -0,08] W m⁻² pendant la période 2008-2011, ce qui est approximativement le double par rapport au forçage volcanique de la période 1999–2002; {8.4}
- Le FR dû aux changements concernant le rayonnement solaire est estimé à 0,05 [0,00 à 0,10] W m⁻² (voir figure RID.5). Les observations satellitaires relatives aux changements du rayonnement solaire total de 1978 à 2011 indiquent que le dernier minimum solaire était inférieur aux deux précédents. Cela induit un FR de –0,04 [–0,08 à 0,00] W m⁻² entre le minimum le plus récent en 2008 et le minimum de 1986; {8.4}
- Le FR total dû aux changements du rayonnement solaire et aux aérosols stratosphériques d'origine volcanique n'a contribué que faiblement au FR net au cours du dernier siècle, à l'exception de brèves périodes suivant de fortes éruptions volcaniques. {8.5}

		Composé émis	Facteurs atmosphériques en découlant	Forç	age rad	iatif par é	missions	et par	facteurs	Degré de confiance	
	nélange	CO ₂	CO2		-				1,68 [1,33 à 2,03]	TÉ	
	erre au n	CH_4	CO_2 $H_2O^{str} O_3$ CH_4	l I	1	F			0,97 [0,74 à 1,20]	É	
رومہ یا م ال ما ہام د	effet de s vène	Hydro- carbures halogénés	O ₃ CFC HCFC			•		 	0,18 [0,01 à 0,35]	É	
	Gaz à homor	N ₂ O	N ₂ O	-				l I	0,17 [0,13 à 0,21]	ΤÉ	
enb	vie	со	CO ₂ CH ₄ O ₃		1				0,23 [0,16 à 0,30]	м	
Anthropi	durée de	COVNM	CO_2 CH_4 O_3			I I≁I		I I	0,10 [0,05 à 0,15]	м	
	à courte	NO _x	Nitrate CH ₄ O ₃		¦ + <mark></mark>			l I	-0,15 [-0,34 à 0,03]	М	
	et aérosols	Aérosols et précurseurs oussière minérale.	poussière minérale sulfate nitrate carbone organique carbone suie					 	-0,27 [-0,77 à 0,23]	É	
	Caz e	SO ₂ , NH ₃ , arbone organique et carbone suie)	Ajustements des nuages dus aux aérosols		•				-0,55 [-1,33 à -0,06]	F	
	Changements d'albédo dus aux changements d'utilisation des sols				++-				0,15 [-0,25 à -0,05]	М	
Naturel	Changements d'éclairement énergétique du soleil							- 	0,05 [0,00 à 0,10]	М	
FR anthropique total par rapport à 1750				2011				2,29 [1,13 à 3,33]	É		
				1980				1,25 [0,64 à 1,86]	É		
				1950				0,57 [0,29 à 0,85]	М		
				-1	0		1	2	3		
	Forçage radiatif par rapport à 1750 (W m ⁻²)										

Figure RID.5 Estimations du forçage radiatif en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes agrégées associées concernant les principaux facteurs du changement climatique. Les valeurs sont des moyennes du forçage radiatif global (FR^{14}), réparties selon les composés émis ou les processus qui aboutissent à une combinaison de facteurs. Les meilleures estimations du forçage radiatif net sont présentées sous la forme d'un losange noir avec les intervalles d'incertitude correspondants; les valeurs numériques sont fournies sur la droite de la figure de même que le degré de confiance (TÉ - très élevé, É - élevé, M - moyen, F - *faible*, TF - *très faible*). Le FR des carbones suies inclut le forçage de l'albédo induit par la présence de carbone suie sur la neige ou la glace. Les faibles forçages dus aux traînées de condensation (0,05 W m⁻², incluant les cirrus produits par ces traînées) aux HFC, aux PFC et aux SF₆ (total 0,03 W m⁻²) ne sont pas présentés. Il est possible d'obtenir les FR des gaz basés sur leurs concentrations en faisant la somme des bandes de même couleur. Le forçage des volcans n'est pas inclus en raison de sa nature épisodique qui rend difficile sa comparaison aux autres mécanismes de forçage. Le forçage radiatif anthropique total est indiqué pour trois années différentes par rapport à 1750. Pour obtenir davantage de détails techniques, y compris les intervalles d'incertitude associés aux différentes composantes et aux différents processus, voir les annexes du Résumé technique. {8.5; figures 8.14 à 8.18; figures RT.6 et RT.7]

D. Compréhension du système climatique et de ses changements récents

La compréhension des changements récents concernant le système climatique se fonde à la fois sur les observations, l'étude des processus de rétroaction et les simulations par des modèles. Pour évaluer la capacité des modèles climatiques à simuler les changements récents, il faut prendre en compte l'état de toutes les composantes modélisées du système climatique au début de la simulation ainsi que les forçages naturels et anthropiques utilisés pour effectuer cette simulation. Par comparaison au RE4, des observations plus détaillées sur des durées plus longues et l'amélioration des modèles climatiques permettent désormais d'attribuer les changements détectés à l'influence de l'homme dans un plus grand nombre de composantes du système climatique.

L'influence de l'homme sur le système climatique est clairement établie, et ce, sur la base des données concernant l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, le forçage radiatif positif, le réchauffement observé et la compréhension du système climatique. {2-14}

D.1 Évaluation des modèles climatiques

Depuis la publication du quatrième Rapport d'évaluation, les modèles climatiques ont progressé. Les modèles reproduisent les structures spatiales et tendances de température en surface observées à l'échelle des continents sur de nombreuses décennies, y compris le réchauffement relativement rapide observé depuis le milieu du XX^e siècle et le refroidissement suivant immédiatement les éruptions volcaniques majeures (*degré de confiance très élevé*). {9.4, 9.6, 9.8}

- Les simulations climatiques de longue durée issues de modèles montrent une tendance de la moyenne de la température de la surface du globe entre 1951 et 2012 qui est en accord avec les tendances observées (*degré de confiance très élevé*). Il existe, cependant, des différences entre les tendances simulées et observées sur des durées courtes, de l'ordre de 10 à 15 ans (par exemple 1998-2012); {9.4, encadré 9.2}
- La réduction observée de la tendance du réchauffement en surface sur la période 1998-2012, par rapport à celle observée sur la période 1951-2012, est due à parts à peu près égales à une réduction de la tendance du forçage radiatif et à une contribution de la variabilité interne allant dans le sens d'un refroidissement, dont une possible redistribution de la chaleur au sein de l'océan (*degré de confiance moyen*). La réduction de la tendance du forçage radiatif est principalement due aux éruptions volcaniques et à la dernière phase descendante du cycle solaire de 11 ans. Cependant, le *degré de confiance* avec lequel le rôle de ces changements de forçage radiatif dans la tendance au réchauffement est quantifié est *faible*. La variabilité naturelle interne décennale explique une part importante de la différence entre les observations et les simulations (*degré de confiance moyen*); il n'est pas attendu que ces dernières puissent représenter la phase de la variabilité naturelle interne. Des erreurs au niveau des forçages prescrits pourraient également y contribuer ainsi que, pour certains modèles, une surestimation de la réponse liée à l'augmentation du forçage des gaz à effet de serre et autres facteurs anthropiques (dominés par l'effet des aérosols); {9.4, encadré 9.2, 10.3, encadré 10.2, 11.3}
- Aux échelles régionales, la confiance dans la capacité des modèles à simuler la température en surface est moindre que pour les plus grandes échelles. Cependant, la température en surface aux échelles régionales est mieux simulée qu'au moment de la publication du RE4 (degré de confiance élevé); {9.4, 9.6}
- L'évaluation des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes a beaucoup progressé depuis la parution du RE4. Sur la seconde moitié du XX^e siècle, les moyennes mondiales simulées concernant les tendances de la fréquence des jours et nuits extrêmement chauds ou froids sont généralement cohérentes avec les observations; {9.5}
- On constate une certaine amélioration dans la simulation des structures spatiales des précipitations à l'échelle des continents, depuis la parution du RE4. Aux échelles régionales, les précipitations ne sont pas aussi bien simulées et les évaluations restent difficiles en raison des incertitudes observationnelles; {9.4, 9.6}
- Certains phénomènes climatiques importants sont maintenant mieux reproduits par les modèles. Les statistiques des moussons et de l'ENSO (El Niño-Oscillation australe) sont mieux représentées dans les simulations multimodèles depuis la parution du RE4 (*degré élevé de confiance*); {9.5}

- Les modèles climatiques incluent désormais davantage de processus décrivant les nuages et les aérosols, et leurs interactions, qu'au moment de la publication du RE4, mais le *degré de confiance* dans la représentation et la quantification de ces processus dans les modèles reste *faible*; {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- Il existe des éléments robustes indiquant que la tendance à la diminution de l'étendue de la banquise d'été de l'Arctique depuis 1979 est désormais reproduite par plus de modèles qu'au moment de la publication du RE4. Environ un quart des modèles simulent une tendance aussi prononcée ou plus prononcée que la tendance indiquée par les observations. La plupart des modèles simulent une tendance légèrement décroissante de l'étendue de la banquise en Antarctique, mais avec une forte dispersion entre modèles, alors que la tendance est légèrement positive dans les observations; {9.4}
- De nombreux modèles reproduisent les changements observés de contenu thermique de l'océan superficiel (0-700 m) entre 1961 et 2005 (*degré de confiance élevé*), l'évolution temporelle de la moyenne multimodèle se trouvant dans la plage des estimations observationnelles disponibles pour la majeure partie de cette période; {9.4}
- Les modèles de climat incluant le cycle du carbone (modèles de système Terre) simulent les grandes structures des flux de CO₂ échangés entre l'océan et atmosphère, à savoir un dégazage dans les tropiques et une absorption dans les moyennes et hautes latitudes. Pour la majorité de ces modèles, l'activité des puits de carbone océaniques et continentaux vers la fin du XX^e siècle se situe dans la gamme des estimations observationnelles. {9.4}

D.2 Quantification des réponses du système climatique

Effectuées à partir d'observations et de modèles, les études des changements de température, des rétroactions climatiques et des changements que subit le bilan énergétique de la Terre apportent des éléments fiables concernant l'amplitude du réchauffement de la planète en réponse au forçage passé et futur. {encadré 12.2, encadré 13.1}

- Il est extrêmement probable que la rétroaction nette, due aux changements combinés de la vapeur d'eau et des différences entre le réchauffement de l'atmosphère et de la surface, est positive et qu'elle amplifie donc les changements climatiques. Le signe de la rétroaction radiative nette liée à tous les types de nuages combinés est probablement positif. L'incertitude quant au signe et à l'amplitude de la rétroaction nuageuse s'explique essentiellement par l'incertitude persistante concernant l'incidence du réchauffement sur les nuages bas; {7.2}
- La sensibilité climatique à l'équilibre quantifie la réponse du système climatique à un forçage radiatif constant sur plusieurs siècles. Elle est définie comme le changement de la température moyenne du globe en surface sous l'effet d'un doublement de la concentration du CO₂ atmosphérique, lorsque l'équilibre est atteint. Il est *probable* que la sensibilité climatique à l'équilibre se situe entre 1,5 et 4,5 °C (*degré de confiance élevé*), *extrêmement improbable* que celle-ci soit inférieure à 1 °C (*degré de confiance élevé*) et *très improbable* que celle-ci soit supérieure à 6 °C (*degré de confiance élevé*) et *très improbable* que celle-ci soit supérieure à 6 °C (*degré de confiance élevé*). La limite inférieure de la plage *probable* évaluée est ainsi inférieure aux 2 °C indiqués dans le RE4, mais la limite supérieure reste inchangée. Cette évaluation reflète une meilleure compréhension de la sensibilité climatique, des données d'observation sur une durée plus longue portant sur l'atmosphère et l'océan, et de nouvelles estimations du forçage radiatif; {Résumé technique, Axe thématique 6.1, figure 1; encadré 12.2}
- Le rythme du réchauffement climatique du globe et son amplitude sont déterminés par le forçage radiatif, les rétroactions climatiques et le stockage d'énergie par le système climatique. Les estimations de ces quantités pour les dernières décennies sont cohérentes avec les estimations de la plage *probable* de la sensibilité climatique à l'équilibre, aux incertitudes estimées près, ce qui fournit des éléments importants pour notre compréhension du changement climatique; {encadrés 12.2 et 13.1}
- La réponse climatique transitoire quantifie la réponse du système climatique à une augmentation du forçage radiatif sur des échelles de temps comprises entre la décennie et le siècle. Elle est définie comme le changement de la température moyenne à la surface du globe, lorsque la concentration de CO₂ atmosphérique a doublé dans un scénario d'augmentation de la concentration de 1 % par an. Il est probable que la réponse climatique transitoire se situe entre 1,0 et 2,5 °C (*degré de confiance élevé*) et *extrêmement improbable* qu'elle soit supérieure à 3 °C; {encadré 12.2}

¹⁶ Il n'est pas possible de fournir d'estimation la plus probable en raison d'un manque de cohérence parmi les valeurs provenant de divers éléments évalués et diverses études.

- Une quantité reliée à la précédente est la réponse climatique transitoire aux émissions cumulées de carbone (RCTE). Elle quantifie la réponse transitoire du système climatique à des émissions de carbone cumulées (voir section E.8). La RCTE est définie comme le changement de la température moyenne à la surface du globe pour 1 000 GtC émis dans l'atmosphère. Il est *probable* que la RCTE se situe entre 0,8 et 2,5 °C pour 1 000 GtC et reste valable pour des émissions cumulées pouvant atteindre environ 2 000 GtC jusqu'au pic des températures (voir figure RID.10); {12.5, encadré 12.2}
- Plusieurs métriques peuvent être utilisées pour comparer les contributions des émissions de diverses substances au changement climatique. La métrique et l'horizon temporel les plus appropriés dépendront des aspects du changement climatique considérés comme étant le plus important pour une application particulière. Aucune métrique ne peut comparer précisément toutes les conséquences de diverses émissions et toutes ont leurs limites et incertitudes. Le potentiel de réchauffement global se fonde sur le forçage radiatif cumulé sur une période correspondant à un certain horizon temporel, tandis que le potentiel d'évolution de la température planétaire se fonde sur le changement de la moyenne de la température de surface du globe à un moment donné. Des valeurs réactualisées sont fournies dans le rapport détaillé. {8.7}

D.3 Détection et attribution des changements climatiques

On détecte l'influence des activités humaines dans le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan, dans les changements du cycle global de l'eau, dans le recul des neiges et des glaces, dans l'élévation du niveau moyen mondial des mers et dans la modification de certains extrêmes climatiques (voir figure RID.6 et tableau RID.1). On a gagné en certitude à ce sujet depuis le quatrième Rapport d'évaluation. Il est *extrêmement probable* que l'influence de l'homme est la cause principale du réchauffement observé depuis le milieu du XX^e siècle. {10.3–10.6, 10.9}

- 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 à l'augmentation anthropique des concentrations de gaz à effet de serre et à d'autres forçages anthropiques conjugués. L'estimation la plus probable de la contribution humaine au réchauffement est semblable au réchauffement observé sur cette période; {10.3}
- La contribution des gaz à effet de serre au réchauffement moyen en surface se situe probablement entre 0,5 °C et 1,3 °C au cours de la période 1951–2010, les contributions des autres forçages anthropiques, y compris l'effet refroidissant des aérosols, se situant probablement entre –0,6 °C et 0,1 °C. La contribution des forçages naturels se situe probablement entre –0,1 °C et 0,1 °C, et celle de la variabilité naturelle interne probablement entre –0,1 °C et 0,1 °C. La somme de ces contributions estimées est cohérente avec le réchauffement observé d'environ 0,6 à 0,7 °C, au cours cette période; {10.3}
- Dans toutes les régions continentales à l'exception de l'Antarctique, il est *probable* que les forçages anthropiques ont contribué fortement à l'augmentation des températures en surface depuis le milieu du XX^e siècle (voir figure RID.6). En ce qui concerne l'Antarctique, les incertitudes observationnelles importantes ne donnent qu'un *faible degré de confiance* sur le fait que les forçages anthropiques aient contribué au réchauffement observé, dont la moyenne a été calculée à partir des stations disponibles. Il est *probable* que les forçages anthropiques ont contribué au réchauffement très important observé en Arctique depuis le milieu du XX^e siècle; {2.4, 10.3}
- Il est très probable que l'influence anthropique, en particulier sur les gaz à effet de serre et l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique, a entraîné une structure de réchauffement troposphérique détectable dans les observations et un refroidissement associé dans la basse stratosphère depuis 1961; {2.4, 9.4, 10.3}
- Il est *très probable* que les forçages anthropiques ont nettement contribué à l'augmentation du contenu thermique de l'océan superficiel (0-700 m) observée depuis les années 1970 (voir figure RID.6). Des éléments suggèrent une influence humaine dans certains bassins océaniques; {3.2, 10.4}
- Il est probable que les influences anthropiques affectent le cycle mondial de l'eau depuis 1960. Les influences anthropiques ont contribué aux augmentations du contenu atmosphérique en vapeur d'eau (degré de confiance moyen), à des changements de la distribution spatiale des précipitations sur les continents à l'échelle du globe (degré de confiance moyen), à l'intensification des épisodes de fortes précipitations sur les régions continentales où les données sont suffisantes (degré de confiance moyen) et à des changements de salinité océanique en surface et en subsurface (très probable). {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



0 0 U

-2



Arctique

Figure RID.6 | Comparaison des changements climatiques observés et simulés fondée sur des séries chronologiques de trois indicateurs de grande échelle, dans l'atmosphère, la cryosphère et l'océan: évolution des températures de l'air au-dessus des surfaces continentales (cadres jaunes), étendue de la banquise arctique et antarctique de septembre (cadres blancs) et contenu thermique de l'océan (CTO) superficiel par grands bassins (cadres bleus). Les changements moyens à l'échelle du globe sont également indiqués. Les anomalies sont données relativement à 1880-1919 pour les températures de surface, 1960-1980 pour les contenus thermiques des océans et 1979-1999 pour la banquise. Toutes les séries chronologiques sont des moyennes décennales, placées au centre des décennies. En ce qui concerne les cadres relatifs à la température, les observations sont représentées en lignes pointillées si la couverture spatiale des zones examinées est inférieure à 50 %. En ce qui concerne les cadres relatifs au CTO et à la banquise, la ligne continue indique les cas dans lesquels la couverture des données est bonne et de qualité optimale, et la ligne pointillée indique les cas dans lesquels la couverture des données et seulement suffisante, et pour lesquels l'incertitude est par conséquent plus importante. Les résultats des modèles présentés correspondent à des moyennes d'ensemble et plages de dispersion provenant du projet CMIP5 (cinquième phase de l'exercice de comparaison de modèles couplés), les zones ombrées indiquant les intervalles de confiance de 5 à 95 %. Pour obtenir davantage de détails techniques, dont la définition des régions, voir les annexes du Résumé technique. {figure 10.21; figure RT.12}

- Depuis la parution du SREX, les éléments suggérant une influence humaine sur les températures extrêmes sont devenus encore plus probants. Il est désormais très probable que l'influence humaine a contribué à des changements observés à l'échelle du globe relatifs à la fréquence et l'intensité des extrêmes journaliers de température depuis le milieu du XX^e siècle, et probable que l'influence humaine a plus que doublé la probabilité d'occurrence des vagues de chaleur en certains endroits (voir tableau RID.1); {10.6}
- Les influences anthropiques ont très probablement contribué à la fonte de la banquise de l'Arctique depuis 1979. Le degré de confiance dans la compréhension scientifique de la légère augmentation observée de l'étendue de la banquise en Antarctique est faible, en raison des explications scientifiques incomplètes et contradictoires des causes de ce changement et du faible degré de confiance concernant les estimations de la variabilité naturelle interne dans cette région (voir figure RID.6); {10.5}
- Il est probable que les influences anthropiques ont contribué au recul des glaciers depuis les années 1960 et à l'augmentation de la perte de masse de la calotte glaciaire du Groenland depuis 1993. En raison du faible niveau de compréhension scientifique, le *degré de confiance* est *faible* quant l'attribution des causes de la perte de masse observée de la calotte glaciaire de l'Antarctique au cours des deux dernières décennies; {4.3, 10.5}
- Il est probable qu'il existe une contribution anthropique au recul du manteau neigeux de printemps observé dans l'hémisphère Nord depuis 1970; {10.5}
- Il est très probable que la contribution anthropique à l'élévation du niveau des mers depuis les années 1970 est importante. Ce résultat découle du degré de confiance élevé quant à l'influence anthropique sur les deux principales contributions à l'élévation du niveau des mers que sont l'expansion thermique des océans et la perte de masse des glaciers; {10.4., 10.5, 13.3}
- Sur la base de mesures directes du rayonnement solaire total, on peut affirmer avec un *degré de confiance élevé* que les changements de ce rayonnement solaire n'ont pas contribué au réchauffement de la planète au cours de la période allant de 1986 à 2008, période pour laquelle les mesures directes par satellite du rayonnement solaire total sont disponibles. Le cycle de variabilité solaire de 11 ans influe sur les fluctuations climatiques décennales dans certaines régions (*degré de confiance moyen*). Aucun lien robuste entre les changements de rayonnement cosmique et la nébulosité n'a été trouvé. {7.4, 10.3, encadré 10.2}

E. Changements climatiques mondiaux et régionaux à venir

Les projections des changements au sein du système climatique sont réalisées à l'aide d'une hiérarchie de modèles climatiques qui comprend des modèles climatiques simples, des modèles de complexité intermédiaire, des modèles climatiques détaillés et des modèles de système Terre. Ces modèles simulent les changements à partir d'un ensemble de scénarios de forçages anthropiques. Un nouvel ensemble de scénarios, les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP), a été utilisé pour les nouvelles simulations de modèles climatiques réalisées dans le cadre de la cinquième phase du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) du Programme mondial de recherche sur le climat. Dans tous les RCP, les concentrations atmosphériques du CO₂ sont plus élevées en 2100 qu'actuellement, en raison d'une poursuite de l'augmentation du cumul des émissions de CO₂ dans l'atmosphère au cours du XXI^e siècle (voir encadré RID.1). Dans le présent Résumé à l'intention des décideurs, les projections sont données pour la fin du XXI^e siècle (2081-2100), relativement à 1986-2005, sauf mention contraire. Pour placer ces projections dans un contexte historique, il est nécessaire de considérer les changements entre différentes périodes. Sur la base de la plus longue série d'observations disponible concernant la température de surface du globe, la variation observée entre la moyenne de la période 1850-1900 et celle de la période de référence du RE5 est de 0,61 [0,55 à 0,67] °C. Cependant, le réchauffement s'est poursuivi après la période de référence du RE5. Ainsi ces chiffres ne sont pas une estimation du réchauffement historique observé jusqu'à présent (voir chapitre 2).

De nouvelles émissions de gaz à effet de serre impliqueront une poursuite du réchauffement et des changements affectant toutes les composantes du système climatique. Pour limiter le changement climatique, il faudra réduire notablement et durablement les émissions de gaz à effet de serre. {6, 11-14}

 Les projections pour les prochaines décennies font apparaître des structures de changement climatique semblables à celles projetées plus tard au cours du XXI^e siècle, mais avec une amplitude moindre. La variabilité naturelle interne continuera de jouer un rôle majeur sur le climat, en particulier pour le court terme et à l'échelle régionale. Vers le milieu du XXI^e siècle, l'ampleur des changements projetés dépend fortement du choix du scénario d'émissions (voir encadré RID.1); {11.3, encadré 11.1, annexe I} Le changement climatique projeté sur la base des RCP est semblable à celui annoncé dans le RE4, aussi bien pour sa structure que pour son amplitude, en prenant en compte les différences de scénarios. La dispersion des projections pour les RCP les plus intenses est moindre que pour les scénarios analogues utilisés dans le RE4 car, à la différence des scénarios d'émission SRES utilisés dans le RE4, les RCP utilisés dans le RE5 sont définis comme des profils de concentration et donc les incertitudes liées au cycle du carbone affectant les concentrations. L'élévation du niveau des mers projetée est plus grande que dans le RE4, principalement en raison d'une amélioration de la modélisation de la contribution des glaces continentales. {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 L'atmosphère: température

À la fin du XXI^e siècle, l'augmentation de la température à la surface du globe sera probablement supérieure à 1,5 °C par rapport à l'époque allant de 1850 à 1900, pour tous les RCP sauf le RCP2,6. Il est probable qu'elle dépassera 2 °C selon les RCP6,0 et RCP8,5, et il est plus probable qu'improbable qu'elle dépassera 2 °C selon le RCP4,5. Dans tous les RCP envisagés à l'exception du RCP2,6, le réchauffement se poursuivra après 2100. Il continuera à présenter une variabilité interannuelle à décennale et ne sera pas uniforme d'une région à l'autre (voir figures RID 7 et RID.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- Le changement de la température moyenne à la surface du globe pour la période 2016–2035 relativement à 1986–2005 sera probablement compris entre 0,3 °C et 0,7 °C (degré de confiance moyen). Cette conclusion s'appuie sur de nombreux éléments et prend pour hypothèse qu'aucune éruption volcanique intense ou changement séculaire de rayonnement solaire n'aura lieu. Il est attendu que les augmentations des températures moyennes saisonnières et annuelles rapportées à la variabilité naturelle interne soient plus importantes dans les régions tropicales et subtropicales que dans les moyennes latitudes (degré de confiance élevé); {11.3}
- L'augmentation des températures moyennes à la surface du globe pour la période 2081–2100, relativement à 1986–2005, sera probablement dans les plages calculées à partir des simulations CMIP5 issues de modèles forcés par des concentrations, c.-à-d. 0,3 °C à 1,7 °C (RCP2,6), 1,1 °C à 2,6 °C (RCP4,5), 1,4 °C à 3,1 °C (RCP6,0) et 2,6 °C à 4,8 °C (RCP8,5). L'Arctique se réchauffera plus rapidement que l'ensemble du globe et le réchauffement moyen sera plus important à la surface des continents qu'à la surface des océans (*degré de confiance très élevé*) (voir figure RID.7 et RID.8, et tableau RID.2); {12.4, 14.8}
- En prenant comme référence la période 1850-1900, selon les projections, l'augmentation de température vers la fin du XXI^e siècle dépassera probablement 1,5 °C pour les RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*). Un réchauffement au-delà de 2 °C est probable pour RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*), plus probable qu'improbable pour RCP4,5 (*degré de confiance élevé*), mais improbable pour RCP2,6 (*degré de confiance moyen*). Il est improbable que le réchauffement dépasse 4 °C pour les RCP2,6, RCP4,5 et RCP6,0 (*degré de confiance élevé*) et il est à peu près aussi probable qu'improbable qu'il dépasse 4 °C pour le RCP8,5 (*degré de confiance moyen*); {12.4}
- Il est quasiment certain que, dans la plupart des régions continentales, les extrêmes chauds seront plus nombreux et les extrêmes froids moins nombreux aux échelles quotidienne et saisonnière, à mesure que la température moyenne du globe augmentera. Il est très probable que les vagues de chaleur seront plus fréquentes et dureront plus longtemps. Toutefois, des extrêmes froids pourront continuer de se produire occasionnellement en hiver (voir tableau RID.1); {12.4}

E.2 L'atmosphère: cycle de l'eau

Les changements concernant le cycle mondial de l'eau en réponse au réchauffement au cours du XXI^e siècle ne seront pas uniformes. Le contraste des précipitations entre régions humides et régions sèches ainsi qu'entre saisons humides et saisons sèches augmentera, bien qu'il puisse exister des exceptions régionales (voir figure RID.8). {12.4, 14.3}



Figure RID.7 | Séries chronologiques simulées à partir de plusieurs modèles CMIP5 de 1950 à 2100 pour: a) l'évolution de la température annuelle moyenne du globe en surface par rapport à la période 1986-2005; b) l'étendue de la banquise de l'hémisphère Nord en septembre (moyenne glissante sur 5 ans); c) le pH moyen de la surface de l'océan à l'échelle mondiale. Les séries chronologiques des projections et une mesure de l'incertitude (parties ombrées) sont présentées pour les scénarios RCP2,6 (en bleu) et RCP8,5 (en rouge). Le noir (couleur grise) représente l'évolution historique modélisée à l'aide des forçages historiques reconstruits. Les moyennes et incertitudes associées sur la période 2081-2100 sont fournies pour tous les scénarios RCP sous forme de bandes verticales de couleur. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué. Pour l'étendue de la banquise b), la moyenne et l'incertitude (plage minimum-maximum) du sous-ensemble de modèles qui reproduisent le plus fidèlement la moyenne climatologique et l'évolution de la banquise arctique pour la période 1979-2012 sont indiquées en trait plein (nombre de modèles indiqué entre parenthèses). Par souci d'exhaustivité, la moyenne multimodèle CMIP5 est également indiquée par des pointillés. La ligne tiretée horizontale représente des conditions presque sans glace (c'est-à-dire lorsque le minimum annuel de l'étendue de banquise est inférieur à 10⁶ km² pendant au moins cinq années consécutives). Pour obtenir davantage de détails techniques, voir les annexes du Résumé technique. {figures 6.28, 12.5 et 12.28 à 12.31; figures RT.15, RT.17 et RT.20}


Figure RID.8 | Cartes des moyennes multimodèles CMIP5 pour les scénarios RCP2,6 et RCP8,5 sur la période 2081–2100 pour: a) l'évolution de la température moyenne annuelle en surface, b) l'évolution moyenne en pourcentage des précipitations moyennes annuelles, c) l'étendue de la banquise dans l'hémisphère Nord en septembre et d) l'évolution du pH de la surface des océans. Les changements indiqués dans les cartes a), b) et d) sont relatifs à la période 1986-2005. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle figure dans l'angle supérieur droit de chaque image. Pour les cartes a) et b), les hachures signalent les régions dans lesquelles la moyenne multimodèle est faible par rapport à la variabilité naturelle interne (c'est-à-dire inférieure à un écart type de la variabilité naturelle interne sur des moyennes de 20 ans). Les pointillés signalent les régions dans lesquelles la moyenne multimodèle est grande par rapport à la variabilité naturelle interne (c'est-à-dire supérieure à deux écarts types sur des moyennes de 20 ans) et dans lesquelles 90 % au moins des modèles s'accordent sur le signe du changement (voir encadré 12). Dans les cartes c), les lignes représentent les moyennes modélisées pour la période 1986-2005; les zones remplies concernent la fin du siècle. La moyenne multimodèle CMIP5 est indiquée en blanc, tandis que la moyenne projetée de l'étendue de banquise du sous-ensemble des modèles (dont le nombre figure entre parenthèses) qui reproduisent le plus fidèlement la moyenne climatologique et l'évolution de la banquise arctique sur la période 1979-2012 est indiquée en bleu clair. Pour obtenir davantage de détails techniques, voir les annexes du Résumé technique. {figures 6.28, 12.1 1, 12.22 et 12.29; figures RT.15, RT.16, RT.17 et RT.20}

- Les changements projetés concernant le cycle de l'eau pour les prochaines décennies font apparaître des structures spatiales à grande échelle semblables à celles de la fin du siècle, avec toutefois une amplitude moins forte. Au cours des prochaines décennies, les changements projetés à l'échelle régionale seront fortement influencés par la variabilité naturelle interne et pourraient subir les effets des émissions anthropiques d'aérosols. {11.3}
- La moyenne annuelle des précipitations augmentera *probablement* dans les hautes latitudes et l'océan Pacifique équatorial d'ici la fin de ce siècle dans le cas du RCP8,5. Dans de nombreuses régions des moyennes latitudes et dans les régions subtropicales arides, les précipitations diminueront *probablement*, tandis que dans de nombreuses régions humides des moyennes latitudes, les précipitations moyennes augmenteront *probablement* d'ici la fin de ce siècle dans le cas du RCP8,5 (voir figure RID.8); {7.6, 12.4, 14.3}
- Les épisodes de précipitations extrêmes deviendront *très probablement* plus intenses et fréquents sur les continents des moyennes latitudes et dans les régions tropicales humides d'ici la fin de ce siècle, en lien avec l'augmentation de la température moyenne en surface (voir tableau RID.1); {7.6, 12.4}
- À l'échelle du globe, il est probable que les régions soumises aux régimes de mousson vont s'étendre au cours du XXI^e siècle. Tandis qu'il est probable que les circulations de mousson s'affaiblissent, il est probable que les précipitations de mousson s'intensifient, en raison de l'augmentation de l'humidité de l'air. Il est probable que les dates du démarrage de la mousson surviennent plus tôt ou ne connaissent pas de changement important. Il est probable que les dates de fin de la mousson surviennent plus tard, ce qui se traduira donc par un allongement de la saison de la mousson dans de nombreuses régions; {14.2}
- L'oscillation australe El Niño (ENSO) va rester (*degré de confiance élevé*) le mode de variabilité interannuelle dominant dans le Pacifique tropical (avec des influences à l'échelle du globe) au cours du XXI^e siècle. En raison d'une augmentation de l'humidité disponible, la variabilité des précipitations liées à l'ENSO, à l'échelle régionale, va *probablement* s'intensifier. Les modulations naturelles de l'amplitude et de la configuration spatiale de l'ENSO sont importantes et le *degré de confiance* concernant leurs changements spécifiques et les phénomènes régionaux associés projetés pour le XXI^e siècle reste par conséquent *faible*; {5.4, 14.4}

		2046–2065		2081–2100	
	Scénario	moyenne	plage <i>probable</i> ^c	moyenne	plage <i>probable</i> ^d
4	RCP2,6	1,0	0,4 à 1,6	1,0	0,3 à 1,7
Evolution de la température movenne à	RCP4,5	1,4	0,9 à 2,0	1,8	1,1 à 2,6
la surface du globe (°C) ^a	RCP6,0	1,3	0,8 à 1,8	2,2	1,4 à 3,1
	RCP8,5	2,0	1,4 à 2,6	3,7	2,6 à 4,8
	Scénario	moyenne	plage <i>probable</i> ^c	moyenne	plage <i>probable</i> ^d
	RCP2,6	0,24	0,17 à 0,32	0,40	0,26 à 0,55
Élévation du niveau	RCP4,5	0,26	0,19 à 0,33	0,47	0,32 à 0,63
moyen des mers (m) ^b	RCP6,0	0,25	0,18 à 0,32	0,48	0,33 à 0,63
	RCP8,5	0,30	0,22 à 0,38	0,63	0,45 à 0,82

 Tableau RID.2 | Évolution projetée de la moyenne de la température de l'air à la surface du globe et de l'élévation du niveau moyen des mers pour le milieu et la fin du XXI^e siècle par rapport à la période de référence 1986-2005. {12.4; tableaux 12.2 et 13.5}

Notes:

- ^a Basé sur l'ensemble CMIP5; anomalies calculées par rapport à la période 1986–2005. À l'aide de l'ensemble HadCRUT4 et de son estimation de l'incertitude (intervalle de confiance de 5–95 %), le réchauffement observé pour la période de référence 1986–2005 utilisée pour les projections est de 0,61 [0,55 à 0,67] °C par rapport à 1980–1990, soit la période de référence utilisée dans le RE4. Les plages probables n'ont pas été évaluées par rapport aux périodes de références précédentes, car en général la littérature ne propose pas de méthode qui permette de combiner les incertitudes des modèles et des observations. L'ajout de changements projetés et observés ne tient compte ni des effets potentiels des erreurs systématiques des modèles à comparer aux observations ni de la variabilité naturelle interne au cours de la période de référence des observations. {2.4.3 ; Tableaux 12.2 et 12.3}
- ^b Basée sur 21 modèles CMIP5; anomalies calculées par rapport à la période 1986–2005. Lorsque les résultats de CMIP5 n'étaient pas disponibles pour un MCGAO (modèle de circulation générale océan-atmosphère) et un scénario particuliers, ces résultats étaient estimés de la manière exposée dans le tableau 13.5 au chapitre 13. Les contributions du changement de dynamiques rapides des calottes glaciaires et du stockage anthropique de l'eau dans les terres émergées sont traitées comme ayant des distributions de probabilité uniformes et comme étant en grande partie indépendantes du scénario. Ce traitement n'implique pas que les contributions concernées ne dépendront pas du scénario suivi, mais seulement que l'état actuel des connaissances ne permet pas une évaluation quantitative de cette dépendance. En l'état actuel des connaissances, seul l'effondrement de secteurs marins de la calotte glaciaire de l'Antarctique, si celui-ci était provoqué, pourrait faire monter de manière importante le niveau moyen de mers au-dessus de la plage *probable* au cours du XXI^e siècle. On peut affirmer avec un *degré de confiance moyen* que cette contribution supplémentaire ne représenterait pas une augmentation du niveau des mers supérieure à plusieurs dixièmes de mètre au cours du XXI^e siècle.
- ^c Calculées à partir des projections comme étant des plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles. On évalue ensuite ces plages comme étant des plages *probables* après avoir pris en compte les incertitudes supplémentaires ou les différents niveaux de confiance dans les modèles. Pour les projections du changement de la température moyenne à la surface du globe en 2046–2065, le *degré de confiance est moyen*, car la variabilité naturelle interne et les incertitudes concernant le forçage des gaz sans effet de serre et la réponse de la température sont relativement plus importantes que pour la période 2081–2100. Les plages *probables* pour 2046–2065 ne prennent pas en compte l'influence possible des facteurs qui causent des projections de la température moyenne à la surface du globe court terme (2016–2035) inférieures aux plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles, car l'influence de ces facteurs sur les projections à long terme n'a pas pu être quantifiée en raison de l'insuffisance des connaissances scientifiques. {11.3}
- ^d Calculées à partir des projections comme étant des plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles. On évalue ensuite ces plages comme étant des plages probables après avoir pris en compte les incertitudes supplémentaires ou les différents niveaux de confiance dans les modèles. En ce qui concerne les projections de l'élévation du niveau moyen des mers, le degré de confiance est moyen pour les deux horizons temporels.

E.3 L'atmosphère: qualité de l'air

- La gamme des projections de qualité de l'air (ozone et PM2,5¹⁷ dans les basses couches atmosphériques) est essentiellement déterminée par les émissions (dont le CH₄), plutôt que par le changement climatique physique (*degré de confiance moyen*). On peut affirmer avec un *degré de confiance élevé* qu'en moyenne globale, le réchauffement diminue la concentration de fond de l'ozone en surface. Des concentrations élevées en CH₄ (RCP8,5) peuvent retarder cette diminution, ce qui augmente la concentration de fond de l'ozone d'environ 8 ppb (soit 25 % des niveaux actuels) en moyenne vers l'année 2100, relativement aux scénarios à faibles changements de CH₄ (RCP4,5 et RCP6,0) (*degré de confiance élevé*); {11.3}
- Des éléments issus des observations et de la modélisation indiquent que, toutes choses égales par ailleurs, des températures en surface localement élevées dans des régions polluées déclencheront des rétroactions chimiques régionales et des émissions qui augmenteront les pics de concentration d'ozone et de PM2,5 (*degré de confiance moyen*). Pour les PM2,5, le changement climatique pourrait altérer les sources naturelles d'aérosols, ainsi que le lessivage des aérosols par les précipitations, mais aucun degré de confiance n'est fourni quant à l'incidence du changement climatique sur la distribution des PM2,5. {11.3}

E.4 L'océan

À l'échelle mondiale, l'océan continuera à se réchauffer au cours du XXI^e siècle. De la chaleur sera absorbée à la surface et pénètrera jusqu'à l'océan profond, perturbant la circulation océanique. {11.3, 12.4}

- D'après les projections, le signal de réchauffement le plus fort concernera l'océan superficiel des régions tropicales et des régions subtropicales de l'hémisphère Nord. Plus en profondeur, le réchauffement sera le plus prononcé dans l'océan Austral (*degré de confiance élevé*). Les estimations les plus probables du réchauffement de l'océan sur les cent premiers mètres sont d'environ 0,6 °C (RCP2,6) à 2,0 °C (RCP8,5) et d'environ 0,3 °C (RCP2,6) à 0,6 °C (RCP8,5) à une profondeur d'environ 1 000 m vers la fin du XXI^e siècle; {12.4, 14.3}
- Il est très probable que la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC) va s'affaiblir au cours du XXI^e siècle. Les estimations les plus probables et les plages d'incertitude¹⁸ pour le déclin de l'AMOC obtenus à partir de CMIP5 sont de 11 % (1 à 24 %) pour RCP2,6 et de 34 % (12 à 54 %) pour RCP8,5. Il est probable qu'il y aura un déclin de l'AMOC vers 2050. Toutefois, l'AMOC pourrait augmenter au cours de certaines décennies en raison de l'importante variabilité naturelle interne; {11.3, 12.4}
- Selon les scénarios pris en compte, il est très improbable que l'AMOC subisse une transition brutale ou s'effondre au cours du XXI^e siècle. Le degré de confiance est faible en ce qui concerne l'évaluation de l'évolution de l'AMOC après le XXI^e siècle, en raison du nombre limité d'analyses et du caractère ambigu des résultats. Cependant, un effondrement après le XXI^e siècle en raison d'un réchauffement important et prolongé ne peut être exclu. {12.5}

E.5 La cryosphère

Il est très probable qu'au cours du XXI^e siècle, l'étendue et l'épaisseur de la banquise arctique continueront à diminuer, de même que l'étendue du manteau neigeux de l'hémisphère Nord au printemps, au fur et à mesure de l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe. À l'échelle mondiale, les glaciers continueront de perdre de leur volume. {12.4, 13.4}

 Les moyennes multimodèles des projections pour la fin du XXI^e siècle indiquent que l'étendue de la banquise diminuera quel que soit le mois de l'année. Pour septembre, la diminution est comprise entre 43 % pour le RCP2,6 et 94 % pour le RCP8,5. Pour février, elle est comprise entre 8 % pour le RCP2,6 et 34 % pour le RCP8,5 (*degré de confiance moyen*) (voir figures RID.7 et RID.8); {12.4}

¹⁷ PM2,5 fait référence à des particules de matière dont le diamètre est inférieur à 2,5 micromètres, une mesure de la concentration atmosphérique en aérosols

- Selon une évaluation d'un sous-ensemble de modèles qui reproduisent le plus fidèlement la moyenne climatologique et la tendance de l'étendue de la banquise arctique sur la période 1979-2012, un océan Arctique presque sans glace¹⁹ en septembre avant le milieu du siècle est *probable* d'après le RCP8,5 (*degré de confiance moyen*) (voir figures RID.7 et RID.8). Une projection de la date, au cours du XXI^e siècle, à partir de laquelle l'Arctique pourrait être presque sans banquise en septembre ne peut pas être effectuée avec confiance pour les autres scénarios; {11.3, 12.4, 12.5}
- En Antarctique, les projections pour la fin du XXI^e siècle font état d'une diminution de l'étendue et du volume de la banquise, avec un *faible degré de confiance*, en même temps qu'augmentera la température moyenne à la surface du globe; {12.4}
- Les projections pour la fin du XXI^e siècle indiquent que le volume total des glaciers, en excluant les glaciers périphériques de l'Antarctique, diminuera de 15 à 55 % (RCP2,6), et de 35 à 85 % (RCP8,5) (*degré de confiance moyen*); {13.4, 13.5}
- Les projections pour la fin du XXI^e siècle indiquent que la surface du manteau neigeux de l'hémisphère Nord au printemps diminuera de 7 % (RCP2,6) et de 25 % (RCP8,5) (*degré de confiance moyen*); {12.4}
- Il est quasiment certain que l'étendue du pergélisol de surface (jusqu'à 3,5 m de profondeur) diminuera dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, au fur et à mesure que la température moyenne à la surface du globe augmentera. Vers la fin du XXI^e siècle, la superficie du pergélisol de surface diminuera, selon les projections, de 37 % (RCP2,6) à 81 % (RCP8,5) (degré de confiance moyen). {12.4}

E.6 Le niveau des mers

Le niveau moyen mondial des mers continuera à s'élever au cours du XXI^e siècle (voir figure RID.9). Selon tous les RCP, il est *très probable* que cette élévation se produira à un rythme plus rapide que celui observé entre 1971 et 2010, en raison du réchauffement accru de l'océan et de l'augmentation de perte de masse des glaciers et des nappes glaciaires. {13.3–13.5}

- Le degré de confiance dans les projections du niveau moyen des mers a augmenté depuis la parution du RE4, grâce à une meilleure compréhension des composantes du niveau des mers, une meilleure cohérence entre les observations et les modèles basés sur des processus, et la prise en compte des changements de la dynamique des calottes glaciaires; {13.3-13.5}
- L'élévation moyenne du niveau des mers pour la période 2081–2100 par rapport à 1986-2005 sera probablement comprise entre 0,26 et 0,55 m pour le RCP2,6, entre 0,32 et 0,63 m pour le RCP4,5, entre 0,33 et 0,63 m pour le RCP6,0 et entre 0,45 et 0,82 m pour le RCP8,5 (*degré de confiance moyen*). Pour 2100, selon le RCP8,5, l'élévation du niveau des mers est comprise entre 0,52 et 0,98 m, avec un rythme moyen de 8 à 15 mm an⁻¹ (*degré de confiance moyen*). Ces intervalles proviennent des projections climatiques CMIP5 combinées à des modèles basés sur les processus ainsi que de l'évaluation des publications scientifiques portant sur la contribution des glaciers et des calottes glaciaires (voir figure RID.9 et tableau RID.2); {13.5}
- Dans les RCP, la dilatation contribue à hauteur de 30 à 55 % de la hausse totale du niveau des mers, tandis que la contribution des glaciers est de 15 à 35 %. L'augmentation de la fonte superficielle de la calotte du Groenland dominera l'augmentation des précipitations neigeuses, entraînant une contribution positive au niveau futur des mers (*degré de confiance élevé*). Sur la calotte de l'Antarctique, la fonte en surface restera faible et les précipitations neigeuses augmenteront (*degré de confiance moyen*), entraînant une contribution négative au niveau futur des mers en raison des changements du bilan de masse en surface. Les changements d'écoulement de la glace des deux calottes glaciaires contribueront probablement à hauteur de 0,03 à 0,20 m d'ici 2081–2100 (*degré de confiance moyen*); {13.3-13.5}
- D'après les connaissances actuelles, seul l'effondrement des parties marines de la calotte glaciaire de l'Antarctique, s'il se déclenchait, pourrait entraîner une hausse du niveau des mers nettement supérieure à l'intervalle probable pour le XXI^e siècle. Cependant, cette contribution de dépasserait pas quelques dixièmes de mètre d'élévation du niveau des mers au cours du XXI^e siècle (degré de confiance moyen). {13.4, 13.5}



Figure RID.9 | Projections de l'évolution du niveau moyen des mers au cours du XXI^e siècle par rapport à la période 1986-2005, réalisées en combinant les modèles CMIP5 et les modèles basés sur les processus, pour les deux scénarios RCP2,6 et RCP8,5. La plage *probable* estimée est indiquée sous la forme d'une zone de couleur. Les intervalles *probables* estimés pour les moyennes sur la période 2081-2100 pour tous les scénarios RCP sont indiqués sous la forme de bandes verticales de couleur et la valeur médiane correspondante, sous la forme d'une ligne horizontale. Pour obtenir davantage de détails techniques, voir les annexes du Résumé technique. {tableau 13.5, figures 13.10 et 13.11; figures RT.21 et RT.22}

- Les fondements scientifiques de projections plus élevées de l'augmentation du niveau moyen des mers au cours du XXI^e siècle ont été examinés et il est apparu que l'on dispose actuellement d'éléments insuffisants pour évaluer la probabilité de niveaux spécifiques supérieurs à l'intervalle *probable*. De nombreuses projections du niveau moyen des mers par des modèles semi-empiriques fournissent des chiffres supérieurs à ceux des modèles basés sur des processus (jusqu'à deux fois plus importants), mais il n'existe pas de consensus au sein de la communauté scientifique concernant leur fiabilité et le *degré de confiance* dans leurs projections est donc *faible*; {13.5}
- L'élévation du niveau des mers ne sera pas uniforme. À la fin du XXI^e siècle, il est très probable que le niveau des mers augmentera sur plus de 95 % environ de la surface des océans. Selon les projections, environ 70 % des littoraux du monde vont connaître un changement du niveau des mers proche de l'élévation moyenne, à plus ou moins 20 % près. {13.1, 13.6}

E.7 Le cycle du carbone et autres cycles biogéochimiques

Le changement climatique affectera les processus liés au cycle du carbone d'une manière qui amplifiera l'accroissement du CO₂ atmosphérique (*degré de confiance élevé*). Le phénomène d'acidification de l'océan augmentera, puisque celui-ci continuera de piéger du carbone. {6.4}

- L'absorption de CO₂ anthropique par l'océan va continuer pour les quatre RCP jusqu'en 2100, avec une absorption plus élevée pour les profils évolutifs correspondant aux concentrations les plus élevées (*degré de confiance très élevé*). L'évolution future de l'absorption du carbone par les terres émergées est plus incertaine. Une majorité de modèles suggèrent une absorption continue du carbone par les terres émergées pour tous les RCP, tandis que certains modèles simulent l'inverse, suite aux effets combinés du changement climatique et du changement d'utilisation des terres; {6.4}
- D'après les modèles de système Terre, on peut affirmer, avec un *degré de confiance élevé*, que les rétroactions entre le climat et le cycle du carbone seront positives au cours du XXI^e siècle, c.-à-d. que le changement climatique atténuera partiellement l'augmentation des puits de carbone des terres émergées et de l'océan due à l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Cela aura pour effet le stockage dans l'atmosphère d'une part plus grande des émissions anthropiques de CO₂. Une rétroaction positive entre le climat et le cycle du carbone à des échelles allant du siècle au millénaire est corroborée par les observations et la modélisation paléoclimatiques. {6.2, 6.4}

Tableau RID.3 | Émissions cumulées de CO₂ pour la période 2012-2100 compatibles avec les concentrations atmosphériques simulées pour les RCP par les modèles de système Terre. {6.4, tableau 6.12, figure RT.19}

	Émissions cumulées de CO ₂ pour 2012-2100 ^a				
Scénario	GtC		GtC0 ₂		
	Moyenne Plage		Moyenne Plage		
RCP2,6	270	140 à 410	990	510 à 1 505	
RCP4,5	780	595 à 1005	2 860	2 180 à 3 690	
RCP6,0	1 060	840 à 1250	3 885	3 080 à 4 585	
RCP8,5	1 685	1 415 à 1 910	6 180	5 185 à 7 005	

Note:

^a 1 gigatonne de carbone (GtC) = 10^{15} grammes de carbone (gC). Cela correspond à 3,667 GtCO₂.

- Les projections de modèles de système Terre indiquent une augmentation de l'acidification des océans pour tous les RCP. Les intervalles¹⁸ de la baisse correspondante du pH de l'océan de surface vers la fin du XXI^e siècle sont de 0,06 à 0,07 pour le RCP2,6, de 0,14 à 0,15 pour le RCP4,5, de 0,20 à 0,21 pour le RCP6,0 et de 0,30 à 0,32 pour le RCP8,5 (voir figures RID.7 et RID.8); {6.4}
- Les émissions cumulées²⁰ de CO₂ pour la période 2012–2100 compatibles avec les concentrations atmosphériques de CO₂ des RCP, obtenues à partir de 15 modèles de système Terre CMIP5 sont comprises¹⁸ entre 140 et 410 GtC pour le RCP2,6, 595 et 1 005 GtC pour le RCP4,5, 840 et 1 250 GtC pour le RCP6,0, et 1 415 et 1 910 GtC pour le RCP8,5 (voir tableau RID.3); {6.4}
- Vers 2050, les émissions annuelles de CO₂ obtenues à partir de modèles de système Terre pour le RCP2,6 sont plus faibles que les émissions de 1990 (de 14 à 96 %). Vers la fin du XXI^e siècle, environ la moitié des modèles projettent des émissions légèrement positives, tandis que l'autre moitié des modèles simulent une élimination nette de CO₂ de l'atmosphère; {6.4, figure RT.19}
- Les estimations du dégazage de CO₂ et de CH₄ vers l'atmosphère provenant de carbone stocké dans des pergélisols en dégel au cours du XXI^e siècle sont comprises entre 50 et 250 GtC pour le RCP8,5 (*faible degré de confiance*); {6.4}

E.8 Stabilisation du climat, inertie du changement climatique et irréversibilité

Le cumul des émissions de CO₂ détermine dans une large mesure la moyenne mondiale du réchauffement en surface vers la fin du XXI^e siècle et au-delà (voir figure RID.10). La plupart des caractéristiques du changement climatique persisteront pendant de nombreux siècles même si les émissions de CO₂ sont arrêtées. L'inertie du changement climatique est considérable, de l'ordre de plusieurs siècles, et elle est due aux émissions de CO₂ passées, actuelles et futures. {12.5}

- La relation entre le total des émissions de CO₂ cumulées et la réponse de la moyenne globale de la température de surface est approximativement linéaire (voir figure RID.10). À tout niveau de réchauffement correspond une plage d'émissions de CO₂²¹ cumulées; ainsi, des émissions importantes pendant les premières décennies impliqueraient des émissions plus faibles ensuite; {12.5}
- Limiter le réchauffement dû aux seules émissions anthropiques de CO₂ à moins de 2 °C relativement à 1861-1880²², avec une probabilité > 33 %, > 50 % et > 66 % nécessitera que les émissions cumulées de toutes les sources anthropiques de CO₂ soient respectivement comprises entre 0 et environ 1 570 GtC (5 760 GtCO₂), 0 et environ 1 210 GtC (4 440 GtCO₂) et 0 et environ 1 000 GtC (3 670 GtCO₂), depuis cette période²³. Les bornes supérieures de ces estimations sont respectivement réduites à environ 900 GtC (3 300 GtCO₂), 820 GtC (3 010 GtCO₂) et 790 GtC (2 900 GtCO₂), si l'on prend en compte les forçages autres que celui du CO₂ comme dans le RCP2,6. En 2011, le total déjà émis s'élevait à 515 [445 à 585] GtC (1890 [1630 à 2150] GtCO₂); {12.5}

²⁰ Provenant de l'utilisation de combustibles fossiles, de la production de ciment, de l'industrie et du secteur des déchets.

²¹ Pour quantifier cet intervalle d'émissions de CO₂, il faut prendre en compte les facteurs autres que le CO₂.

²² La première période de 20 ans disponible à partir des modèles.

²³ Sur la base de l'évaluation de la réponse climatique transitoire aux émissions de carbone cumulées (RCTE) (voir section D.2).

- Une cible de niveau de réchauffement inférieur, ou une probabilité plus élevée de rester en dessous d'une cible donnée demandera des émissions cumulées de CO₂ plus faibles. Si l'on prend en compte l'effet réchauffant de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre autres que le CO₂, des réductions d'émissions d'aérosols ou des émissions de gaz à effet de serre provenant des pergélisols, il faudra aussi diminuer les émissions cumulées de CO₂ pour une cible donnée de réchauffement (voir figure RID.10); {12.5}
- Une grande partie du réchauffement climatique d'origine anthropique lié aux émissions de CO₂ est irréversible sur des périodes de plusieurs siècles à plusieurs millénaires, sauf dans le cas d'une élimination nette considérable de CO₂ atmosphérique sur une longue période. Les températures en surface resteront à peu près constantes, mais à des niveaux élevés pendant plusieurs siècles après la fin complète des émissions anthropiques de CO₂. En raison des longues constantes de temps caractérisant les transferts de chaleur entre la surface et l'océan profond, le réchauffement océanique se poursuivra sur plusieurs siècles. En fonction du scénario, environ 15 à 40 % du CO₂ émis restera dans l'atmosphère pendant plus de 1 000 ans; {encadré 6.1, 12.4, 12.5}
- Il est *quasiment certain* que l'élévation du niveau des mers se poursuivra après 2100, et que la hausse du niveau des mers due à la dilatation thermique se poursuivra durant de nombreux siècles. Les quelques résultats de modèles disponibles au-delà de 2100 indiquent que, par rapport au niveau préindustriel, l'élévation du niveau moyen des mers en 2300 devrait être de moins de 1 m pour un forçage radiatif associé à une concentration de CO₂ passant par un pic avant de diminuer et de rester en dessous de 500 ppm, comme dans le RCP2,6. Pour un forçage radiatif qui correspond à une concentration de CO₂ comprise entre 700 et 1 500 ppm, comme dans le RCP8,5, l'élévation projetée varie de 1 à 3 m (*degré de confiance moyen*). {13.5}



Figure RID.10 | Augmentation de la température moyenne à la surface du globe en fonction du total des émissions de CO_2 cumulées dans le monde à partir de plusieurs sources de données. Les résultats de différents modèles de climat et cycle du carbone pour chaque scénario RCP jusqu'en 2100 sont représentés par des lignes de couleur et des moyennes décennales (points). Certaines moyennes décennales sont identifiées par souci de clarté (ex.: 2050 indiquant la décennie 2040-2049). Les résultats de modèles sur la période historique (1860-2010) sont indiqués en noir. La zone en couleur représente la dispersion des différents modèles pour les quatre scénarios RCP et s'estompe à mesure que le nombre de modèles disponibles diminue pour RCP8,5. La moyenne et la plage multimodèles simulées par les modèles CMIP5, forcés par une augmentation du CO_2 de 1 % par an (simulations pour 1 % CO_2 an⁻¹), sont indiquées par la fine ligne noire et la zone en gris. Pour un niveau spécifique d'émissions cumulées, les simulations d'augmentation du CO_2 de 1 % par an suggèrent un réchauffement inférieur à celles forcées par les scénarios RCP, car ces dernières incluent des forçages additionnels autres que le CO_2 . Les valeurs de la température sont données par rapport à la période de référence 1861-1880 et les émissions, par rapport à 1870. Les moyennes décennales sont reliées par des lignes droites. Pour obtenir davantage de détails techniques, voir les annexes du Résumé technique. {figure 12.45; Résumé technique, Axe thématique 8, figure 1}

- Une élévation plus marquée du niveau des mers pourrait être causée par une perte de masse continue par les calottes glaciaires, et une partie de cette perte de masse pourrait être irréversible. Les données disponibles indiquent qu'un réchauffement continu supérieur à un certain seuil au-dessus des niveaux préindustriels provoquerait la disparition quasi complète de la calotte du Groenland en un millénaire ou plus, ce qui entraînerait une hausse du niveau moyen des mers pouvant atteindre jusqu'à 7 m (*degré de confiance élevé*). Les estimations actuelles indiquent que ce seuil de réchauffement moyen du globe par rapport aux niveaux préindustriels est supérieur à environ 1 °C (*degré de confiance faible*), mais inférieur à environ 4 °C (*degré de confiance moyen*). Une perte de glace soudaine et irréversible liée à une instabilité potentielle des parties marines de la calotte de l'Antarctique est possible, mais les éléments actuellement disponibles et le niveau de compréhension de ces phénomènes sont insuffisants pour une estimation quantitative; {5.8, 13.4, 13.5}
- Des méthodes visant délibérément à contrer le changement climatique, regroupées sous le terme de géo-ingénierie, ont été proposées. Il existe peu d'éléments permettant d'évaluer quantitativement et de manière complète les techniques de gestion du rayonnement solaire (SRM) et d'élimination du dioxyde de carbone (CDR), ainsi que leur incidence sur le système climatique. Les méthodes de type CDR présentent des limitations biogéochimiques et technologiques quant à leur potentiel à grande échelle. Nous ne disposons pas de connaissances suffisantes pour quantifier dans quelle mesure les émissions de CO² pourraient être réduites grâce au CDR à l'échelle du siècle. La modélisation fait apparaître que certaines méthodes de SRM, si elles sont réalisables, peuvent compenser significativement une augmentation de la température du globe, mais celles-ci modifieraient également le cycle mondial de l'eau et ne réduiraient pas l'acidification des océans. Si la SRM prenait fin pour une quelconque raison, on peut affirmer, avec un *degré de confiance élevé*, que la température moyenne de la surface du globe augmenterait très rapidement jusqu'à atteindre des valeurs correspondant au forçage dû aux gaz à effet de serre. Les méthodes de CDR et de SRM présentent des effets secondaires indésirables et ont des conséquences à long terme à l'échelle du globe; {6.5, 7.7}

Encadré RID.1: Profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP)

Les projections du changement climatique établies par le Groupe de travail I du GIEC nécessitent des informations sur les futures émissions ou concentrations de gaz à effet de serre, aérosols et autres facteurs anthropiques. Ces informations sont souvent exprimées sous la forme de différents scénarios d'activités humaines, qui ne sont pas évalués dans le présent rapport. Les scénarios utilisés par le Groupe de travail I sont axés sur les émissions anthropiques et ne prennent pas en compte les évolutions des facteurs naturels, tels que le forçage solaire ou volcanique, ou les émissions naturelles, par exemple de CH_4 et de N_2O .

Pour établir le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, la communauté scientifique a défini un ensemble de quatre nouveaux scénarios, appelés profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) (voir glossaire). Ces RCP sont identifiés par leur forçage radiatif total approximatif pour l'année 2100 par rapport à 1750: 2,6 W m⁻² pour le RCP2,6; 4,5 W m⁻² pour le RCP4,5; 6,0 W m⁻² pour le RCP6,0 et 8,5 W m⁻² pour le RCP8,5. Pour les résultats de la cinquième phase du projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5), ces valeurs doivent être comprises comme purement indicatives, car le forçage climatique résultant de tous les facteurs varie d'un modèle à l'autre, en raison des caractéristiques du modèle et du traitement des espèces à courte durée de vie. Ces quatre RCP contiennent un scénario d'atténuation conduisant à un niveau de forçage très bas (RCP2,6), deux scénarios de stabilisation (RCP4,5 et RCP6,0) et un scénario aux émissions de gaz à effet de serre très élevées (RCP8,5). Les RCP peuvent ainsi représenter toute une gamme de politiques climatiques pour le XXI^e siècle, par comparaison avec le rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES), dont les scénarios d'émissions étaient utilisés dans les troisième et quatrième Rapports d'évaluation, et qui ne prévoyait pas de politique climatique. Dans le cas du RCP6,0 et du RCP8,5, le forçage radiatif n'atteint pas son maximum vers 2100; pour RCP2,6, il atteint un maximum puis décline; et pour le RCP4,5, il se stabilise vers 2100. Chaque RCP fournit des données spatialisées de changement d'utilisation des sols et des émissions de polluants atmosphériques par secteurs, et spécifie les concentrations annuelles de gaz à effet de serre et les émissions anthropiques jusqu'en 2100. Les RCP sont basés sur une combinaison de modèles d'évaluation intégrés, de modèles de climat simples, ainsi que sur des modèles de chimie atmosphérique et de cycle du carbone. Alors que les RCP couvrent une large gamme de forçages radiatifs totaux, ils ne couvrent pas complètement la gamme d'émissions qu'on peut trouver dans la littérature, en particulier en ce qui concerne les aérosols.

La plupart des simulations CMIP5 et simulations réalisées par des modèles de système Terre ont été réalisées avec des concentrations de CO₂ prescrites atteignant 421 ppm (RCP2,6), 538 ppm (RCP4,5), 670 ppm (RCP6,0) et 936 ppm (RCP8,5) vers 2100. En incluant également les concentrations prescrites de CH₄ et de N₂O, les concentrations en CO₂ équivalent sont de 475 ppm (RCP2,6), 630 ppm (RCP4,5), 800 ppm (RCP6,0) et 1 313 ppm (RCP8,5). Pour le RCP8,5, des simulations de modèles de système Terre de CMIP5 additionnelles sont réalisées avec des émissions prescrites de CO₂ fournies par les modèles d'évaluation intégrée. Pour tous les RCP, des calculs complémentaires ont été réalisés en utilisant des données actualisées et des modèles de chimie atmosphérique (comprenant la composante chimie atmosphérique et climat du CMIP5), en reprenant les émissions d'espèces chimiquement actives issues des RCP (CH₄, N₂O, HFC, NO_x, CO, composés organiques volatils non méthaniques). Ces simulations permettent d'étudier les incertitudes relatives aux rétroactions du cycle du carbone et de la chimie atmosphérique.

Résumé technique

RT

Résumé technique

Auteurs coordonnateurs principaux:

Thomas F. Stocker (Suisse), Qin Dahe (Chine) et Gian-Kasper Plattner (Suisse).

Auteurs principaux:

Lisa V. Alexander (Australie), Simon K. Allen (Suisse/Nouvelle-Zélande), Nathaniel L. Bindoff (Australie), François-Marie Bréon (France), John A. Church (Australie), Ulrich Cubasch (Allemagne), Seita Emori (Japon), Piers Forster (Royaume-Uni), Pierre Friedlingstein (Royaume-Uni/ Belgique), Nathan Gillett (Canada), Jonathan M. Gregory (Royaume-Uni), Dennis L. Hartmann (États-Unis d'Amérique), Eystein Jansen (Norvège), Ben Kirtman (États-Unis d'Amérique), Reto Knutti (Suisse), Krishna Kumar Kanikicharla (Inde), Peter Lemke (Allemagne), Jochem Marotzke (Allemagne), Valérie Masson-Delmotte (France), Gerald A. Meehl (États-Unis d'Amérique), Igor I. Mokhov (Fédération de Russie), Shilong Piao (Chine), Venkatachalam Ramaswamy (États-Unis d'Amérique), David Randall (États-Unis d'Amérique), Monika Rhein (Allemagne), Maisa Rojas (Chili), Christopher Sabine (États-Unis d'Amérique), Drew Shindell (États-Unis d'Amérique), Lynne D. Talley (États-Unis d'Amérique), David G. Vaughan (Royaume-Uni), Shang-Ping Xie (États-Unis d'Amérique).

Auteurs collaborateurs:

Myles R. Allen (Royaume-Uni), Olivier Boucher (France), Don Chambers (États-Unis d'Amérique), Jens Hesselbjerg Christensen (Danemark), Philippe Ciais (France), Peter U. Clark (États-Unis d'Amérique), Matthew Collins (Royaume-Uni), Josefino C. Comiso (États-Unis d'Amérique), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australie/Brésil), Richard A. Feely (États-Unis d'Amérique), Thierry Fichefet (Belgique), Gregory Flato (Canada), Jesús Fidel González Rouco (Espagne), Ed Hawkins (UK), Paul J. Hezel (Belgique/ États-Unis d'Amérique), Gregory C. Johnson (États-Unis d'Amérique), Simon A. Josey (UK), Georg Kaser (Autriche/Italie), Albert M.G. Klein Tank (Pays-Bas), Janina Körper (Allemagne), Gunnar Myhre (Norvège), Timothy Osborn (Royaume-Uni), Scott Power (Australie), Stephen R. Rintoul (Australie), Joeri Rogelj (Suisse/Belgique), Matilde Rusticucci (Argentine), Michael Schulz (Allemagne), Jan Sedláček (Suisse), Peter A. Stott (Royaume-Uni), Rowan Sutton (Royaume-Uni), Peter W. Thorne (États-Unis d'Amérique/ Norvège/ Royaume-Uni), Donald Wuebbles (États-Unis d'Amérique).

Éditeurs-réviseurs:

Sylvie Joussaume (France), Joyce Penner (États-Unis d'Amérique), Fredolin Tangang (Malaisie)

Il convient de référencer le présent Résumé technique comme suit:

Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan et S.-P. Xie, 2013: Résumé technique. In: *Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail 1 au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (dir. pub.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (NY), États-Unis d'Amérique.*

Table des matières

RT.1	Introd	luction	. 35	
En	cadré R	T.1 : Traitement de l'incertitude	. 36	
	0			
KI.Z	sein c	lu système climatique	. 37	
RT.	2.1	Introduction	. 37	
RT.	2.2	Évolution de la température	. 37	
RT.	2.3	Évolution du bilan énergétique et de la teneur en chaleur	. 39	
RT.	2.4	Évolution de la circulation et modes de variabilité	. 39	
RT.	2.5	Évolution du cycle hydrologique et de la cryosphère	. 40	
RT.	2.6	Évolution du niveau de la mer	. 46	
RT.	2.7	Évolution des extrêmes	. 46	
RT.	2.8	Évolution du cycle du carbone et d'autres cycles biogéochimiques	. 50	
RT 3	Facte	urs de changement climatique	53	
RT	31	Introduction	53	
RT.	3.2	Forcage radiatif des gaz à effet de serre	. 53	
En	cadré R	T.2 : Forcage radiatif et forcage radiatif effectif	. 53	
RT.	3.3	Forcage radiatif des aérosols anthropiques	. 55	
RT.	3.4	Forcage radiatif dû à la modification de la surface		
		des terres émergées et aux traînées de condensation.	. 55	
RT.	3.5	Forçage radiatif dû aux facteurs naturels du changement climatique	. 55	
RT.	3.6	Synthèse des forçages; évolution spatiale et temporelle	. 56	
RT.	3.7	Rétroactions climatiques	. 57	
RT.	3.8	Mesures des émissions	. 58	
RT.4	Comp et sor	prendre le système climatique n évolution récente	. 60	
RT.	4.1	Introduction	. 60	
RT.	4.2	Températures en surface	. 60	
Encadré RT.3 : Les modèles climatiques et le hiatus du réchauffement moyen à la surface du globe sur				
RT.	4.3	Température atmosphérique	. 66	
RT.	4.4	Océans	. 68	
RT.	4.5	Cryosphère	. 69	
RT.	4.6	Cycle de l'eau	. 69	
RT.	4.7	- Extrêmes climatiques	. 72	
RT.	4.8	De l'échelle mondiale à l'échelle régionale	. 73	
En	cadré R	T.4 : Évaluation des modèles	. 75	
En	cadré R	T.5 : Le paléoclimat	. 77	

RT.5	Projections de l'évolution mondiale et régionale du climat79			
RT.5.	1 Introduction			
RT.5.	2 Forçage futurs et scénarios correspondants			
Encadré RT.6 : Nouveaux scénarios faisant appel à des profils représentatifs d'évolution de concentration et modèles CMIP5				
RT.5.	3 Quantification de la réponse du système climatique 8			
RT.5.	4 Évolution du climat à court terme85			
RT.5.	5 Changements climatiques à long terme			
RT.5.	6 Cycle du carbone et autres cycles biogéochimiques: projections à long terme			
Enca	adré RT.7 : Méthodes de géo-ingénierie climatique98			
RT.5.	.7 Évolution du niveau de la mer: projections à long terme			
RT.5.	8 Phénomènes climatiques et évolution régionale du climat105			
RT.6	Principales incertitudes114			
RT.6.	.1 Principales incertitudes concernant l'observation de l'évolution du système climatique114			
RT.6.	2 Principales incertitudes concernant les causes du changement climatique114			
RT.6.	.3 Principales incertitudes concernant la compréhension du système climatique et son évolution récente114			
RT.6.	4 Principales incertitudes concernant les projections mondiales et régionales relatives au changement climatique			
Axes thématiques				

Α

AT.1	Variations du cycle de l'eau	42
AT.2	Évolution du niveau de la mer: connaissances scientifiques et incertitudes	47
AT.3	Comparaison entre les projections d'évaluations précédentes du GIEC et les observations	64
AT.4	Modification du bilan énergétique du système climatique à l'échelle du globe	67
AT.5	Irréversibilité et changement brusque	70
AT.6	Sensibilité et rétroactions du climat	82
AT.7	Cycle du carbone: perturbation et incertitudes	96
AT.8	Objectifs en matière de climat et stabilisation du climat 1	02
AT.9	Extrêmes climatiques 1	09

Suppléments

Des suppléments d'information (Supplementary Material) peuvent être consultés (en anglais) dans la version en ligne du rapport.

RT.1 Introduction

Le rapport Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques est la contribution apportée par le Groupe de travail I (GTI) au cinquième Rapport d'évaluation (RE5) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Ce rapport, qui prend la forme d'une évaluation approfondie des aspects physiques du changement climatique, se focalise sur les éléments qui permettent de comprendre les changements climatiques déjà intervenus, de réunir des informations sur les changements en cours et de prévoir les changements à venir. Il s'appuie sur le quatrième Rapport d'évaluation (RE4)¹ du GIEC et sur le rapport spécial, publié récemment, intitulé Gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique (SREX)² et est articulé autour de 14 chapitres et de trois annexes. Les chapitres portent sur les changements observés, de manière directe ou indirecte, concernant tous les constituants du système climatique; l'évaluation de la connaissance actuelle des divers processus et interactions au sein de ces constituants, qui déterminent la sensibilité et la réaction du système face à des changements liés au forçage; et la quantification du lien entre, d'une part, les modifications des composantes atmosphériques et, par conséquent, le forçage radiatif (FR)³, et, d'autre part, la détection des changements climatiques qui en résultent et la détermination de leurs causes. Pour tous les éléments du système climatique, les projections de changement s'appuient sur des modèles de simulation fondés sur un nouvel ensemble de scénarios. Le rapport comporte également un chapitre consacré à une évaluation complète des variations passées et à venir du niveau de la mer. Un atlas des projections climatiques mondiales et régionales (annexe I) fournit de plus des informations relatives aux changements climatiques régionaux. Enfin, le rapport comprend également des tableaux des scénarios relatifs au système climatique (annexe II) et un glossaire (annexe III).

Le présent Résumé technique (RT) vise essentiellement à établir le lien entre l'évaluation approfondie des divers éléments scientifiques indépendants présentés dans les 14 chapitres du rapport principal et la synthèse très dense élaborée par le Groupe de travail I dans le *Résumé à l'intention des décideurs* (RID). Il constitue donc un point de départ pour les lecteurs souhaitant obtenir des informations complètes sur des sujets plus spécifiques présentés dans cette évaluation. Pour leur faciliter la tâche, des liens sont intégrés dans le document pour les renvoyer aux chapitres et sections où figurent tous les détails de l'évaluation. Les aspects les plus importants pour l'élaboration d'orientations stratégiques, qui sont traités dans plusieurs chapitres et touchent à de nombreux processus interconnectés dans le système climatique, sont présentés dans des axes thématiques (AT) permettant un accès rapide aux informations pertinentes.

L'emploi d'une terminologie précise pour indiquer le degré d'incertitude de l'évaluation des divers éléments est une particularité du présent rapport (encadré RT.1). Le degré de fiabilité associé aux principaux résultats présentés dans le rapport est fonction de l'appréciation, par les comités de rédaction, des connaissances scientifiques sous-jacentes et est exprimé sous la forme d'un degré de confiance qui découle de la nature, de la quantité, de la qualité et de la cohérence des éléments examinés, ainsi que du degré de cohérence des études scientifiques prises en compte⁴. Le degré de confiance s'exprime en termes qualitatifs. Les mesures quantifiées de l'incertitude liée à un résultat sont exprimées en fonction de la probabilité et se fondent sur l'analyse statistique des observations ou des simulations effectuées à l'aide de modèles, ou des deux, associée à des avis d'experts. Lorsque cela se justifie, les résultats sont aussi formulés sous forme factuelle, sans qualifier l'incertitude (voir chapitre 1 et encadré RT.1 pour plus de détails).

Le présent Résumé technique s'articule autour de quatre grandes sections, dans lesquelles les résultats de l'évaluation sont présentés conformément au canevas défini pour la contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation: la section RT.2 couvre l'évaluation des observations relatives aux changements au sein du système climatique; la section RT.3 récapitule les informations relatives aux différents facteurs, naturels et anthropiques, exprimés en fonction du forçage radiatif; la section RT.4 présente l'évaluation des connaissances quantitatives du changement climatique observé; et la section RT.5 récapitule les conclusions de l'évaluation concernant les projections relatives aux changements climatiques qui devraient intervenir au XXIe siècle et au-delà, à l'échelle régionale comme mondiale. La section RT.6 regroupe et répertorie les principales incertitudes associées à l'évaluation du Groupe de travail I présentée dans les sections RT.2 à RT.5. Les neuf axes thématiques, dans lesquels sont développés des sujets traités dans les diverses parties de la contribution du Groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du GIEC, sont insérés dans les quatre sections principales du Résumé technique. Étant visuellement distincts du reste du texte, ils peuvent être consultés indépendamment.

Les références au Rapport d'évaluation sur lequel se fonde le présent résumé technique figurent entre accolades à la fin des paragraphes pertinents.

35

GIEC, 2007: Changements climatiques 2007: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique.

² GIEC, 2012: Gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique. Rapport spécial des Groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor et P.M Midgley (éds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique.

³ Le forçage radiatif (FR) est une mesure de la variation nette du bilan énergétique du système terrestre à la suite d'une perturbation externe. Il s'exprime en watt par mètre carré (W m⁻²); voir l'encadré RT.2.

⁴ Mastrandrea, M.D, C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe et F.W. Zwiers, 2010: Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

Encadré RT.1 | Traitement de l'incertitude

Conformément aux orientations qui ont été données aux auteurs principaux du cinquième Rapport d'évaluation du GIEC en vue d'assurer un traitement cohérent des incertitudes (*Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*, en anglais uniquement), dans le Résumé technique et le Résumé à l'intention des décideurs publiés par le Groupe de travail I, deux critères sont utilisés pour définir la fiabilité des principaux résultats, laquelle repose sur l'appréciation que les comités de rédaction ont faite des connaissances scientifiques sous-jacentes:

- La confiance dans la validité d'un résultat, fondée sur la nature, la quantité, la qualité et la cohérence des éléments correspondants (compréhension mécaniste, théorie, données, modèles, avis d'experts, etc.) et sur le degré de cohérence. La confiance s'exprime en termes qualitatifs;
- Des mesures quantifiées de l'incertitude liée à un résultat, exprimées en termes de probabilité (selon l'analyse statistique des observations ou des résultats issus des modèles, ou selon l'avis d'experts).

Les orientations adressées aux auteurs principaux pour le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC affinent les indications qui avaient été données pour le troisième et le quatrième Rapport d'évaluation. Il est difficile de comparer directement l'appréciation des incertitudes dans le présent rapport, dans le quatrième Rapport d'évaluation et dans le *Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique* (SREX), car les auteurs se sont conformés à la version révisée des orientations relatives aux incertitudes, ont disposé de nouvelles informations et ont bénéficié d'une meilleure compréhension des phénomènes scientifiques et d'une analyse plus poussée des données et des modèles. De plus, différentes méthodes ont été appliquées dans le cadre des études évaluées. Enfin, certaines études portaient sur des aspects différents d'une même variable climatique, rendant inadéquate toute comparaison directe.

Chacune des conclusions clés repose sur l'évaluation, par le comité de rédaction concerné, des éléments disponibles et du degré de cohérence. Le degré de confiance représente une synthèse qualitative du jugement du comité concernant la validité d'un résultat, laquelle est déterminée grâce à l'évaluation des éléments et du degré de cohérence. Quand il est possible d'effectuer une quantification probabiliste des incertitudes, le comité de rédaction peut caractériser un résultat à l'aide de la terminologie normalisée ou en indiquant le degré de probabilité avec plus de précision. Sauf indication contraire, un niveau de confiance élevé à très élevé est accordé aux résultats auxquels les comités de rédaction ont attribué un degré de probabilité.

Les termes suivants sont utilisés pour décrire les éléments disponibles: *limités, moyens* ou *robustes*, et le degré de cohérence: *faible, moyen* ou *élevé*. Cinq qualificatifs sont utilisés pour exprimer le degré de confiance: *très faible, faible, noyen, élevé* et *très élevé*. Les caractères italiques sont toujours utilisés: p. ex. *degré de confiance moyen*. Les termes utilisés pour qualifier les éléments et le degré de cohérence, ainsi que leur rapport avec le degré de confiance sont récapitulés ci-après (Encadré RT.1 - Figure 1). Ce lien n'est pas figé: différents degrés de confiance peuvent être associés à un élément et à un degré de cohérence donnés. Toutefois, plus le niveau des éléments et le degré de cohérence sont élevés, plus le niveau de confiance augmente.

1	Cohérence «élevée» Éléments «limités»	Cohérence «élevée» Éléments «moyens»	Cohérence «élevée» Éléments «robustes»	
érence 🗕	Cohérence «moyenne» Éléments «limités»	Cohérence «moyenne» Éléments «moyens»	Cohérence «moyenne» Éléments «robustes»	
Coh	Cohérence «faible» Éléments «limités»	Cohérence «faible» Éléments «moyens»	Cohérence «faible» Éléments «robustes»	Degré de confiance

Éléments (nature, quantité, qualité, homogénéité)

Encadré RT.1 - Figure 1 | Expressions qualifiant les éléments et le degré de cohérence, et leur rapport avec le degré de confiance. La confiance maximale se situe en haut à droite du tableau, comme le symbolise la densité croissante de l'ombrage. En règle générale, les éléments sont d'autant plus robustes qu'ils reposent sur des composants multiples, cohérents, indépendants et de grande qualité. {Figure 1.11}

Les termes suivants sont utilisés pour caractériser le degré de probabilité. Par convention, ils figurent en italiques:

Probabilite
99–100 %
90–100 %
66–100 %
33–66 %
0–33 %
0–10 %
0–1 %

* Des termes supplémentaires (*extrêmement probable*: probabilité de 95–100 %, *plus probable qu'improbable*: probabilité > 50–100 %, et *extrêmement improbable*: probabilité de 0–5 %) peuvent également être utilisés au besoin.

RT.2 Observation des changements au sein du système climatique

RT.2.1 Introduction

Les observations relatives au système climatique reposent sur des mesures physiques et biogéochimiques directes et sur des mesures de télédétection obtenues à partir de stations au sol ou de satellites; les informations issues des données relatives au paléoclimat permettent de les inscrire dans un contexte temporel plus vaste. À l'échelle mondiale, les observations à l'aide d'instruments ont commencé vers le milieu du XIX^e siècle et des reconstitutions du paléoclimat permettent, pour certaines variables, de remonter à plusieurs centaines, voire plusieurs millions d'années. Ensemble, ces données offrent une vision globale de la variabilité et des changements sur le long terme de l'atmosphère, de l'océan, de la cryosphère et de la surface des terres émergées.

La présente section propose une synthèse de l'évaluation des observations relatives au changement climatique. Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, d'importants progrès ont été réalisés du point de vue de la disponibilité, de l'acquisition, de la qualité et de l'analyse des jeux de données d'observation sur l'atmosphère, la surface des terres émergées, l'océan et la cryosphère. De nombreux aspects du système climatique donnent des signes d'un changement climatique. {2, 3, 4, 5, 6, 13}

RT.2.2 Évolution de la température

RT.2.2.1 Surface

La température moyenne à la surface du globe a indéniablement augmenté depuis la fin du XIX^e siècle (figures RT.1 et RT.2). Chacune des trois dernières décennies a été plus chaude à la surface de la Terre que la précédente et plus chaude que toutes les décennies antérieures depuis que les relevés se font à l'aide d'instruments. Ainsi, les années 2000 ont été les plus chaudes. La tendance linéaire de la moyenne planétaire des données de température de surface⁵, combinant les terres émergées et les océans, révèle un réchauffement de 0,85 [0,65 à 1,06] °C6 pendant la période 1880–2012, pour laquelle il existe plusieurs jeux de données indépendants, d'environ 0,89 [0,69 à 1,08] °C pendant la période 1901-2012 et d'environ 0,72 [0,49 à 0,89] °C pendant la période 1951-2012, selon trois jeux de données indépendants. L'augmentation totale de la moyenne entre la période 1850-1900 et la période 2003-2012 est de 0,78 [0,72 à 0,85] °C, selon l'ensemble de données matricielles no 4 sur les températures de surface de l'Unité de recherche climatique du Hadley Centre (HadCRUT4), qui, des trois jeux de données indépendants, est celui dont les valeurs relevées se fondent sur la plus longue période pour ce qui est de la température moyenne à la surface du globe. Le réchauffement entre la période 1850–1900 et la période 1986–2005 (période de référence pour les chapitres sur la modélisation et l'Atlas de l'annexe I) est de 0,61 [0,55 à 0,67] °C, selon les calculs utilisant le jeu de données HadCRUT4 et ses estimations d'incertitude. Il est également quasiment certain que les températures maximales et minimales à la surface des terres émergées ont augmenté à l'échelle planétaire depuis 19507. {2.4.1, 2.4.3; chapitre 2 des suppléments (Supplementary Material) 2.SM.3}

Bien que le rythme du réchauffement soit soutenu depuis plusieurs décennies, il n'en demeure pas moins très variable d'une année à l'autre et d'une décennie à l'autre, plusieurs périodes présentant une tendance plus faible (notamment un hiatus depuis 1998) (figure RT.1). Ces 15 dernières années, le rythme du réchauffement (1998–2012; 0,05 [–0,05 à +0,15] °C par décennie) a été plus lent que la tendance depuis 1951 (1951–2012; 0,12 [0,08 à 0,14] °C par décennie). Si elles sont établies pour de courtes périodes, les tendances sont peu fiables et largement tributaires des années marquant le début et la fin de la période. Par exemple, les tendances pour les périodes de 15 ans débutant en 1995, en 1996 et en 1997 indiquent respectivement une hausse de 0,13 [0,02 à 0,24] °C, de 0,14 [0,03 à 0,24] °C et de 0,07 [-0,02 à 0,18] °C par décennie. Plusieurs analyses indépendantes de la température de l'air à la surface des terres émergées, effectuées sur la base de données d'observation recueillies à l'échelle mondiale et régionale par des stations de mesures, font clairement apparaître une hausse de ces températures. Les températures de la mer en surface montent également. Des comparaisons entre de nouveaux jeux de données sur les températures de la mer en surface obtenues par différentes méthodes de mesure, notamment par satellite, permettent de mieux comprendre les erreurs et les biais inhérents aux relevés. {2.4.1 – 2.4.3; encadré 9.2}

Il est *improbable* que des effets non corrigés des îlots de chaleur urbains ou de modification dans l'affectation des terres se soient traduits par une augmentation de plus de 10% de la tendance estimative moyenne de la température de l'air à la surface du globe à une échelle planétaire et centennale. Il s'agit d'une valeur moyenne; dans certaines régions qui ont connu un développement rapide, les îlots de chaleur urbains et les changements d'affectation des terres peuvent avoir un impact bien plus important sur les tendances régionales. {2.4.1}

On estime avec un degré de confiance élevé que le réchauffement annuel moyen en surface amorcé au XX^e siècle a inversé la tendance au refroidissement à long terme des 5000 dernières années aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord. Pour les températures annuelles moyennes de cet hémisphère, la période 1983-2012 a très probablement été la période de 30 ans la plus chaude des 800 dernières années (degré de confiance élevé) et probablement la période de 30 ans la plus chaude des 1400 dernières années (degré de confiance moyen). La comparaison entre des données de température instrumentales et plusieurs reconstitutions à partir de données indirectes et de méthodes statistiques amène à la même conclusion, qui est compatible avec le guatrième rapport d'évaluation. Les reconstitutions de la température en surface à l'échelle continentale font apparaître, avec un degré de confiance élevé, des intervalles de plusieurs décennies pendant l'Anomalie climatique médiévale (950-1250) au cours desquels la température était, dans certaines régions, aussi élevée qu'au milieu du XX^e siècle et, dans d'autres régions, aussi élevée qu'à la fin du XX^e siècle. Ces intervalles chauds à l'échelle régionale ne sont pas intervenus de manière aussi homogène que le réchauffement constaté depuis le milieu du XX^e siècle (degré de confiance élevé). Selon une comparaison entre des reconstitutions et des simulations, on estime, avec un degré de confiance élevé, que non seulement le forçage externe orbital, solaire et volcanique, mais également la variabilité interne ont considérablement contribué à la configuration spatiale et temporelle des variations de température de surface entre l'Anomalie climatique médiévale et le Petit âge glaciaire (1450–1850). {5.3.5, 5.5.1}

⁵ Le réchauffement est exprimé sous la forme d'une moyenne non pondérée fondée sur des estimations de la tendance linéaire calculée à partir de l'ensemble de données matricielles no 4 sur les températures de surface de l'Unité de recherche climatique du Hadley Centre (HadCRUT4), de l'analyse MLOST (Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis) et de l'analyse des températures de surface de l'Institut Goddard pour les études spatiales (GISTEMP) (voir figure RT.2; section 2.4.3).

⁶ Dans la contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation, sauf mention contraire, l'incertitude est quantifiée en utilisant des intervalles d'incertitude à 90 %. L'intervalle d'incertitude à 90 %, indiqué entre crochets, signale une probabilité de 90 % que la valeur estimée y soit comprise. La limite supérieure de l'intervalle d'incertitude a une probabilité de 95 % de dépasser la valeur estimée et la limite inférieure a une probabilité de 95 % de se situer en dessous de la valeur estimée. L'estimation la plus probable de cette valeur est également donnée, s'il en existe une. Les intervalles d'incertitude ne sont pas nécessairement répartis de façon symétrique de part et d'autre de l'estimation la plus probable.

⁷ Les deux méthodes présentées dans ce paragraphe pour calculer la variation de la température ont également été utilisées dans le quatrième Rapport d'évaluation. La première permet, sur la base du meilleur ajustement de la tendance linéaire, de calculer la différence de tous les points entre deux années, par ex. 1880 et 2012. La seconde permet de calculer la différence entre les moyennes des deux périodes, par ex 1850–1900 et 2003–2012. Les résultats obtenus selon ces deux méthodes et leurs intervalles d'incertitude à 90 % ne sont donc pas directement comparables.

RT.2.2.2 Troposphère et stratosphère

Selon plusieurs analyses indépendantes de mesures provenant de radiosondes et de détecteurs satellisés, il est *quasiment certain* que la température globale de la troposphère a augmenté et que celle de la stratosphère a baissé depuis le milieu du XX^e siècle (figure RT.1). Si toutes les analyses convergent pour ce qui est du sens de la tendance, les estimations disponibles divergent nettement en ce qui concerne la rapidité de l'évolution de la température, en particulier hors de la troposphère extratropicale de l'hémisphère Nord, qui a été largement échantillonnée à l'aide de radiosondes. Par conséquent, le degré de confiance pour la cadence du changement et sa structure verticale n'est que *moyen* pour ce qui est de la troposphère extratropicale de l'hémisphère Nord, et *faible* ailleurs. {2.4.4}

RT.2.2.3 Océan

Il est *quasiment certain* que l'océan superficiel (moins de 700 m de profondeur) s'est réchauffé entre 1971 et 2010, et *probable* qu'il se soit réchauffé entre les années 1870 et l'année 1971 (figure RT.1). Le degré de confiance est plus faible pour les changements antérieurs à 1971 en raison du nombre relativement limité d'observations effectuées auparavant. Depuis le quatrième rapport d'évaluation, des erreurs systématiques d'origine instrumentale dans les mesures de température historiques de l'océan superficiel ont été décelées et corrigées, diminuant les variations décennales artificielles des températures et du contenu thermique de l'océan superficiel, plus marquées durant les années 1970 et les années 1980. {3.2.1–3.2.3, 3.5.3}



Figure RT.1 | Plusieurs indicateurs complémentaires de l'évolution du climat mondial. Chaque ligne présente une estimation indépendante du changement de l'élément climatique. Les séries chronologiques indiquées sont évaluées aux chapitres 2, 3 et 4. Dans chaque graphique, tous les jeux de données ont été normalisés pour correspondre à une période de mesure commune. Le détail des jeux de données utilisés pour chaque graphique est présenté à la section *Compléments* du chapitre 2 (2.C.5), ainsi qu'aux chapitres concernés. Des détails supplémentaires sur la figure RID.3 correspondante sont donnés dans les suppléments (*Supplementary Material*) du Résumé technique. {FAQ 2.1, figure 1; 2.4, 2.5, 3.2, 3.7, 4.5.2, 4.5.3}

Selon les valeurs moyennes établies sur cinq ans, il est *probable* que l'océan se soit réchauffé entre 700 et 2000 m de profondeur entre 1957 et 2009. Il est également *probable* qu'entre 1992 et 2005 l'océan profond, en dessous de 3000 m, se soit réchauffé, tandis qu'aucune tendance significative de la température moyenne planétaire n'a été observée entre 2000 et 3000 m de profondeur pendant la période allant d'environ 1992 à 2005. En dessous de 3000 m de profondeur, le réchauffement le plus marqué a été observé dans l'océan Austral. {3.2.4, 3.5.1; figures 3.2b, 3.3; FAQ 3.1}

HadCRUT4 1901-2012



Figure RT.2 | Évolution de la température en surface pendant la période 1901–2012, exprimée sous forme de tendance linéaire pour trois jeux de données. Les zones blanches signalent des données incomplètes ou manquantes. Les tendances n'ont été calculées que pour les mailles présentant des relevés complets à plus de 70 % et plus de 20 % de données disponibles dans les premiers 10% et les derniers 10% de la période considérée. Les signes + en noir indiquent les mailles où les tendances sont significatives (une tendance nulle se situe en dehors de l'intervalle de confiance à 90 %). Les différences de couverture reflètent essentiellement l'importance des interpolations auxquelles se sont livrés les fournisseurs de jeux de données pour les zones sans observations; celles-ci vont d'aucune interpolation au-delà de la moyenne de la maille (pour l'ensemble de données de températures en surface no 4 de l'Unité de recherche climatologique du Hadley Centre (HadCRUT4)) à une interpolation substantielle (pour l'analyse des températures de surface de l'Institut Goddard pour les études spatiales (GISTEMP). Des détails supplémentaires relatifs à la figure RID.1 sont donnés dans les suppléments (*Supplementary Material*) du Résumé technique. {Figure 2.21}

RT.2.3 Évolution du bilan énergétique et de la teneur en chaleur

Au moins depuis environ 1970, la Terre connaît un déséquilibre radiatif, l'énergie solaire incidente étant plus importante que celle qui ressort par la couche supérieure de l'atmosphère. Il est *quasiment certain* que la Terre a accumulé une énergie considérable entre 1971 et 2010. L'augmentation de cette énergie inventoriée entre 1971 et 2010 est estimée à 274 [196 à 351] x 10²¹ J (*degré de confiance élevé*), avec un taux de réchauffement de 213 x 10¹² W selon un ajustement linéaire aux valeurs annuelles enregistrées sur cette période (voir aussi AT.4). {encadrés 3.1, 13.1}

Le réchauffement océanique est l'un des facteurs essentiels de ce taux de réchauffement, dont environ 93 % est imputé au réchauffement des océans sur toute leur profondeur (degré de confiance élevé) et environ 63 % au réchauffement de leur couche superficielle (moins de 700 m de profondeur). La fonte des glaces (banquise arctique, nappes glaciaires et glaciers compris) ainsi que le réchauffement des continents y contribuent chacun à hauteur de 3 %, et le réchauffement de l'atmosphère apporte le dernier 1 %. Le gain énergétique des océans pendant la période 1971-2010 est estimé à 199 x 1012 W, ce qui équivaut, avec un ajustement linéaire des données sur cette période, à 0,42 W m⁻² de réchauffement continu de la totalité de la surface terrestre, et à 0,55 W m⁻² en appliquant la partie due au réchauffement des océans à toute la surface océanique. L'augmentation énergétique de la Terre de 1993 à 2010 est estimée à 163 [127 à 201] x 10²¹ J, avec une tendance estimée à 275 x 10¹⁵ W. Pendant cette période, la portion de cette tendance revenant à l'océan est de 257 x 1012 W, ce qui est équivalent à un flux de chaleur entrant moyen dans l'océan de 0,71 W m⁻². {3.2.3, 3.2.4; encadré 3.1}

Il est à peu près aussi probable qu'improbable que la teneur en chaleur de l'océan entre 0 et 700 m de profondeur ait augmenté plus lentement entre 2003 et 2010 qu'entre 1993 et 2002 (figure RT.1). L'absorption de chaleur entre 700 et 2000 m, où la variabilité interannuelle est plus faible, s'est probablement poursuivie au même rythme entre 1993 et 2009. {3.2.3, 3.2.4; encadré 9.2}

RT.2.4 Évolution de la circulation et modes de variabilité

Une importante variabilité aux échelles interannuelles et décennales empêche dans bien des cas de tirer des conclusions solides sur les changements à long terme de la circulation atmosphérique. Il apparaît que les récentes variations ont largement compensé l'augmentation, des années 1950 aux années 1990, des vents d'ouest des moyennes latitudes au nord et de l'indice de l'oscillation nord-atlantique (NAO), de même que l'affaiblissement de la circulation de Walker dans le Pacifique depuis la fin du XIX^e siècle jusqu'aux années 1990 (*degré de confiance élevé*). Les variations de l'indice de la NAO en hiver observées depuis le XX^e siècle aux échelles décennales et multidécennales ont déjà eu lieu durant les 500 dernières années (*degré de confiance élevé*). {2.7.2, 2.7.5, 2.7.8, 5.4.2; encadré 2.5; tableau 2.14}

Il est *probable* que les caractéristiques de la circulation se soient déplacées en direction des pôles depuis les années 1970, entraînant un élargissement de la zone intertropicale, un déplacement de la trajectoire des tempêtes et des courants-jets vers les pôles ainsi qu'une contraction du tourbillon circumpolaire boréal. Le fondement scientifique est plus solide en ce qui concerne l'hémisphère Nord. Il est *probable* que le mode annulaire austral (SAM) soit devenu plutôt positif depuis les années 1950. L'augmentation de l'indice du SAM en été observé depuis 1950 est anormal (*degré de confiance moyen*) comparé aux 400 dernières années. {2.7.5, 2.7.6, 2.7.8, 5.4.2; encadré 2.5; tableau 2.14}

De nouveaux résultats provenant de relevés haute résolution effectués sur les coraux indiquent avec un *degré de confiance élevé* que le phénomène El Niño/Oscillation australe (ENSO) est resté très variable durant les derniers 7000 ans, sans preuve tangible d'une modulation orbitale. {5.4.1}

De récentes observations viennent corroborer la variabilité des principaux systèmes de circulation océanique à des échelles annuelles ou décennales.

Il est *très probable* que, dans le Pacifique Nord et le Pacifique Sud, les tourbillons subtropicaux se soient étendus et renforcés depuis 1993. Les mesures effectuées sur l'ensemble de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC) et de ses composantes individuelles à différentes latitudes et périodes ne suggèrent aucune tendance à long terme. Rien n'indique non plus une tendance pour ce qui est du transfert du courant indonésien (*Indonesian Throughflow*), du courant circumpolaire antarctique (ACC) ou entre l'océan Atlantique et les mers septentrionales. Cependant, les données recueillies pour la période 1950–2010 indiquent, avec un *degré de confiance moyen*, un déplacement d'environ 1° vers le sud du courant circumpolaire antarctique. {3.6}

RT.2.5 Évolution du cycle hydrologique et de la cryosphère

RT.2.5.1 Atmosphère

Le *degré de confiance* concernant la variation de la moyenne mondiale des précipitations sur les régions continentales est *faible* avant 1951, puis *moyen* après cette date, du fait d'un manque de données, en particulier pendant les premières phases de la période considérée (l'Axe thématique 1 donne un aperçu des variations du cycle hydrologique global, selon les observations et les projections). Par ailleurs, les séries chronologiques établies sur la base d'une modélisation de la quasi-intégralité des terres émergées par un procédé de reconstitution montrent une variation très faible des précipitations continentales depuis 1901. Il est *probable* que les terres émergées des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord présentent une augmentation générale des précipitations (avec un *degré de confiance moyen* avant 1951, mais *élevé* par la suite). Pour les autres latitudes, le *degré de confiance* des tendances régionales à long terme, positives comme négatives, est *faible* (AT.1, figure 1). {2.5.1}

Il est *très probable* que, à l'échelle du globe, l'humidité spécifique de l'air proche de la surface et de l'air troposphérique augmente depuis les années 1970. Toutefois, la tendance à l'humidification des basses couches atmosphériques sur les terres émergées a diminué ces dernières années (*degré de confiance moyen*) (figure RT.1). On observe de ce fait des diminutions relativement généralisées de l'humidité relative près du sol ces dernières années sur les terres émergées. {2.4.4, 2.5.5, 2.5.6}

Bien que les tendances en matière de nébulosité définies sur la base de jeux de données indépendants soient cohérentes pour certaines régions, les observations à l'échelle planétaire des variations et des tendances pertinentes présentent plusieurs ambiguïtés et se caractérisent donc par un *degré de confiance faible*. {2.5.7}

TS.2.5.2 Flux océaniques et flux de surface

Il est *très probable* que les tendances régionales aient accentué les contrastes entre les valeurs moyennes des diverses zones géographiques pour ce qui est de la salinité des mers en surface depuis les années 1950: les eaux de surface salines des moyennes latitudes, marquées par une forte évaporation, sont devenues plus salées, tandis que les eaux de surface à salinité plus faible, dans les régions tropicales et polaires marquées par davantage de précipitations, sont devenues plus douces. La différence moyenne entre les régions à forte et faible salinité a augmenté de 0,13 [0,08 à 0,17] de 1950 à 2008. Il est *très probable* que la différence de teneur en eau douce des bassins se soit accrue: l'Atlantique a gagné en salinité, tandis que l'océan Pacifique et l'océan Austral ont perdu en salinité. Ces conclusions, déjà mentionnées dans le quatrième Rapport d'évaluation, sont corroborées par des études récentes fondées sur des jeux de données plus étendus et de nouvelles méthodes d'analyse avec un *degré de confiance élevé*. {3.3.2, 3.3.3, 3.9; FAQ 3.2}

La configuration spatiale des tendances en matière de salinité, de salinité moyenne et de la répartition moyenne du bilan «évaporation moins précipitations» est semblable dans tous les cas (AT.1, figure 1). Cette similitude montre de manière indirecte que la différence entre évaporation et précipitations au-dessus des océans s'accentue depuis les années 1950 (*degré de confiance moyen*). Les incertitudes liées aux données actuellement disponibles sur les flux de surface empêchent d'utiliser de manière fiable les produits des flux pour définir les tendances de la répartition de l'évaporation ou des précipitations au plan régional ou planétaire sur les océans durant la période d'observation des variations de la salinité depuis les années 1950. {3.3.2-3.3.4, 3.4.2, 3.4.3, 3.9; FAQ 3.2}

RT.2.5.3 Glaces de mer

Selon une tendance déjà relevée dans le quatrième Rapport d'évaluation, il apparaît avec un degré de confiance très élevé que l'étendue de la banquise arctique (annuelle, pluriannuelle et pérenne) a diminué durant la période 1979–2012 (figure RT.1). Le taux de diminution annuelle est très probablement de 3,5 à 4,1 % par décennie (de 0,45 à 0,51 million de km² par décennie). La diminution moyenne de la banquise arctique annuelle à l'échelle décennale est maximale en été et en automne (degré de confiance élevé), mais son étendue diminue en toute saison et chaque décennie par rapport à la précédente depuis 1979 (degré de confiance élevé). L'étendue de la banquise arctique pluriannuelle et pérenne a diminué entre 1979 et 2012 (degré de confiance très élevé). Les taux de diminution sont très probablement de 11,5 [9,4 à 13,6] % par décennie (0,73 à 1,07 million de km² par décennie) pour ce qui est de l'étendue des glaces de mer à son minimum d'été (glaces pérennes) et très probablement de 13,5 [11 à 16] % par décennie pour les glaces pluriannuelles. Selon les reconstitutions, le recul actuel (1980-2012) de la banquise arctique en été est sans précédent et les températures de la mer en surface sont anormalement élevées par rapport au moins aux 1450 dernières années (degré de confiance moyen). {4.2.2, 5.5.2}

Il est *probable* que la fonte annuelle de surface de la banquise arctique pérenne se soit allongée de 5,7 [4,8 à 6,6] jours par décennie entre 1979 et 2012. Durant cette période, dans la région située entre la mer de Sibérie orientale et la mer de Beaufort occidentale, la durée de la période sans glace s'est allongée de presque 3 mois. {4.2.2}

L'épaisseur moyenne des glaces de mer hivernales dans le bassin arctique a diminué entre 1980 et 2008 (*degré de confiance élevé*), *probablement* de 1,3 m à 2,3 m en moyenne. Cette estimation, d'un *degré de confiance élevé*, se fonde sur des observations d'origines multiples – observations sous-marines, sondes électromagnétiques et altimétrie par satellites – et elle est cohérente avec le recul de l'étendue des glaces pluriannuelles et pérennes. Les mesures effectuées par satellite entre 2010 et 2012 indiquent une diminution du volume des glaces de mer par rapport aux observations de la période 2003–2008 (*degré de confiance moyen*). Dans l'Arctique, où une diminution de l'épaisseur de la banquise a été constatée, la dérive des glaces de mer s'est accélérée (*degré de confiance élevé*). {4.2.2}

Il est *très probable* que l'étendue de la banquise arctique annuelle ait augmenté d'un taux de 1,2 à 1,8 % par décennie (0,13 à 0,20 million de km² par décennie) entre 1979 et 2012 (*degré de confiance très élevé*). L'augmentation de la superficie des glaces de mer a été plus marquée du fait de la diminution du pourcentage d'eaux libres dans la banquise. Ce taux annuel présente des différences importantes selon les régions (*degré de confiance élevé*), certaines voyant leur étendue / superficie augmenter, et d'autres diminuer. Des différences régionales s'observent aussi autour de l'Antarctique, où la saison sans glace tantôt s'allonge, tantôt se raccourcit durant la période de mesures par satellite (*degré de confiance élevé*). {4.2.3}

RT.2.5.4 Glaciers et nappes glaciaires

Les séries chronologiques des variations mesurées de la longueur, de la superficie, du volume et de la masse des glaciers révèlent avec un *degré de confiance très élevé* que les glaciers du monde entier sont en recul constant (figures RT.1 et RT.3), avec quelques exceptions momentanées et limitées à quelques régions. Les mesures des variations des glaciers se sont nettement multipliées depuis le quatrième Rapport d'évaluation. La plupart des nouveaux jeux de données, couplés à un recensement exhaustif des glaciers, ont été obtenus par télédétection satellitaire. {4.3.1, 4.3.3}

Durant la dernière décennie, la majeure partie de la perte de glace des glaciers, à l'échelle planétaire, concernait les glaciers de l'Alaska, de l'Arctique canadien, de la périphérie de la nappe glaciaire du Groenland, des Andes australes et des massifs montagneux d'Asie, qui totalisent ensemble plus de 80 % de la fonte des glaces (*degré de confiance très élevé*). La perte de masse totale de tous les glaciers du monde, à l'exception de ceux qui se situent en périphérie des nappes glaciaires, a *très probablement* été de 226 [91 à 361] Gt an⁻¹ (équivalent niveau de la mer de 0,62 [0,25 à 0,99] mm an⁻¹) durant la période 1971–2009, de 275 [140 à 410] Gt an⁻¹ (0,76 [0,39 à 1,13] mm an⁻¹) durant la période 1993–2009 et de 301 [166 à 436] Gt an⁻¹ (0,83 [0,46 à 1,20] mm an⁻¹) entre 2005 et 2009⁸. {4.3.3; tableaux 4.4, 4.5}

Il apparaît avec un *degré de confiance élevé* que l'étendue actuelle des glaciers ne correspond pas aux conditions climatiques actuelles, de sorte qu'ils continueront de reculer à l'avenir, même si le réchauffement venait à s'interrompre. {4.3.3}

La nappe glaciaire du Groenland a reculé durant les deux dernières décennies (*degré de confiance très élevé*). Des télédétections satellitaires et aériennes couplées à des données de terrain indiquent avec un *degré de confiance élevé* que plusieurs zones ont été touchées par la fonte des glaces et que les pertes de masse importantes se sont étendues à de plus vastes régions que ne l'indiquait le quatrième Rapport d'évaluation (figure RT.3). La perte de masse de la nappe glaciaire du Groenland s'est accélérée depuis 1992 (*degré de confiance élevé*): le taux moyen a *très probablement* augmenté de 34 [–6 à 74] Gt an⁻¹ durant la période 1992–2001 (équivalent du niveau de la mer de 0,09 [–0,02 à 0,20] mm an⁻¹), à 215 [157 à 274] Gt an⁻¹ durant la période 2002–2011 (0,59 [0,43 à 0,76] mm an⁻¹). La fonte des glaces du Groenland est due à une augmentation, dans des proportions similaires, de la fonte en surface et du ruissellement, ainsi que de l'écoulement des glaciers émissaires (*degré de confiance élevé*). La zone sujette à la fonte estivale s'est étendue durant les deux dernières décennies (*degré de confiance élevé*). {4.4.2, 4.4.3}



Figure RT.3 | (Carte) Répartition de la perte de glace déterminée grâce aux mesures de la gravité variable en fonction du temps effectuées dans le cadre de la mission GRACE pour a) l'Antarctique et b) le Groenland, indiquée en centimètres d'eau par année (cm d'eau an⁻¹) durant la période 2003–2012. (Graphique) Évaluation de la perte de glace totale des glaciers et des nappes glaciaires en termes de masse (Gt) et en équivalent niveau de la mer (mm). La concernant les glaciers n'inclut pas les glaciers de la périphérie des nappes glaciaires. {4.3.4; figures 4.12–4.14, 4.16, 4.17, 4.25}

⁸ Une perte de glace de 100 Gt an⁻¹ correspond à environ 0,28 mm an⁻¹ en équivalent niveau de la mer.

Axes thématiques AT.1 | Variations du cycle de l'eau

Le cycle de l'eau décrit les étapes successives de l'eau qui circule dans le système climatique à l'état liquide, solide ou gazeux, passant par les différents réservoirs qu'offrent l'océan, la cryosphère, la surface des terres émergées et l'atmosphère. Dans l'atmosphère, l'eau circule principalement à l'état gazeux, sous forme de vapeur d'eau, mais apparaît aussi sous forme de glace et à l'état liquide dans les nuages. L'océan est essentiellement constitué d'eau liquide, mais il est partiellement recouvert de glace dans les régions polaires. Sur les terres, on trouve l'eau sous forme liquide dans les eaux de surface (p. ex. dans les lacs et les rivières), dans le sol (humidité) et dans les nappes souterraines. Sur les terres, à l'état solide, l'eau apparaît sous forme de nappes glaciaires, de glaciers, de neige et de glace, à la surface du sol, ainsi que de pergélisol. L'écoulement de l'eau au sein du système climatique est essentiel à la vie sur Terre, car une part importante de l'eau qui tombe sur les terres sous forme de précipitations et vient humidifier le sol et alimenter les cours d'eau provient de l'évaporation des océans et a été transportée par l'atmosphère. La neige qui tombe en hiver peut alimenter le sol en eau au printemps et les cours d'eau en été, des apports essentiels pour l'homme et la nature. Le transfert de l'eau douce entre l'atmosphère et les océans peut également influencer la salinité de ces derniers, qui est l'un des facteurs clés de la densité et de la circulation océanique. Enfin, la chaleur latente de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère détermine dans une large mesure la circulation atmosphérique, à des échelles allant du petit orage aux mouvements planétaires. {12.4.5; FAQ 3.2, FAQ 12.2}

Observation des variations du cycle de l'eau

La tension de vapeur saturante de l'air augmentant avec la température, la quantité de vapeur d'eau dans l'air devrait augmenter avec le réchauffement climatique. Des données d'observation fournies par les stations en surface, les radiosondes, les systèmes de localisation GPS et les instruments de mesure satellitaires signalent un accroissement, à de grandes échelles spatiales, de la vapeur d'eau dans la troposphère. (AT.1, figure 1). Il est *très probable* que l'humidité spécifique de la troposphère ait augmenté depuis les années 1970. L'amplitude des variations de vapeur d'eau troposphérique observées à l'échelle du globe durant ces 40 dernières années, d'environ 3,5 %, concorde avec le changement de température mesuré, d'environ 0,5° C, durant la même période, et l'humidité relative est plus ou moins restée constante. Ces variations peuvent être imputées à l'homme avec un *degré de confiance moyen*. {2.5.4, 10.3.2}

Les relevés existants permettent plus difficilement d'évaluer les variations de précipitations, étant donné que le prélèvement d'échantillons de précipitations est moins aisé et que l'impact du réchauffement climatique devrait être bien moindre sur les précipitations que sur la teneur en vapeur d'eau de l'air. Bien que les précipitations semblent parfois présenter des tendances régionales soutenues (AT.1, figure 2), lorsque les modèles de reconstitution fournissent des données pour la quasi-totalité de la superficie des terres émergées, les séries chronologiques des précipitations moyennes sur les terres émergées du globe indiquent peu d'évolution depuis 1900. Actuellement, l'influence humaine sur l'évolution des caractéristiques des précipitations à l'échelle planétaire s'avère considérable (*degré de confiance moyen*), notamment par une augmentation des précipitations aux moyennes à hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Les variations des précipitations et d'autres phénomènes climatiques extrêmes liés au cycle hydrologique sont examinées plus en détail dans l'Axe thématique 9. {2.5.1, 10.3.2}

Même s'il est difficile de mesurer les tendances directes des précipitations et de l'évaporation au moyen des relevés disponibles, la salinité des océans observée en surface, fortement tributaire du bilan «évaporation moins précipitations», indique des tendances marquées (AT.1, figure 1). La configuration spatiale des tendances en matière de salinité depuis 1950 ressemble fortement à la moyenne de la salinité ainsi qu'à la moyenne du bilan «évaporation moins précipitations»: les régions à salinité élevée, où l'évaporation prédomine, ont gagné en salinité, tandis que les régions à faible salinité, où les précipitations précipitations» au-dessus des océans s'est accentué depuis les années 1950 (*degré de confiance moyen*). Les variations inférées de ce bilan concordent avec l'observation d'une augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'air plus chaud. Il est *très probable* que les variations observées de la salinité en surface et en subsurface soient en partie dues aux forçages climatiques anthropiques. {2.5, 3.3.2-3.3.4, 3.4, 3.9, 10.4.2; FAQ 3.2}

Dans la plupart des régions examinées, il est *probable* que le nombre d'épisodes neigeux diminue là où des températures hivernales plus élevées ont été mesurées. Les observations *in situ* comme par satellite indiquent une nette réduction de l'étendue de l'enneigement dans l'hémisphère Nord durant les 90 dernières années, avec une réduction maximale dans les années 1980. C'est au mois de juin que l'enneigement a le plus fortement diminué, avec une diminution *très probable* de l'étendue moyenne de 53 % (40 à 66 %) durant la période entre 1967 et 2012. Pour la période 1922–2012, on dispose uniquement des données des mois de mars et d'avril, qui indiquent une baisse *très probable* de 7 % (4,5 à 9,5 %). La fonte printanière survenant de manière précoce, la période d'enneigement dans l'hémisphère Nord diminue de 5,3 jours par décennie depuis l'hiver 1972–1973. Il est *probable* qu'un facteur anthropique ait influencé la diminution de l'enneigement observée depuis les années 1970. {4.5.2, 10.5.1, 10.5.3}



AT.1, Figure 1 Les variations de la salinité en surface sont liées à la configuration atmosphérique du bilan «évaporation moins précipitations» (E - P) et aux tendances de la quantité totale d'eau précipitable: a) tendance linéaire (1988 à 2010) de la quantité totale d'eau précipitable (vapeur d'eau intégrée depuis la surface terrestre jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère) (kg m⁻² par décennie) à partir d'observations satellitaires; b) bilan net moyen climatologique «évaporation moins précipitations» de 1979–2005 (cm an⁻¹) à partir de données météorologiques réanalysées; c) tendance (1950–2000) de la salinité en surface (échelle de salinité pratique (PSS) 78 (PSS78) pour 50 ans); d) salinité en surface moyenne climatologique (PSS78) (bleu <35; jaune-rouge >35); e) différence planétaire entre les salinités moyennes des régions où la salinité marine en surface est supérieure à la moyenne planétaire («salinité élevée») et salinités moyennes des régions où la salinité »). Pour davantage de détail sur les sources des données utilisées, voir figure 3.21 et FAQ 3.2, figure 1. {3.9}



AT.1 Figure 2 | Cartes des variations observées des précipitations continentales de 1901 à 2010 (à gauche) et de 1951 à 2010 (à droite) selon les jeux de données de l'Unité de recherche climatologique (CRU), du Réseau mondial de données climatologiques anciennes (GHCN) et du Centre mondial de climatologie des précipitations (GPCC). Les tendances d'accumulation annuelle ont été calculées uniquement pour les mailles présentant des relevés complets à plus de 70 % et plus de 20 % de données disponibles dans les premier et dernier déciles de la période. Les zones blanches indiquent des données incomplètes ou manquantes. Les signes + en noir indiquent les mailles où les tendances sont significatives (une tendance nulle se situe en dehors de l'intervalle de confiance de 90 %). Des précisions concernant la figure RID.2 sont données dans les suppléments (*Supplementary Material*) du Résumé technique. {Figure 2.29; 2.5.1}

Les analyses les plus récentes et les plus complètes sur l'écoulement des cours d'eau n'étayent pas les conclusions du quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, selon lesquelles l'écoulement à l'échelle planétaire a augmenté au cours du XX^e siècle. De nouveaux résultats indiquent aussi que les conclusions du quatrième Rapport d'évaluation sur les tendances planétaires à la hausse des périodes de sécheresse depuis les années 1970 ne se confirment pas. {2.5.2, 2.6.2}

Projections de l'évolution future

Selon les projections, un réchauffement climatique devrait entraîner des variations du cycle de l'eau (AT.1 - Figure 3, voir aussi RT.4.6, RT.5.6, annexe I). Les précipitations à échelle planétaire devraient augmenter progressivement au cours du XXI^e siècle. Cette augmentation devrait être bien moins forte (environ 2 % K⁻¹) que celle de la vapeur d'eau dans les basses couches troposphériques (environ 7 % K⁻¹), en raison des contraintes énergétiques au plan mondial. La variation des précipitations moyennes dans le cadre d'un net réchauffement de la planète ne sera pas uniforme: les précipitations seront plus fortes dans certaines régions, mais plus faibles ou relativement stables dans d'autres régions. Les terres émergées des hautes latitudes vont *probablement* connaître des épisodes de précipitations plus abondantes, une troposphère plus chaude ayant une plus grande capacité de contenir de l'eau. Dans de nombreuses régions arides ou semi-arides des moyennes latitudes et des régions subtropicales, les précipitations diminueront *probablement*. Les variations les plus importantes en matière de précipitations dans le nord de l'Eurasie et en Amérique du Nord devraient intervenir durant la période hivernale. {12.4.5, annexe I}

RT

AT.1 (suite)

Les projections à l'échelle régionale ou globale de l'humidité du sol et des périodes de sécheresse demeurent relativement incertaines comparées à d'autres aspects du cycle hydrologique. Néanmoins, une baisse de l'humidité du sol dans le bassin méditerranéen, dans le sud-ouest des États-Unis d'Amérique et en Afrique australe concorde avec les projections de la Circulation de Hadley; ainsi, un réchauffement de la planète rend une augmentation de la sécheresse *probable* dans ces régions pour plusieurs degrés de réchauffement selon le scénario RCP8,5 (profil représentatif d'évolution de concentration). Pour ce qui est de l'écoulement, une diminution est *probable* dans le sud de l'Europe et au Moyen-Orient, et une augmentation est *probable* dans les hautes latitudes au Nord – une augmentation cohérente avec l'augmentation prévue des précipitations. {12.4.5}







On estime avec un *degré de confiance élevé* que la nappe glaciaire de l'Antarctique recule depuis deux décennies (figure RT.3). Ce recul s'opère surtout dans le nord de la péninsule antarctique ainsi que dans le secteur de la mer d'Amundsen en Antarctique occidental (*degré de confiance très élevé*); il s'explique par l'accélération des glaciers émissaires (*degré de confiance élevé*). La perte moyenne de glace de l'Antarctique a *probablement* augmenté de 30 [–37 à 97] Gt an⁻¹ (équivalent niveau de la mer, 0,08 [–0,10 à 0,27] mm an⁻¹) durant la période 1992–2001, à 147 [72 à 221] Gt an⁻¹ durant la période 2002–2011 (0,40 [0,20 à 0,61] mm an⁻¹). {4.4.2, 4.4.3}

Il apparaît avec un *degré de confiance élevé* que certaines plates-formes de glace flottantes de l'Antarctique subissent d'importantes modifications. Les plates-formes de glace perdent de leur épaisseur dans la région de la mer d'Amundsen en Antarctique occidental (*degré de confiance moyen*), en raison d'un flux de chaleur océanique élevé (*degré de confiance faible*). Ainsi, la tendance au recul et à l'effondrement partiel à long terme des plates-formes de glace flottantes autour de la péninsule antarctique, qui s'est amorcée il y a plusieurs décennies, devrait se maintenir (*degré de confiance élevé*). {4.4.2, 4.4.5}

RT.2.5.5 Enneigement, eau douce et gélisol

L'étendue de l'enneigement a diminué dans l'hémisphère Nord, en particulier durant la saison printanière (*degré de confiance très élevé*) (figure RT.1). Selon les relevés satellitaires, il est *très probable* qu'elle s'est réduite durant la période 1967–2012, la diminution la plus importante, -53 % [–40 à –66%], s'étant produite au moins de juin. Aucun mois n'a enregistré d'augmentation significative d'un point de vue statistique. Sur une période plus étendue, 1922–2012, on dispose uniquement des données des mois de mars et d'avril, qui indiquent *très probablement* un recul de 7 % [4,5 à 9,5 %] et présentent une corrélation négative (–0,76) avec les températures en surface de 40° N à 60° N à la même période. Dans l'hémisphère Sud, les observations sont trop peu nombreuses pour permettre de conclure à une éventuelle variation. {4.5.2, 4.5.3}

Les températures du pergélisol sont à la hausse dans la plupart des régions du globe depuis le début des années 1980 (*degré de confiance élevé*). Cette hausse est la conséquence directe du réchauffement de l'air ainsi que des modifications de la répartition dans le temps et de l'épaisseur de l'enneigement (*degré de confiance élevé*). En règle générale, le réchauffement du pergélisol plus froid a été plus important que celui du pergélisol moins froid (*degré de confiance élevé*). {4.7.2; tableau 4.8}

RT.2.6 Évolution du niveau de la mer

Les principaux facteurs de variation du volume des océans sont l'expansion du volume d'eau océanique due au réchauffement et l'écoulement dans les océans de l'eau stockée sur les continents, en particulier dans les glaciers et les nappes glaciaires. L'eau retenue dans les réservoirs et la diminution des nappes souterraines (au profit des océans) influencent aussi le niveau de la mer. Les variations du niveau de la mer par rapport à celui des terres émergées (niveau relatif de la mer) peuvent être très différentes des variations du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe (GMSL) en raison de modifications de la répartition de l'eau dans les océans, du mouvement vertical des continents et des variations du champ gravitationnel terrestre. Pour un aperçu des connaissances scientifiques relatives aux récentes variations (et projections) du niveau de la mer et des incertitudes qui y sont associées, voir l'Axe thématique 2. {3.7.3, 13.1}

Durant les périodes chaudes du milieu du Pliocène, (3,3 à 3,0 Ma), pendant lesquelles les températures moyennes en surface à l'échelle du globe (GMST) étaient plus chaude de 1,9°C à 3,6°C que pendant la période climatique préindustrielle et les niveaux de dioxyde de carbone (CO_2) se situaient entre 350 et 450 ppm (*degré de confiance moyen*), il semble que le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe était plus élevé qu'actuellement (*degré de confiance élevé*), ce qui présuppose un volume inférieur des nappes glaciaires polaires. Selon les meilleures estimations des diverses méthodes employées (*degré de confiance élevé*), le niveau de la mer n'a pas dépassé les +20 m durant les périodes les plus chaudes du Pliocène du fait de la déglaciation des nappes

glaciaires du Groenland, de l'Antarctique occidental et de certaines zones de l'Antarctique oriental. {5.6.1, 13.2}

Pendant la dernière période interglaciaire (129 à 116 ka), durant plusieurs millénaires, le niveau maximal du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe était supérieur au niveau actuel d'au moins 5 m (degré de confiance très élevé) et ce niveau ne dépassait pas le niveau actuel de plus de 10 m (degré de confiance élevé), du fait de la contribution importante des nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique. Cette variation du niveau de la mer s'est produite dans un contexte caractérisé par un forçage orbital différent des conditions actuelles et par des températures de surface aux hautes latitudes, moyennées sur plusieurs milliers d'années, supérieures d'au moins 2 °C aux températures actuelles (degré de confiance élevé). Selon des simulations par des modèles de nappes glaciaires compatibles avec les variations d'élévation indiquées par une nouvelle carotte de glace du Groenland, la nappe glaciaire du Groenland a très probablement contribué à relever le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe de 1,4 m à 4,3 m équivalent niveau de la mer, et on peut déduire avec un degré de confiance moyen que l'inlandsis antarctique y a également contribué au cours de la dernière période interglaciaire. {5.3.4, 5.6.2, 13.2.1}

Les données relatives au niveau de la mer, provenant de mesures indirectes comme instrumentales, indiquent une transition, de la fin du XIX^e au début du XX^e siècle, entre des vitesses moyennes d'élévation relativement faibles au cours des deux millénaires précédents et des vitesses plus élevées (*degré de confiance élevé*). {3.7, 3.7.4, 5.6.3, 13.2}

Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe s'est élevé de 0,19 [0,17 à 0,21] m, selon une estimation reposant sur une tendance linéaire entre 1901 et 2010 établie sur la base de relevés de marégraphes complétés par des données satellitaires à compter de 1993. Il est *très probable* que l'élévation moyenne du niveau de la mer ait été de 1,7 [1,5 à 1,9] mm an⁻¹ entre 1901 et 2010. De 1993 à 2010, cette tendance s'est *très probablement* accentuée, passant à 3,2 [2,8 à 3,6] mm an⁻¹. Une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe s'est *probablement* accélérée depuis le début des années 1900, les estimations allant de 0,000 [–0,002 à 0,002] à 0,013 [–0,007 à 0,019] mm an⁻². {3.7, 5.6.3, 13.2}

RT.2.7 Évolution des extrêmes

RT.2.7.1 Atmosphère

Les analyses récentes des phénomènes extrêmes corroborent en général les conclusions du quatrième *Rapport d'évaluation et du Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique* (SREX) (pour un résumé, voir Axe thématique 9, en particulier le tableau 1). Il est *très probable* que le nombre de journées et de nuits froides ait diminué et que le nombre de journées et de nuits chaudes ait augmenté à l'échelle du globe entre 1951 et 2010. Dans l'ensemble, il apparaît avec un *degré de confiance moyen* que la durée et la fréquence des périodes de chaleur, notamment des vagues de chaleur, ont augmenté depuis le milieu du XX^e siècle, principalement en raison d'un manque de données ou d'études pertinentes en Afrique et en Amérique du Sud. Toutefois, il est *probable* que la fréquence des vagues de chaleur ait augmenté sur cette période dans une grande partie de l'Europe, de l'Asie et de l'Australie. {2.6.1; tableaux 2.12, 2.13}

Il est *probable* que, depuis 1950 environ, le nombre de régions ayant enregistré une augmentation du nombre d'épisodes de précipitations abondantes sur les terres émergées soit plus élevé que celui des régions ayant enregistré une baisse. Le degré de confiance le plus élevé est associé à l'Amérique du Nord et à l'Europe, qui ont *probablement* connu une augmentation soit de la fréquence soit de l'intensité des épisodes de précipitations abondantes, avec des variations saisonnières et régionales. Il est *très probable* qu'une tendance aux épisodes de précipitations abondantes se soit dessinée au centre de l'Amérique du Nord. {2.6.2; tableau 2.13}

Axes thématiques AT.2 | Évolution du niveau de la mer: connaissances scientifiques et incertitudes

Après le dernier maximum glaciaire, les niveaux moyens de la mer à l'échelle du globe ont atteint des valeurs proches des valeurs actuelles il y a plusieurs milliers d'années. Depuis lors, il est *quasiment certain* que l'élévation du niveau de la mer s'est accélérée entre les faibles variations de la fin de la période Holocène (de l'ordre du dixième de mm an⁻¹) et celles du XX^e siècle (de l'ordre du mm an⁻¹, figure RT.1). {3.7, 5.6, 13.2}

La dilatation thermique des océans et la perte de masse glaciaire sont les principaux facteurs de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe au XX^e siècle (*degré de confiance élevé*). Il est *très probable* que le réchauffement des océans y ait contribué à hauteur de 0,8 [0,5 à 1,1] mm an⁻¹ entre 1971 et 2010, l'essentiel de cette contribution provenant de la couche supérieure de 700 m de profondeur. Le taux moyen modélisé de la dilatation thermique des océans pour la période 1971–2010 reste proche des relevés d'observation. {3.7, 13.3}

Les observations, associées à des méthodes d'analyse améliorées, indiquent que la contribution des glaciers (à l'exception des glaciers périphériques du Groenland et de l'Antarctique) à l'élévation du niveau de la mer à l'échelle planétaire est de 0,25 à 0,99 mm an⁻¹ équivalent niveau de la mer entre 1971 et 2010. Les modèles du bilan de masse des glaciers à l'échelle du globe utilisés pour les projections de variation des glaciers s'associent à un *degré de confiance moyen* étant donné que la compréhension du bilan de masse en surface des glaciers se fonde sur des processus, que les observations concordent avec les modèles d'évolution des glaciers, et que les simulations climatologiques du Modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (MCGAO) peuvent fournir des données réalistes sur le climat. Une simulation utilisant des données d'observation climatologiques révèle une perte de masse glaciaire plus importante durant les années 1930 que les simulations s'appuyant sur le MCGAO, peut-être du fait d'un épisode de réchauffement au Groenland associé à la variabilité intrinsèque du climat à l'échelle régionale. {4.3, 13.3}

Les observations indiquent que la nappe glaciaire du Groenland a *très probablement* subi une perte nette de masse sous l'effet conjugué d'une augmentation de la fonte de surface et du ruissellement, ainsi que d'une augmentation de l'écoulement de la glace au cours des deux dernières décennies (figure RT.3). Les modèles climatiques régionaux indiquent que le bilan de masse en surface de la nappe glaciaire du Groenland ne présentait aucune tendance significative entre les années 1960 et les années 1980, mais que la fonte, et le ruissellement qu'elle entraîne se sont accrus depuis le début des années 1990. Cette tendance est liée au réchauffement marqué de la région, qui peut s'expliquer par la combinaison de variations régionales anormales au cours des dernières années et de variations climatiques d'origine anthropique. Un *degré de confiance élevé* s'associe aux projections sur le réchauffement futur du Groenland et l'augmentation de la fonte en surface du fait de la correspondance qualitative entre les modèles qui prédisent un accroissement du réchauffement aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour des raisons physiques bien établies. {4.4, 13.3}

L'inlandsis antarctique subit une perte nette de masse (degré de confiance élevé) et la contribution de ce phénomène à l'élévation du niveau de la mer a probablement augmenté au cours des deux dernières décennies. L'accélération de l'écoulement glaciaire s'observe depuis les années 1990, en particulier dans le secteur de la mer d'Amundsen, dans l'Antarctique occidental. La variabilité interannuelle de l'accumulation est importante, de sorte qu'aucune tendance significative ne se dessine pour l'accumulation depuis 1979, que ce soit selon les modèles ou selon les observations. La fonte en surface est actuellement négligeable en Antarctique. {4.4, 13.3}

Les estimations fournies par les modèles pour ce qui est des variations climatiques des eaux stockées sur les terres émergées (enneigement, eau de surface, humidité du sol et nappes souterraines) n'indiquent pas de contribution significative à long terme aux variations du niveau de la mer au cours des dernières décennies. Cependant, les variations d'origine anthropique (retenue d'eau dans les réservoirs et épuisement des nappes souterraines) y ont contribué pour au moins plusieurs dixièmes de mm an⁻¹. Durant la majeure partie du XX^e siècle, l'impact des réservoirs était plus fort que l'épuisement des nappes souterraines, mais ce dernier s'est accentué, de sorte qu'il concourt aujourd'hui davantage à l'élévation du niveau de la mer. Selon les estimations, la contribution nette combinée de ces phénomènes a été faible au XX^e siècle. {13.3}

L'élévation observée du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sur la période 1993–2010 concorde avec la somme des contributions des estimations observationnelles (AT.2 - Figure 1e)). La clôture du budget des observations sur les périodes récentes dans les marges d'incertitude marque une avancée significative depuis le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC pour ce qui est de la compréhension des causes physiques de la variation observée du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, et offre une meilleure base pour l'évaluation critique des modèles de ces contributions visant à éprouver la fiabilité de leurs projections. {13.3}

La somme des contributions modélisées des glaciers et de la dilatation thermique des océans, ainsi que des variations estimées (relativement faibles) des eaux stockées sur les terres émergées, contribuent à hauteur d'environ 65 % à l'élévation observée du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sur la période 1901–1990, et à hauteur de 90 % sur les périodes 1971–2010 et 1993 -2010 (AT.2 - Figure 1). Après l'intégration des faibles contributions à long terme des nappes glaciaires et de la perte de masse des glaciers (potentiellement plus importante) durant les années 1930 due à la variabilité climatique intrinsèque, le total des contributions modélisées est proche de l'augmentation observée. En ajoutant la contribution observée des nappes glaciaires depuis 1993, on améliore encore la cohérence entre les modèles et les observations pour l'élévation du niveau de la mer (AT.2 - Figure 1). Les données disponibles aujourd'hui permettent d'expliquer plus clairement que dans les précédents rapports d'évaluation du GIEC les variations du niveau de la mer au cours du XX^e siècle. {13.3}

Résumé technique



AT.2 - Figure 1 a) Niveau de la mer observé et modélisé de 1900 à 2010; b) Vitesse de variation du niveau de la mer pour la même période, la donnée altimétrique obtenue par satellite étant représentée en rouge; c) Niveau de la mer observé et modélisé, de 1961 à 2010. d) Niveau de la mer observé et modélisé, de 1990 à 2010; e) Comparaison des sommes des contributions observées (en orange) avec le niveau de la mer observé à partir des données altimétriques obtenues par satellite (en rouge). Les estimations de différentes du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sources sont indiquées, les zones ombrées représentant les estimations d'incertitude (deux écarts types). Les données altimétriques obtenues par satellite depuis 1993 sont indiquées en rouge. Les lignes grises des graphiques a) à d) représentent les sommes des contributions modélisées des glaciers (à l'exception des glaciers périphériques de l'inlandsis antarctique), de la dilatation thermique des océans et des variations des eaux stockées sur les terres émergées (figure 13.4). La ligne noire représente la moyenne des lignes grises avec une correction de la dilatation thermique comprise pour l'omission du forçage volcanique dans les expériences de contrôle du Modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (MCGAO) (voir section 13.3.1). La ligne noire en tirets (moyenne du modèle ajustée) représente la somme de la dilatation thermique moyenne du modèle corrigée, de la variation des eaux stockées sur les terres émergées selon le climat observé (et non modélisé) (figure 13.4), et d'une contribution représentative de la nappe glaciaire à long terme (de 0,1 mm an⁻¹). La ligne noire en pointillé représente la moyenne du modèle ajustée, comprenant cette fois les contributions de nappes glaciaire à long terme (de 1993. Comme les estimations observationnelles des nappes glaciaires comprenent les glaciers périphériques pour éviter leur double prise en compte. {13.3; figure 13.7}

AT.2 (suite)

S'ils sont bien étalonnés, les modèles dynamiques de nappes glaciaires, perfectionnés récemment, peuvent reproduire les variations rapides de l'écoulement des nappes glaciaires qui sont observées dans un glacier (p. ex. le glacier de Pine Island en Antarctique) (*degré de confiance moyen*). Cependant, les modèles simulant la réaction des nappes glaciaires au réchauffement climatique, et en particulier les interactions entre les nappes glaciaires et les océans, sont incomplets et la non-prise en compte des modèles de nappes glaciaires, en particulier de leurs dynamiques, dans le bilan des modèles passés, signifie que ces modèles n'ont pas été évalués avec autant de recul que ceux des autres contributions. {13.3, 13.4}



AT.2 - Figure 2 | Compilation des données antéhistoriques du niveau de la mer (en violet), des données obtenues par marégraphe (en bleu, rouge et vert), des données altimétriques (en bleu ciel) et des estimations médianes et des plages *probables* de projections de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe du niveau de la mer du CMIP5 et des modèles fondés sur des processus pour les RCP2,6 (en bleu) et RCP8,5 (rouge), tous relatifs aux valeurs préindustrielles. {Figures 13.3, 13.11, 13.27}

L'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sur la période 2081–2100 (par rapport à 1986–2005) pour les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) se situera *probablement* dans les intervalles entre 5 et 95 % des projections climatiques de la phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) combiné avec des modèles d'autres contributions fondés sur des processus (*degré de confiance moyen*), à savoir de 0,26 à 0,55 m (RCP2,6), 0,32 à 0,63 m RCP4,5), 0,33 à 0,63 m (RCP6,0) et 0,45 à 0,82 (RCP8,5) m (voir le tableau RT.1 et la figure RT.15 pour le forçage RCP). Pour le RCP8,5, l'intervalle à 2100 est de 0,52 à 0,98 m. Le degré de confiance des intervalles *probables* des projections s'explique par la correspondance entre les modèles fondés sur des processus et les observations et les connaissances physiques. On estime ne pas disposer actuellement d'éléments de preuve suffisants pour évaluer la probabilité de niveaux particuliers au-dessus de l'intervalle *probable*. Selon l'état actuel des connaissances, seul l'effondrement de zones marines de l'inlandsis antarctique, s'il devait s'amorcer, pourrait entraîner une élévation considérable du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe au-dessus de la plage probable au cours du XXI^e siècle. Les avis divergent sur la probabilité de cet effondrement, et la contribution supplémentaire qu'il apporterait à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe ne peut être quantifiée avec précision. Elle ne devrait toutefois pas dépasser plusieurs dixièmes de mètre d'élévation du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle (*degré de confiance moyen*). Il est *quasiment certain* que l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe ne peut être du globe se poursuivra au-delà de 2100. {13.5.1, 13.5.3}

Plusieurs projections de modèles semi-empiriques de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sont plus marquées que celles des modèles fondés sur des processus, mais leur fiabilité ne fait pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique; ces projections sont donc associées à un *faible degré de confiance*. {13.5.2, 13.5.3}

La figure 2 de l'Axe thématique 2 combine des observations antéhistoriques et obtenues à l'aide de marégraphes et d'altimètres relatives à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe depuis l'année 1700 avec les variations du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe prévues jusqu'en 2100. {13.5, 13.7, 13.8}

La tendance observée des périodes de déficit hydrique ou de sécheresse (absence de pluie) à l'échelle du globe s'associe à un *degré de confiance faible* en raison du manque d'observations directes en la matière, du fait que les tendances inférées dépendent du choix des indices utilisés, et d'incohérences géographiques entre ces tendances. Cela masque toutefois d'importantes variations au plan régional: par exemple, la fréquence et l'intensité des épisodes de sécheresse ont *probablement* augmenté dans le bassin méditerranéen et en Afrique de l'Ouest, et *probablement* diminué au centre de l'Amérique du Nord et dans le nord-ouest de l'Australie depuis 1950. {2.6.2; tableau 2.13}

Les épisodes de sécheresse du dernier millénaire étaient d'une plus grande ampleur et d'une durée plus longue que ceux observés dans de nombreuses régions depuis le début du XX^e siècle (*degré de confiance élevé*). Davantage d'épisodes de sécheresse extrêmes sont survenus dans les zones de moussons en Asie, et des conditions plus humides ont prévalu dans les régions arides d'Asie centrale et dans les régions de mousson d'Amérique du Sud au cours du Petit âge glaciaire (1450–1850) que durant la période de l'Anomalie climatique médiévale (950–1250) (*degré de confiance moyen*). {5.5.4, 5.5.}

Le *degré de confiance* reste *faible* pour ce qui est des variations à long terme (centennales) de l'activité cyclonique tropicale, après prise en compte des évolutions passées de la capacité d'observation. Toutefois, depuis les années 1970, il est *quasiment certain* que la fréquence et l'intensité des tempêtes dans l'Atlantique Nord augmentent, même si la raison de cette augmentation fait encore l'objet d'un débat (voir AT.9). Un *degré de confiance faible* est associé aux tendances, à grande échelle, aux épisodes de tempête au cours du siècle dernier et les éléments scientifiques demeurent insuffisants pour déterminer s'il existe des tendances soutenues pour les phénomènes météorologiques violents à petite échelle, tels que la grêle et les orages. {2.6.2–2.6.4}

Il apparaît avec un *degré de confiance élevé* que des inondations plus importantes que celles enregistrées depuis le XX^e siècle se sont produites au cours des cinq derniers siècles dans le nord et le centre de l'Europe, l'ouest du bassin méditerranéen et l'est de l'Asie. Au Proche-Orient, en Inde et au centre de l'Amérique du Nord, les grandes crues des temps modernes sont comparables, voire supérieures, aux crues historiques du point de vue de l'ampleur et de la fréquence (*degré de confiance moyen*). {5.5.}

RT.2.7.2 Océans

Il est *probable* que l'ampleur des phénomènes de très haute élévation du niveau de la mer augmente depuis 1970 (voir AT.9, tableau 1). Cette tendance peut s'expliquer dans une large mesure par l'élévation du niveau moyen de la mer: les variations dues à ces phénomènes se ramènent à moins de 5 mm an⁻¹ à 94 % des marégraphes si l'on prend en compte l'élévation du niveau moyen de la mer. En se fondant sur des prévisions a posteriori avec forçage de données de réanalyse et sur des observations de navires, il apparaît avec un *degré de confiance moyen* que la hauteur de houle significative moyenne augmente depuis les années 1950 dans une vaste partie de l'Atlantique Nord, au nord du 45^{eme} parallèle, avec des tendances hivernales types pouvant aller jusqu'à 20 cm par décennie. {3.4.5, 3.7.5}

RT.2.8 Évolution du cycle du carbone et d'autres cycles biogéochimiques

En 2011, les concentrations dans l'atmosphère de dioxyde de carbone (CO₂), de méthane (CH₄) et d'oxyde nitreux (N₂O), soit trois gaz à effet de serre, dépassent les niveaux de concentration enregistrés dans les carottes de glace ces 800 000 dernières années. Les variations passées des concentrations de gaz

à effet de serre dans l'atmosphère sont déterminées avec un *degré de confiance très élevé* grâce aux carottes de glace polaire. Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, ces relevés se sont étendus de 650 000 à 800 000 années. {5.2.2}

Les taux actuels d'augmentation du CO_2 , du CH_4 et du N_2O dans l'atmosphère, ainsi que la hausse du forçage radiatif (FR) qui s'y associe, sont sans précédent selon les relevés «haute résolution» de ces 22 000 dernières années provenant des carottes de glace (*degré de confiance très élevé*). La vitesse de variation de l'augmentation des gaz à effet de serre est également sans précédent selon les relevés de moindre résolution relatifs aux 800 000 dernières années (*degré de confiance moyen*). {2.2.1, 5.2.2}

Durant plusieurs périodes caractérisées par de fortes concentrations de CO_2 dans l'atmosphère, la température moyenne de la planète était beaucoup plus élevée qu'elle ne l'était à l'époque préindustrielle (*degré de confiance moyen*). Au milieu du pliocène (3,3 à 3,0 Ma), une concentration atmosphérique de CO_2 allant de 350 ppm à 450 ppm (*degré de confiance moyen*) est apparue lorsque la température moyenne à la surface du globe était de 1,9° C à 3,6° C supérieure à celle du climat préindustriel (*degré de confiance moyen*). Au début de l'éocène (52 à 48 Ma), la concentration atmosphérique en CO_2 dépassait 1000 ppm lorsque la température moyenne à la surface du globe était supérieure de 9° C à 14° C (*degré de confiance moyen*) à celle de l'époque préindustrielle. {5.3.1}

RT.2.8.1 Dioxyde de carbone

Selon des estimations fondées sur des statistiques de l'utilisation de l'énergie et des combustibles, les émissions de CO_2 dues aux combustibles fossiles et à la production de ciment entre 1750 et 2011 ont atteint 375 [345 à 405] PgC⁹. Entre 2002 et 2011, la moyenne des émissions liées aux combustibles fossiles et à la production de ciment s'élevait à 8,3 [7,6 à 9,0] PgC an⁻¹ (*degré de confiance élevé*), avec un taux moyen de croissance de 3,2 % an⁻¹ (figure RT.4). Le taux de croissance des émissions de combustibles fossiles est plus élevé que dans les années 1990 (1,0 % an⁻¹). En 2011, les émissions de combustibles fossiles s'élevaient à 9,5 [8,7 à 10,3] PgC. {2.2.1, 6.3.1; tableau 6.1}

Selon des estimations fondées sur des données et des modélisations relatives à la couverture des sols entre 1750 et 2011, les émissions liées au changement d'affectation des terres (principalement le déboisement) ont atteint 180 [100 à 260] PgC. Entre 2002 et 2011, ces mêmes émissions, principalement imputables au déboisement dans les régions tropicales, ont atteint 0,9 [0,1 à 1,7] PgC an⁻¹ (*degré de confiance moyen*), une légère diminution ayant peut-être été enregistrée à partir des années 1990 en raison d'une baisse des diminutions signalées de la superficie des forêts durant cette décennie. Ces estimations prennent en compte les émissions brutes dues au déboisement, d'environ 3 PgC an⁻¹, compensées par environ 2 PgC an⁻¹ de régénération de la forêt dans certaines régions, principalement sur des terres agricoles abandonnées. {6.3.2; tableau 6.2}

Sur les 555 [470 à 640] PgC rejetés dans l'atmosphère du fait des émissions liées aux combustibles fossiles et à l'affectation des terres entre 1750 et 2011, 240 [230 à 250] PgC se sont accumulés dans l'atmosphère, selon des estimations de très haute précision fondées sur l'augmentation observées de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, qui est passée de 278 [273 à 283] ppm¹⁰ en 1750 à 390,5 [390,4 à 390,6] ppm en 2011. La quantité de CO₂ dans l'atmosphère a augmenté de 4,0 [3,8 à 4,2] PgC an⁻¹ durant la première décennie du XXI^e siècle. La répartition de l'augmentation du CO₂ atmosphérique observée en fonction de la latitude indique clairement qu'elle trouve son origine dans des émissions de nature anthropique, provenant essentiellement des pays

⁹ 1 pétagramme de carbone = 1 PgC = 10¹⁵ grammes de carbone = 1 gigatonne de carbone = 1 GtC. Correspond à 3,667 GtC0₂.

¹⁰ Les ppm (parties par millions) ou ppb (parties par milliards) correspondent au rapport du nombre de molécules de gaz à effet de serre au nombre total de molécules d'air sec. Par exemple: 300 ppm signifie 300 molécules de gaz à effet de serre par million de molécules d'air sec.

industrialisés au nord de l'équateur. Sur la base des concentrations moyennes annuelles, les stations de l'hémisphère Nord font état de valeurs légèrement supérieures à celles de l'hémisphère Sud. Un élément indépendant attestant de l'origine anthropique de l'augmentation observée de CO_2 dans l'atmosphère est la réduction soutenue de la teneur en oxygène (O_2) de l'atmosphère qui a été observée et une diminution du rapport isotopique stable du CO_2 (¹³C/¹²C) dans l'atmosphère (figure RT.5). {2.2.1, 6.1.3}

Le reste du carbone rejeté dans l'atmosphère du fait des émissions liées aux combustibles fossiles et à l'affectation des sols a été réabsorbé par les écosystèmes océaniques et terrestres. Étant donné que des estimations indépendantes fondées sur diverses méthodes et sur différents jeux de données (données relatives au carbone océanique, à l'oxygène, aux traceurs transitoires, etc.) présentent un degré de concordance élevé, il est considéré comme *très probable* que l'inventaire mondial du carbone d'origine anthropique dans les océans ait augmenté de 1994 à 2010. En 2011, il s'élevait, selon les estimations, à 155 [125 à 185] PgC. Les taux d'absorption annuels dans l'océan à l'échelle du globe calculés à partir de jeux de données indépendants (des variations de l'inventaire du carbone d'origine anthropique dans l'océan, des mesures du rapport entre oxygène et oxyde nitreux (O₂/N₂) dans l'atmosphère, ou des données de pression partielle du CO₂ (pCO₂)) et sur différentes périodes concordent tout en respectant les marges incertitudes, et sont, *très probablement*, de l'ordre de 1,0 à 3,2 PgC an⁻¹. Les observations régionales du taux d'absorption du carbone



Figure RT.4 | Émissions anthropiques annuelles de CO_2 et leur répartition entre l'atmosphère, le sol et les océans (PgC an⁻¹) de 1750 à 2011. (Haut) Émissions de CO_2 liées aux combustibles fossiles et au ciment par catégories, selon les estimations du *Carbon Dioxide Information Analysis Center* (CDIAC). (Bas) Émissions de CO_2 liées aux combustibles fossiles et au ciment, comme plus haut. Les émissions de CO_2 provenant du changement net d'affectation des terres, principalement du déboisement, sont fondées sur des données relatives à la réaffectation des sols (voir tableau 6.2). Le taux de croissance du CO_2 atmosphérique avant 1959 est fondé sur une spline d'ajustement appliquée aux observations des carottes de glace et sur la synthèse des mesures atmosphériques depuis 1959. L'ajustement aux observations de carotte de glace, qui n'intègre pas la variabilité interannuelle élevée du CO_2 atmosphérique, est représenté par une ligne en tirets. Le puits océanique de CO_2 a été défini sur la base d'une combinaison de modèles et d'observations. Le puits continental résiduel (en vert) est calculé à partir de la valeur restante des autres variables. Les émissions et leur répartition incluent seulement les flux ayant varié depuis 1750, sans les flux naturels de CO_2 (p. ex.: absorption du CO_2 atmosphérique issu de l'élimination progressive, du dégazage du CO_2 des lacs et des rivières, et du dégazage du CO_2 dans les océans à partir du carbone amené par les fleuves; voir figure 6.1) entre les réservoirs atmosphériques terrestres et océaniques qui existaient auparavant et existent encore aujourd'hui. Les incertitudes associées aux différentes variables sont examinées au chapitre 6 et reportées dans le tableau 6.1 pour les valeurs moyennes décennales. (Figure 6.8)



Figure RT.5 | Concentration atmosphérique du CO_2 , oxygène, rapport isotopique stable ${}^{13}C/{}^{12}C$ dans le CO_2 , concentrations atmosphériques de CH_4 et de N_2O , observations de la pression partielle du CO_2 (p CO_2) et du pH à la surface des océans, relevées par des stations synoptiques représentatives dans les hémisphères Nord et Sud. MLO: Observatoire Mauna Loa, Hawaï; SPO: pôle Sud; HOT: station synoptique océanique de Hawaï; MHD: Mace Head (Irlande); CGO: Cap Grim (Tasmanie); ALT: Alert, Territoires du Nord-Ouest (Canada). Des précisions sur la figure RID.4 associée sont données dans les suppléments (*Supplementary Material*) du Résumé technique. {Figures 3.18, 6.3; FAQ 3.3, figure 1}

d'origine anthropique dans les océans concordent dans une large mesure sur le taux escompté découlant de l'augmentation des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère, mais avec d'importantes variations spatiales et temporelles. $\{3.8.1, 6.3\}$

Selon des estimations fondées par des comparaisons tenant compte des changements observés dans d'autres réservoirs, les écosystèmes terrestres naturels (non perturbés par des changements d'affectation des terres) ont accumulé 160 [70 à 250] PgC entre 1750 et 2011. On estime que le gain de carbone dans les écosystèmes terrestres naturels s'opère surtout par l'absorption de CO₂ du fait d'un renforcement de la photosynthèse en présence de taux plus élevés de CO₂ et d'un accroissement des dépôts d'azote ainsi que par l'allongement des périodes de végétation aux latitudes moyennes et supérieures. Les puits de carbone naturels varient d'une région à l'autre en raison des processus physiques, biologiques et chimiques à l'œuvre à différentes échelles temporelles. Un excès de CO₂ atmosphérique absorbé par les écosystèmes terrestres est stocké sous la forme de matière organique dans différents bassins de carbone, passant d'éléments à courte durée de vie (feuilles, radicelles) à des éléments plus durables (tiges, carbone du sol). {6.3; tableau 6.1}

RT.2.8.2 Carbone et acidification des océans

L'absorption océanique de CO_2 d'origine anthropique entraîne une acidification progressive des océans. Le pH¹¹ de l'eau en surface des océans a diminué de 0,1 depuis le début de l'ère industrielle (*degré de confiance élevé*), ce qui correspond à une augmentation de la concentration d'ions hydrogène de 26 %. Les tendances observées du pH vont de -0,0014 à -0,0024 par an dans les eaux de surface. Dans les profondeurs océaniques, les processus physiques et biologiques naturels, de même que l'absorption du CO_2 anthropique, peuvent entraîner des variations du pH sur des décennies ou sur des échelles temporelles plus longues. {3.8.2; encadré 3.2; tableau 3.2; FAQ 3.3}

RT.2.8.3 Méthane

La concentration de méthane (CH₄) a augmenté d'un facteur 2,5 depuis l'époque préindustrielle, passant de 722 [697 à 747] ppb en 1750 à 1803 [1799 à 1807] ppb en 2011 (figure RT.5). L'augmentation de CH₄ dans l'atmosphère durant l'ère industrielle est due à des activités d'origine anthropique (*degré de confiance très élevé*). La multiplication du nombre de ruminants, les émissions provenant de l'extraction et de l'exploitation des combustibles fossiles, l'expansion des rizières ainsi que les émissions issues des décharges et des déchets sont les principales sources de CH₄ d'origine anthropique. Les émissions. La prise en compte des émissions de CH₄ géologiques naturelles, omises dans les précédents bilans, porte aujourd'hui la composante fossile du total des émissions de CH₄ (à savoir les émissions anthropiques provenant de fuites de l'industrie des combustibles fossiles et les émissions naturelles d'origine géologique) à un pourcentage estimatif d'environ 30 % du total des émissions de CH₄ (*degré de confiance moyen*). {2.2.1, 6.1, 6.3.3}

Depuis quelques décennies, l'accroissement du taux de CH₄ dans l'atmosphère est variable. Les concentrations de CH4 ont été relativement stables pendant une décennie environ dans les années 1990, mais ont ensuite recommencé à augmenter à partir de 2007. Les facteurs précis de ce nouvel accroissement font encore l'objet d'un débat. Les fluctuations, induites par le climat, des émissions de CH₄ provenant des zones humides naturelles (177 à 284 x 10¹² g (CH₄) an⁻¹ pour la période 2000–2009 selon des estimations ascendantes) sont les principaux facteurs de la variabilité interannuelle des émissions de CH₄) l'échelle du globe (*degré de confiance élevé*), une contribution plus faible provenant de la combustion de la biomasse durant les années marquées par de nombreux incendies {2.2.1, 6.3.3; tableau 6.8}.

RT.2.8.4 Oxyde nitreux

Depuis l'époque préindustrielle, la concentration d'oxyde nitreux (N_2O) dans l'atmosphère a augmenté d'un facteur 1,2 (figure RT.5). Les variations du cycle de l'azote, outre ses interactions avec les sources et les puits de CO_2 , ont un impact sur les émissions de N_2O par les terres et les océans. {2.2.1, 6.4.6}

RT.2.8.5 Oxygène océanique

Selon la plupart des analyses, on observe depuis les années 1960 une diminution des concentrations d'oxygène en haute mer dans la thermocline de plusieurs océans (*degré de confiance moyen*). Cette diminution générale vient corroborer trois hypothèses: la stratification découlant du réchauffement entraîne une diminution de l'alimentation de la thermocline en oxygène par les eaux des couches proches de la surface; les eaux plus chaudes peuvent contenir moins d'oxygène; et les variations de la circulation due au vent ont un effet sur les concentrations d'oxygène. Il est *probable* que les zones tropicales contenant un minimum d'oxygène se soient étendues au cours des dernières décennies. {3.8.3}

¹¹ Le pH est une mesure de l'acidité: une diminution du pH correspond à une augmentation de l'acidité et donc à une acidification.

RT.3 Facteurs de changement climatique

RT.3.1 Introduction

Les activités humaines ont modifié - et continuent de modifier - la composition de la surface terrestre et de l'atmosphère. Certaines de ces modifications ont un impact, direct ou indirect, sur l'équilibre énergétique de la Terre et sont donc des facteurs du changement climatique. Le forçage radiatif (FR) exprime la variation nette du bilan énergétique du système terrestre à la suite de perturbations externes (voir l'encadré RT.2), un forçage radiatif positif se traduisant par un réchauffement et un forçage négatif par un refroidissement. Le concept de forçage radiatif est très utile pour comparer l'influence sur la température moyenne à la surface du globe (GMST) de la plupart des agents qui ont un impact sur le bilan radiatif de la Terre. Les valeurs quantitatives fournies dans le cinquième rapport d'évaluation concordent avec celles qui figurent dans des rapports précédents du GIEC, même si ceux-ci ont fait l'objet d'importantes révisions (figure RT.6). Le forçage radiatif effectif (FRE) est actuellement utilisé pour quantifier l'impact de certains agents de forçage qui entraînent des ajustements rapides des composantes de l'atmosphère et de la surface, lesquelles sont supposées constantes dans le concept du forçage radiatif (voir l'encadré RT.2). Sauf mention explicite de l'époque concernée, les estimations de forçage radiatif et de forçage radiatif effectif se rapportent aux modifications intervenues entre 1750 et 2011, période désignée sous le terme d'ère industrielle. Les intervalles d'incertitude sont indiqués à la suite des meilleures estimations du forçage radiatif et du forçage radiatif effectif par des valeurs correspondant à l'intervalle de confiance de 5 à 95 % (90 %). {8.1, 7.1}

Outre la moyenne planétaire du forçage radiatif ou du forçage radiatif effectif, la répartition spatiale et l'évolution temporelle du forçage, de même que les rétroactions climatiques méritent d'être prises en compte pour déterminer l'éventuel impact de divers facteurs sur le climat. Les modifications de la surface des terres peuvent également influer sur le climat local ou régional par le biais de processus qui ne sont pas de nature radiative. {8.1, 8.3.5, 8.6}

RT.3.2 Forçage radiatif des gaz à effet de serre

L'activité humaine entraîne des modifications de la composition de l'atmosphère par voie directe (par l'émission de gaz ou de particules) ou indirecte (par des réactions chimiques atmosphériques). Les émissions anthropiques ont été les principaux facteurs de modification de la concentration des gaz à effet de serre

au mélange homogène (GESMH) au cours de l'ère industrielle (voir section RT.2.8 et AT.7). Comme les concentrations historiques de gaz à effet de serre au mélange homogène depuis la période préindustrielle sont bien connues grâce à des mesures directes et à l'étude de carottes de glace, et comme les propriétés radiatives de ce type de gaz le sont également, le calcul du forçage radiatif dû à des variations de concentrations fournit des valeurs rigoureusement circonscrites (figure RT.6). La compréhension de l'impact radiatif des gaz à effet de serre au mélange homogène n'ayant guère varié, les variations dans les estimations de forçage radiatif par rapport au quatrième Rapport d'évaluation s'expliquent essentiellement par l'augmentation des concentrations. La meilleure estimation du forçage radiatif effectif des gaz à effet de serre au mélange homogène est la même que le forçage radiatif, mais la marge d'incertitude est deux fois plus grande en raison de l'imprécision liée aux réactions des nuages. Grâce à des observations de qualité supérieure, il ne fait aucun doute que l'augmentation de la charge atmosphérique de la plupart des gaz à effet de serre au mélange homogène, en particulier du CO₂, s'est traduite par une nouvelle augmentation de leur forçage radiatif entre 2005 et 2011. Calculé sur la base des changements de concentration, le forçage radiatif de tous les gaz à effet de serre au mélange homogène en 2011 est de 2,83 [2,54 à 3,12] W m⁻² (degré de confiance très élevé). Cette valeur marque une augmentation depuis le quatrième Rapport d'évaluation de 0,20 [0,18 à 0,22] W m⁻², qui s'explique essentiellement par l'accroissement de la quantité de CO₂ depuis 2005. Le forçage radiatif de l'ère industrielle pour le CO₂ à lui seul est de 1,82 [1,63 à 2,01] W m⁻². Depuis 15 ans, le CO2 est le facteur dominant de l'augmentation du forçage radiatif des gaz à effet de serre au mélange homogène, le forçage radiatif du CO₂ présentant un taux de croissance moyen légèrement inférieur à 0,3 W m⁻² par décennie. L'incertitude liée au forçage radiatif des gaz à effet de serre au mélange homogène s'explique en partie par ses propriétés radiatives et, surtout, par la prise en compte, dans sa totalité, du transfert radiatif atmosphérique comprenant les nuages. {2.2.1, 5.2, 6.3, 8.3, 8.3.2; tableau 6.1}

Après une décennie de quasi-stabilité, l'augmentation récente de la concentration de CH₄ a conduit à un renforcement de 2 % du forçage radiatif par rapport à la valeur du quatrième Rapport d'évaluation, l'amenant à 0,48 [0,43 à 0,53] W m⁻². Le forçage radiatif du CH₄ est aujourd'hui *très probablement* plus important que celui de tous les hydrocarbures halogénés combinés. {2.2.1, 8.3.2}

Le N₂O atmosphérique a augmenté de 6 % depuis le quatrième Rapport d'évaluation, entraînant un forçage radiatif de 0,17 [0,14 à 0,20] W m⁻². Les concentrations de N₂O continuent d'augmenter, tandis que celles du dichlorodifluorométhane (CF₂Cl₂,

Encadré RT.2 | Forçage radiatif et forçage radiatif effectif

Le forçage radiatif et le forçage radiatif effectif sont utilisés pour quantifier la variation du bilan énergétique de la Terre entraînée par un changement imposé par un facteur extérieur. Ils s'expriment en watt par mètre carré (W m⁻²). Le forçage radiatif est défini dans le cinquième Rapport d'évaluation et dans de précédentes évaluations du GIEC comme la variation de l'éclairement énergétique net descendant (ondes courtes + ondes longues) à la tropopause, calculée après avoir laissé les températures stratosphériques se réajuster à l'équilibre radiatif, tout en maintenant à leurs valeurs non perturbées les autres variables d'état, telles que les températures, la vapeur d'eau et la couverture nuageuse troposphériques. (voir le Glossaire). {8.1.1}

Bien que le concept de forçage radiatif se soit avéré particulièrement utile, il est apparu que l'inclusion des ajustements rapides de la surface terrestre et de la troposphère pouvait en faire un meilleur instrument pour quantifier la réponse du climat. Ces ajustements rapides interviennent sur diverses échelles temporelles, mais sont relativement distincts des réactions à la variation de la température moyenne à la surface du globe. Les aérosols, notamment, ont une incidence sur le profil de la température de l'atmosphère et sur les propriétés des nuages à un horizon temporel beaucoup plus court que les ajustements aux forçages de l'océan (même la couche supérieure). Le concept de forçage radiatif effectif défini dans le cinquième Rapport d'évaluation permet des ajustements rapides aux perturbations, pour toutes les variables sauf pour la température moyenne à la surface du globe (GMST), la température des océans et la banquise. Les valeurs du forçage radiatif effectif et du forçage radiatif sont sensiblement différentes pour les aérosols anthropiques du fait de leur influence sur les nuages, le manteau neigeux ou la couverture de glace. Pour les autres composantes ayant un impact sur l'équilibre énergétique de la Terre – tels que les gaz à effet de serre – le forçage radiatif effectif et le forçage radiatif sont très similaires, et le forçage radiatif peut être d'une utilité comparable, étant donné qu'il peut être calculé avec des moyens de calcul moindres et qu'il n'est pas influencé par la variabilité météorologique et peut donc mieux déterminer de faibles forçages. Lorsque le forçage radiatif effectif diffèrent sensiblement, il a été montré que le forçage radiatif effectif était un meilleur indicateur de la réponse de la température moyenne à la surface du globe. Il est donc mis en avant dans le cinquième Rapport d'évaluation. {7.1, 8.1; encadré 8.1}

CFC-12), le troisième facteur de forçage radiatif parmi les gaz à effet de serre au mélange homogène durant plusieurs décennies, diminuent en raison de la réduction progressive des émissions de cette substance chimique au titre du Protocole de Montréal. Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, le N₂O a rattrapé le CFC-12 pour atteindre la troisième place parmi les gaz à effet de serre au mélange homogène contribuant le plus au forçage radiatif. La valeur du forçage radiatif des hydrocarbures halogénés est très proche de celle que mentionne le quatrième Rapport d'évaluation, le forçage radiatif des CFC marquant une baisse compensée par l'augmentation du forçage radiatif de beaucoup de leurs remplaçants. Quatre hydrocarbures halogénés

(le trichlorofluorométhane (CFCl₃, CFC-11), le CFC-12, le trichlorotrifluoroéthane (CF₂ClCFCl₂, CFC-113) et le chlorodifluorométhane (CHF₂Cl, HCFC-22) sont à l'origine de 85 % du forçage radiatif total des hydrocarbures halogénés. Le forçage radiatif des trois premiers marque une baisse au fil des cinq dernières années, mais celle-ci est plus que compensée par l'augmentation du forçage radiatif du HCFC-22. Le taux de croissance du forçage radiatif de tous les gaz à effet de serre au mélange homogène a été plus faible au cours de la dernière décennie que dans les années 1970 et 1980 en raison d'un ralentissement de l'augmentation du forçage radiatif indépendant du CO₂ (*degré de confiance élevé*). {2.2.1, 8.3.2}



Figure RT.6 | Forçage radiatif (FR) et forçage radiatif effectif (FRE) du changement climatique durant l'ère industrielle. (En haut) Forçage par variation de concentration entre 1750 et 2011 avec intervalles d'incertitude correspondants (les barres unies représentent le FRE, les barres en pointillé le FR; les losanges verts et les incertitudes qui s'y associent représentent le FR évalué dans le quatrième Rapport d'évaluation). (En bas) Fonctions de densité de probabilité (FDP) pour le FRE des aérosols, des gaz à effet de serre (GES) et du total. Les lignes vertes indiquent les intervalles de confiance de 90 % pour le forçage radiatif tels qu'ils étaient présentés dans le quatrième Rapport d'évaluation; elles peuvent être comparées avec les lignes rouge, bleue et noire, qui indiquent les intervalles de confiance de 90 % du forçage radiatif effectif du cinquième Rapport d'évaluation (même si le FR et le FRE diffèrent, surtout pour les aérosols). Le FRE relatif aux variations d'albédo de surface et à l'effet combiné des traînées de condensation et des cirrus qu'elles produisent est compris dans le forçage anthropique total, mais n'est pas représenté sous la forme d'une courbe FDP indépendante. Pour certains mécanismes de forçage (ozone, exploitation des sols, solaire), le FR est considéré comme représentatif du FRE, mais une incertitude supplémentaire de 17 % est ajoutée en quadrature à l'incertitude du FR. {Figures 8.15, 8.16}

Les gaz à effet de serre à courte durée de vie que sont l'ozone (O₃) et la vapeur d'eau stratosphérique contribuent aussi au forçage anthropique. Selon des observations, l'O3 a probablement augmenté en de nombreux emplacements non perturbés (arrière-plan) dans le courant des années 1990. Ces augmentations se maintiennent surtout au-dessus de l'Asie (les observations ne couvrent toutefois qu'une zone limitée), mais les valeurs se sont stabilisées au-dessus de l'Europe durant la dernière décennie. Le FR total dû à des variations de l'O₃ est de 0,35 [0,15 à 0,55] W m⁻² (confiance élevée), tandis que le FR dû à l'O₃ troposphérique est de 0,40 [0,20 à 0,60] W m⁻² (confiance élevée) et celui qui est dû à l'O₃ est de -0.05 [-0.15 à +0.05] W m⁻² (confiance élevée). L'O₃ n'est pas émis directement dans l'atmosphère, mais se forme lors de réactions photochimiques. Dans la troposphère, ces réactions font intervenir des composés précurseurs qui sont émis dans l'atmosphère par diverses sources, naturelles comme anthropiques. Le forçage radiatif de l'O₃ troposphérique s'explique dans une large mesure par un accroissement des émissions de CH₄, de monoxyde de carbone, de composés organiques volatils et d'oxydes d'azote, tandis que le forçage radiatif stratosphérique provient essentiellement de l'appauvrissement de l'O₃ par des hydrocarbures halogénés anthropiques. Toutefois, les observations tendent aujourd'hui à démontrer l'existence de liens solides entre les fluctuations de l'O₃ dans la troposphère et dans la stratosphère, et un forçage radiatif total de $I'O_3$ de 0,50 [0,30 à 0,70] W m⁻² est imputé aux émissions des précurseurs de $I'O_3$ troposphérique et à un appauvrissement de l'O3 par des hydrocarbures halogénés de -0,15 [-0,30 à 0,00] W m⁻². Les observations portent à conclure que l'O₃ troposphérique exerce une influence néfaste sur la physiologie des plantes et, donc, sur leur absorption du CO2. Cette diminution de l'absorption se traduit par une augmentation indirecte de la concentration de CO2 dans l'atmosphère. Ainsi, une fraction du forçage radiatif du CO₂ devrait être imputée à l'ozone ou à ses précurseurs et non à des émissions directes de CO₂. Les estimations quantitatives s'associent toutefois à un faible degré de confiance. Le forçage radiatif de la vapeur d'eau stratosphérique produite par l'oxydation du CH₄ est de 0,07 [0,02 à 0,12] W m⁻². On estime que d'autres variations de la vapeur d'eau stratosphérique et que toutes les variations de la vapeur d'eau dans la troposphère relèvent d'une rétroaction et non d'un forçage. {2.2.2, 8.1-8.3; FAQ 8.1}

RT.3.3 Forçage radiatif des aérosols anthropiques

Les aérosols anthropiques sont responsables d'un forcage radiatif du climat par des processus multiples qui peuvent être classés en deux catégories: les interactions aérosols-rayonnement (iar) et les interactions aérosols-nuages (ian). Des progrès ont été réalisés depuis le guatrième Rapport d'évaluation en matière d'observation et de modélisation des propriétés des aérosols dans la perspective du climat (granulométrie, propriétés hygroscopiques, composition chimique, rapport de mélange, propriétés optiques et de nucléation des nuages, etc.) et leur répartition atmosphérique. D'importantes incertitudes demeurent néanmoins dans l'évaluation des tendances à long terme de l'épaisseur optique globale des aérosols et d'autres propriétés globales des aérosols en raison des difficultés inhérentes aux mesures, d'un manque de données d'observation pour certains paramètres pertinents, d'une variabilité spatiale et temporelle élevée et de période d'observation la relativement courte dont ils ont fait l'objet. Selon les meilleures estimations, fondées sur des modèles d'aérosols et certaines contraintes observationnelles, le forçage radiatif dû aux interactions aérosols-rayonnement (FRiar) anthropique est de -0,35 [-0,85 à 0,15] W m⁻² (degré de confiance élevé). Le FRiar est causé par plusieurs types d'aérosols (voir la section RT.3.6). L'ajustement rapide au FRiar, qui entraîne un nouveau forçage négatif, en particulier par des ajustements des nuages, est essentiellement imputable au carbone suie. En conséquence, le forçage radiatif effectif dû aux interactions aérosols-rayonnement (FREiar) est plus négatif que le FRiar (degré de confiance faible) et se situe selon les meilleures estimations à -0,45 [-0,95 à +0,05] W m⁻². L'évaluation du FRiar est moins négative qu'elle ne l'était dans le quatrième Rapport d'évaluation, en raison d'une réévaluation de l'absorption des aérosols. L'estimation de l'incertitude est plus large, mais plus solide. {2.2.3, 7.3, 7.5.2}

Une meilleure compréhension des interactions aérosols-nuages a conduit à une réduction de l'ampleur de nombreuses estimations planétaires du forçage aérosols-nuages. Le forçage radiatif effectif total dû aux aérosols (FREiar+ian, exclusion étant faite de l'effet de l'absorption des aérosols sur la neige et la glace) est estimé à -0.9 [-1.9 à -0.1] W m⁻² (*degré de confiance moyen*). Cette estimation comprend tous les ajustements rapides, y compris les effets sur la durée de vie des nuages et les effets microphysiques des aérosols sur les nuages en phase mixte, les nuages glacés et les nuages de convection. Cet intervalle a été défini en pondérant de la même manière les études satellitaires et les estimations fondées sur des modèles climatiques. Il est compatible avec de nombreux éléments d'observation suggérant des estimations moins négatives pour les interactions aérosols–nuages que celles dont traite le quatrième Rapport d'évaluation. {7.4, 7.5, 8.5}

Le forçage radiatif du carbone suie sur la neige et la glace est estimé à 0,04 [0,02 à 0,09] W m⁻² (*degré de confiance faible*). À la différence de l'évaluation précédente du GIEC, cette estimation comprend les effets sur la banquise, prend en compte davantage de processus physiques et intègre des éléments fournis tant par des modèles que par des observations. Ce forçage radiatif entraîne une variation de la température moyenne à la surface du globe par unité de forçage deux à quatre fois plus grande que le CO₂, essentiellement parce que toute l'énergie de forçage se dépose directement dans la cryosphère, dont l'évolution entraîne une rétroaction positive de l'albédo sur le climat. Cet effet peut ainsi constituer un mécanisme de forçage important dans l'Arctique et dans d'autres régions recouvertes de neige ou de glace. {7.3, 7.5.2, 8.3.4, 8.5}

Malgré les grands intervalles d'incertitude qui s'associent au forçage des aérosols, il a été établi avec un *degré de confiance élevé* que les aérosols ont compensé une part considérable du forçage des gaz à effet de serre. Les interactions aérosols–nuages peuvent avoir une incidence sur la nature de certains orages, mais un effet systématique des aérosols sur l'intensité des orages ou des précipitations n'a pas pu être attesté. {7.4, 7.6, 8.5}

RT.3.4 Forçage radiatif dû à la modification de la surface des terres émergées et aux traînées de condensation

Des preuves solides amènent à conclure que les changements d'affectation des terres d'origine anthropique, telle que le déboisement, ont augmenté l'albédo de surface des terres émergées, entraînant un forçage radiatif de -0,15 [-0,25 à -0,05] W m⁻². De nombreuses estimations quantitatives divergent encore, car elles s'appuient sur des hypothèses différentes sur l'albédo des surfaces naturelles ou exploitées (terres cultivées, pâturages, etc.). En outre, l'évolution de la réaffectation des terres au fil du temps, et en particulier l'ampleur des modifications déjà apportées en 1750 (année de référence), font toujours débat. De plus, la réaffectation des sols entraîne d'autres modifications, qui ne sont pas de nature radiative mais ont une incidence sur la température de la surface, notamment en ce qui concerne les inégalités du terrain, le flux de chaleur latente, le ruissellement et l'irrigation. Ces modifications, plus incertaines et difficiles à quantifier, tendent à compenser l'impact des variations de l'albédo à l'échelle planétaire. De ce fait, les interprétations varient quant au signe de la variation nette de la température moyenne à l'échelle du globe entraînée par la réaffectation des terres. Ces modifications, en particulier le déboisement, ont une forte incidence sur les concentrations de gaz à effet de serre au mélange homogène et viennent renforcer le forçage radiatif correspondant, lié aux émissions de CO₂ ou aux variations des concentrations. {8.3.5}

Les traînées de condensation persistantes provenant du trafic aérien apportent un FR positif de 0,01 [0,005 à 0,03] W m⁻² (degré de confiance moyen) pour l'année 2011, tandis que l'effet combiné de ces traînées et des cirrus qu'elles produisent correspond à un FRE estimé à 0,05 [0,02 à 0,15] W m⁻² (degré de confiance faible). Ce forçage peut être beaucoup plus marqué dans certaines régions, mais il semble qu'il ne produise pas d'effets observables à l'échelle régionale sur la fourchette de températures de surface diurnes ou moyennes (*degré de confiance moyen*). {7.2.7}

RT.3.5 Forçage radiatif dû aux facteurs naturels du changement climatique

Les forçages dus à l'influence des éruptions volcaniques et au rayonnement solaire sont les deux principaux facteurs naturels du changement climatique à l'ère industrielle. Les observations satellitaires des modifications de l'éclairement énergétique solaire total (TSI) depuis 1978 indiquent une variation cyclique, quasi périodique, d'une période d'environ 11 ans. À plus long terme, le forçage est en règle générale estimé par comparaison avec les minima de l'activité solaire (caractérisés par la variabilité la plus faible), ce qui donne une variation du forçage radiatif de -0,04 [-0,08 à 0,00] W m⁻² entre la valeur minimale la plus récente (2008) et celle de 1986. Les tendances estimées des composites varient toutefois quelque peu selon les données satellitaires. Les variations séculaires de l'éclairement énergétique solaire total observées avant l'utilisation des satellites reposent sur un certain nombre de données indirectes. La meilleure estimation du forçage radiatif provenant des variations de l'éclairement énergétique solaire total au cours de l'ère industrielle est de 0,05 [0,00 à 0,10] W m⁻² (degré de confiance moyen), prenant en compte un forçage radiatif plus élevé jusqu'aux alentours de 1980, puis une légère tendance à la baisse. Cette valeur est beaucoup plus faible que celle du quatrième Rapport d'évaluation en raison de la prise en compte du dernier cycle solaire et de la suppression de certaines incohérences dans les précédentes estimations du forçage radiatif par le GIEC. Le dernier minimum du rayonnement solaire s'est révélé particulièrement faible et durable, et plusieurs projections indiquent une diminution de l'éclairement énergétique solaire total dans les décennies à venir. Toutefois, les méthodes actuelles de projection du rayonnement solaire sont extrêmement limitées et les valeurs du forçage solaire à venir se caractérisent donc par un degré de confiance très faible. Le forçage solaire au XXI^e siècle devrait néanmoins être bien plus faible que ne le suggéraient les projections reposant sur une augmentation due aux gaz à effet de serre au mélange homogène (degré de confiance élevé). {5.2.1, 8.4.1; FAQ 5.1}

Les modifications de l'activité solaire ont une incidence sur les flux de rayons cosmiques qui perturbent l'atmosphère terrestre, ce qui a amené à supposer qu'elles exercent une influence sur le climat par le biais de variations de la nébulosité. Les rayons cosmiques favorisent la nucléation des aérosols et peuvent donc influencer la production des noyaux de condensation des nuages dans la troposphère libre. Leur effet est toutefois trop faible pour pouvoir exercer une influence sur le climat durant un cycle solaire ou pour avoir eu une incidence au cours du siècle dernier (*éléments disponibles moyens et degré de cohérence élevé*). Aucun lien solide n'a pu être établi entre la nébulosité et les modifications subies par les rayons cosmiques. S'il en existait un, il devrait s'expliquer par un mécanisme autre que celui de la nucléation de nouvelles particules d'aérosols induite par les rayons cosmiques. {7.3, 7.4.6}

Le forcage radiatif des aérosols stratosphériques d'origine volcanique est aujourd'hui un phénomène bien connu: il reste élevé pendant guelgues années à la suite des éruptions volcaniques de grande ampleur (encadré RT.5, figure 1). Les éruptions volcaniques injectent des particules minérales et des précurseurs d'aérosols sulfatés dans l'atmosphère. Ces derniers, de par leur petite taille et leur longue durée de vie, sont à l'origine d'un forçage radiatif important pour le climat. Les émissions de CO₂ d'origine volcanique sont au moins 100 fois plus faibles que les émissions anthropiques et restent sans conséquences pour le climat à l'échelle des siècles. De fortes éruptions volcaniques tropicales ont joué un rôle majeur en modifiant le climat à une échelle annuelle à décennale durant l'ère industrielle, du fait de leur forçage radiatif négatif parfois très élevé. Aucune éruption volcanique de grande ampleur ne s'est produite depuis celle du volcan Pinatubo en 1991, qui a entraîné un forçage radiatif d'environ -3,0 W m⁻² sur une année, mais plusieurs éruptions de plus faible ampleur ont produit sur la période 2008–2011 un forçage radiatif moyennée de -0,11 [-0,15 à -0,08] W m⁻² (degré de confiance élevé) et donc d'une ampleur deux fois plus élevée que la moyenne entre 1999 et 2002. Les éruptions plus faibles ont permis de mieux comprendre dans quelle mesure le forçage radiatif dépend de la quantité de matière provenant d'injections aux latitudes supérieures, ainsi que de la période de l'année durant laquelle interviennent ces phénomènes. {5.2.1, 5.3.5, 8.4.2; annexe II}

RT.3.6 Synthèse des forçages; évolution spatiale et temporelle

Selon une synthèse du forçage pendant l'ère industrielle, seul le forçage radiatif des gaz à effet de serre au mélange homogène est pleinement confirmé (*degré de confiance très élevé*). Par rapport au quatrième Rapport d'évaluation, le degré de confiance a été relevé pour sept agents de forçage du fait d'une amélioration des éléments de preuve et de notre compréhension. {8.5; figure 8.14}

Pour ce qui est de son évolution temporelle, le forçage radiatif anthropique total présente un accroissement presque continu depuis 1750, et plus particulièrement depuis environ 1850. Le taux de croissance total du forçage radiatif anthropique depuis 1960 est nettement plus élevé que pendant des époques antérieures de l'ère industrielle, essentiellement du fait de l'augmentation continue de la concentration de la plupart des gaz à effet de serre au mélange homogène. Il n'y a guère de convergence concernant l'évolution temporelle du FRE total des aérosols, ce qui est le principal facteur d'incertitude pour le forçage anthropique total. La faible incertitude associée au forçage anthropique total diminue progressivement après 1950, car le forçage positif des gaz à effet de serre au mélange homogène est plus faiblement compensé par le forçage négatif des aérosols. Il est estimé (sur la base d'éléments de preuve solides et avec un degré de cohérence élevé) que le forçage naturel ne constitue qu'une petite fraction du forçage des gaz à effet de serre au mélange homogène. Les variations du forçage naturel au cours des 15 dernières années ont probablement compensé dans une large mesure (au moins 30 %) l'augmentation du forçage anthropique au cours de cette période (voir l'encadré RT.3). Le forçage par le CO₂ est le principal facteur individuel de forçage durant l'ère industrielle et entre 1980 et 2011. Sur l'ensemble de l'ère industrielle, la prédominance du forçage du CO2 par rapport aux autres gaz à effet de serre au mélange homogène est plus marquée entre 1980 et 2011, et le forçage des aérosols a plus faiblement compensé celui des gaz à effet de serre au mélange homogèneau cours de cette période que pendant la période 1950–1980 (degré de confiance élevé). {8.5.2}

Le forçage peut aussi être imputé à des émissions plutôt qu'à la modification des concentrations qui en résulte (figure RT.7). Le dioxyde de carbone est le principal facteur individuel du forçage radiatif historique, que ce soit dans la perspective des variations de la concentration atmosphérique de CO₂ ou de l'impact de la variation des émissions nettes de CO₂. L'importance relative d'autres agents de forçage peut toutefois être très largement tributaire de la perspective adoptée. En particulier, les émissions de CH₄ occasionnent un forçage nettement plus marqué (environ 1,0 W m⁻² au cours de l'ère industrielle) que les augmentations de concentration de CH₄ (about 0,5 W m⁻²), en raison de plusieurs effets indirects liés à la chimie atmosphérique. De plus, les émissions de monoxyde de carbone sont quasiment certainement la cause d'un forcage positif, tandis que les émissions d'oxydes d'azote réactifs entraînent probablement un forçage négatif net, mais les incertitudes sont importantes. Les émissions d'hydrocarbures halogénés qui contribuent à l'appauvrissement de la couche d'ozone entraînent très probablement un forçage positif net, car leur effet radiatif direct est plus important que l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique qu'elles induisent. Les émissions de SO₂, de carbone organique et d'ammoniac entraînent un forçage négatif, tandis que les émissions de carbone suie se traduisent par un forçage positif par l'intermédiaire d'interactions aérosols-rayonnement. Il convient de relever que le forçage des poussières minérales peut avoir une composante naturelle ou exercer un effet de rétroaction climatique. {7.3, 7.5.2, 8.5.1}

Bien que les gaz à effet de serre au mélange homogène présentent un forçage relativement homogène du point de vue spatial, d'autres agents, comme les aérosols, l'ozone et les changements d'affectation des terres, sont très hétérogènes à cet égard. Le FRiar a présenté des valeurs négatives maximales dans l'est de l'Amérique du Nord et en Europe au début du XX^e siècle, avec des valeurs très négatives s'étendant jusque dans l'est et le sud-est de l'Asie, en Amérique du Sud et en Afrique centrale en 1980. Depuis lors, toutefois, son ampleur a diminué dans l'est de l'Amérique du Nord et en Europe, du fait de la lutte contre la pollution, et le pic du forçage négatif s'est déplacé essentiellement vers le sud et l'est de l'Asie, essentiellement du fait de la croissance économique de la région et de l'augmentation correspondante des émissions. Le forçage radiatif effectif total des aérosols a un comportement similaire dans les lieux au forçage négatif maximum, mais présente aussi un forçage très positif au-dessus de certains déserts et de l'Arctique. En revanche, le forçage planétaire moyen de l'ensemble de l'ozone atmosphérique a augmenté tout au long du XX^e siècle, et présente des pics d'amplitudes positives entre 15° N et 30° N, mais des valeurs négatives au-dessus de l'Antarctique. Le forçage négatif de l'affectation des sols du fait de changements de l'albédo est le plus marqué dans les régions industrialisées et caractérisées par la combustion de la biomasse. Du fait de leur nature inhomogène, ces forçages peuvent exercer une influence beaucoup plus importante sur le cycle hydrologique qu'un forçage homogène moyen équivalent à l'échelle du globe. {8.3.5, 8.6}

Selon les projections, au XXI^e siècle, le forçage radiatif anthropique augmentera selon les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP; voir l'encadré RT.6). Des simulations s'appuyant sur des modèles simples appliquant les RCP, qui incluent des émissions de gaz à effet de serre au mélange homogène selon divers scénarios envisageables, prédisent une augmentation du forçage radiatif anthropique par rapport à 1750, passant à des valeurs allant de 3,0 à 4,8 W m⁻² en 2050, puis 2,7 à 8,4 W m⁻² en 2100. À court terme, les RCP sont très similaires (et les émissions des facteurs de forçage climatique à court terme ne couvrent pas tout l'éventail des perspectives décrites dans les documents connexes), le forçage radiatif en 2030 n'oscillant qu'entre 2,9 et 3,3 W m⁻² (en ajoutant pour le forçage radiatif entre 2010 et 2030 entre 0,7 et 1,1 W m⁻²), mais ils présentent des valeurs extrêmement divergentes pour la seconde moitié du XXI^e siècle, largement sous l'effet du C0₂. Les simulations fondées sur les scénarios des RCP ne suggèrent que de faibles changements du forçage radiatif effectif des

aérosols entre 2000 et 2030, puis une réduction marquée des aérosols et un net affaiblissement du forçage radiatif effectif négatif total des aérosols. Les aérosols contenant des nitrates sont une exception à cette diminution, car ils marquent une augmentation importante du forçage négatif, comme il en ressort des rares modèles à disposition. La divergence entre les RCP indique que, même si un certain nombre de changements climatiques futurs sont déjà «dans le système» du fait du déséquilibre radiatif actuel entraîné par les émissions historiques et la longue durée de vie de certains agents de forçage atmosphérique, les choix sociétaux peuvent encore avoir une très grande incidence sur le forçage radiatif à venir et, ainsi, sur le changement climatique. {8.2, 8.5.3, 12.3; figure 8.22, 12.4}

RT.3.7 Rétroactions climatiques

Les rétroactions concourront aussi considérablement à la détermination du changement climatique à venir. De fait, le changement climatique peut induire des modifications dans divers cycles biogéochimiques (notamment celui de l'eau et du carbone) qui peuvent renforcer (rétroaction positive) ou atténuer (rétroaction négative) le réchauffement escompté. Il a été établi que les rétroactions de l'albédo de la neige et de la glace sont positives. La rétroaction



Forçage radiatif (W m⁻²)


conjuguée de la vapeur d'eau et du gradient vertical a une probabilité extrême d'être positive et elle est aujourd'hui relativement bien quantifiée, même si les rétroactions des nuages continuent de présenter de plus grandes incertitudes (voir l'Axe thématique 6). De plus, selon les estimations fondées sur les nouveaux modèles de la phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5), la rétroaction du cycle du carbone est systématiquement positive, c'est-à-dire que le CO₂ naturel qui a diminué se réduira encore sous l'effet du changement climatique à venir. En particulier, les modèles prédisent des rétroactions positives du cycle du carbone dans les océans. Les simulations des puits de carbone dans les écosystèmes tropicaux de terres émergées sont moins cohérentes. Ils peuvent subir l'influence du changement climatique par l'intermédiaire de processus tels que les sécheresses et les incendies, qui ne sont pas toujours pleinement représentés. Une mise à jour essentielle depuis le quatrième Rapport d'évaluation est l'introduction de la dynamique des nutriments dans certains modèles du carbone des terres émergées du CMIP5, en particulier les limites sur la croissance des plantes imposée par la disponibilité de l'azote. L'effet net de la prise en compte du cycle de l'azote serait celui d'un puits continental plus petit pour une trajectoire donnée d'émissions anthropiques de CO₂ (voir l'Axe thématique 7). {6.4, encadré 6.1, 7.2}

Les modèles et les expériences portant sur le réchauffement de l'écosystème indiquent (degré de cohérence élevé) que les émissions de CH4 par unité de surface augmenteront dans les zones humides dans un climat plus chaud, mais l'étendue des zones humides peut augmenter ou diminuer en fonction des variations régionales de la température et des précipitations ayant une incidence sur l'hydrologie des zones humides, de sorte qu'un faible degré de confiance s'associe aux projections quantitatives des émissions de CH₄ dans les zones humides. Les réservoirs de carbone dans les hydrates et le pergélisol sont considérables et ils pourraient donc être de puissants facteurs de rétroaction. Bien qu'elles soient peu limitées, les émissions dans l'atmosphère de CH₄ provenant d'hydrates seront, au XXI^e siècle, probablement faibles à l'échelle planétaire en raison de la sous-saturation de l'océan, du faible rythme de ventilation de l'océan et de la lenteur de propagation du réchauffement par le plancher océanique. Les émissions de carbone contenu dans les pergélisols en dégel entraînent une rétroaction positive (degré de confiance élevé), mais un faible degré de confiance s'associe aux projections quantitatives de son ampleur. {6.4.7}

Les rétroactions aérosols-climat interviennent surtout sous forme de variations de la puissance des sources d'aérosols naturels ou des modifications de l'efficacité des aérosols anthropiques ou naturels en tant que puits. Un nombre limité de simulations ont établi que cette rétroaction était de faible ampleur (*degré de confiance faible*). On envisage une faible rétroaction (de signe indéterminé) faisant intervenir le sulfure de diméthyle, les noyaux de condensation des nuages et l'albédo des nuages en raison d'une faible sensibilité des noyaux de condensation des nuages aux variations des émissions de sulfure de diméthyle (*degré de confiance moyen*). {7.3.5}

RT.3.8 Mesures des émissions

Diverses métriques peuvent être utilisées pour quantifier et définir les contributions relatives ou absolues aux changements climatiques des émissions de différentes substances ou des émissions de certaines régions/certains pays ou de certaines sources /certains secteurs. Jusqu'au quatrième Rapport d'évaluation, l'indice le plus commun était le potentiel de réchauffement global (PRG) qui intègre le forçage radiatif jusqu'à un horizon temporel donné. Le potentiel de réchauffement global, qui prend en compte le rendement radiatif des diverses substances et leur durée de vie dans l'atmosphère, indique les valeurs relatives par rapport à celles du gaz de référence qu'est le CO₂. L'attention se concentre aujourd'hui davantage sur le potentiel d'évolution de la température planétaire (GTP), qui se fonde sur la variation de la température moyenne à la surface du globe à un moment donné, à nouveau par rapport à celle qu'entraînerait le gaz de référence qu'est le CO₂, et qui prend ainsi en compte la réponse du climat de même que les rendements radiatifs et les durées de vie atmosphériques. Tant le potentiel de réchauffement global que le potentiel d'évolution de la température planétaire utilisent un horizon temporel (figure RT.8, haut), dont le choix est subjectif et fonction du contexte. En général, pour les facteurs de forçage du climat à court terme, les

potentiels de réchauffement global sont plus élevés que les potentiels d'évolution de la température planétaire du fait de la pondération égale du temps dans le forçage intégré utilisé dans le potentiel de réchauffement global. Ainsi, le choix des métriques peut avoir une influence considérable sur l'importance relative des facteurs de forçage du climat à court terme et des gaz à effet de serre au mélange homogène, tout comme le choix de l'horizon temporel. L'analyse de l'impact des émissions actuelles (émissions ponctuelles sur une année) révèle que les agents de forçage du climat à court terme, tels que le carbone suie, le dioxyde de soufre et le CH_4 , peuvent apporter une contribution (de même signe ou de signe opposé) comparable à celle du CO_2 à des horizons temporels proches, mais leurs impacts s'atténuent progressivement à des horizons plus lointains, car les émissions de CO_2 prédominent à plus long terme. (Figure RT.8, haut). {8.7}

Plusieurs autres métriques pourraient être définies le long de la chaîne agentréponse-impact. Aucune métrique ne peut à elle seule permettre de comparer avec précision toutes les conséquences (c'est-à-dire les réponses des paramètres climatiques au cours du temps) des diverses émissions, et une métrique qui établit une équivalence par rapport à un effet ne pourra pas faire de même avec d'autres effets. Le choix des métriques dépend donc fortement des incidences que l'on veut évaluer. Il importe de noter que les métriques ne définissent pas les lignes de conduite ni les objectifs, mais facilitent l'analyse et la mise en œuvre de stratégies à composantes multiples visant des objectifs particuliers. Tout choix de métrique implique des jugements de valeur tels que le type d'effet considéré et la pondération des effets au fil du temps. Si le potentiel de réchauffement global intègre les effets jusqu'à un horizon temporel déterminé (en pondérant de la même manière toutes les époques jusqu'à cet horizon et en ignorant tous les effets au-delà), le potentiel d'évolution de la température planétaire n'indique la température que pour une année donnée, sans pondérer les années précédentes ou ultérieures. {8.7}

Le potentiel de réchauffement global et le potentiel d'évolution de la température planétaire ont leurs limites et manquent de cohérence dans le traitement des effets indirects et des rétroactions, par exemple si les rétroactions climat-carbone sont comprises pour le CO₂, le gaz de référence, mais pas pour les autres gaz. L'incertitude liée au potentiel de réchauffement global s'accroît avec l'horizon temporel. Pour le potentiel de réchauffement global à cent ans des gaz à effet de serre au mélange homogène, l'incertitude peut atteindre ±40 %. Plusieurs études ont également révélé que métrique n'était pas bien adaptée pour les stratégies reposant sur un objectif de température maximum. Les incertitudes liées au potentiel d'évolution de la température planétaire, qui proviennent des mêmes facteurs que les incertitudes du potentiel de réchauffement global, ainsi que d'éléments supplémentaires intervenant plus en aval dans la chaîne agentréponse-impact et incluent la réponse, augmentent aussi avec le temps. Le potentiel d'évolution de la température planétaire se prête mieux aux stratégies fondées sur un objectif, mais, une fois encore, n'est pas adapté à tous les buts. On dispose aujourd'hui, pour les métriques, de valeurs révisées prenant en compte les nouvelles connaissances en matière de durée de vie et de rendement radiatif, ainsi que les rétroactions climat-carbone. {8.7, tableau 8.7, tableau 8.A.1, chapitre 8 des suppléments (Supplementary Material) - tableau 8.SM.16}

Ces métriques relatives aux émissions permettent d'évaluer l'impact sur le climat des émissions passées et actuelles imputables à diverses activités. Les paramètres s'appuyant sur les activités peuvent apporter des informations supplémentaires utiles pour définir des stratégies, car ces activités dépendent plus directement des choix sociétaux que les émissions globales. La valeur correspondant à une année d'émissions (une impulsion) est souvent utilisée pour quantifier l'impact sur le climat futur. Dans cette perspective et en utilisant la métrique du potentiel absolu d'évolution de la température planétaire pour illustrer les résultats, il apparaît que les secteurs de l'énergie et de l'industrie seront les principaux agents du réchauffement au cours des prochaines 50 à 100 années (figure RT.8, bas). Les combustibles fossiles et biocarburants à usage domestique, la combustion de la biomasse et les transports routiers sont également des agents relativement importants du réchauffement à cette échelle temporelle, alors que les émissions actuelles des secteurs qui émettent de grandes quantités de CH₄ (élevage, déchets, décharges et agriculture) sont aussi importantes à des horizons temporels plus proches (jusque dans environ 20 ans). Il est également utile d'examiner l'effet des émissions actuelles qui sont durables. Dans le cadre de cette analyse, les

substances émises restant intégrées tant qu'elles ne disparaissent pas, les espèces à courte durée de vie présentent des valeurs presque constantes, alors que les gaz à longue durée de vie s'accumulent peu à peu. Dans les deux cas, les secteurs qui sont les plus gros contributeurs au réchauffement à long terme (l'énergie et l'industrie) amènent à court terme à un refroidissement (essentiellement en raison des émissions de SO₂) et, ainsi, les émissions de ces secteurs peuvent conduire à des réponses inverses du point de vue de la température moyenne planétaire à des échelles temporelles courte et longue. L'importance relative du rôle des autres secteurs dépend du temps et de la perspective choisie. Comme dans le cas du forçage radiatif et du forçage radiatif effectif, les incertitudes associées aux effets des aérosols sont considérables et, en particulier, le rattachement des interactions aérosols–nuages à des composantes individuelles relève de l'approximation. {8.7; chapitre 8 des suppléments (*Supplementary Material*) - figures 8.SM.9 et 8.SM.10}



Figure RT.8 | (Haut) Émissions anthropiques planétaires actuelles pondérées selon deux indices – le *potentiel de réchauffement global* (PRG) et le *potentiel de variation de la température planétaire* (GTP) – à des horizons temporels déterminés. Les émissions de l'année 2008 (impulsion sur une année) pondérées par le PRG, qui est le forçage radiatif (FR) planétaire moyen par unité de masse émise intégrée sur le nombre d'années indiqué par rapport au forçage des émissions de CO₂ et par le GTP, qui donne une estimation de l'impact sur la température moyenne mondiale sur la base de l'évolution temporelle tant du FR que de la réponse du climat par unité de masse émise par rapport à l'impact des émissions de CO₂. L'unité est l'«équivalent CO₂». Elle ne reflète l'équivalence que dans le paramètre d'impact de l'indice choisi (le FR intégré à l'horizon temporel choisi pour le PRG; la variation de la température au moment choisi pour le GTP). Elle s'exprime sous la forme de Pg éq.–CO₂ (à gauche) et Pg éq.–C (à droite). (Bas) Le GTP absolu (AGTP), exprimé comme fonction du temps multiplié par les émissions actuelles de toutes les composantes des secteurs indiqués, est utilisé pour estimer la réponse de la température moyenne planétaire (l'AGTP correspond au GTP, mais n'est pas normalisé par l'impact des émissions de CO₂). Les valeurs relatives pour les secteurs à l'horizon temporel de 60 à 100 ans varient peu. Les effets des interactions aérosols–nuages et des cirrus produits par les traînées de condensation ne sont pas compris dans la figure du haut. {Figures 8.32, 8.33}

RT.4 Comprendre le système climatique et son évolution récente

RT.4.1 Introduction

RT

La compréhension du système climatique passe par la conjugaison d'observations, d'études théoriques des processus de rétroaction et de simulations effectuées à partir de modèles. En comparaison du quatrième Rapport d'évaluation, des observations plus détaillées et des modèles climatiques améliorés (voir Encadré RT.4) permettent aujourd'hui d'attribuer à l'activité humaine les modifications détectées pour un plus grand nombre de composantes du système climatique. La concordance entre les changements observés et modélisés pour l'ensemble du système climatique, y compris en ce qui concerne les températures régionales, le cycle de l'eau, le bilan énergétique planétaire, la cryosphère et les océans (acidification des océans comprise), suggère que le changement climatique mondial résulte principalement d'augmentations anthropiques des concentrations de gaz à effet de serre au mélange homogène. {10}

RT.4.2 Températures en surface

Plusieurs avancées enregistrées depuis le quatrième Rapport d'évaluation ont permis une quantification plus solide de l'influence humaine sur l'évolution des températures en surface. Les incertitudes liées aux observations ont fait l'objet d'une étude bien plus poussée que par le passé et l'évaluation tient aujourd'hui compte des observations de la première décennie du XXI^e siècle et de simulations réalisées à partir d'une nouvelle génération de modèles climatiques dont la capacité de simuler le climat passé s'est à bien des égards améliorée par rapport à la précédente génération de modèles utilisée dans le quatrième Rapport d'évaluation. Les anomalies relatives à la température moyenne à la surface du globe (GMST) observées ces dernières années en comparaison de la période 1880–1919 débordent largement du cadre des anomalies GMST des simulations CMIP5 pour le seul forçage naturel, mais elles concordent avec l'ensemble des simulations CMIP5, notamment pour les forçages tant anthropique que naturel (Figure RT.9), même si quelques modèles surestiment la tendance au réchauffement, alors que d'autres la sous-estiment. Les simulations réalisées à partir de la seule variation des gaz à effet de serre au mélange homogène, et ne tenant donc pas compte des variations des aérosols, produisent souvent un réchauffement plus marqué que celui qui a été observé (Figure RT.9). Les tendances observées en matière de températures sur la période 1951-2010, caractérisées par un réchauffement sur l'essentiel de la planète (le réchauffement le plus intense concernant les continents de l'hémisphère Nord), sont, pour la plupart des stations d'observation, compatibles avec les tendances ressortant des simulations du CMIP5 comprenant les forçages anthropique et naturel et incompatibles avec les tendances en matière de températures qui ressortent des simulations du CMIP5 incluant les seuls forçages naturels. Un certain nombre d'études ont porté sur les effets de l'oscillation atlantique multidécennale (OAM) sur la température moyenne à la surface du globe. Bien que certaines études concluent à l'influence significative de l'oscillation sur la variabilité multidécennale de la température moyenne à la surface du globe, l'OAM n'a guère révélé de tendance sur la période 1951-2010, sur laquelle se fondent les évaluations actuelles, et l'on estime avec un degré de confiance élevé que l'OAM n'a que faiblement contribué à la tendance pour la température moyenne à la surface du globe entre 1951 et 2010 (bien moins que 0,1 °C). {2.4, 9.8.1, 10.3; FAQ 9.1}

Il est *extrêmement probable* que les activités humaines sont à l'origine de plus de la moitié de l'augmentation observée de la température moyenne à la surface du globe entre 1951 et 2010. De multiples études menées sur la base de diverses méthodes contiennent des données probantes solides qui viennent corroborer cette évaluation. En particulier, l'évolution de la température, attribuable à tous les forçages anthropiques combinés, peut être circonscrite plus précisément dans les analyses de détection et d'attribution à multiples signaux. Les incertitudes liées aux forçages et à la réponse des modèles climatiques à ces forçages, conjuguées aux difficultés rencontrées lors de la détermination des caractéristiques de la réponse des températures due aux gaz à effet de serre au mélange homogène et à d'autres forçages anthropiques, empêchent de



Figure RT.9 | Trois estimations observationnelles de la température movenne à la surface du globe (lignes noires) fondées sur le jeu de données 4 de températures de surface aux points de grille de l'Unité de recherche sur le climat du Hadley Centre (HadCRUT4), l'analyse de la température en surface du Goddard Institute for Space Studies (GISTEMP) et des jeux de données de l'analyse des températures moyennes combinées sur les terres et les océans (Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis, MLOST), comparées aux simulations à partir de modèles (modèles CMIP3- lignes bleues fines et modèles CMIP5—lignes jaunes fines) avec forçages anthropiques et naturels a), forçages naturels seuls b) et forçage par les gaz à effet de serre c). Les lignes rouges et bleues épaisses représentent les moyennes de toutes les simulations CMIP5 et CMIP3 disponibles, respectivement. Toutes les données simulées et observées ont été masquées à l'aide du jeu de données HadCRUT4 (sa couverture spatiale étant la plus restreinte), et les anomalies de la moyenne mondiale sont indiquées pour la période 1880-1919, sur laquelle toutes les données sont tout d'abord calculées comme des anomalies par rapport à la période 1961–1990 dans chaque section de la grille. L'insert du graphique b) représente les trois jeux de données d'observation caractérisés par différentes couleurs. {Figure 10.1}

Encadré RT.3 | Les modèles climatiques et le hiatus du réchauffement moyen à la surface du globe sur les 15 dernières années

La température moyenne à la surface du globe (GMST) observée a affiché une tendance linéaire haussière bien moins marquée sur les 15 dernières années qu'au cours des 30 à 60 dernières années (Encadré RT.3 - Figure 1a, c). Selon le jeu de données d'observation, il est estimé que la tendance sur la période 1998–2012 représentait environ un tiers à la moitié de la tendance sur la période 1951–2012. À titre d'exemple, avec le HadCRUT4, la tendance s'établit à 0,04 °C par décennie entre 1998 et 2012, contre 0,11 °C par décennie entre 1951 et 2012. La diminution de la tendance est plus marquée pendant l'hiver de l'hémisphère Nord. Même avec ce «hiatus», la décennie des années 2000 a été la plus chaude de la période pour laquelle on dispose de relevés instrumentaux de la température moyenne à la surface du globe. Ce hiatus dans l'évolution de la GMST au cours des 15 dernières années soulève toutefois deux questions connexes: quelle en a été la cause et les modèles climatiques sont-ils en mesure de le reproduire? {2.4.3, 9.4.1; Encadré 9.2; Tableau 2.7}

Les hiatus de quinze ans sont courants dans les séries chronologiques tant des données observées que des données rétrospectives relatives à la GMST utilisées dans le cadre du CMIP5. Toutefois, une analyse de la série intégrale de simulations rétrospectives dans le cadre du CMIP5 (augmentée pour la période 2006–2012 des simulations RCP4,5) révèle que 111 des 114 réalisations montrent une tendance GMST entre 1998 et 2012 supérieure à l'ensemble de la tendance de l'ensemble HadCRUT4 (Encadré RT.3 - Figure 1a; la tendance moyenne de l'ensemble CMIP5 est de 0,21 °C par décennie). Cette différence entre les tendances simulées et observées pourrait être causée par une combinaison des facteurs suivants: a) variabilité interne du climat, b) absence ou inexactitude du forcage radiatif et c) erreur de la réponse des modèles. Ces causes potentielles de différences, qui ne s'excluent pas mutuellement, sont évaluées ci-après, de même que la cause du hiatus de la tendance de la GMST observée. {2.4.3, 9.3.2, 9.4.1; Encadré 9.2}

Variabilité interne du climat

Les périodes de hiatus de 10 à 15 ans peuvent être la manifestation de la variabilité décennale interne du climat, laquelle renforce dans certains cas les modifications à long terme dues à un forçage externe et les contrebalancent dans d'autres. La variabilité interne réduit donc la pertinence des tendances portant sur des périodes aussi courtes que 10 à 15 ans pour le changement climatique à long terme. Qui plus est, la variabilité décennale interne du climat ne devrait vraisemblablement pas correspondre, d'un point de vue temporel, aux simulations rétrospectives du CMIP5, et ce du fait d'un horizon de prévision de 10 à 20 ans tout au plus (les simulations rétrospectives du CMIP5 débutent généralement autour de 1850 à partir d'un passage de contrôle). Cependant, les modèles climatiques présentent des décennies de hiatus dans l'évolution de la température moyenne à la surface du globe même en phase prolongée d'absorption d'énergie du système climatique, auquel cas le bilan énergétique serait équilibré par une augmentation de l'absorption de chaleur par les couches supérieures de l'océan. {2.4.3, 9.3.2, 11.2.2; Encadrés 2.2, 9.2}

Étant donné les limites de l'échantillonnage, il n'est pas certain que la vitesse d'absorption de chaleur par les couches supérieures de l'océan ait augmenté au cours des 15 dernières années. Toutefois, le système climatique, y compris l'océan à des profondeurs supérieures à 700 m, a très probablement continué d'accumuler de l'énergie pendant la période 1998-2010. Dans le droit fil de cette accumulation d'énergie, le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe a continué d'augmenter entre 1998 et 2012, à un rythme très légèrement inférieur, non significatif, par rapport à la période 1993-2012. La concordance entre la teneur en chaleur observée et l'évolution du niveau de la mer permet d'évaluer avec un degré de confiance élevé qu'il y a eu accumulation soutenue d'énergie par les océans, elle-même compatible avec le déséquilibre radiatif positif du système climatique. En revanche, peu d'éléments indiquent que le hiatus de l'évolution de la température moyenne à la surface du globe a été accompagné d'une augmentation plus lente du contenu thermigue océanique entre 0 et 700 m de profondeur, si l'on compare la période entre 2003 et 2010 et celle de 1971 à 2010. Ce ralentissement ne fait de loin pas l'unanimité, trois analyses sur cinq révélant un ralentissement de l'augmentation, les deux autres une augmentation ininterrompue. {3.2.3, 3.2.4, 3.7, 8.5.1, 13.3; Encadrés 3.1, 13.1}

À partir de 1998 et pendant 15 ans, l'ensemble de tendances du HadCRUT4 relatives à la température moyenne à la surface du globe se situe en-deçà de la quasi-totalité des tendances simulées par modèle (Encadré RT.3 - Figure 1a), alors que pendant les 15 années ayant précédé 1998, il se situe au-delà pour 93 des 114 tendances établies à partir de modèles (Encadré RT.3 - Figure 1b; tendance moyenne de l'ensemble HadCRUT4 de 0,26 °C par décennie, tendance moyenne de l'ensemble CMIP5 de 0,16 °C par décennie). Pendant 62 ans entre 1951 et 2012, la tendance des données d'observation et la tendance moyenne de l'ensemble CMIP5 concordent à 0,02 °C près par décennie (Encadré RT.3 - Figure 1c; tendance moyenne de l'ensemble CMIP5 de 0,13 °C par décennie). Par conséquent, on estime avec un degré de confiance très élevé que les modèles CMIP5 montrent, pour la température moyenne à la surface du globe, des tendances à long terme conformes aux observations, en dépit du désaccord sur la période de 15 ans la plus récente. Du fait de la variabilité interne du climat, sur toute période de 15 ans, la tendance relative à la température moyenne observée à la surface du globe est parfois proche de l'une des extrémités d'un ensemble de simulations. Cet effet est prononcé dans les figures 1a et b de l'Encadré RT.3, car la température moyenne à la surface du globe a été influencée par un épisode El Niño de très forte intensité en 1998. {Encadré 9.2}

Contrairement aux simulations rétrospectives CMIP5 susmentionnées, certaines prévisions CMIP5 ont été initialisées à partir de l'état observé du climat à la fin des années 90 et au début du XXI^e siècle. Ces prévisions initialisées révèlent une température moyenne à la surface du globe inférieure d'environ 0,05 °C à 0,1 °C en comparaison des simulations rétrospectives (non-initialisées) et maintiennent cette température inférieure pendant les premières années de la simulation (éléments disponibles moyens). Pour certains modèles initialisés, cette GMST inférieure est en partie due au fait qu'ils simulent correctement le passage, aux environs de l'an 2000, d'une phase positive à une phase négative de l'Oscillation interdécennale du Pacifique (OIP). Toutefois, l'amélioration de la détermination de la phase de l'Oscillation interdécennale du Pacifique par l'initialisation ne concerne pas toutes les prévisions CMIP5. En outre, bien qu'une partie de la réduction de la GMST par l'initialisation résulte d'une initialisation pendant la phase appropriée de la variabilité interne, une autre partie pourrait résulter de la correction d'une erreur du modèle due à un forçage passé inexact ou à une réponse incorrecte du modèle au forçage passé, notamment dans l'océan. L'ampleur relative de ces effets est actuellement inconnue; en outre, la qualité d'un système de prévision ne peut être évaluée à partir d'une seule prévision (dans le cas d'espèce, une prévision sur 10 ans pendant la période 1998–2012). Dans l'ensemble, on estime avec un degré de confiance moyen que l'initialisation conduit à des simulations de la température moyenne à la surface du globe entre 1998 et 2012 qui correspondent davantage au hiatus, concernant les tendances observées, que les simulations rétrospectives CMIP5 non-initialisées, et que le hiatus découle en partie de la variabilité interne prévisible sur une échelle de temps pluriannuelle. {11.1, 11.2.3; Encadrés 2.5, 9.2, 11.1, 11.2}

Encadré RT.3 (suite)

Forçage radiatif

Sur des échelles temporelles décennales à interdécennales et en situation d'augmentation continue du forçage radiatif effectif, la composante forcée de l'évolution de la température moyenne à la surface du globe répond assez rapidement et de manière presque linéaire à l'évolution du forçage radiatif effectif (*degré de confiance moyen*). La tendance attendue de la de la GMST, réponse au forçage comprise, est liée à la tendance du forçage radiatif effectif d'un facteur estimé pour les augmentations de 1 % de CO_2 par an de l'ensemble CMIP5 à 2,0 [1,3 à 2,7] W m⁻² °C⁻¹ (plage d'incertitude de 90 %). Ainsi, une tendance du forçage radiatif effectif peut être convertie de manière approximative en une tendance de la GMST, réponse au forçage comprise, ce qui permet d'évaluer dans quelle mesure l'évolution des tendances de la GMST présentées dans l'Encadré RT.3 - Figure 1 est due à une modification de la tendance du forçage radiatif effectif. {Encadré 9.2}

Dans le cinquième Rapport d'évaluation, l'estimation la plus probable de l'évolution du forçage radiatif effectif entre 1998 et 2011 est de 0,22 [0,10 à 0,34] W m⁻² par décennie (plage d'incertitude de 90 %), soit un chiffre considérablement inférieur à celui de la tendance relative à la période 1984–1998 (0,32 [0,22 à 0,42] W m⁻² par décennie; à noter qu'une éruption volcanique importante a eu lieu en 1982) et à celui de la tendance relative à la période 1951–2011 (0,31 [0,19 à 0,40] W m⁻² par décennie; Encadré RT.3, Figure 1d-f; 2011 a été choisie comme année de fin de période, car les données disponibles sont plus limitées que pour la température moyenne à la surface du globe). La tendance de la température moyenne à la surface du globe, réponse au forçage comprise, qui en résulte serait d'environ 0,12 [0,05 à 0,29] °C par décennie, 0,19 [0,09 à 0,39] °C par décennie, et 0,18 [0,08 à 0,37] °C par décennie pour les périodes 1998–2011, 1984–1998, et 1951–2011, respectivement (le principe retenu pour les plages d'incertitude est que la fourchette de facteur de conversion en tendance de la GMST et la fourchette du forçage radiatif effectif à proprement parler sont indépendantes). L'estimation la plus probable (cinquième Rapport d'évaluation) de la différence de modification du forçage radiatif effectif entre 1998 et 2011 et 1951 et 2011 pourrait donc expliquer environ la moitié (0,05 °C par décennie) de la différence d'évolution de la température moyenne à la surface du globe observée entre ces périodes (0,06 à 0,08 °C par décennie, en fonction du jeu de données d'observation). {8.5.2}

Le fléchissement de l'estimation la plus probable (cinquième Rapport d'évaluation) de la tendance du forçage radiatif effectif entre 1998 et 2011 comparée aux périodes 1984–1998 et 1951–2011 est essentiellement dû à un recul des forçages naturels, –0,16 [–0,27 à –0,06] W m⁻² par décennie sur la période 1998–2011 contre 0,01 [–0.00 à +0,01] W m⁻² par décennie entre 1951 et 2011. Le forçage solaire est passé d'un maximum relatif en 2000 à un minimum relatif en 2009, avec une différence entre valeurs extrêmes d'environ 0,15 W m⁻² et une évolution linéaire entre 1998 et 2011 d'environ –0,10 W m⁻² par décennie. En outre, une série de petites éruptions volcaniques a entraîné une augmentation de la teneur observée en aérosols de la stratosphère après 2000, ce qui a entraîné une contribution linéaire négative supplémentaire du forçage radiatif effectif d'environ –0,06 W m⁻² par décennie entre 1998 et 2011 (Encadré RT.3 - Figure 1d, f). En revanche, les estimations, issues des données satellitaires, de l'épaisseur optique des aérosols dans la troposphère ne permettent pas d'établir une tendance globale de l'épaisseur optique moyenne des aérosols à l'échelle du globe sur les 10 dernières années, ce qui laisse à penser que le forçage radiatif effectif dû à l'interaction aérosols-rayonnement n'a guère évolué (*degré de confiance faible* du fait d'un *degré de confiance faible* dans l'évolution de l'épaisseur optique des aérosols). De plus, parce que le *degré de confiance faible* dans l'évolution aérosols-nuages n'est que *faible*, de la même manière cette tendance sur les 15 dernières années ne suscite qu'un *degré de confiance faible*. {2.2.3, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 10.3.1; Encadré 10.2; Tableau 8.5}

Pour les périodes 1984 à 1998 et 1951 à 2011, la tendance moyenne du forçage radiatif effectif de l'ensemble CMIP5 ne s'écarte de l'estimation la plus probable de l'évolution de ce forçage du cinquième Rapport d'évaluation que de 0,01 W m⁻² par décennie (Encadré RT.3 - Figure 1e, f). Après 1998, toutefois, certains facteurs contribuant au ralentissement du forçage radiatif effectif sont absents des modèles CMIP5, comme l'augmentation de la teneur en aérosols dans la stratosphère après 2000 et le minimum solaire inhabituellement bas de 2009. Il n'en demeure pas moins qu'entre 1998 et 2011, l'évolution moyenne du forçage radiatif effectif de l'ensemble CMIP5 est inférieure à l'estimation la plus probable de l'évolution du forçage radiatif effectif du cinquième Rapport d'évaluation de 0,03 W m⁻² par décennie (Encadré RT.3 - Figure 1d). De plus, l'épaisseur optique moyenne des aérosols à l'échelle du globe des modèles CMIP5 ne permet pas de dégager de réelle tendance sur la période 1998–2012, comme dans le cas des observations. Bien que les incertitudes relatives au forçage soient substantielles, les modèles CMIP5 ne présentent pas de forçages moyens mondiaux incorrects ou manquants apparents sur les 15 dernières années qui pourraient expliquer la différence entre les modèles et les observations pendant le hiatus du réchauffement. {9.4.6}

Erreur dans la réponse des modèles

Les disparités entre les tendances simulées et observées de la température moyenne à la surface du globe entre 1998 et 2012 pourraient en partie s'expliquer par la tendance de certains modèles CMIP5 à simuler un réchauffement plus marqué en réponse à des augmentations de la concentration de gaz à effet de serre que ne le confirme les observations. Calculées en tant que moyenne des ensembles de modèles évalués à la Section 10.3.1, les estimations les plus probables des facteurs d'échelle des gaz à effet de serre et autres facteurs anthropiques sont inférieures à un (bien que de manière non significative, Figure 10.4), ce qui indique que les réponses moyennes des gaz à effet de serre et autres réponses anthropiques par modèle devraient être réduites à la baisse pour mieux correspondre aux observations. Cette constatation confirme que certains modèles CIMP5 affichent une réponse plus importante aux gaz à effet de serre et autres facteurs anthropiques (dominés par les effets des aérosols) que le monde réel (*degré de confiance moyen*). Par voie de conséquence, on affirme au Chapitre 11 que les projections à court terme de l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe devraient être revues à la baisse d'environ 10 %. Cette révision à la baisse ne suffit cependant pas à expliquer la surestimation de l'évolution moyenne de la température moyenne à la surface du globe obtenue par modèle sur la période de hiatus. {10.3.1, 11.3.6}

Autre source possible d'erreur de modèles: la piètre représentation de la vapeur d'eau dans la haute atmosphère. Il a été suggéré qu'une diminution de la vapeur d'eau dans la stratosphère après l'an 2000 avait entraîné une réduction du rayonnement descendant de grande longueur d'onde et ainsi contribué au refroidissement en surface, lequel pourrait avoir échappé aux modèles. Cependant, cet effet est considéré comme faible du fait d'un redressement de la vapeur d'eau stratosphérique après 2005. {2.2.2, 9.4.1; Encadré 9.2} (suite page suivante)

Encadré RT.3 (suite)

En résumé, le récent hiatus du réchauffement observé, défini comme étant la réduction de la tendance de la température moyenne à la surface du globe entre 1998 et 2012 par rapport à la tendance entre 1951 et 2012, est dû à parts à peu près égales à une contribution de la variabilité interne allant dans le sens d'un refroidissement et à une réduction de la tendance du forçage externe (jugement d'experts, *degré de confiance moyen*). La réduction de la tendance du forçage est principalement due à un forçage négatif lié tant aux éruptions volcaniques qu'à la phase descendante du cycle solaire. Cependant, le *degré de confiance* avec lequel le rôle du forçage dans le hiatus peut être quantifié est *faible*, du fait de l'incertitude qui entoure l'importance de la tendance du forçage volcanique et du *degré de confiance faible* dans la tendance du forçage des aérosols. {Encadré 9.2}

La quasi-totalité des simulations rétrospectives CMIP5 ne reproduisent pas le récent hiatus du réchauffement observé. On estime, avec un *degré de confiance moyen*, que la variabilité interne explique une part importante de la différence entre les modèles et les observations de la température moyenne à la surface du globe sur la période 1998–2012, des erreurs de forçage ayant également pu jouer un rôle et des modèles CMIP5 ayant surestimé la réponse à l'augmentation du forçage des gaz à effet de serre. La tendance du modèle CMIP5 relative au forçage radiatif effectif ne présente pas d'erreur apparente par rapport à l'estimation la plus probable du cinquième Rapport d'évaluation sur la période 1998–2012. Toutefois, *le degré de confiance* associé à cette évaluation de la tendance CMIP5 du forçage radiatif effectif est *faible*, principalement du fait des incertitudes relatives au forçage des aérosols et aux processus associés au sein des modèles, qui, par le biais de l'hétérogénéité spatiale, pourraient bien être à l'origine d'une erreur non détectée de la tendance du forçage radiatif effectif moyen à l'échelle du globe même en l'absence d'une tendance concernant la teneur moyenne en aérosols à l'échelle du globe. {Encadré 9.2}

Les causes du hiatus de la tendance relative à la température moyenne observée à la surface du globe tout comme de la différence entre la tendance de la température moyenne à la surface du globe sur 15 ans dans un avenir proche sera plus important qu'entre 1998 et 2012 (*degré de confiance élevé*; voir Section 11.3.6 pour une évaluation complète des projections à long terme de la température moyenne à la surface du globe). Quatre raisons expliquent ce phénomène: premièrement, les concentrations de gaz à effet de serre anthropiques devraient continuer d'augmenter dans tous les scénarios RCP; deuxièmement, la concentration des aérosols anthropiques devrait diminuer dans tous les scénarios RCP, de même que le refroidissement qui en découle; troisièmement, la tendance du forçage solaire devrait être plus marquée à court terme sur l'essentiel des périodes de 15 ans à court terme par rapport à la période 1998–2012 (*degré de confiance moyen*), car l'intégralité de la phase descendante du cycle solaire a eu lieu pendant la période 1998–2012; et quatrièmement, il est *plus probable qu'improbable* que la variabilité interne du climat à court terme renforcera plutôt qu'elle ne contrebalancera le réchauffement en surface qui devrait découler d'une augmentation du forçage anthropique. {Encadré 9.2}



Encadré RT.3 - Figure 1 (En haut) Tendances de la GMST observée et simulée en °C par décennie, sur les périodes 1998 à 2012 a), 1984 à 1998 b), et 1951 à 2012 c). S'agissant des observations, 100 réalisations de l'ensemble 4 du jeu de données de températures de surface aux points de grille (HadCRUT4) de l'Unité de recherche sur le climat du Hadley Centre sont données (en rouge, hachuré). L'incertitude qui ressort du champ de l'ensemble est uniquement celle de la construction statistique de la moyenne mondiale, contrairement aux incertitudes de la tendance mentionnées à la Section 2.4.3, qui contiennent une estimation de la variabilité interne du climat. Ici, à l'inverse, la variabilité interne est caractérisée par le champ de l'ensemble des modèles. S'agissant des modèles, les 114 réalisations historiques CMIP5 disponibles sont indiquées, étendues après 2005 sur la base du scénario RCP4,5 et jusqu'à 2012 (en gris, ombré). (En bas) Tendances du forçage radiatif effectif (FRE, en W m⁻² par décennie) sur les périodes 1998 à 2011 d), 1984 à 1998 e), et 1951 à 2011 f). La Figure montre l'estimation la plus probable des tendances RFE du cinquième Rapport d'évaluation (en rouge, hachuré) et RFE CMIP5 (en gris, ombré). Les lignes noires sont des versions lissées des histogrammes. Chaque histogramme est normalisé de sorte que son champ fasse un total de un. {2.4.3, 8.5.2; Encadré 9.2; Figure 8.18; Encadré 9.2, Figure 1}

Axes thématiques Axe thématique 3 | Comparaison entre les projections d'évaluations précédentes du GIEC et les observations

La vérification des projections est sans doute le moyen le plus convaincant d'établir la crédibilité du fondement scientifique du changement climatique. L'évolution projetée du dioxyde de carbone (CO₂), de la température moyenne à la surface du globe et du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe figurant dans les précédents rapports d'évaluation du GIEC fait l'objet d'une comparaison quantitative avec les estimations observationnelles disponibles les plus probables. La comparaison des quatre précédents rapports révèle l'évolution de notre compréhension de la réponse du système climatique aux modifications du forçage tant naturel qu'anthropique et permet d'évaluer les similitudes et les différences entre les projections et les estimations fondées sur des observations. À titre d'exemple, la Figure 1 de l'Axe thématique 3 indique les estimations issues de projections et d'observations concernant: 1) l'évolution du CO₂ (graphiques du haut), 2) l'anomalie de la température moyenne à la surface du globe par rapport à la période 1961–1990 (graphiques du milieu) et 3) le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe par rapport à la période 1961–1990 (graphiques du bas). Les résultats des précédents rapports d'évaluation figurent dans la colonne de gauche et, par souci d'exhaustivité, ceux des évaluations actuelles sont donnés dans la colonne de droite. {2.4, 3.7, 6.3, 11.3, 13.3} (suite page suivante)



Axe thématique 3 - Figure 1 | (En haut à gauche) Moyenne annuelle des concentrations de CO_2 observées à l'échelle mondiale (ppm) depuis 1950 comparée aux projections des précédentes évaluations du GIEC. Les concentrations annuelles de CO_2 observées sont indiquées en bleu foncé. La partie ombragée représente la plus large fourchette de concentrations annuelles mondiales de CO_2 prévue par les modèles entre 1950 et 2035 dans le premier Rapport d'évaluation (RE1; Figure A.3 du Résumé à l'intention des décideurs (RID) du GIEC, 1990), dans le deuxième Rapport d'évaluation (RE2; Figure 5b du Résumé technique du GIEC, 1996), dans le troisième Rapport dévaluation (RE3; Appendice II, GIEC, 2001), et pour les scénarios A2, A1B et B1 du Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES) présentés dans le quatrième Rapport d'évaluation (RE4 ; Figure 10.26). L'année de publication des rapports d'évaluation est indiquée. (En haut à droite) Les mêmes concentrations annuelles moyennes de CO_2 observées et projections du présent rapport. Seul le RCP8,5 présente un éventail de valeurs, car les scénarios fondés sur les émissions n'ont été établis que pour ce RCP. Les estimations les plus probables sont données pour les autres RCP. (Au milieu à gauche) Évolution estimée de l'anomalie de la température de surface annuelle moyenne à l'échelle du globe observée par rapport à la période 1961–1990 depuis 1950, comparée à l'éventail de projections des précédentes évaluations du GIEC. Les valeurs ont été harmonisées pour partir de la même valeur: 1990. L'anomalie de température annuelle moyenne mondiale observée, par rapport à la période 1961–1990, à partir de trois jeux de données, est représentée sous forme de carrés et les séries chronologiques lissées, sous forme de courbes à partir du jeu de données HadCRUT4 de l'Unité de recherche sur le climat du Hadley Centre sur les températures de surface aux

AT.3 (suite)

points de grille (vert clair), de l'analyse des températures moyennes combinées sur les terres et les océans (Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis, MLOST; moutarde) et des jeux de données de l'analyse des températures de surface du Goddard Institute for Space Studies (GISTEMP; bleu foncé). Les zones colorées représentent la fourchette projetée de l'évolution moyenne, à l'échelle du globe, de la température à proximité de la surface de 1990 à 2035 pour les modèles utilisés dans le premier Rapport d'évaluation (Figure 6.11), le deuxième Rapport d'évaluation (Figure 19 du Résumé technique, GIEC, 1996), le troisième Rapport d'évaluation (RE3 complet, Figure 9.13 b)). Les résultats du troisième Rapport d'évaluation se fondent sur les analyses simples du modèle climatique présentées dans cette évaluation et non sur chaque simulation tridimensionnelle effectuée à l'aide de modèles. S'agissant du quatrième Rapport d'évaluation, les résultats sont présentés sous la forme de passages de modèle unique de l'ensemble CMIP3 pour la période allant de 1950 à 2000 (lignes gris clair) et pour trois scénarios SRES (A2, A1B et B1) de 2001 à 2035. Pour ces trois scénarios SRES, les barres représentent la moyenne de l'ensemble CMIP3 et la fourchette probable donnée de -40 % à +60 % de la moyenne évaluée au chapitre 10 du quatrième Rapport d'évaluation. (Au milieu à droite) Projections de la température annuelle moyenne de l'air à la surface du globe pour la période 1950 à 2035 (anomalies par rapport à la période 1961–1990) en vertu de différents RCP de modèles CMIP5 (lignes gris clair et de couleur, un membre de l'ensemble par modèle), et estimations observationnelles identiques au graphique du milieu à gauche. La partie en gris ombragé représente la fourchette indicative probable de la température annuelle moyenne à la surface du globe sur la période 2016–2035 pour tous les RCP (voir la Figure RT.14 pour plus de détails). La barre grise représente cette même fourchette indicative probable pour l'année 2035. (En bas à gauche) Évolution estimée du niveau moyen annuel de la mer à l'échelle du globe observé depuis 1950. Différentes estimations de l'évolution des anomalies du niveau moyen annuel de la mer à l'échelle du globe produites à partir de données de marégraphes (bleu foncé, moutarde, vert foncé) et fondées sur des moyennes annuelles de données altimétriques (bleu clair) à partir de 1993 (les valeurs ont été alignées pour correspondre à la valeur 1993 des données de marégraphes). Les carrés représentent des valeurs annuelles moyennes, les lignes, des valeurs lissées. La partie ombragée représente la fourchette la plus large d'élévation annuelle du niveau de la mer à l'échelle mondiale obtenue à l'aide de projections à partir de modèles entre 1950 et 2035 du premier Rapport d'évaluation (Figures 9.6 et 9.7), du deuxième Rapport d'évaluation (Figure 21, Résumé technique, GIEC, 1996), du troisième Rapport d'évaluation (Appendice II, GIEC, 2001) et fondée sur les résultats du modèle CMIP3 disponibles lors de la rédaction du quatrième Rapport d'évaluation utilisant le scénario SRES A1B. Il convient de noter que dans le quatrième Rapport d'évaluation, aucune fourchette complète n'a été donnée pour les projections relatives au niveau de la mer pour cette période. Par conséquent, la Figure montre des résultats publiés après la parution du quatrième Rapport d'évaluation. Les barres à droite de chaque graphique montrent la fourchette complète donnée pour 2035 pour chaque rapport d'évaluation. (En bas à droite) Même estimation observationnelle qu'en bas à gauche. Les barres représentent les fourchettes probables (degré de confiance moyen) d'élévation moyenne du niveau de la mer à l'échelle mondiale à l'horizon 2035 par rapport à la période 1961–1990 selon les quatre RCP. L'appendice 1.A contient des informations détaillées sur les données et les calculs utilisés pour produire ces figures. Voir les chapitres 1, 11 et 13 pour plus de détails. {Figures 1.4, 1.5, 1.10, 11.9, 11.19, 11.25, 13.11}

Évolution du dioxyde de carbone

Entre 1950 et 2011, les concentrations de CO_2 observées dans l'atmosphère ont régulièrement augmenté. Sur la base de la période 1990–2011, l'évolution observée de la concentration de CO_2 se situe dans les limites des scénarios utilisés dans les quatre rapports d'évaluation. En tant que dernière évaluation en date avant cette évaluation, le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC (Axe thématique 3 - Figure 1; en haut à gauche) présente les fourchettes les plus étroites concernant les scénarios et la concentration observée suit ces scénarios. Les résultats du cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Axe thématique 3 - Figure 1; en haut à gauche) présente les fourchettes les plus étroites concernant les scénarios et la concentration observée suit ces scénarios. Les résultats du cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Axe thématique 3 - Figure 1; en haut à droite) vont dans le sens du quatrième Rapport d'évaluation, et entre 2002 et 2011, les concentrations de CO_2 dans l'atmosphère ont augmenté au rythme de 1,9 à 2,1 ppm an⁻¹. {2.2.1, 6.3; Tableau 6.1}

Anomalie de la température moyenne à l'échelle du globe

Par rapport à la moyenne 1961–1990, l'anomalie de la température moyenne à la surface du globe a été positive et supérieure à 0,25 °C depuis 2001. En général, les observations se situent nettement dans la fourchette des précédentes projections du GIEC (Axe thématique 3 - Figure 1, au milieu à gauche). Il en va de même des résultats de la Phase 5 du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) (Axe thématique 3 - Figure 1; au milieu à droite) en ce sens que le relevé observé se situe dans la plage des projections issues de modèles, mais sur la partie inférieure du panache. Le Mont Pinatubo est entré en éruption en 1991 (voir FAQ 11.2 pour des explications sur l'incidence des volcans sur le système climatique), entraînant un bref épisode de refroidissement moyen relatif à l'échelle du globe au début des années 1990. Les trois premiers rapports d'évaluation du GIEC (RE1, RE2 et RE3) n'incluaient pas les effets des éruptions volcaniques et omettaient donc le refroidissement associé à l'éruption du Pinatubo. Le quatrième et le cinquième Rapport d'évaluation intègrent pour leur part les effets des volcans et simulent effectivement le refroidissement qui en découle. Entre 1995 et 2000, l'anomalie de température moyenne mondiale était assez variable — une part significative de cette variabilité était due à un El Niño important en 1997–1998 et aux forts épisodes successifs de La Niña de 1999-2001. Les projections associées à ces rapports d'évaluation ne prétendent pas saisir l'évolution effective de ces épisodes El Niño et La Niña, mais visent plutôt à les inclure en tant que source d'incertitude due à une variabilité naturelle couverte, par exemple, par la fourchette des simulations et projections CMIP3 et CMIP5 (Axe thématique 3 - Figure 1). La zone ombragée en gris de la Figure 1 de l'Axe thématique 3 (milieu à droite) correspond à la fourchette indicative probable de températures annuelles, déterminée à partir de la valeur évaluée des profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) pour la moyenne de 20 ans entre 2016 et 2035 (voir explications sur la Figure RT.14 et la Section 11.3.6 pour plus de détails). Entre 1998 et 2012, les estimations fondées sur les observations se situaient largement à l'extrémité inférieure de la fourchette donnée par les seuls scénarios dans les précédents rapports d'évaluation et les projections CMIP3 et CMIP5. {2.4; Box 9.2}

Niveau moyen de la mer à l'échelle du globe

Tant les données de marégraphes que les données d'altimétrie satellitaire indiquent que, par rapport à la période 1961–1990, le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe a continué d'augmenter. Si l'augmentation était relativement régulière, les deux relevés d'observation révèlent de courtes périodes d'absence de changement, voire de légère diminution. Les estimations observationnelles se situent dans les limites de toutes les projections si ce n'est peut-être au tout début des années 1990. L'incertitude relative à l'élévation du niveau de la mer due à une incertitude liée aux scénarios est la moins importante pour les évaluations les plus récentes (RE4 et RE) et les estimations observationnelles se situent parfaitement dans les limites de cette incertitude liée aux scénarios. Il est *pratiquement certain* qu'au cours du XX^e siècle le niveau de la mer a augmenté. Le rythme moyen de l'élévation du niveau de la mer a été de 1,7 mm yr⁻¹ avec une plage *très probable* située entre 1,5 et 1,9 entre 1901 et 2010 et ce rythme a augmenté pour atteindre 3,2 avec une plage *probable* de 2,8 à 3,6 mm yr⁻¹ entre 1993 et 2010 (voir Axe thématique 2). {3.7.2, 3.7.4}



Figure RT.10 | Estimations de la plage *probable* (segments horizontaux) et médianes correspondantes (barres) pour les tendances du réchauffement sur la période 1951–2010 dû à des gaz à effet de serre au mélange homogène, aux forçages anthropiques (ANT), aux forçages anthropiques autres que les gaz à effet de serre au mélange homogène (AA), aux forçages naturels (NAT) et à la variabilité interne. La tendance des observations du jeu de données 4 de températures de surface aux points de grille de l'Unité de recherche sur le climat du Hadley Centre (HadCRUT4) est représentée en noir avec sa plage d'incertitude de 5 à 95 % due à la seule incertitude observationnelle de ce relevé. {Figure 10.5}

quantifier avec précision l'évolution des températures attribuable aux gaz à effet de serre (GES) au mélange homogène et autres forçages anthropiques considérés individuellement. Dans le droit fil du quatrième Rapport d'évaluation, on estime que plus de la moitié de l'augmentation observée de la température moyenne à la surface du globe entre 1951 et 2010 est *très probablement* due à l'augmentation anthropique observée des concentrations de GES au mélange homogène. Les gaz à effet de serre au mélange homogène ont contribué à un réchauffement moyen à la surface du globe *probablement* situé entre 0,5 °C et 1,3 °C entre 1951 et 2010, les contributions d'autres forçages anthropiques se situant *probablement* entre -0,6 °C et 0,1 °C. Considérées conjointement, ces contributions estimées concordent avec le réchauffement observé d'approximativement 0,6 °C sur cette période (Figure RT.10). {10.3}

Le forçage solaire est le seul forçage naturel dont l'on sait gu'il a entraîné un réchauffement du climat entre 1951 et 2010, mais il a augmenté dans une mesure bien moindre que le forçage des gaz à effet de serre au mélange homogène, et le réchauffement de la troposphère de même que le refroidissement de la stratosphère observés à long terme ne correspondent pas à la réponse attendue aux variations de l'éclairement énergétique solaire. À partir de ces éléments de preuve et de la contribution évaluée des forçages naturels aux tendances observées sur cette période, on estime qu'il est extrêmement improbable que la contribution du forçage solaire au réchauffement global depuis 1951 soit plus importante que celle des GES au mélange homogène. Comme le forçage solaire a *très probablement* diminué sur une période pour laquelle on dispose de mesures directes par satellite de l'énergie émise par le soleil de 1986 à 2008, on estime avec un degré de confiance élevé que les modifications de l'éclairement énergétique total du soleil n'ont pas contribué au réchauffement global pendant cette période. Cependant, on estime avec un degré de confiance moyen que le cycle de variabilité solaire de 11 ans influence les fluctuations décennales du climat dans certaines régions par le biais de mécanismes d'amplification. {8.4, 10.3; Encadré 10.2}

Le réchauffement observé au cours des 60 dernières années déborde largement du cadre de la variabilité interne du climat estimée à partir de données précédant l'utilisation des instruments, et il déborde aussi largement du cadre de la variabilité interne simulée dans les modèles climatiques. On estime que les simulations de la variabilité interne réalisées à partir de modèles permettent cette évaluation. Qui plus est, la configuration spatiale du réchauffement observé diffère de celle associée à la variabilité interne. À partir de ces éléments de preuve, on a estimé que la contribution de la variabilité interne à la tendance de la température moyenne à la surface du globe entre 1951 et 2010 se situait *probablement* entre -0,1 °C et 0,1 °C, et il est *quasiment certain* que depuis 1951, le réchauffement ne saurait être expliqué par la seule variabilité interne. {9.5, 10.3, 10.7}

Le relevé instrumental révèle un réchauffement prononcé pendant la première moitié du XX^e siècle. Dans le droit fil du quatrième Rapport d'évaluation, on estime qu'il est *très improbable* que le réchauffement du début du XX^e siècle soit dû à la seule variabilité interne. Les contributions de la variabilité interne, du forçage naturel et du forçage anthropique à ce réchauffement du début du siècle restent difficiles à quantifier, du fait des incertitudes liées au forçage et à la réponse, ainsi que de la densité insuffisante des réseaux d'observation. {10.3}

RT.4.3 Température atmosphérique

Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, un certain nombre d'études se sont penchées sur la concordance entre les tendances simulées et observées des températures de la troposphère libre (voir la Section RT.2). La plupart des modèles CMIP3 et CMIP5, mais pas tous, surestiment le réchauffement observé dans la troposphère tropicale pendant la période d'observation par satellite 1979–2012. Entre la moitié et les deux tiers environ de cette différence par rapport à la tendance observée sont dus à une surestimation de la tendance relative à la température de la mer en surface, qui est poussée vers le haut car les modèles s'efforcent de maintenir une stabilité statique. Le *degré de confiance* de ces évaluations est toutefois *faible*, du fait du *faible degré de confiance* associé à l'évolution observée et à la structure verticale de la troposphère tropicale. Hors de la zone tropicale, et depuis l'apparition des relevés par radiosondage en 1961, la disparité entre les tendances simulées et observées est moindre. {2.4.4, 9.4, 10.3}

L'analyse des jeux de données obtenues tant par radiosondage que par satellite, conjuguée aux simulations CMIP5 et CMIP3, révèle toujours que le réchauffement observé de la troposphère ne concorde pas avec la variabilité interne et les simulations de la réponse aux seuls forçages naturels. Pour la période 1961-2010, les modèles CMIP5 simulent le réchauffement de la troposphère induit par la modification des gaz à effet de serre au mélange homogène, avec seulement un modeste refroidissement de compensation dû aux effets combinés de la modification des aérosols réfléchissants et absorbants et de l'ozone troposphérique. À partir de ces éléments de preuve, conjugués aux résultats des détections à signaux multiples et des analyses relatives à l'attribution causale, on estime probable que les forçages anthropiques, dominés par les gaz à effet de serre au mélange homogène, ont contribué au réchauffement de la troposphère depuis 1961. Les incertitudes concernant les relevés par radiosondage et par satellite font que l'évaluation des causes des tendances observées dans la troposphère supérieure est moins certaine que l'évaluation de la modification globale des températures atmosphériques. {2.4.4, 9.4, 10.3}

Les simulations CMIP5 qui portent sur l'évolution des gaz à effet de serre au mélange homogène, de l'ozone et du forçage naturel reproduisent dans les grandes lignes l'évolution observée des températures dans la basse stratosphère et tendent à sous-estimer la tendance au refroidissement observée pendant l'ère satellitaire (voir la Section RT.2). De nouvelles études sur les températures stratosphériques, tenant compte des réponses aux forçages naturels, aux gaz à effet de serre au mélange homogène et aux substances appauvrissant la couche d'ozone, démontrent qu'il est très probable que les forçages anthropiques, dominés par l'appauvrissement de la couche d'ozone dû aux substances nocives pour cette dernière, ont contribué au refroidissement de la basse stratosphère depuis 1979. Les modèles CMIP5 simulent uniquement un refroidissement très faible de la basse stratosphère en réponse aux modifications passées des gaz à effet de serre au mélange homogène, et l'influence de ces derniers sur les températures de la basse stratosphère n'a pas été formellement détectée. Si l'on prend les deux régions en considération, il est très probable que le forçage anthropique, en particulier les gaz à effet de serre au mélange homogène et l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique, a induit un réchauffement de la troposphère et un refroidissement de la basse stratosphère détectables et observés depuis 1961. {2.4, 9.4, 10.3}

Axes thématiques Axe thématique 4 | Modification du bilan énergétique du système climatique à l'échelle du globe

Élément fondamental du système climatique de la Terre, le bilan énergétique à l'échelle du globe dépend d'une multitude de phénomènes inhérents à ce système. L'océan a stocké environ 93 % de l'augmentation de l'énergie dans le système climatique au cours des dernières décennies, ce qui a entraîné une expansion thermique des océans et donc une élévation du niveau de la mer. Le taux d'énergie stockée dans le système terrestre doit être égal au flux radiatif descendant net au sommet de l'atmosphère, qui équivaut à la différence entre le forçage radiatif effectif (FRE) dû aux changements imposés au système et la réponse radiative du système. D'importants transferts d'énergie s'effectuent aussi entre les composantes du système climatique et d'un endroit à un autre. L'accent est ici mis sur le bilan énergétique global de la Terre depuis 1970, date à partir de laquelle on dispose d'une meilleure couverture des données d'observation à l'échelle du globe. {3.7, 9.4, 13.4; Encadré 3.1}

Le forçage radiatif effectif du système climatique est positif du fait des augmentations des concentrations de gaz à effet de serre au mélange homogène (à longue durée de vie), de l'évolution des gaz à effet de serre à courte durée de vie (ozone troposphérique et stratosphérique et vapeur d'eau stratosphérique) et d'une augmentation de l'éclairement énergétique solaire (Axe thématique 4 - Figure 1a). Ce phénomène a été en partie compensé par une contribution négative du système climatique au forçage radiatif effectif du fait de modifications des aérosols troposphériques, qui reflètent essentiellement la lumière du soleil et accentuent par ailleurs la brillance des nuages, bien que le carbone noir produise un forçage positif. Les éruptions volcaniques explosives (telles celles d'El Chichón au Mexique en 1982 et du Mont Pinatubo aux Philippines en 1991) peuvent libérer du dioxyde de soufre dans la stratosphère, produisant des aérosols stratosphériques qui persistent pendant plusieurs années. (suite page suivante)



Axe thématique 4 - Figure 1 | Bilan énergétique de la Terre de 1970 à 2011. a) Les apports d'énergie cumulée dans le système terrestre liés à l'évolution des gaz à effet de serre au mélange homogène et des gaz à effet de serre à courte durée de vie, au forçage solaire, au forçage des aérosols troposphériques, au forçage volcanique et à l'évolution de l'albédo de surface due aux changements d'affectation des terres (relativement à la période 1860–1879) sont représentés par les lignes en couleur; ces contributions sont additionnées pour obtenir l'apport total en énergie (ligne noire; les contributions du carbone suie sur la neige, des trainées de condensation ainsi que des cirrus induits par ces dernières sont incluses, mais ne sont pas indiquées séparément); b) Le total de l'apport d'énergie cumulée de (graphique a), ligne noire) est équilibré par la somme d'énergie absorbée par le système terrestre (bleu; énergie absorbée par le réchauffement de l'océan, de l'atmosphère et des terres émergées, ainsi que par la fonte des glaces) et une augmentation des rayonnements sortants induits par l'évolution de la température moyenne à la surface du globe. La somme de ces deux éléments est donnée pour un paramètre de rétroaction climatique α de 2,47, 1,23 et 0,82 W m⁻² °C⁻¹, ce qui correspond à une sensibilité climatique à l'équilibre de 1,5 °C, 3,0 °C et 4,5 °C, respectivement; on estime que la fourchette *probable* de sensibilité dimatique à l'équilibre se situe entre 1,5 °C et 4,5 °C. Le bilan énergétique serait clos pour une valeur donnée d α si la ligne correspondante coïncidait avec l'apport total d'énergie. Pour plus de clarté, toutes les incertitudes (zones ombrées) données s'entendent de fourchettes *probables*. {Encadré 12.2; Encadré 13.1, Figure 1}

AT.4 (suite)

Les aérosols stratosphériques reflètent une partie du rayonnement solaire descendant et produisent ainsi un forçage négatif. Les modifications de l'albédo de surface liées aux changements d'affectation des terres ont aussi conduit à un plus grand réfléchissement du rayonnement de courte longueur d'onde vers l'espace et donc à un forçage négatif. Depuis 1970, le forçage radiatif effectif net du système climatique a augmenté et l'impact intégré de ces forçages est un apport en énergie sur cette période (Axe thématique 4, Figure 1a). {2.3, 8.5; Encadré 13.1}

À mesure que le système climatique se réchauffe, l'énergie se dissipe dans l'espace par augmentation du rayonnement sortant. Cette réponse radiative du système est principalement due à l'augmentation du rayonnement thermique, mais elle est modifiée par les rétroactions climatiques telles que les modifications de la vapeur d'eau, des nuages et de l'albédo de surface, qui ont une incidence tant sur le rayonnement sortant de grande longueur d'onde que sur le rayonnement de courte longueur d'onde réfléchi. Les flux à la limite supérieure de l'atmosphère ont été mesurés par les satellites de l'Expérience sur le bilan radiatif de la Terre (ERBE) entre 1985 et 1999, ainsi que par les satellites du Système d'étude du bilan radiatif de la Terre et des nuages (CERES) de mars 2000 à nos jours. Les mesures de flux radiatif à la limite supérieure de l'atmosphère sont extrêmement précises, ce qui permet de recenser les modifications du bilan énergétique net de la Terre d'année en année dans le cadre des missions ERBE et CERES, mais l'étalonnage absolu des instruments n'est pas suffisamment précis pour permettre de déterminer le flux absolu d'énergie dans la partie supérieure de l'atmosphère ou pour assurer une continuité entre les missions. La Figure 1b de l'Axe thématique 4 relie la modification totale de l'énergie cumulée du système terrestre à la modification de l'énergie stockée et aux rayonnements sortants cumulés. Le calcul de ces derniers se fonde sur la température moyenne observée à la surface du globe multipliée par le paramètre α de rétroaction climatique, lequel est lié à la sensibilité du climat à l'équilibre. La valeur médiane de α, 1,23 W m⁻² °C⁻¹, correspond à un forçage radiatif effectif pour une concentration de dioxyde de carbone (CO₂) doublée de 3,7 [2,96 à 4,44] W m⁻² combinée à une sensibilité du climat à l'équilibre de 3,0 °C. Il est probable que le paramètre α de rétroaction climatique se situe entre 0,82 et 2,47 W m⁻² °C⁻¹ (ce qui correspond à la fourchette probable de sensibilité du climat à l'équilibre de 1,5 °C à 4,5 °C). {9.7.1; Encadré 12.2}

Si le forçage radiatif effectif était fixe, à terme, le système climatique se réchaufferait suffisamment pour que la réponse radiative l'équilibre, et il n'y aurait plus de modification de l'énergie stockée dans le système climatique. Toutefois, le forçage est en augmentation et la capacité calorifique importante de l'océan signifie que le système climatique n'est pas en équilibre radiatif et que son contenu énergétique augmente (Axe thématique 4 -Figure 1b). Ce stockage met clairement en évidence l'évolution du climat. L'essentiel de cette chaleur supplémentaire se trouve dans les couches supérieures de l'océan (jusqu'à 700 m de profondeur), mais l'océan profond et les régions abyssales se réchauffent aussi. Quelque 40 % de l'augmentation du niveau de la mer observée depuis 1970 sont imputables à la dilatation thermique de l'océan qui y est associée. Une petite proportion de la chaleur supplémentaire a été utilisée pour réchauffer les continents, réchauffer et faire fondre la glace de mer et la glace des glaciers et réchauffer l'atmosphère. {13.4.2; Encadrés 3.1, 13.1}

Outre ces variations forcées du bilan énergétique de la Terre, la variabilité interne concerne aussi les échelles de temps décennales. Les observations et les modèles indiquent que, du fait de la capacité calorifique comparativement modeste de l'atmosphère, une décennie de températures de surface régulières ou en baisse est possible dans un monde en proie au réchauffement. Les simulations de modèles climatiques suggèrent que ces périodes sont associées à un transfert de chaleur de la couche supérieure de l'océan vers les profondeurs océaniques, de l'ordre de 0,1 W m⁻², accompagné d'un rayonnement quasi-stationnaire ou accru vers l'espace, également de l'ordre de 0,1 W m⁻². Bien que ces fluctuations naturelles représentent une quantité importante de chaleur, elles sont bien moins importantes que le forçage anthropique du bilan énergétique, en particulier sur des échelles temporelles de plusieurs décennies ou plus. {9.4; Encadrés 9.2, 13.1}

Les estimations indépendantes disponibles concernant le forçage radiatif effectif, le stockage de chaleur observé et le réchauffement en surface se combinent pour produire un bilan énergétique terrestre conforme à la plage évaluée probable de la sensibilité du climat à l'équilibre dans les limites des incertitudes estimées (*degré de confiance élevé*). La quantification des termes du bilan énergétique de la Terre et la vérification que ces termes s'équilibrent sur les dernières décennies fournissent des preuves solides pour notre compréhension du changement climatique anthropique. {Encadré 13.1}

RT.4.4 Océans

Le réchauffement des couches supérieures de l'océan observé à la fin du XX^e siècle et au début du XXI^e siècle et ses causes ont fait l'objet d'une évaluation plus complète depuis le quatrième Rapport d'évaluation sur la base d'observations actualisées et d'un plus grand nombre de simulations (Voir Section RT.2.2). Les tendances à long terme et la variabilité des observations concordent parfaitement avec les simulations de la réponse tant au forçage anthropique qu'au forçage volcanique. L'empreinte anthropique du réchauffement observé dans les couches supérieures de l'océan, qui consiste en une modification des caractéristiques moyennes à l'échelle du globe et des bassins, a aussi été détectée. Ce résultat

est fiable pour un certain nombre d'incertitudes relatives à des observations, à des modèles et à des méthodes ou structures. Les forçages anthropiques ont *très probablement* contribué pour une part substantielle au réchauffement des couches supérieures de l'océan (jusqu'à une profondeur de 700 m) observé depuis les années 1970. Ce réchauffement anthropique de l'océan a contribué à l'élévation du niveau de la mer pendant cette période par le biais de la dilatation thermique. {3.2.2, 3.2.3, 3.7.2, 10.4.1, 10.4.3; Encadré 3.1}

La modification observée de la salinité de surface permet aussi de penser qu'une modification du cycle global de l'eau a eu lieu (voir Axe thématique 1). Les tendances à long terme montrent qu'il existe une forte corrélation positive entre la moyenne climatologique de la salinité de surface et les modifications de la salinité de surface dans le temps entre 1950 et 2000. Cette corrélation traduit un renforcement des caractéristiques de la salinité dues au climat - les eaux douces sont devenues plus douces, les eaux salées plus salées. Les signes anthropiques les plus marqués sont enregistrés dans les régions tropicales (30° S à 30° N) et dans le Pacifique occidental. Le contraste entre la salinité de l'océan Pacifique et celle de l'océan Atlantique s'est aussi accentué sous l'effet significatif du forçage anthropique. {3.3, 10.3.2, 10.4.2; FAQ 3.2}

À l'échelle de la planète, les modifications de la salinité de surface et de subsurface (1955–2004) sur les 250 mètres supérieurs de la colonne d'eau ne concordent pas avec les modifications escomptées dues à la variabilité naturelle, mais correspondent à la ventilation modélisée des changements dus aux forçages (gaz à effet de serre au mélange homogène et aérosols troposphériques). La variabilité naturelle externe découlant des simulations fondées sur les seules variations du forçage solaire et volcanique ne concorde pas du tout avec les observations, ce qui permet d'écarter l'hypothèse selon laquelle les tendances observées pourraient être expliquées par les seules variations solaires ou volcaniques. Ces faisceaux de preuves et notre compréhension des processus physiques mènent à la conclusion que les forçages anthropiques ont *très probablement* contribué de manière notable à la modification de la salinité de surface et de subsurface des océans depuis les années 1960. {10.4.2; Tableau 10.1}

L'oxygène est un traceur physique et biologique important dans l'océan. Les analyses mondiales des données relatives à l'oxygène recueillies des années 1960 aux années 1990 étendent la couverture spatiale de l'échelle locale à l'échelle mondiale et ont été utilisées dans les études d'attribution avec le produit d'une gamme limitée de modèles de systèmes Terre. En conséquence, on estime avec un *degré de confiance moyen* que la tendance globale à la baisse, observée à l'échelle mondiale, de l'oxygène dissous dans les océans peut être attribuée en partie à l'influence humaine. {3.8.3, 10.4.4; Tableau 10.1}

Les observations révèlent des tendances nettes à l'acidification des océans (qui est, selon les observations de -0,0014 à -0,0024 unités de pH par an). On estime avec un *degré de confiance élevé* que le pH de l'eau de mer à la surface des océans a diminué d'environ 0,1 depuis le début de l'ère industrielle en conséquence de l'absorption du CO₂ anthropique par les océans. {3.8.2, 10.4.4; Encadré 3.2; Tableau 10.1}

RT.4.5 Cryosphère

La diminution de l'étendue de la banquise de l'Arctique et de l'étendue de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord ainsi que le recul généralisé des glaciers et l'augmentation de l'eau de fonte en surface au Groenland sont autant de preuves de la modification systématique de la cryosphère. Tous ces changements dans la cryosphère ont été liés aux forçages anthropiques. {4.2.2, 4.4-4.6, 10.5.1, 10.5.3; Tableau 10.1}

Les études d'attribution, qui comparent l'évolution saisonnière de l'étendue de la banquise de l'Arctique issue des observations des années 1950 aux résultats obtenus au moyen de simulations par modèles couplés, démontrent que l'influence de l'homme sur la modification de l'étendue de glace de mer peut être détectée avec certitude depuis le début des années 1990.

Le signal anthropique est aussi détectable certains mois de mai à décembre, ce qui suggère que l'influence de l'homme, plus forte à la fin de l'été, se fait aussi sentir à présent pendant les saisons plus froides. À partir de ces simulations de la glace de mer et de l'étendue de la glace de mer observée à partir des relevés instrumentaux avec un niveau de concordance élevé entre les études, on parvient à la conclusion que les forçages anthropiques ont *très probablement* contribué à une diminution de la banquise dans l'Arctique depuis 1979 (Figure RT.12). {10.5.1}

En ce qui concerne l'étendue de la banquise antarctique, la brièveté de la période des relevés d'observation et les différences entre la variabilité simulée et observée empêchent de déterminer si l'augmentation observée depuis 1979 concorde avec la variabilité interne. La détermination des processus liés aux tendances et à la variabilité dans l'Antarctique et les eaux qui l'entourent reste complexe et plusieurs études se contredisent. En conclusion, le *degré de confiance est faible* en ce qui concerne la compréhension scientifique de l'augmentation observée de l'étendue de la banquise antarctique depuis 1979, du fait d'importantes différences entre les simulations relatives à la glace de mer à partir de modèles CMIP5, des explications scientifiques incomplètes et contradictoires sur les causes du changement et d'un *degré de confiance faible* dans les estimations de la variabilité interne (Figure RT.12). {9.4.3, 10.5.1; Tableau 10.1}

L'inlandsis du Groenland a subi récemment des épisodes de fonte majeurs en réponse à des températures record par rapport au XX^e siècle associées à un déplacement persistant de la circulation atmosphérique du début de l'été, ces déplacements étant plus prononcés depuis 2007. Bien que nombre de relevés instrumentaux pour le Groenland soient relativement courts (deux décennies), la modélisation et les observations régionales dressent un tableau cohérent de la réponse des températures et du ruissellement de la nappe glaciaire du Groenland face aux déplacements de la circulation atmosphérique régionale associés à des flux de plus grande envergure et à une augmentation des températures à l'échelle du globe. L'inlandsis groenlandais subit aussi une perte de masse et la fonte des glaces du fait de l'intrusion d'eau chaude dans les grands fjords contenant des glaciers, tels le glacier Jacobshavn. Le forçage anthropique a *probablement* contribué à la fonte superficielle de la calotte du Groenland depuis 1993. {10.5.2; Tableau 10.1}

Les estimations de la masse de glace dans l'Antarctique depuis l'an 2000 montrent que les pertes les plus importantes sont enregistrées sur les bords. L'analyse des observations réalisées en dessous d'une plate-forme de glace flottante à l'ouest de l'Antarctique mène à la conclusion que le réchauffement de l'océan dans cette région et l'augmentation du transport de chaleur par circulation océanique sont dans une grande mesure responsables de l'accélération de la fonte. Les relevés d'observation relatifs à la perte de masse dans l'Antarctique sont courts et la variabilité interne de la nappe glaciaire mal comprise. Faute d'une compréhension scientifique suffisante, on ne peut attribuer la perte de masse de l'inlandsis antarctique observée depuis 1993 qu'avec un *faible degré de confiance*. {3.2, 4.2, 4.4.3, 10.5.2}

Les données confirmant le recul des glaciers lié au réchauffement et à la modification de l'humidité sont aujourd'hui plus complètes qu'à la publication du quatrième Rapport d'évaluation. Un *degré de confiance élevé* est associé aux estimations de la perte de masse observée et aux estimations des variations naturelles et de la variabilité interne obtenues à partir des relevés à long terme sur les glaciers. À la lumière de ces facteurs et de notre compréhension de la réponse des glaciers aux facteurs climatiques, on estime avec un *degré de confiance élevé* qu'une grande partie de la perte de masse des glaciers est *probablement* due à l'influence de l'homme. Il est *probable* qu'un élément anthropique a contribué aux réductions observées de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord depuis 1970. {4.3.3, 10.5.2, 10.5.3; Tableau 10.1}

RT.4.6 Cycle de l'eau

Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, on dispose de nouveaux éléments confirmant une influence détectable de l'homme sur plusieurs aspects du cycle de l'eau. On estime avec un *degré de confiance moyen* que la modification observée de l'humidité spécifique à proximité de la surface depuis 1973 contient une composante anthropique détectable. L'empreinte anthropique de la vapeur d'eau simulée à partir d'un ensemble de modèles climatiques a été détectée dans les estimations de la teneur en humidité de la basse troposphère dérivées de données de l'imageur en hyperfréquence spécialisé (SSM/I) couvrant la période 1988–2006. Une contribution anthropique à l'augmentation de l'humidité spécifique dans la troposphère est constatée (*degré de confiance moyen*). {2.5,10.3}

Axes thématiques Axe thématique 5 | Irréversibilité et changement brusque

Il a été avancé qu'un certain nombre de composantes ou phénomènes propres au système climatique pourraient potentiellement réagir en fonction de seuils. Le franchissement de ces seuils peut déboucher sur une transition brusque ou irréversible vers un état différent du système climatique ou de certaines de ses composantes.

Le changement climatique brusque est défini dans le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC comme un changement de grande échelle touchant le système climatique et s'étalant sur quelques décennies voire moins. Il persiste (ou devrait persister) durant quelques décennies au moins, provoquant des bouleversements dans les systèmes humains et naturels. Il existe des informations sur les conséquences potentielles de certains changements brusques, mais de manière générale, la probabilité que ces événements surviennent au cours du XXI^e siècle est associée à un *faible degré de confiance* et n'est pas unanimement admise. Parmi les exemples de composantes susceptibles de subir un changement brusque figurent la force de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC), le rejet du méthane piégé dans des clathrates, le dépérissement terminal des forêts tropicales et boréales, la disparition de la glace de mer d'été dans l'océan arctique, la sécheresse persistante et la circulation de la mousson. {5.7, 6.4.7, 12.5.5; Tableau 12.4}

Un changement est dit *irréversible* quand la durée nécessaire pour que le système retrouve son état normal par un processus naturel est nettement plus longue que le temps qu'il faut pour que le système atteigne cet état perturbé. Ce comportement peut être induit par une différence entre la durée des processus de perturbation et de récupération, ou par une persistance du changement climatique liée à la rémanence de longue durée d'une perturbation du dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère (voir Axe thématique 8). Si l'on estime que les modifications de l'étendue de la glace de mer d'été dans l'océan arctique, les sécheresses persistantes et la circulation de la mousson sont réversibles en l'espace de quelques années ou de quelques décennies, il se peut que le dépérissement terminal des forêts tropicales ou boréales soit réversible uniquement dans un délai de quelques siècles. Mais il se peut que la modification des rejets de méthane piégé dans des clathrates et de carbone stocké dans le pergélisol, ainsi que la fonte des nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique soit irréversible des millénaires durant après la perturbation initiale. {5.8, 6.4.7, 12.5.5, 13.4.3, 13.4.4; Tableau 12.4}

Changement climatique brusque lié à l'AMOC

De nouvelles simulations de modèles climatiques transitoires ont confirmé (*degré de confiance élevé*) que des changements importants dans la force de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique entraînaient des changements climatiques brusques à l'échelle mondiale d'une amplitude et aux caractéristiques proches des cycles glaciaires de Dansgaard-Oeschger et des événements de Heinrich passés. Le degré de confiance associé au lien entre les modifications du climat de l'Atlantique Nord et les précipitations aux basses latitudes a augmenté depuis le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC. Les nouvelles reconstitutions paléoclimatiques et les études de modélisation permettent d'estimer avec un *degré de confiance très élevé* qu'un affaiblissement de la force de l'AMOC et le refroidissement en surface qui y est associé dans l'Atlantique Nord ont entraîné un déplacement vers le sud de la zone de convergence intertropicale de l'Atlantique et eu des répercussions sur les moussons sur le continent américain (nord et sud), en Afrique et en Asie. {5.7}

Le mode interglaciaire de l'AMOC peut récupérer (*degré de confiance élevé*) après une courte période d'apport en eau douce dans la région subpolaire de l'Atlantique Nord. Aux environs de 8,2 ka, il y a eu une libération soudaine d'eau douce aux derniers stades de la fonte de la nappe glaciaire de l'Amérique du Nord. Les observations et les résultats de modèles paléoclimatiques indiquent, avec un *degré de confiance élevé*, une réduction marquée de la force de l'AMOC suivie d'une récupération rapide, en l'espace d'environ 200 ans après la perturbation. {5.8.2}

Bien que de nombreuses simulations supplémentaires portant sur un large éventail de futurs scénarios de forçage ont été réalisées depuis le quatrième Rapport d'évaluation, les projections concernant le comportement de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique n'ont pas changé. Il reste *très probable* que l'AMOC faiblira au cours du XXI^e siècle par rapport aux valeurs 1850–1900. Les estimations les plus probables et les plages de réduction de la phase 5 du projet de comparaison de modèles couplés (CMIP5) sont de 11 % (1 à 24 %) pour le profil représentatif d'évolution de concentration RCP2,6 et de 34 % (12 à 54 %) pour le RCP8,5, mais un *faible degré de confiance* est associé à l'amplitude de cet affaiblissement. Il reste par ailleurs très improbable que l'AMOC subisse une transition brusque ou un affaiblissement majeur au XXI^e siècle dans le cadre des scénarios considérés (*degré de confiance élevé*) (Axe thématique 5 - Figure 1). Pour que l'AMOC subisse une transition brusque, sa sensibilité au forçage devrait être bien plus grande qu'elle ne l'est dans les modèles actuels, ou elle exigerait un flux d'eau de fonte de la nappe glaciaire du Groenland dépassant de loin les projections actuelles même les plus élevées. Bien qu'aucune de ces possibilités ne puisse être entièrement écartée, il est *improbable* que l'AMOC subisse un affaiblissement majeur après la fin du XXI^e siècle dans le cadre des scénarios considérés, mais un tel affaiblissement au-delà du XXI^e siècle dû à un réchauffement durable important ne peut être exclu. L'évolution de l'AMOC au-delà du XXI^e siècle ne peut être estimée qu'avec un *faible degré de confiance* et résultats équivoques. {12.4.7, 12.5.}

Irréversibilité potentielle de la modification du pergélisol, des clathrates de méthane et des forêts

Dans un climat en proie au réchauffement, la fonte du pergélisol peut induire la décomposition du carbone accumulé dans les sols gelés, qui pourrait persister des centaines, voire des milliers d'années, entraînant une augmentation des concentrations de CO_2 et/ou de méthane (CH₄) dans l'atmosphère. *(suite page suivante)*



Axe thématique 5 - Figure 1 | Force de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique (AMOC) à 30° N (Sv) par année, entre 1850 et 2300 telle que simulée, sur la base de différents modèles de circulation générale Atmosphère-Océans en réponse aux scénarios RCP2,6 (à gauche) et RCP8,5 (à droite). La barre noire verticale représente la plage de force de l'AMOC mesurée à 26° N, entre 2004 et 2011 {Figures 3.11, 12.35}

Les études de modélisation du bilan carbone dans le pergélisol en cas de réchauffement futur qui tiennent compte d'au moins certains processus essentiels liés au pergélisol ne produisent pas de résultats concordants, si ce n'est que le pergélisol d'aujourd'hui deviendra une source nette d'émission de carbone au XXI^e siècle en vertu de scénarios de réchauffement futur plausibles (*faible degré de confiance*). Notre compréhension des processus pédologiques pendant et après la fonte du pergélisol, y compris des processus entraînant une stabilisation du carbone présent dans les sols non gelés, n'est pas suffisante et empêche toute évaluation quantitative de l'ampleur des changements irréversibles du système climatique potentiellement liés au dégazage du pergélisol et aux rétroactions qui y sont associées. {6.4.7, 12.5.5}

Il est *très probable* que le réchauffement anthropique entraînera une augmentation des émissions de CH₄ provenant de clathrates tant terrestres qu'océaniques. Les dépôts de clathrates de méthane en dessous du fond océanique pourraient être déstabilisés par le réchauffement des océans. Toutefois, l'élévation du niveau de la mer liée à la modification de la masse océanique renforce la stabilité des clathrates dans l'océan. Bien que leur évaluation formelle présente des difficultés, les estimations initiales de la rétroaction du XXI^e siècle liée à la déstabilisation ds clathrates de méthane sont modestes mais pas insignifiantes. Il est *très improbable* qu'un rejet catastrophique de CH₄ piégé dans des clathrates ait lieu au cours du XXI^e siècle (*degré de confiance élevé*). Sur des échelles de temps de plusieurs millénaires, ces émissions de CH₄ pourraient être à l'origine d'une rétroaction positive au réchauffement anthropique et pourraient être irréversibles, du fait de la différence entre les délais de rejet et d'accumulation. {6.4.7, 12.5.5}

L'existence de seuils de dépérissement terminal critiques liés au changement climatique dans la forêt ombrophile amazonienne et d'autres forêts tropicales qui soient uniquement induits par le changement climatique reste très incertaine. La possibilité qu'un seuil critique soit franchi en volume des précipitations et en durée des saisons sèches ne peut être écartée. La réponse de la forêt boréale au changement climatique prévu est elle aussi très incertaine, et l'existence de seuils critiques ne peut pour l'heure être écartée. Le *degré de confiance* associé aux projections relatives à la destruction de vastes portions des forêts tropicales et/ou boréales est faible. {12.5.5}

Irréversibilité potentielle des modifications de la cryosphère

Le caractère réversible de la perte de glace de mer a fait l'objet d'évaluations directes dans le cadre d'études sur la sensibilité à l'augmentation et à la baisse du CO_2 à partir de modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) ou de modèles de système Terre. Aucune ne confirme une modification irréversible de la banquise de l'Arctique à quelque moment que ce soit. À l'inverse, en raison d'un fort couplage entre les eaux de surface et les eaux profondes de l'océan Austral, dans certains modèles intégrés avec augmentation et diminution de la concentration de CO_2 , la banquise de l'Antarctique subit un phénomène d'hystérésis. {12.5.5}

Actuellement, tant la nappe glaciaire du Groenland que celle de l'Antarctique présentent un bilan de masse surfacique positif (les chutes de neige sont supérieures à la fonte), bien que toutes deux perdent de la masse, car l'écoulement glaciaire vers la mer est supérieur au bilan net de masse surfacique. Une rétroaction positive réduit le volume et l'étendue de la nappe glaciaire lorsqu'une diminution de l'élévation de surface de la nappe glaciaire induit une réduction du bilan de masse surfacique. Ce phénomène procède généralement de l'augmentation de la fonte superficielle et s'applique par conséquent au XXI^e siècle au Groenland, mais pas dans l'Antarctique, où la fonte superficielle est actuellement très faible. Dans l'Antarctique, la fonte superficielle devrait devenir importante après plusieurs siècles de scénarios de forçage radiatif élevé par gaz à effet de serre au mélange homogène. {4.4, 13.4.4; Encadrés 5.2, 13.2} (suite page suivante)

AT.5 (suite)

Un recul instable de la ligne d'échouage dans les régions où l'assise rocheuse se situe en dessous du niveau de la mer et est inclinée selon une pente descendant vers l'intérieur de la nappe glaciaire peut causer une brusque modification de l'écoulement glaciaire vers la mer. Ce phénomène concerne essentiellement l'ouest de l'Antarctique, mais aussi certaines parties de l'est de l'Antarctique et du Groenland. Le recul de la ligne d'échouage peut être provoqué par la désintégration de la plate-forme de glace, elle-même causée par le réchauffement de l'eau de mer en dessous des plates-formes de glace qui exacerbe la fonte des parties immergées, ou par des mares de fonte à la surface de la nappe glaciaire qui favorisent la dislocation de la plate-forme de glace. Comme la croissance de la nappe glaciaire est lente, ces changements seraient irréversibles en vertu de la définition adoptée ici. {4.4.5; Encadré 13.2}

On estime avec un *degré de confiance élevé* que le volume des nappes glaciaires du Groenland et de l'ouest de l'Antarctique a diminué au cours des quelques derniers millions d'années sur des périodes de temps globalement plus chaudes qu'aujourd'hui. Les simulations réalisées à partir de modèles des inlandsis et les données géologiques suggèrent que la nappe glaciaire de l'ouest de l'Antarctique est très sensible au réchauffement des couches supérieures de l'océan et impliquent avec un *degré de confiance moyen* un recul de la nappe glaciaire de l'ouest de l'Antarctique si les concentrations de CO₂ dans l'atmosphère se maintiennent dans la fourchette de 350-450 ppm ou à des valeurs supérieures plusieurs millénaires durant. {5.8.1, 13.4.4; Encadré 13.2}

Les éléments de preuve disponibles indiquent qu'au-delà d'un certain seuil, le réchauffement de la planète entraînerait une disparition quasi-complète de l'inlandsis groenlandais en l'espace d'un millénaire ou plus, ce qui provoquerait une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe d'environ 7 m. Les études réalisées à partir de la topographie actuelle fixe de la nappe glaciaire indiquent que le seuil est supérieur à 2 °C, mais inférieur à 4 °C (*degré de confiance moyen*) de l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe de l'époque préindustrielle. La seule étude dans laquelle la nappe glaciaire est dynamique suggère un seuil supérieur à environ 1 °C (*degré de confiance faible*) du réchauffement moyen à la surface du globe par rapport à l'époque préindustrielle. Étant donné l'incertitude scientifique actuelle, il n'est pas possible de quantifier une plage *probable*. La disparition totale de l'inlandsis groenlandais n'est pas inévitable car elle prendrait au moins un millénaire; si les températures baissaient avant la disparition complète de la banquise, celle-ci pourrait se régénérer. Toutefois, une partie de la perte de masse pourrait bien être irréversible, en fonction de la durée et du degré de dépassement du seuil, parce que la nappe glaciaire peut présenter de nombreux états stables différents, en raison de son interaction avec le climat régional. {13.4.3, 13.4.4}

Les études sur la détermination des causes des précipitations terrestres moyennes zonales à l'échelle de la planète et des précipitations arctiques révèlent dans les deux cas une influence détectable de l'homme. Globalement, on estime (*degré de confiance moyen*) que l'homme a une influence significative sur la modification des précipitations à l'échelle du globe, y compris sur les augmentations enregistrées dans l'hémisphère Nord aux latitudes moyennes à élevées. Les incertitudes restantes liées aux observations et aux modélisations et l'effet marqué de la variabilité interne sur les précipitations observées ne permettent pas une évaluation plus fiable. {2.5, 7.6, 10.3}

À partir des données probantes recueillies sur l'attribution des changements (assortie de degrés de confiance et de probabilité variables) concernant l'humidité spécifique, les précipitations terrestres et la salinité à la surface des océans au travers du lien avec les précipitations et l'évaporation, et sur la base de la compréhension physique du cycle de l'eau, il est *probable* que l'homme influence le cycle global de l'eau depuis 1960. Il s'agit là d'une avancée majeure depuis le quatrième Rapport d'évaluation. {2.4, 2.5, 3.3, 9.4.1, 10.3, 10.4.2; Tableau 10.1; FAQ 3.2}

RT.4.7 Extrêmes climatiques

Plusieurs nouvelles études d'attribution ont permis de constater que les activités humaines avaient un effet détectable sur l'augmentation de la fréquence observée des journées et des nuits chaudes ainsi que sur la diminution de la fréquence des journées et des nuits froides. Depuis le quatrième Rapport d'évaluation et le Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation aux changements climatiques (SREX), de nouvelles données probantes confirment l'influence de l'activité humaine sur les températures diurnes extrêmement chaudes et de nouvelles données confirment que l'influence du forçage anthropique peut être détectée indépendamment de l'influence du forçage naturel à l'échelle mondiale et dans certaines régions continentales et sous-continentales. Ces données viennent renforcer les conclusions du quatrième Rapport d'évaluation

et du SREX, et il est à présent *très probable* que le forçage anthropique a contribué aux modifications observées de la fréquence et de l'intensité des températures diurnes extrêmes à l'échelle de la planète depuis le milieu du XX^e siècle. Il est *probable* que l'influence anthropique a entraîné une augmentation considérable des probabilités d'occurrence de vagues de chaleur dans certains endroits. Voir l'Axe thématique 9 et le Tableau 1 de l'Axe thématique 9 pour un résumé de l'évaluation des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes. {10.6}

Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, de nouvelles données directes limitées indiquent que les activités humaines ont une influence sur les précipitations extrêmes, notamment une étude de détection et d'attribution formelle ainsi que des données indirectes qui indiquent que les précipitations extrêmes devraient avoir augmenté compte tenu des preuves de l'influence anthropique sur différents aspects du cycle hydrologique mondial et du *degré de confiance élevé* associé au fait que l'intensité des épisodes de précipitations extrêmes augmentera avec le réchauffement, dans des proportions largement supérieures aux précipitations moyennes. Dans les régions continentales où les réseaux d'observation sont suffisants pour permettre une évaluation, on estime (*degré de confiance moyen*) que le forçage anthropique a contribué à une intensification à l'échelle de la planète des fortes précipitations pendant la seconde moitié du XX^e siècle. {7.6, 10.6}

Globalement, le *degré de confiance* associé à l'attribution des modifications de l'activité cyclonique dans les régions tropicales à l'influence anthropique est *faible*, en raison de l'insuffisance des preuves tirées d'observations, du manque de compréhension des liens entre les facteurs anthropiques du climat et l'activité cyclonique dans les régions tropicales, et de la faible concordance entre les études concernant l'importance relative de la variabilité interne et des forçages anthropiques et naturels. Dans la région de l'Atlantique Nord, la diminution du forçage des aérosols au-dessus de l'Atlantique Nord a contribué, du moins en partie, à l'augmentation observée de l'activité des cyclones tropicaux dans la région depuis les années 1970 (*degré de confiance moyen*). Un désaccord substantiel persiste en ce qui concerne l'importance relative de la variabilité interne, du forçage des gaz à effet de serre au mélange homogène et des aérosols dans cette tendance observée. {2.6, 10.6, 14.6}

Bien que le quatrième Rapport d'évaluation soit parvenu à la conclusion qu'il est *plus probable qu'improbable* que les activités humaines ont contribué à l'augmentation du risque de sécheresse pendant la seconde moitié du XX^e siècle, l'évaluation actualisée des données d'observation indique que les conclusions du quatrième Rapport d'évaluation concernant l'augmentation des sécheresses hydrologiques à l'échelle de la planète depuis les années 1970 n'ont plus lieu d'être. En raison du *faible degré de confiance* associé à l'aridité à grande échelle observée, conjugué au fait qu'il est difficile de distinguer la variabilité décennale des sécheresses du changement climatique à long terme, le *degré de confiance* associé à l'attribution de la modification des sécheresses sur les terres émergées du globe à l'influence de homme depuis le milieu du XX^e siècle est désormais *faible*. {2.6, 10.6}

RT.4.8 De l'échelle mondiale à l'échelle régionale

L'adoption d'une perspective à plus long terme fait apparaître le rôle substantiel joué par les forçages externes dans la variabilité du climat à l'échelle des hémisphères à l'ère préindustrielle (Encadré RT.5). Il est *très improbable* que les variations de température dans l'hémisphère Nord entre 1400 et 1850 puissent être expliquées par la seule variabilité interne. On estime avec un *degré de confiance moyen* que le forçage externe a contribué à la variabilité des températures dans l'hémisphère Nord entre 850 et 1400 et qu'il a contribué aux variations de la température en Europe au cours des cinq derniers siècles. {5.3.3, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; Tableau 10.1}

Les changements dans la circulation atmosphérique sont d'importants facteurs du changement climatique local, car ils pourraient déboucher sur une modification plus ou moins grande du climat dans une région plutôt qu'ailleurs. Il est *probable* que l'influence de l'homme a modifié la pression au niveau de la mer à l'échelle du globe. Le *degré de confiance* concernant la contribution de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique au déplacement observé vers le pôle de la limite australe de la cellule de Hadley pendant l'été austral est *moyen*. Il est *probable* que l'appauvrissement de l'ozone troposphérique a contribué à la tendance positive du mode annulaire austral constatée pendant l'été austral depuis le milieu du XX^e siècle qui correspond à une diminution de la pression au niveau de la mer aux latitudes élevées et à une augmentation dans la ceinture subtropicale (Figure RT.11).{10.3}

On dispose d'éléments plus probants qui confirment que les changements observés dans le système climatique peuvent à présent être attribués aux activités humaines à des échelles mondiale et régionale pour de nombreuses composantes (Figure RT.12). L'incertitude liée aux observations a fait l'objet d'études beaucoup plus approfondies que par le passé, et l'empreinte de l'influence de l'homme a été déduite à partir d'une nouvelle génération de modèles climatiques. Les changements survenus dans les océans sont mieux compris, y compris les modifications de la salinité, et concordent avec l'intensification à grande échelle du cycle de l'eau prédite par les modèles climatiques. Les modifications des températures à proximité de la surface, des températures dans l'atmosphère libre, des températures océaniques ainsi que de la couverture neigeuse et de l'étendue de la banquise dans l'hémisphère Nord, considérées conjointement, révèlent non seulement des modifications moyennes à l'échelle du globe, mais aussi des modifications régionales distinctes qui concordent avec les empreintes escomptées de la modification des forçages anthropiques et des réponses attendues aux éruptions volcaniques (Figure RT.12). {10.3-10.6, 10.9}

L'influence de l'homme a été détectée dans la quasi-totalité des grandes composantes du système climatique évaluées (Figure RT.12). Considérés conjointement, les éléments de preuve relèvent le degré global de confiance associé à l'attribution du changement climatique observé et réduisent les incertitudes liées à l'évaluation fondée sur une seule variable climatique. Ces éléments de preuve combinés permettent d'affirmer qu'il est *quasiment certain* que les activités de l'homme ont entraîné un réchauffement du système climatique mondial. L'influence de l'homme a été détectée dans la modification des températures à proximité de la surface de la Terre, dans l'atmosphère et dans les océans, de même que dans les changements survenus dans la cryosphère, le cycle de l'eau et certaines extrêmes. On dispose de preuves solides qui excluent le forçage solaire, les volcans et la variabilité interne des facteurs de réchauffement climatique les plus forts depuis 1950. {10.9; Tableau 10.1; FAQ 5.1}

Sur tous les continents à l'exception de l'Antarctique, les activités de l'homme ont probablement contribué de manière substantielle à l'augmentation des températures de surface depuis le milieu du XX^e siècle (Figure RT.12). Il est probable que les activités de l'homme ont contribué de manière significative au réchauffement très substantiel des températures à la surface des terres émergées dans l'Arctique au cours des 50 dernières années. S'agissant de l'Antarctique, les importantes incertitudes liées aux observations font que le degré de confiance associé à la contribution de l'influence anthropique au réchauffement observé moyenné sur les stations disponibles est faible. La détection et l'attribution à l'échelle régionale sont compliquées par le rôle plus important des facteurs dynamiques (modification de la circulation), un éventail plus large de forçages pouvant être importants à l'échelle régionale, et la plus grande difficulté à modéliser les processus pertinents à l'échelle régionale. Il n'en demeure pas moins que l'influence de l'homme a probablement contribué à l'augmentation des températures dans de nombreuses régions souscontinentales. {10.3; Box 5.1}

La concordance entre les changements observés et les simulations du forçage anthropique et naturel dans le système physique est remarquable (Figure RT.12), en particulier dans le cas des variables liées aux températures. La



Figure RT.11 | Tendances simulées et observées entre 1951 et 2011 dans l'indice relatif au Mode annulaire austral (SAM) par saison. L'indice relatif au SAM s'entend de la différence entre la pression moyenne zonale au niveau de la mer à 40° S et 65° S. L'indice relatif au SAM est défini sans normalisation, de sorte que l'ampleur des tendances simulées et observées peut être comparée. Les lignes noires représentent les tendances observées à partir du jeu de données relatives à la pression au niveau de la mer du Hadley Centre (HadSLP2r) (ligne pleine), et de la réanalyse du XX^e siècle (pointillés). Les barres grises représentent la fourchette de contrôle comprise entre le 5^e et le 95^e centile, et les rectangles rouges représentent la fourchette de tendances entre le 5^e et le 95^e centile des simulations historiques, forçages anthropiques et naturels compris. Les barres de couleur représentent les moyennes d'ensemble et les plages de confiance de 5 à 95 % qui y sont associées simulées en réponse à la modification du forçage dû aux gaz à effet de serre au mélange homogène (ligne verte), aux aérosols (vert foncé), à l'ozone (magenta) et du forçage naturel (bleu) dans les simulations par forçage du CMIP5. {Figure 10.13b}

température de surface et le contenu thermique de l'océan montrent des signes anthropiques et naturels émergents pour les deux relevés, et s'écartent clairement de l'hypothèse alternative des seules variations naturelles. Ces signes n'apparaissent pas uniquement dans les moyennes mondiales, mais aussi à l'échelle régionale sur les continents et dans les bassins océaniques pour chacune de ces variables. L'étendue de la glace de mer ressort clairement de la

fourchette de variabilité interne pour l'Arctique. À l'échelle sous-continentale, l'influence de l'homme a *probablement* causé une augmentation substantielle de la probabilité d'occurrence de vagues de chaleur dans certains endroits. {Tableau 10.1}



Figure RT.12 | Comparaison des changements climatiques observés et simulés, à l'échelle régionale (graphiques supérieurs) et mondiale (quatre graphiques inférieurs). Les graphiques bruns représentent des séries chronologiques de températures à la surface des terres émergées, les graphiques bleus représentent des séries chronologiques relatives au contenu thermique de l'océan et les graphiques blancs, des séries chronologiques pour la glace de mer (moyennes décennales). Sur chaque graphique figurent des observations (en noir ou noir et nuances de gris), la fourchette de 5 à 95 % de la réponse simulée aux forçages naturels (bleu ombré) et aux forçages naturels et anthropiques (rose ombré), ainsi que les moyennes d'ensemble correspondantes (bleu foncé et rouge foncé respectivement). La température de surface observée provient du jeu de données 4 de températures de surface aux points de grille de l'Unité de recherche sur le climat du Hadley Centre (HadCRUT4). Trois relevés observés du contenu thermique des océans (CTO) sont donnés. Les anomalies (plutôt que des valeurs absolues) relatives à la glace de mer, fondées sur des modèles de la Figure 10.16, sont représentées. Les lignes concernant les observations sont continues ou pointillées et indiquent la qualité des observations et des estimations. En ce qui concerne les graphiques spatiale des zones examinées supérieure à 50 % et les lignes d'observation en pointillés, une couverture spatiale inférieure à 50 %. À titre d'exemple, la couverture des données concernant l'Antarctique ne dépasse jamais 50 % de la surface terrestre du continent. En ce qui concerne les graphique sertonte es fondées sur la figure 10.21 si ce n'est qu'elle est présentée sous la forme de moyennes décennales plutôt que des ouvertare la ligne en pointillés uconcerne les graphiques relatifs au contenu thermique de l'océan et à la glace de mer, la ligne continue indique que la couverture des données est bonne et de qualité optimale, et la ligne en pointillés indique que la couverture des donnée

Encadré RT.4 | Évaluation des modèles

Les modèles climatiques n'ont cessé de s'améliorer depuis le quatrième Rapport d'évaluation, et nombre de modèles ont été transformés en modèles de système Terre en y incluant la représentation des cycles biogéochimiques importants pour le changement climatique. La Figure 1 de l'Encadré RT.4 donne une vue partielle des capacités des modèles évalués dans le présent rapport, y compris des améliorations ou de l'absence d'améliorations par rapport aux modèles évalués dans le quatrième Rapport d'évaluation ou qui étaient disponibles au moment de l'élaboration du quatrième Rapport d'évaluation. {9.1, 9.8.1; Encadré 9.1}

De nombreux aspects importants (mais pas tous) relatifs à la génération de modèles évaluée dans le quatrième Rapport d'évaluation ont été améliorés en ce qui concerne la capacité des modèles climatiques à simuler la température de surface. On continue d'estimer avec un *degré de confiance très élevé* que les modèles reproduisent l'évolution observée dans le temps des températures moyennes de surface à grande échelle (corrélation d'environ 0,99), bien que des erreurs systématiques de plusieurs degrés Celsius aient été constatées dans certaines régions. On estime avec un *degré de confiance élevé* qu'à l'échelle régionale (sous-continentale et inférieure), la température de surface moyenne dans le temps est mieux simulée qu'au moment de l'élaboration du quatrième Rapport d'évaluation; le degré de confiance associé à la capacité des modèles est toutefois inférieur par rapport aux échelles plus larges. Les modèles sont capables de reproduire l'ampleur de la moyenne mondiale observée ou de la variabilité de la température moyenne dans l'hémisphère Nord sur des échelles interannuelles à centennales. Ils sont capables aussi de reproduire les tendances des températures à grande échelle durant le dernier maximum glaciaire, ce qui traduit une capacité à simuler un état du climat très différent de l'état actuel (voir aussi Encadré RT.5). {9.4.1, 9.6.1}

On estime avec un *degré de confiance très élevé* que les modèles reproduisent les caractéristiques générales de la modification de la température moyenne de surface mondiale et annuelle au cours de la période historique, y compris le réchauffement de la seconde moitié du XX^e siècle et le refroidissement suivant immédiatement les éruptions volcaniques majeures. La plupart des simulations de la période historique ne reproduisent pas la réduction observée de la tendance du réchauffement de surface moyen à l'échelle du globe au cours des 10 à 15 dernières années (voir Encadré RT.3). On estime avec un *degré de confiance moyen* que la différence de tendance entre les modèles et les observations entre 1998 et 2012 est due, dans une large mesure, à la variabilité interne, des erreurs au niveau des forçages ayant pu contribué et certains modèles surestimant la réponse à l'augmentation du forçage dû aux gaz à effet de serre. La plupart des modèles, mais pas tous, surestiment la tendance au réchauffement observé dans la troposphère tropicale au cours des 30 dernières années, et ont tendance à sous-estimer la tendance au refroidissement à long terme de la basse stratosphère. {9.4.1; Encadré 9.2}

La simulation des régimes de précipitations à grande échelle s'est quelque peu améliorée depuis le quatrième Rapport d'évaluation, même si les modèles restent moins performants pour les précipitations que pour les températures de surface. La corrélation spatiale entre les précipitations annuelles moyennes modélisées et observées a progressé, passant de 0,77 pour les modèles disponibles lors de l'élaboration du quatrième Rapport d'évaluation à 0,82 pour les modèles actuels. À des échelles régionales, les précipitations ne sont pas aussi bien simulées et l'évaluation reste difficile en raison des incertitudes liées aux observations. {9.4.1, 9.6.1}

De nombreux modèles sont capables de reproduire les changements observés concernant le contenu thermique des couches supérieures des océans entre 1961 et 2005. Les séries chronologiques de la moyenne multimodèle se situent dans les limites de la fourchette des estimations issues d'observations pour l'essentiel de la période. {9.4.2}

Il existe des éléments robustes indiquant que la tendance à la diminution de l'étendue de la banquise d'été de l'Arctique est mieux simulée qu'au moment de l'élaboration du quatrième Rapport d'évaluation. Environ un quart des modèles simulent une tendance aussi soutenue, voire plus soutenue, que la tendance relative aux observations pendant l'ère satellitaire 1979–2012. La plupart des modèles simulent une légère tendance à la diminution de l'étendue de la glace de mer de l'Antarctique, en dépit d'une grande dispersion entre les modèles, alors que les observations font état d'une légère tendance à la hausse. {9.4.3}

Des progrès considérables ont été réalisés depuis le quatrième Rapport d'évaluation en ce qui concerne l'évaluation des simulations des phénomènes extrêmes à partir de modèles. Les changements de la fréquence des journées et nuits extrêmement chaudes et des journées et nuits extrêmement froides pendant la seconde moitié du XX^e siècle concordent entre les modèles et les observations, les séries chronologiques moyennes mondiales de l'ensemble correspondant généralement à la fourchette des estimations issues d'observations. La majorité des modèles sous-estiment la sensibilité des précipitations extrêmes à la variabilité ou aux tendances de la température, en particulier dans les régions tropicales. {9.5.4}

Dans la majorité des modèles qui incluent un cycle du carbone interactif, les puits de carbone terrestres et océaniques simulés à l'échelle du globe pour la dernière partie du XX^e siècle se situent dans la fourchette des estimations issues d'observations. Cependant, les modèles sous-estiment systématiquement le puits continental de l'hémisphère Nord qu'impliquent les techniques d'inversion atmosphérique. {9.4.5}

Les méthodes de réduction d'échelle régionales fournissent des informations climatologiques aux échelles inférieures nécessaires pour de nombreuses études de l'impact climatique. On estime avec un *degré de confiance élevé* que la réduction d'échelle est source de valeur ajoutée tant pour les régions à la topographie très variable que pour différents phénomènes à petite échelle. {9.6.4}

La dispersion des modèles en matière de sensibilité du climat à l'équilibre va de 2,1 °C à 4,7 °C et est très semblable à l'évaluation du quatrième Rapport d'évaluation. On estime avec un *degré de confiance très élevé* que le principal facteur contribuant à la dispersion de la sensibilité du climat à l'équilibre reste la rétroaction nuageuse. Ce principe vaut tant pour le climat moderne que pour le dernier maximum glaciaire. De la même manière, on estime avec un *degré de confiance très élevé* que, dans le droit fil des observations, les modèles montrent une solide corrélation positive entre la température de la troposphère et la vapeur d'eau à des échelles régionales à mondiale, impliquant un effet amplificateur de la vapeur d'eau tant avec les modèles qu'avec les observations. {5.3.3, 9.4.1, 9.7}

(suite page suivante)

Encadré RT.4 (suite)

Les modèles climatiques se fondent sur des principes physiques et reproduisent nombre d'éléments importants du climat observé. Ces deux considérations participent de notre confiance dans la pertinence des modèles pour les études de détection et d'attribution (voir Chapitre 10), ainsi que pour les prévisions et projections quantitatives futures (voir les chapitres 11 à 14). Les preuves sont de plus en plus nombreuses qui confirment que certains éléments de la variabilité ou des tendances observées concordent bien avec les différences entre les modèles des projections modélisées pour les quantités telles que les tendances relatives à la banquise d'été de l'Arctique, la rétroaction de l'albédo de la neige et la perte en carbone des terres émergées tropicales. Cependant, il n'existe toujours pas de stratégie universelle permettant d'exploiter la performance passée d'un modèle en insérant une pondération relative à ce modèle dans une moyenne d'ensemble multimodèle de projections climatiques. {9.8.3}



Encadré RT.4 - Figure 1 | Résumé de l'efficacité avec laquelle la génération actuelle de modèles climatiques simule d'importantes caractéristiques du climat du XX^e siècle. La confiance dans l'évaluation augmente vers la droite comme le suggère l'intensité plus soutenue de l'ombrage. La qualité du modèle augmente de bas en haut. Le codage couleur indique des améliorations par rapport aux modèles disponibles lors de l'élaboration du quatrième Rapport d'évaluation jusqu'à l'évaluation en cours. Un certain nombre d'améliorations ont été enregistrées depuis le quatrième Rapport d'évaluation et certaines quantités modélisées ne sont pas mieux simulées. Les principales variables climatiques sont énumérées dans le présent résumé et aucune ne s'est dégradée. L'évaluation se fonde essentiellement sur la moyenne multimodèle, sans écarter la possibilité d'écarts pour certains modèles. L'évaluation de la qualité du modèle a été simplifiée pour en permettre la présentation sur cette figure; les détails de chaque évaluation figurent au Chapitre 9. {9.8.1; Figure 9.44}

La Figure met en exergue les caractéristiques clés suivantes, les sections sur lesquelles reposent l'évaluation figurant entre crochets:

a) Tendances relatives à:

ÉGMAnt	Étendue de la glace de mer de l'Antarctique {9.4.3}
ÉGMArct	Étendue de la glace de mer de l'Arctique {9.4.3}
fgCO₂	Puits de carbone océanique mondial {9.4.5}
TBS	Température dans la basse stratosphère {9.4.1.}
NBP	Puits de carbone continental {9.4.5}
CTO	Contenu thermique des océans {9.4.2}
TotalO ₃	Colonne totale d'ozone {9.4.1}
TAS	Température de l'air en surface {9.4.1}
TTT	Températures de la troposphère tropicale {9.4.1}

b) Extrêmes:

Sécheresses	Sécheresses {9.5.4}
Ouragan-hr	Activité cyclonique d'année en année dans l'Atlantique dans les MCGA à haute résolution {9.5.4}
Extpréc.	Distribution des extrêmes de précipitations à l'échelle du globe {9.5.4}
Extpréchr	Distribution des extrêmes de précipitations à l'échelle du globe dans les MCGA à haute résolution {9.5.4}
Extpréct	Tendances mondiales des extrêmes de précipitations {9.5.4}
Exttas	Distribution des extrêmes des températures de l'air en surface à l'échelle du globe {9.5.4}
Exttas-t	Tendances mondiales des extrêmes des températures de l'air en surface {9.5.4}
СТ	Trajectoires et intensité des cyclones tropicaux {9.5.4}
CT-hr	Trajectoires et intensité des cyclones tropicaux dans les MCGA à haute résolution {9.5.4}

Encadré RT.5 | Le paléoclimat

Des reconstitutions effectuées à partir d'archives paléoclimatiques permettent de placer l'évolution actuelle de la composition de l'atmosphère, du niveau de la mer et du climat, y compris des phénomènes extrêmes tels que les sécheresses et les inondations, ainsi que les projections quant à l'avenir, dans une perspective plus vaste de variabilité du climat passé (voir la section RT.2). {5.2 à 5.6, 6.2 et 10.7}

Les informations sur le climat passé étayent également le comportement de composantes lentes du système climatique, y compris le cycle du carbone, les inlandsis et l'océan profond, pour lesquels les relevés instrumentaux sont minimes par rapport à leurs échelles temporelles caractéristiques de réaction aux perturbations, ce qui nous informe sur les mécanismes de changements abrupts et irréversibles. Avec la connaissance des forçages climatiques externes du passé, les synthèses de données paléoclimatiques ont étayé l'amplification polaire, caractérisée par des variations des températures de l'Arctique plus importantes que la moyenne mondiale en réponse à des concentrations élevées ou faibles de CO₂. {5.2.1, 5.2.2, 5.6, 5.7, 5.8, 6.2, 8.4.2, 13.2.1 et 13.4; encadrés 5.1 et 5.2}

Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, l'inclusion de simulations du paléoclimat dans le cadre du projet PMIP3 (projet de comparaison de modèles paléoclimatiques) / CMIP5 (projet de comparaison de modèles couplés) a permis de lier plus étroitement les informations paléoclimatiques aux projections quant au climat à venir. Des informations paléoclimatiques sur l'Holocène moyen (6 ka), le dernier maximum glaciaire (21 ka environ) et le dernier millénaire ont permis d'éprouver la capacité des modèles à simuler de façon réaliste l'ampleur et les caractéristiques à grande échelle des changements passés. En associant des informations issues de simulations et de reconstitutions du paléoclimat, on peut quantifier la réponse du système climatique à des perturbations radiatives, à des contraintes faisant partie de la plage de sensibilité climatique à l'équilibre et aux configurations passées de la variabilité interne du climat, à étayer à une échelle interannuelle à multicentennale. {5.3.1 à 5.3.5, 5.4, 5.5.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.3, 9.7.2, 10.7.2 et 14.1.2}

La figure 1 de l'encadré RT.5 illustre la comparaison entre les simulations PMIP3/CMIP5 pour le dernier millénaire et les reconstitutions, ainsi que les forçages radiatifs dus au soleil, aux volcans et aux gaz à effet de serre au mélange homogène, qui y sont associés. Pour ce qui est des températures annuelles moyennes de l'hémisphère Nord, la période 1983-2012 a été très probablement la période de 30 ans la plus chaude des 800 dernières années (degré de confiance élevé) et probablement la période de 30 ans la plus chaude des 1400 dernières années (degré de confiance moyen). Cette affirmation, étayée par une comparaison des températures instrumentales avec de multiples reconstitutions issues de diverses données indirectes et faisant appel à des méthodes statistiques, correspond aux indications du quatrième Rapport d'évaluation. En réponse aux changements radiatifs d'origine solaire, volcanique et humaine, les modèles du climat simulent les variations de température multidécennales de l'hémisphère Nord au cours des 1200 dernières années, dont l'ampleur et le moment d'occurrence sont généralement conformes aux reconstitutions, dans leur fourchette d'incertitude. Les reconstitutions de la température à l'échelle continentale font apparaître, avec un degré de confiance élevé, des intervalles de plusieurs décennies pendant l'anomalie climatique médiévale (d'environ 950 à 1250), au cours desquels, dans certaines régions, la température était aussi élevée qu'au milieu du XX^e siècle, et, dans d'autres, aussi élevée qu'à la fin du XX^e siècle. On peut affirmer avec un degré de confiance élevé que ces périodes de chaleur régionale n'ont pas été aussi synchrones dans les régions que le réchauffement constaté depuis le milieu du XX^e siècle. Si l'on se fonde sur la comparaison entre les reconstitutions et les simulations, on peut dire avec un degré de confiance élevé que non seulement le forcage orbital, solaire et volcanique externe, mais aussi la variabilité interne ont considérablement contribué à la configuration spatiale et au rythme de l'évolution de la température en surface entre l'anomalie climatique médiévale et le petit âge glaciaire (d'environ 1450 à 1850). Toutefois, les évaluations guantitatives de leur apport relatif ne jouissent que d'un très faible degré de confiance. Il est très improbable que les variations de température de l'hémisphère Nord de 1400 à 1850 puissent s'expliquer uniquement par la variabilité interne. On estime avec un degré de confiance moyen que le forçage externe a contribué à la variabilité des températures dans l'hémisphère Nord de 850 à 1400 et aux variations de température en Europe au cours des cinq derniers siècles. {5.3.5, 5.5.1, 10.7.2 et 10.7.5; tableau 10.1} (Suite page suivante)



Encadré RT.5 - Figure 1 | Simulations et reconstitutions pour le dernier millénaire: a) forçage radiatif dû aux volcans, au soleil et aux gaz à effet de serre au mélange homogène, de 850 à 2000 (PMIP3/CMIP5). Les deux jeux de données existants pour le forçage volcanique et les quatre évaluations du forçage solaire sont représentés par des couleurs différentes. Pour le forçage solaire, les traits pleins (tirets) représentent des variantes de la reconstitution où l'on tient compte (ne tient pas compte) des variations de fond de l'éclairement énergétique; b) évolution de la température de l'hémisphère Nord simulée (en rouge) et reconstituée (zones ombrées) pour la période 850-2000 (PMIP3/CMIP5). La ligne rouge épaisse représente la moyenne multimodèle et les lignes rouges fines, la fourchette multimodèle à 90 %. Le chevauchement des températures reconstituées est représenté par des ombres grises. Toutes les données, exprimées en tant qu'anomalies par rapport à la moyenne de 1500 à 1850, sont lissées par un filtre sur 30 ans. On notera que certaines reconstitutions correspondent à un domaine spatial plus limité que l'ensemble de l'hémisphère Nord ou qu'une saison donnée, alors que les températures annuelles pour la moyenne d'ensemble de l'hémisphère Nord sont données pour les simulations; c), d), e) et f) températures moyennes annuelles dans l'Arctique et en Amérique du Nord et températures de juin, juillet et août (JJA) en Europe et en Asie de 950 à 2000 obtenues à partir de reconstitutions (ligne noire) et de simulations PMIP3/CMIP5 (ligne rouge épaisse: moyenne multimodèle, lignes rouges fines: fourchette multimodèle à 90 %). Toutes les lignes rouges représentent des anomalies par rapport à la moyenne de 1500 à 1850 et sont lissées par un filtre sur 30 ans. La zone ombrée indique les incertitudes associées à chaque reconstitution (Arctique: intervalles de confiance à 90 %; Amérique du Nord: écart type de ± 2; Asie: erreur quadratique moyenne de ± 2; Europe: intervalles de confiance à 95 %). Pour établir une comparaison avec les relevés instrumentaux, le jeu de données CRUTEM4 apparaît en jaune. Comme ces données instrumentales ne sont pas nécessairement celles utilisées pour l'étalonnage des reconstitutions, elles peuvent mieux (ou moins bien) correspondre aux reconstitutions que les données instrumentales effectivement employées pour l'étalonnage. Les bornes temporelles fixées peuvent aussi entraîner des pertes aux extrémités pour les données lissées présentées. Tous les traits sont lissés par application d'une moyenne mobile sur 30 ans. La carte montre chaque région où a eu lieu une reconstitution. {5.3.5; tableau 5.A.1; figures 5.1, 5.8 et 5.12}

RT.5 Projections de l'évolution mondiale et régionale du climat

RT.5.1 Introduction

Les projections de l'évolution du système climatique sont effectuées grâce à une hiérarchie de modèles du climat comprenant des modèles simples, des modèles de complexité intermédiaire, des modèles globaux et des modèles du système Terre. Ces modèles simulent les changements à partir d'un ensemble de scénarios du forçage anthropique. Un nouvel ensemble de scénarios, les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP), a été utilisé pour les nouvelles simulations effectuées par des modèles du climat dans le cadre du projet CMIP5, qui relève du Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC). De nombreux modèles globaux du climat et du système Terre ont été utilisés pour le CMIP5, dont les résultats sont à la base des projections concernant le système climatique.

La présente section résume les résultats de ces projections. Les futurs forçages et les scénarios correspondants sont tout d'abord présentés, suivis de divers aspects des projections relatives à l'évolution mondiale et régionale du climat dans l'atmosphère, les océans et la cryosphère, notamment à court terme — jusqu'à 50 ans environ — et à long terme — fin du XXI^e siècle —, de projections relatives au cycle biochimique du carbone et d'autres éléments, de projections quant à l'élévation du niveau de la mer et, enfin, de l'évolution des phénomènes climatiques et d'autres aspects du climat régional au XXI^e siècle. Sauf indication contraire, les changements prévus sont indiqués par rapport à la moyenne de la période 1986–2005. Des projections quant à l'évolution du climat à plus long terme et des informations sur la stabilisation du climat et les objectifs visés sont présentées dans l'Axe thématique 8. Des méthodes de lutte contre les changements climatiques, qui se rattachent à la géo-ingénierie, ont été proposées et l'encadré RT.7 en présente un aperçu. {11.3, 12.3 à 12.5, 13.5 à13.7, 14.1 à 14.6 et annexe l}

RT.5.2 Forçage futurs et scénarios correspondants

Le présent Rapport d'évaluation a recours à une série de nouveaux profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP), qui remplacent largement les scénarios qui étaient présentés dans le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES). On trouvera les tableaux sur les scénarios relatifs au système climatique dans l'encadré RT.6 et l'annexe II. Ces profils présentent toute une série de réponses allant d'un réchauffement continu à un forçage approximativement stabilisé et à un scénario strict d'atténuation (RCP2,6) prévoyant une stabilisation puis une lente réduction du forçage radiatif après la moitié du XXI^e siècle. Contrairement à ce qui était le cas dans le quatrième Rapport d'évaluation, dans le cinquième Rapport, l'évolution du climat selon les scénarios RCP est formulée sous la forme d'un ensemble de mesures d'adaptation et d'atténuation. Les mesures d'atténuation qui seraient lancées maintenant conformément à ces scénarios ne produisent pas de résultats sensiblement différents en matière de changements climatiques pour les 30 années à venir ou à peu près, alors qu'après la moitié du XXI^e siècle, les changements climatiques à long terme sont sensiblement différents selon le scénario. {encadré 1.1}

Encadré RT.6 | Nouveaux scénarios faisant appel à des profils représentatifs d'évolution de concentration et modèles CMIP5

Les émissions anthropiques futures de gaz à effet de serre, d'aérosols et d'autres agents de forçage tels que les changements d'affectation des sols dépendent de facteurs socio-économiques et pourront subir l'influence d'accords géopolitiques mondiaux de lutte ayant pour objectif de les atténuer. Les auteurs du quatrième Rapport d'évaluation ont fait largement appel à des scénarios SRES ne prévoyant pas de nouvelles mesures pour le climat, ce qui implique qu'il n'y avait pas de scénarios supposant explicitement la mise en œuvre de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) ou le respect des objectifs du Protocole de Kyoto en matière d'émissions. Cependant, les émissions de gaz à effet de serre subissent les conséquences directes de politiques non axées sur la lutte contre les changements non climatiques, qui sont conçues à de nombreuses autres fins. Les scénarios SRES ont été établis selon une méthode séquentielle, dans le cadre de laquelle des facteurs socio-économiques sont intégrés dans des scénarios d'émissions, eux-mêmes utilisés dans des modèles de circulation générale couplé atmosphère-océan, plus complexes. Dans le présent Rapport, les résultats de simulations du climat faisant appel à de nouveaux scénarios — dont certains supposent des actions stratégiques implicites pour aboutir à une atténuation —, appelés profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) sont évalués. Ces profils, qui correspondent à un ensemble plus vaste de scénarios d'atténuation, ont été sélectionnés en fonction de divers objectifs concernant le forçage radiatif en 2100 (environ 2,6 W m⁻², 4,5 W m⁻², 6,0 W m⁻² et 8,5 W m⁻²; figure RT.15). Aucune probabilité n'est associée à ces scénarios, qui devraient être considérés comme plausibles et explicatifs. {12.3.1; encadré 1.1}

Les profils RCP ont été établis au moyen de modèles d'évaluation intégrés qui, en général, comprennent des éléments économiques, démographiques, énergétiques et climatologiques. Les scénarios d'émissions qu'ils produisent passent alors par un modèle simple pour produire des séries chronologiques de concentrations de gaz à effet de serre qui peuvent être assimilées dans des modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan. On peut alors intégrer les séries chronologiques d'émissions émanant de profils représentatifs directement dans des modèles du système Terre incluant des éléments de biogéochimie interactive (au moins un cycle du carbone terrestre et océanique). {12.3.1; encadré 1.1}

L'expérience multimodèle du projet CMIP5, coordonnée par le Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC), présente une quantité sans précédent d'informations sur lesquelles on peut fonder des évaluations de la variabilité et de l'évolution du climat. Le CMIP5 inclut de nouveaux modèles du système Terre en plus de modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan, de nouvelles expériences à partir de modèles et un nombre plus important de diagnostics. Le CMIP5 est beaucoup plus complet que la précédente expérience multimodèle CMIP3 qui était disponible lors de la rédaction du quatrième Rapport d'évaluation du GIEC. Le CMIP5 fait appel à plus de deux fois plus de modèles, à beaucoup plus d'expériences (dont certaines ont pour but de comprendre les réponses lors de l'application de futurs scénarios sur l'évolution du climat) et à près de 2 x 10¹⁵ octets de données (contre plus de 30 x 10¹² octets pour le CMIP3). Un plus grand nombre d'agents de forçage sont traités de façon plus complète dans les modèles CMIP5, en particulier les aérosols et l'affectation des sols. Le carbone suie fait désormais partie des agents de forçage généralement pris en compte. Pour ce qui est du CO₂, les projections relatives tant aux concentrations qu'aux émissions sont évaluées par le biais du CMIP5, ce qui permet de quantifier les incertitudes concernant les réactions physiques et les interactions climat/cycle du carbone. {1.5.2}

(suite page suivante)

Encadré RT.6 (suite)

L'évaluation des valeurs moyennes et des fourchettes des variations moyennes des températures à l'échelle du globe dans le quatrième Rapport d'évaluation n'aurait pas été sensiblement différente si l'on avait eu recours aux modèles CMIP5 dans ce rapport. Les différences entre les projections concernant les températures mondiales peuvent être largement attribuées à la diversité des scénarios. Les réponses des températures moyennes mondiales simulées par les modèles du CMIP3 et du CMIP5 sont très semblables tant pour les moyennes que pour les fourchettes, que ce soit de façon transitoire ou à l'équilibre. La fourchette des variations de température est plus large dans tous les scénarios du fait que les profils RCP incluent un scénario de forte atténuation (RCP2,6) qui n'avait pas d'équivalent dans les scénarios SRES utilisés pour le projet CMIP3. Pour chaque scénario, on obtient la fourchette de 5 à 95 % des projections CMIP5 en effectuant une approximation des distributions des projections par une distribution normale ayant la même moyenne et le même écart type, cette fourchette étant considérée comme probable pour des projections de l'évolution des températures mondiales d'ici la fin du XXI^e siècle. Des projections probabilistes effectuées à l'aide de modèles plus simples étalonnés de façon à correspondre à la fourchette de sensibilité du climat à l'équilibre évaluée dans le quatrième Rapport d'évaluation donnent des fourchettes d'incertitude correspondant à celles du CMIP5. Dans le quatrième Rapport, les incertitudes liées aux projections des températures mondiales sont approximativement constantes lorsqu'on les exprime en tant que fraction du réchauffement moyen déterminé par les modèles (incertitude fractionnaire constante). Pour les profils RCP plus élevés, on estime actuellement qu'en ce qui concerne l'évolution à long terme du climat, l'incertitude est plus faible qu'avec la méthode du quatrième Rapport d'évaluation, du fait que les rétroactions cycle du carbone/climat ne sont pas valables pour les projections des profils RCP, axées sur la concentration (en revanche, dans le quatrième Rapport, les incertitudes estimatives quant aux projections concernant les températures mondiales tiennent compte de ces rétroactions, même si elles n'étaient pas considérées dans les modèles du CMIP3.) Lorsqu'on force les émissions de CO₂ selon le scénario RCP8,5, par opposition aux concentrations de CO₂ évaluées selon ce même scénario, les modèles CIMP5 du système Terre avec un cycle interactif du carbone simulent en moyenne une teneur plus élevée de l'atmosphère en CO2, de 50 (-140 à + 210) ppm (dispersion des modèles du CMIP5) et une élévation de la température mondiale en surface plus importante de 0,2 °C d'ici à 2100. Pour les profils RCP faibles, l'incertitude fractionnaire est plus élevée, car la variabilité interne et les forçages d'éléments autres que le CO₂ apportent une contribution relative plus importante à l'incertitude totale. {12.4.1, 12.4.8 et 12.4.9} (suite page suivante)



Encadré RT.6 - Figure 1 | Configurations de la température (colonne de gauche) et évolution des précipitations en pourcentage (colonne de droite) selon la moyenne des modèles CMIP3 (première ligne) et la moyenne des modèles CMIP5 (seconde ligne), mises à l'échelle selon l'évolution correspondante de la température moyenne mondiale. Dans les deux cas, les configurations ont été obtenues en calculant la différence entre les moyennes des 20 dernières années des expériences du XXI^e siècle (2080–2099 pour le CMIP3) et 2081–2100 pour le CMIP5) et des 20 dernières années des expériences historiques (1980–1999 pour le CMIP3, 1986–2005 pour le CMIP5) et en remettant à l'échelle chaque différence selon l'évolution correspondante de la température moyenne mondiale. Ces calculs sont d'abord effectués pour chaque modèle, puis les résultats obtenus sont moyennés pour les deux types de modèles. Les pointillés donnent une mesure significative de la différence entre les deux configurations correspondantes obtenue par inférence («bootstrap»). Deux sous-ensembles de l'ensemble des membres du CMIP3 et du CMIP5 qui avaient la même taille que les ensembles d'origine, mais sans faire de distinction entre les membres, ont été échantillonnés aléatoirement 500 fois. Pour chaque échantillon aléatoire, les configurations correspondantes ont été déterminées et leurs différences ont été calculées, puis la différence effective a été comparée, point de grille par point de grille, à la distribution des différences soumises au bootstrap et seuls ont été hachurés les points de grille où la valeur de la différence se situe dans les queues de la distribution soumise au bootstrap (moins que le 2,5e centile ou que le 97,5e centile). {Figure 12.41}

Encadré RT.6 (suite)

On observe une cohérence globale entre les projections des températures et des précipitations fondées sur les projets CMIP3 et CMIP5 pour ce qui est des configurations à grande échelle et de l'ampleur des variations (encadré RT.6 - figure 1). La conformité avec les modèles et le degré de confiance associé aux projections dépendent de la variable et de l'établissement de moyennes spatiales et temporelles, la conformité étant meilleure aux grandes échelles. Le degré de confiance est plus élevé pour les températures que pour les quantités se rapportant au cycle de l'eau ou à la circulation atmosphérique. Des techniques améliorées ont été mises au point pour quantifier et présenter la robustesse des modèles afin d'indiquer quand le manque de concordance entre les modèles, pour les tendances locales, résulte d'une variabilité interne et non du fait que les modèles ne concordent par quant à leur réponse forcée. La compréhension des sources et des moyens permettant de caractériser les incertitudes associées aux projections à long terme et à grande échelle de l'évolution du climat n'a pas sensiblement progressé depuis le quatrième Rapport d'évaluation, mais de nouvelles expériences et de nouvelles études vont permettre d'obtenir une caractérisation plus complète et plus rigoureuse. {9.7.3, 12.2, 12.4.1, 12.4.4, 12.4.5 et 12.4.9; encadré 12.1}

La stabilité bien établie de la configuration géographique de l'évolution des températures et des précipitations lors d'une expérience transitoire reste valable dans les modèles CMIP5 (encadré RT.6 - figure 1). Les configurations sont similaires sur la durée et selon les scénarios et, en première approximation, peuvent être mises à l'échelle en fonction des variations des températures moyennes à l'échelle du globe. La validité de cette technique reste limitée lorsqu'on l'applique à des scénarios de forte atténuation, à des scénarios où les forçages localisés (comme ceux dus aux aérosols) sont importants et varient avec le temps et pour des variables autres que les températures et les précipitations en moyenne saisonnière. {12.4.2}

Dans tous les scénarios, la gamme des émissions anthropiques d'aérosols a un plus fort impact sur les projections climatologiques à court terme que la gamme correspondante des gaz à effet de serre à longue durée de vie, en particulier à l'échelle régionale et pour les variables du cycle hydrologique. Les scénarios faisant appel aux profils représentatifs d'évolution de concentration ne portent pas sur la totalité des futures émissions d'aérosols que l'on trouve dans le scénario SRES et d'autres scénarios (encadré RT.6). {11.3.1 et 11.3.6}

Si l'on entreprend de réduire rapidement les concentrations d'aérosols sulfatés pour améliorer la qualité de l'air ou pour restreindre les émissions de CO₂ dues aux combustibles fossiles, on peut dire avec un degré de confiance moyen que cette réduction risque d'entraîner un réchauffement rapide à court terme. Il existe des indications selon lesquelles la maîtrise connexe des émissions de CH₄ compenserait une partie du réchauffement dû aux sulfates, même si le refroidissement imputable à la réduction du CH₄ mettra plus de temps à se manifester que le réchauffement dû à la réduction des sulfates, car la concentration de ces substances dans l'atmosphère diminue à des échelles de temps différentes à la suite d'une réduction des émissions. L'élimination des aérosols de carbone suie pourrait aussi compenser le réchauffement dû à l'élimination des sulfates, mais les incertitudes sont trop grandes pour que l'on puisse restreindre le signe net de la réponse des températures mondiales à une réduction des émissions de carbone noir, qui dépend de la réduction des aérosols émis en même temps (aérosols réfléchissants) ainsi que des effets directs des aérosols. {11.3.6}

En incluant les incertitudes liées à la projection du CH_4 et du N_2O , gaz à effet de serre réactifs émanant d'émissions selon des profils RCP, on obtient une fourchette de teneurs *probablement* 30 % plus importante que la fourchette de concentrations correspondant aux profils utilisée pour forcer les modèles climatiques du CMIP5. Si l'on inclut les incertitudes liées à l'évaluation des émissions issues de l'agriculture, des forêts et de l'affectation des sols, à la durée de vie dans l'atmosphère et aux rétroactions chimiques, on obtient une gamme beaucoup plus large de concentrations de N_2O , de CH_4 et de HFC et de forçages radiatifs correspondants. En 2100, la fourchette probable de la teneur de l'atmosphère en CH_4 selon le scénario RCP8,5 sera de 520 ppb supérieure à la valeur unique déterminée pour ce scénario et, selon le scénario RCP2,6, elle sera de 230 ppb inférieure à la valeur obtenue à partir de ce scénario. {11.3.5}

Un *très faible degré de confiance* est associé aux projections relatives au forçage naturel. Les grandes éruptions volcaniques provoquent un forçage radiatif négatif allant jusqu'à plusieurs watts par mètre carré, d'une durée

de vie caractéristique d'un an, mais l'occurrence et la fréquence éventuelles des futures éruptions sont inconnues. À l'exception du cycle solaire de 11 ans, l'évolution de l'éclairement énergétique solaire total est incertaine. Sauf indication explicite, les éruptions volcaniques à venir et l'évolution de l'éclairement énergétique solaire total s'ajoutant à la répétition de ce cycle ne sont pas incluses dans les projections climatologiques à court et à long terme évaluées. {8 et 11.3.6}

RT.5.3 Quantification de la réponse du système climatique

Des évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre fondées sur les changements climatiques observés, des modèles du climat, une analyse des rétroactions et des indications paléoclimatiques indiquent que cette sensibilité est positive, probablement dans la fourchette de 1,5 à 4,5 °C (degré de confiance élevé), extrêmement improbablement en dessous de 1 °C (degré de confiance élevé) et très improbablement supérieure à 6 °C (degré de confiance moyen). La sensibilité du système Terre sur plusieurs millénaires, y compris les rétroactions à long terme qui ne sont généralement pas prises en compte dans les modèles, pourrait être nettement plus élevée que la sensibilité du climat à l'équilibre (voir AT.6 pour de plus amples détails). {5.3.1 et 10.8; encadré 12.2}

On peut affirmer avec un *degré de confiance élevé* que la réponse transitoire du climat est positive, *probablement* dans la fourchette 1–2,5 °C et *extrêmement improbablement* supérieure à 3 °C, selon l'évolution observée du climat et les modèles du climat (voir AT.6 pour de plus amples détails). {10.8; encadré 12.2}

Le taux de variation de la température moyenne à la surface du globe en fonction des émissions anthropiques cumulées totales de carbone est relativement constant et indépendant du scénario considéré, mais il dépend du modèle employé du fait qu'il est fonction de la fraction transportée par l'air des émissions cumulées de carbone et de la réponse transitoire du climat. Pour tout objectif donné en matière de température, des émissions plus importantes lors des décennies antérieures impliquent donc des émissions moindres associées à approximativement la même valeur ultérieurement. Il est *probable* que la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de carbone (RTCE) se situe entre 0,8 et 2,5 °C pour 1 000 PgC (pétagrammes de carbone) (*degré de confiance élevé*), pour des émissions cumulées de carbone inférieures à 2 000 PgC environ jusqu'au moment où les températures atteignent un maximum (voir AT.8 pour de plus amples détails). {10.8 et 12.5.4; encadré 12.2}

Axes thématiques AT.6 | Sensibilité et rétroactions du climat

Depuis plusieurs dizaines d'années, on considère l'évolution du climat comme une réaction à un forçage amplifié par des rétroactions. On continue à affiner les notions de forçage radiatif et de rétroactions climatiques, dont on connaît désormais mieux les limites. Par exemple, les rétroactions, qui peuvent être beaucoup plus rapides que le réchauffement en surface, dépendent du type d'agent de forçage (gaz à effet de serre contre forçage solaire, par exemple) ou peuvent se caractériser par des échelles de temps intrinsèques (associées principalement à l'évolution de la végétation et aux inlandsis) allant de quelques siècles à plusieurs millénaires. L'analyse des rétroactions physiques mises en évidence par les modèles et les observations donne toujours un cadre solide qui impose des limites au réchauffement transitoire futur, dans plusieurs scénarios, et à la sensibilité du climat. Associée à des évaluations des rétroactions du cycle du carbone (voir AT.5), elle permet de déterminer les émissions de gaz à effet de serre compatibles avec la stabilisation du climat ou les objectifs définis (voir AT.8). {7.1, 9.7.2 et 12.5.3; encadré 12.2}

Les rétroactions de la vapeur d'eau, du gradient vertical, de l'albédo et des nuages sont les principaux déterminants de la sensibilité du climat à l'équilibre. Toutes ces rétroactions sont évaluées comme étant positives, mais divers niveaux de probabilité allant de probable à extrêmement probable y sont associés. Ainsi, on estime, avec un degré de confiance élevé, que la rétroaction nette est positive et que la réponse du type corps noir du climat au forçage est par conséquent amplifiée. Les incertitudes les plus grandes demeurent celles associées aux rétroactions des nuages. Prises ensemble, les rétroactions nettes de l'évolution de la vapeur d'eau et du gradient vertical sont très probablement positives et égales au double environ de la réponse du type corps noir. Pour l'essentiel, la valeur moyenne et l'écart de ces deux processus dans les modèles du climat sont inchangés par rapport au quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, mais elles sont désormais étayées par de meilleures observations et par une meilleure compréhension des processus qui déterminent la répartition de l'humidité relative. Les nuages réagissent de multiples façons aux mécanismes de forçage du climat et les rétroactions individuelles des nuages peuvent être positives ou négatives. Les principaux éléments sont la représentation de la convection profonde et superficielle des cumulus, les processus microphysiques des nuages glacés et la nébulosité partielle résultant de variations à petite échelle des processus de production et de dissipation des nuages. De nouvelles méthodes de diagnostic des rétroactions des nuages dans les modèles de circulation générale ont clarifié les réponses dynamiques des nuages tout en continuant à indiquer qu'une faible couverture nuageuse est la source la plus importante de dispersion entre modèles dans les simulations de rétroactions des nuages. La rétroaction radiative nette due à tous les types de nuages est probablement positive. On en arrive à cette conclusion en considérant une gamme plausible d'apports inconnus de processus qui restent à prendre en compte outre ceux qui sont simulés par les modèles actuels du climat. Les observations prises isolément n'entraînent pas de contrainte dynamique directe, mais désormais, selon de nombreuses indications, les variations de la hauteur des nuages d'altitude et de la répartition horizontale des nuages contribuent à une rétroaction positive. La rétroaction supplémentaire due à la quantité de nuages bas est également positive dans la plupart des modèles du climat, mais ce résultat n'étant ni bien compris ni déterminé efficacement par les observations, on ne lui attribue qu'un faible degré de confiance. {7.2.4 à 7.2.6 et 9.7.2}

La représentation des processus aérosols-nuages dans les modèles du climat continue à poser un problème. Étant donné la variabilité des aérosols et des nuages à des échelles sensiblement inférieures à celles discernables par les modèles du climat et les réponses subtiles des nuages par rapport aux aérosols à ces échelles, dans un avenir prévisible, ces modèles continueront de reposer sur le paramétrage des interactions aérosols-nuages ou sur d'autres méthodes qui représentent la variabilité à une échelle inférieure à la maille, ce qui implique de grandes incertitudes quant à l'évaluation des forçages liés aux interactions aérosols-nuages. {7.4, 7.5.3 et 7.5.4}

La sensibilité du climat à l'équilibre et la réponse transitoire du climat sont des paramètres utiles qui résument la réponse thermique du système climatique mondial à un forçage radiatif imposé de l'extérieur. On entend par sensibilité du climat à l'équilibre la variation à l'équilibre de la température moyenne annuelle à la surface du globe à la suite d'un doublement de la teneur de l'atmosphère en CO₂, et par réponse transitoire du climat, la variation annuelle moyenne de cette température au moment du doublement de la teneur en CO₂ à la suite d'un accroissement linéaire du forçage du CO₂ pendant une période de 70 ans (voir le Glossaire). Ces deux paramètres ont une application plus vaste que ce que leur définition laisse entendre: la sensibilité du climat à l'équilibre détermine le réchauffement qui doit se produire en réponse à la stabilisation de la composition de l'atmosphère sur plusieurs siècles, alors que la réponse transitoire du climat détermine le réchauffement attendu à un moment donné suivant une augmentation régulière du forçage sur une période de 50 à 100 ans. {encadré 12.2; 12.5.3}

On peut évaluer la sensibilité du climat à l'équilibre et la réponse transitoire du climat en s'appuyant sur plusieurs faisceaux de preuves (AT.6 - Figures 1 et 2). Les évaluations peuvent être fondées sur les valeurs de ces paramètres obtenues à partir de modèles du climat ou être déterminées (limites comprises) par une analyse des rétroactions dans les modèles du climat, de la configuration du climat moyen et de la variabilité des modèles par rapport aux observations, des fluctuations de température reconstituées à partir d'archives paléoclimatiques, des perturbations à court terme observées et modélisées du bilan énergétique comme celles qui sont dues à des éruptions volcaniques et des tendances observées des températures de surface et des températures océaniques depuis l'époque préindustrielle. Pour de nombreuses applications, il faut tenir compte des limites du cadre de l'analyse forçage-rétroaction et de la dépendance des rétroactions par rapport aux échelles temporelles et à l'état du climat. {5.3.1, 5.3.3, 9.7.1 à 9.7.3, 10.8.1, 10.8.2 et 12.5.3; encadré 5.2; Tableau 9.5}

AT.6 (suite)

Des études plus récentes des contraintes qui s'exercent sur la sensibilité du climat à l'équilibre sont fondées sur le réchauffement observé depuis l'époque préindustrielle et analysé à l'aide de modèles simples et de complexité moyenne, de méthodes statistiques améliorées et de divers jeux de données récents. Si l'on tient compte des contraintes paléoclimatiques mais non des éléments probants issus du projet CMIP, ces études montrent que la sensibilité du climat à l'équilibre se situe probablement entre 1,5 et 4,5 °C (degré de confiance moyen) et très improbablement à moins de 1,0 °C. {5.3.1, 5.3.3 et 10.8.2; encadrés 5.2 et 12.2}

Des évaluations fondées sur des modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan et sur des analyses de rétroactions indiquent une fourchette de 2 à 4,5 °C, tandis que la moyenne du modèle du CMIP5 se situe à 3,2 °C, tout comme pour le CMIP3. On trouve des élevées pour la sensibilité du climat dans certains modèles d'ensembles à paramètres perturbés, mais des comparaisons récentes entre des ensembles à paramètres perturbés et le climat observé indiquent que les modèles dont les valeurs, pour la sensibilité du climat à l'équilibre, se situent entre 3 et 4 °C sont ceux qui commettent le moins d'erreurs pour de nombreux champs. On trouve souvent des liens entre quantités climatologiques et sensibilité du climat dans certains modèles d'ensembles à paramètres perturbés, mais dans de nombreux cas, les liens en question ne sont pas solides pour ces modèles par rapport à d'autres modèles, au CMIP3 ou au CMIP5. Selon la documentation évaluée, on ne peut pas réduire considérablement la gamme des sensibilités climatiques et des réponses transitoires

couvertes par les projets CMIP3 et CMIP5 en contraignant les modèles par des observations du climat moyen et de sa variabilité. Des études fondées sur des modèles d'ensembles de paramètres perturbés et sur le CMIP3 confirment la conclusion selon laquelle une représentation crédible du climat moyen et de sa variabilité est très difficile à obtenir avec une sensibilité du climat à l'équilibre inférieure à 2 °C. {9.2.2 et 9.7.3; encadré 12.2}

Selon de nouvelles évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre fondées sur des reconstitutions et des simulations du dernier maximum glaciaire (21 à 19 ka), des valeurs inférieures à 1 °C ou supérieures à 6 °C sont très improbables. Dans certains modèles, la sensibilité du climat est différente selon que le climat est chaud ou froid en raison de différences dans la représentation des rétroactions des nuages. Les évaluations de la sensibilité du système Terre, notamment en cas de rétroactions lentes (inlandsis ou végétation, par exemple) sont encore plus difficiles à lier à la sensibilité du climat dans son état actuel. Les principales limites des évaluations de la sensibilité du climat à l'équilibre tirées des différents états du paléoclimat sont les incertitudes quant aux données indirectes et à la couverture spatiale en données ainsi qu'à certains forçages, et les limites structurelles des modèles utilisés pour effectuer des comparaisons modèles-données. {5.3, 10.8.2 et 12.5.3}

Les méthodes bayésiennes permettant de mesurer la sensibilité du climat à l'équilibre et la réponse transitoire du climat et de définir leurs limites dépendent des distributions antérieures hypothétiques. En principe, elles permettent d'obtenir des évaluations plus précises en associant les contraintes de la tendance observée au réchauffement, des éruptions volcaniques, de la climatologie des modèles et du paléoclimat, ce qui a été fait dans certaines études, mais les vues divergent quant à la façon de le faire de façon à garantir la robustesse des évaluations. Cette approche est influencée par les hypothèses concernant l'indépendance des différents faisceaux de preuve, la possibilité de biais communs dans les modèles ou dans les évaluations relatives aux rétroactions et l'hypothèse selon laquelle aucun élément de preuve n'est biaisé. L'association de divers paramètres dans cette évaluation dépend de l'avis des experts. {10.8.2; encadré 12.2}

(Suite page suivante)



AT.6 - Figure 1 | Fonctions de densité de probabilité, distributions et fourchettes de sensibilité du climat à l'équilibre, fondées sur la figure 10.20b, sur les contraintes climatologiques citées dans le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC (encadré AR4 10.2 - figure 1) et sur les résultats du CMIP5 (Tableau 9.5). La zone ombrée grise indique la fourchette *probable* de 1,5 à 4,5 °C, le trait plein gris, les valeurs *extrêmement improbables* inférieures à 1 °C et le pointillé gris les valeurs *très improbables* supérieures à 6 °C. Pour la légende complète et des détails, voir la figure 10.20b et les suppléments (*Supplementary Material*) du chapitre 10. {encadré 12.2, figure 1}

AT.6 (suite)

Si l'on se fonde sur l'ensemble des indications issues de l'évolution observée du climat, y compris le réchauffement observé au XX^e siècle, sur les modèles du climat, sur l'analyse des rétroactions et sur le paléoclimat, comme indiqué ci-dessus, on peut dire avec un degré de confiance élevé que la sensibilité du climat à l'équilibre se situe probablement dans la fourchette 1,5 °C – 4,5 °C. La sensibilité du climat à l'équilibre est positive, et il est extrêmement improbable qu'elle soit inférieure à 1 °C (degré de confiance élevé) et très improbable qu'elle soit supérieure à 6 °C (degré de confiance moyen). Désormais, on comprend mieux les queues de la distribution de la sensibilité du climat à l'équilibre. Selon de nombreux éléments, on peut dire avec un degré de confiance élevé qu'il est extrêmement improbable que cette sensibilité soit inférieure à 1 °C. La limite supérieure de la fourchette probable est inchangée par rapport au quatrième Rapport d'évaluation. La limite inférieure de la fourchette probable, égale à 1,5 °C, est plus basse que la limite inférieure de 2 °C indiquée dans le quatrième Rapport d'évaluation. Cette baisse correspond aux éléments probants de nouvelles études sur les variations de température observées selon des relevés atmosphériques et océaniques étendus. Ces études proposent la meilleure approche du réchauffement du sol et des océans pour des valeurs de la sensibilité du climat à l'équilibre situées dans le bas de la fourchette probable. On notera que ces études ne portent pas seulement sur les observations, car elles exigent une évaluation de la réponse des modèles à un forçage radiatif. Qui plus est, l'incertitude liée à l'absorption de chaleur par les océans reste élevée. Il est toujours problématique de tenir compte de la variabilité à court terme dans les modèles simples et il convient de ne pas accorder une importance excessive à toute période de courte durée qui peut subir une forte influence du fait de la variabilité interne. D'un autre côté, les modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan intégrant des données d'observation climatologique au sein desquelles les valeurs de la sensibilité du climat à l'équilibre se situent dans la partie haute de la



AT.6 - Figure 2 | Fonctions de densité de probabilité, distributions et fourchettes (5 à 95 %) de la réponse transitoire du climat déterminées dans le cadre de diverses études et fondées sur la figure 10.20a, et résultats du CMIP5 (histogramme noir, tableau 9.5). La zone ombrée grise désigne la fourchette probable de 1 °C à 2,5 °C et la ligne grise, le cas *extrêmement improbable* d'une valeur supérieure à 3 °C. Pour la légende compète et des détails, voir la figure 10.20a et les suppléments (*Supplementary Material*) du chapitre 10. {encadré 12.2, figure 2}

fourchette 1,5–4,5 °C correspondent très bien aux observations climatologiques, mais la simulation de rétroactions clefs, telles que celle des nuages, reste problématique dans ces modèles. Les évaluations issues du réchauffement observé, du paléoclimat et de modèles du climat concordent avec les incertitudes correspondantes, chacune étant étayée par de nombreuses études et de multiples jeux de données. En association, elles permettent de dire avec un *degré de confiance élevé* que la fourchette évaluée est *probable*. Même si la fourchette évaluée est semblable à celle indiquée dans des rapports précédents, le degré de confiance est aujourd'hui beaucoup plus élevé en raison de la qualité supérieure et de la plus longue durée des périodes des relevés d'observation qui présentent un signal anthropique plus clair, d'une meilleure compréhension des processus en jeu, de la multiplication et d'une meilleure compréhension des éléments probants issus de reconstitutions paléoclimatiques et de l'amélioration des modèles du climat, qui, grâce à une résolution plus élevée, assimilent un plus grand nombre de processus de façon plus réaliste. Tous ces faisceaux de preuve désignent chacune une fourchette *probable* de 1,5 à 4,5 °C. {3.2, 9.7.3 et 10.8; encadrés 9.2 et 13.1}

À une échelle de plusieurs siècles et à des échelles plus longues, les rétroactions supplémentaires, avec leurs propres échelles de temps (végétation, inlandsis, etc.), peuvent devenir importantes, mais elles ne sont généralement pas modélisées dans les modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan. La réponse thermique à l'équilibre qui résulte d'un doublement de la concentration de CO₂ sur plusieurs millénaires et la sensibilité du système Terre sont moins bien délimitées, mais elles sont *probablement* plus importantes que la sensibilité du climat à l'équilibre, ce qui implique qu'une plus faible concentration de CO₂ dans l'atmosphère est compatible avec la limitation du réchauffement au-dessous d'une température donnée. Ces rétroactions lentes sont moins susceptibles d'être proportionnelles à la hausse mondiale de la température moyenne, ce qui indique que la sensibilité du système Terre varie avec le temps. En outre, les évaluations de la sensibilité du système Terre sont difficiles à lier à la sensibilité du climat dans son état actuel. {5.3.3, 10.8.2 et 12.5.3}

AT.6 (suite)

Pour les scénarios prévoyant une intensification du forçage radiatif, la réponse transitoire du climat est un meilleur indicateur de l'évolution à venir du climat que la sensibilité du climat à l'équilibre. Selon cette évaluation, on peut dire avec un *degré de confiance élevé* que la réponse transitoire du climat se situe *probablement* dans la fourchette 1 °C–2,5 °C, proche de la fourchette estimée de 5 à 95 % du CMIP5 (1,2–2,4 °C), qu'elle est positive et qu'il est *extrêmement improbable* qu'elle soit supérieure à 3 °C. Comme pour la sensibilité du climat à l'équilibre, il s'agit d'une fourchette établie par des experts et confirmée par plusieurs éléments probants distincts et partiellement indépendants fondés chacun sur de multiples études, modèles et jeux de données. La réponse transitoire du climat est évaluée à partir des variations mondiales observées de la température de surface, de l'assimilation de chaleur par les océans et du forçage radiatif, y compris les études de détection et d'attribution qui permettent de déterminer la configuration des réponses à une augmentation de la concentration de gaz à effet de serre, ainsi que les résultats du CMIP3 et du CMIP5. L'évaluation de la réponse transitoire du climat est moins d'incertitudes y sont associées quant à la quantité d'énergie absorbée par les océans. Contrairement à la sensibilité du climat à l'équilibre, les fourchettes de la réponse transitoire du climat déterminées à partir du réchauffement observé et de modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan sont concordantes et nous permettent d'associer un degré de confiance plus élevé à l'évaluation des incertitudes lors des projections relatives au XXI^e siècle.

Les fourchettes de sensibilité du climat à l'équilibre et de réponse transitoire du climat déterminées correspondent largement au réchauffement observé, au forçage évalué et au réchauffement projeté pour l'avenir. Contrairement à ce qui était le cas dans le quatrième Rapport d'évaluation, on ne donne pas l'estimation la plus *probable* de la sensibilité du climat à l'équilibre en raison des divergences de vues à propos de cette estimation selon les indications et les études et d'une meilleure compréhension des incertitudes des évaluations fondée sur le réchauffement observé. Les modèles du climat dans lesquels les valeurs de la sensibilité du climat à l'équilibre se situent dans la partie supérieure de la fourchette probable correspondent très bien à la climatologie observée, alors que les évaluations issues des variations observées du climat ont tendance à correspondre le mieux au réchauffement observé de la surface et des océans pour des valeurs de cette sensibilité se situant dans la partie inférieure de la fourchette *probable*. Dans les estimations fondées sur le réchauffement observé, la valeur la plus probable est sensible aux incertitudes liées aux observations et aux modèles, à la variabilité interne du climat et aux hypothèses concernant la distribution préalable de la sensibilité du climat à l'équilibre. En outre, les expressions «estimation la plus probable» et «valeur la plus probable» sont définies de façons différentes dans diverses études. {9.7.1, 10.8.1 et 12.5.3; tableau 9.5}

RT.5.4 Évolution du climat à court terme

La prévision du climat à court terme (prévision décennale) donne des informations que n'offrent pas les prévisions saisonnières à interannuelles (de quelques mois à un ou deux ans) existantes et les projections à long terme (moitié du XXI^e siècle et au-delà) quant à l'évolution du climat. Les prévisions à une échelle saisonnière à interannuelle exigent des estimations précises de l'état initial du climat moins axées sur les variations du forçage externe¹², alors que les projections climatiques à long terme reposent davantage sur des estimations de ce forçage tenant peu compte de l'état initial du réchauffement enclenché (imputable à l'inertie des océans lorsqu'ils réagissent à un forçage externe historique), de l'évolution dans le temps de la variabilité du climat d'origine interne et de la trajectoire à venir du forçage externe. Les prévisions à court terme allant jusqu'à une décennie environ (figure RT.13) dépendent davantage d'une définition précise de la variabilité du climat d'origine interne. {11.1, 12 et 14}

À court terme, un réchauffement supplémentaire dû à des émissions passées est inévitable en raison de l'inertie thermique des océans. Ce réchauffement sera intensifié par les émissions actuelles de gaz à effet de serre à court terme et le climat observé à court terme sera lui aussi fortement influencé par la variabilité du système climatique d'origine interne. Les évaluations précédentes du GIEC n'étaient issues que de projections quant au changement climatique tenant compte de la composante forçage externe du climat à venir, sans que soit initialisée la variabilité du climat d'origine interne. D'un autre côté, les prévisions décennales du climat ont pour but de prévoir tant la composante forçage externe de l'évolution à venir du climat que sa composante interne. Les prévisions à court terme ne donnent pas d'informations détaillées sur l'évolution du temps. En revanche, elles permettent d'évaluer l'évolution dans le temps des statistiques sur le climat à court terme. {11.1 et 11.2.2; encadré 11.1; FAQ 11.1}

On a fait appel à des expériences sur des prévisions rétrospectives pour évaluer la qualité des prévisions. On peut affirmer avec un degré de confiance élevé que ces expériences, pour des périodes de prévision allant jusqu'à dix ans, ont une qualité positive lorsqu'on les vérifie par rapport à des observations dans de vastes zones de la planète et par rapport à la moyenne mondiale. L'initialisation des prévisions fondée sur des observations contribue à la qualité des prévisions concernant la température moyenne annuelle pendant les deux premières années ainsi qu'à la qualité des prévisions quant à la température moyenne à la surface du globe et à la température de l'Atlantique Nord, de certaines zones du Pacifique Sud et de la partie tropicale de l'océan Indien à des échéances allant jusqu'à dix ans (degré de confiance élevé), en raison notamment d'une correction de la réponse forcée. Les prévisions probabilistes quant aux températures sont fiables sur le plan statistique (on trouvera la définition de fiabilité dans la section 11.2.3) grâce à la représentation correcte des tendances mondiales, mais elles ne sont toujours pas fiables à l'échelon régional lorsque les probabilités sont calculées à partir d'ensembles multimodèle. Les prévisions initialisées de 2000 à 2005 améliorent les évaluations des hiatus récemment apparus en ce qui concerne la température moyenne à l'échelle du globe. Les prévisions des précipitations dans les zones continentales caractérisées par de vastes tendances au forçage ont également une qualité positive. {11.2.2 et 11.2.3; encadré 9.2}

¹² En général, les prévisions saisonnières à interannuelles tiennent compte des incidences du forçage externe.



Figure RT.13 | Qualité de divers indices climatiques pour les prévisions décennales. (En haut) Série chronologique des anomalies des simulations rétrospectives initialisées pour une moyenne d'ensemble de 2 à 5 ans et expériences non initialisées correspondantes pour trois indices climatiques: température moyenne à la surface du globe (à gauche) et variabilité atlantique multidécennale (à droite). Une série chronologique d'observations, l'analyse des températures de surface par le Goddard Institute for Space Studies (GISTEMP), la température moyenne mondiale et l'ERSST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature) pour la variabilité atlantique multidécennale sont représentées par des barres verticales gris foncé (anomalies positives) ou gris clair (anomalies négatives), une moyenne mobile étant établie sur quatre ans pour assurer une concordance avec la moyenne des prévisions. Les séries chronologiques prévues apparaissent pour les simulations CMIP5 Init (trait plein) et Nolnit (pointillé), des simulations rétrospectives étant réalisées tous les cinq ans de 1960 à 2005. Le quartile inférieur et le quartile supérieur de l'ensemble multimodèle sont représentés par des traits minces. On a calculé l'indice de variabilité atlantique multidécennale comme représentant les anomalies de la température de la mer en surface moyennées sur la région équatoriale à 60° N et de 80° W à 0° W moins ces anomalies moyennées de 60° S à 60° N. On notera que les axes verticaux sont différents pour chaque série chronologique. (Ligne du milieu) Corrélation de la prévision moyenne d'ensemble avec la référence d'observation autour du moment de la prévision pour les moyennes sur quatre ans des trois ensembles de simulations rétrospectives CMIP5 dans les cas Init (trait plein) et Nolnit (pointillé). Le niveau de confiance (test unilatéral) à 95 % avec une distribution t est représenté en gris. On a calculé la taille effective de l'échantillon en tenant compte de l'autocorrélation de la série chronologique d'observation. On a fait appel à un test t bilatéral (où l'on a calculé la taille effective de l'échantillon en tenant compte de l'autocorrélation de la série chronologique d'observation) pour tester les différences entre la corrélation des expériences initialisées et la corrélation des expériences non initialisées, mais on n'a trouvé aucune différence statistiquement significative avec un degré de confiance supérieur ou égal à 90 %. (Ligne du bas) Erreur quadratique moyenne de la prévision moyenne d'ensemble pour un moment de prévision correspondant aux moyennes sur quatre ans des simulations rétrospectives CMIP5 pour Init (trait plein) et Nolnit (pointillé). Un test F bilatéral (où l'on a calculé la taille effective de l'échantillon en tenant compte de la corrélation de la série chronologique d'observation) a été utilisé pour tester le rapport entre les erreurs quadratiques moyennes d'Init et de Nolnit, les moments de prévision présentant des différences statistiquement significatives avec un degré de confiance égal ou supérieur à 90 % étant indiqués par un carré ouvert. {Figure 11.3}

RT.5.4.1 Évolution du climat: projections à court terme

Les projections à court terme concernant le climat sont peu sensibles aux scénarios relatifs aux gaz à effet de serre par rapport à la dispersion des modèles, mais très sensibles aux incertitudes concernant les émissions d'aérosols, surtout à l'échelon régional et pour des variables du cycle hydrologique. Dans certaines régions, les réponses locales et régionales des précipitations et des températures moyennes et extrêmes au changement d'affectation des sols seront plus importantes que celles imputables à un forçage à grande échelle des gaz à effet de serre et des aérosols. Dans ces scénarios, on suppose qu'il n'y aura pas de grande éruption volcanique et que les émissions anthropiques d'aérosols diminueront rapidement à court terme. {11.3.1, 11.3.2 et 11.3.6}

RT.5.4.2 Évolution des températures: projections à court terme

Selon de multiples indications, en l'absence d'éruptions volcaniques majeures, qui produiraient un refroidissement sensible mais temporaire, et en supposant que l'éclairement énergétique solaire n'évoluera pas sensiblement à long terme, il est *probable* que l'anomalie de la température moyenne à la surface du globe pour la période 2016–2035 par rapport à la période de référence 1986–2005 se situera dans la fourchette 0,3-0,7 °C (*degré de confiance moyen*). Cette fourchette correspond à celle qu'on obtient en utilisant le CMIP5 pour 5 à 95 % des tendances des modèles de 2012 à 2035. Elle correspond aussi à la fourchette de 5 à 95 % du CMIP5 pour les quatre scénarios RCP, qui est de 0,36 à 0,79 °C, à partir de la période de référence 2006–2012, après réduction de 10 % des limites supérieure et inférieure pour tenir compte des indications selon lesquelles certains modèles seraient trop sensibles au forçage anthropique (voir le tableau RT.1 et la figure RT.14). {11.3.6}

Des concentrations plus élevées de gaz à effet de serre et plus faibles d'aérosols sulfatés entraînent une augmentation du réchauffement. À court terme, en général, pour les scénarios faisant appel aux profils représentatifs d'évolution de concentration et pour un modèle donné du climat, les différences de température moyenne de l'air à la surface du globe sont plus faibles que pour les modèles s'appliquant à un seul de ces scénarios. En 2030, on observe, pour le CMIP5, une différence des valeurs médianes d'ensemble de la température moyenne mondiale de 0,2 °C au plus entre les scénarios RCP, alors que pour chaque scénario, la dispersion des modèles (qui se définit comme étant la fourchette 17–83 %) est d'environ 0,4 °C pour chaque profil. La dispersion entre les scénarios augmente avec le temps. En 2050, elle est comparable à la dispersion des modèles. Sur le plan régional, c'est dans l'Arctique qu'on trouve les plus grandes différences de température de l'air en surface entre les scénarios RCP. {11.3.2 et 11.3.6}

Vu l'élévation prévue des températures moyennes mondiales, on peut dire avec un *degré de confiance élevé* que les nouveaux niveaux de réchauffement par rapport à la moyenne de 1850 à 1900 seront dépassés, surtout dans les scénarios prévoyant des émissions de gaz à effet de serre plus élevées. Selon le scénario RCP4,5 ou RCP6,0, par rapport à la période de référence 1850–1900, il est *plus probable qu'improbable* que de 2016 à 2035, la température moyenne à la surface du globe soit supérieure de plus de 1 °C à la moyenne de 1850 à 1900 et *très improbable* qu'elle soit supérieure de plus de 1,5 °C à cette moyenne (*degré de confiance moyen*). {11.3.6}

À l'avenir, une éruption volcanique d'importance semblable à celle du mont Pinatubo, en 1991, entraînerait une chute rapide de la température moyenne de l'air à la surface du globe d'environ 0,5 °C l'année suivante, avec un retour à l'état initial au bout de quelques années. Des éruptions plus importantes ou plusieurs éruptions proches dans le temps entraîneraient des effets plus graves et plus persistants. {11.3.6}

Une évolution de l'éclairement énergétique solaire pourrait influer sur le taux d'élévation de la température moyenne à la surface du globe, mais on peut dire avec un *degré de confiance élevé* que cette influence serait faible par rapport à celle de l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. {11.3.6}



Température moyenne à l'échelle du globe: projections à court terme par rapport à 1986–2005

Figure RT.14 | Synthèse des projections à court terme concernant la température moyenne de l'air à la surface du globe. a) Projections concernant la température moyenne à la surface du globe de 1986 à 2050 (anomalies de 1986 à 2005) selon tous les profils RCP issus des modèles CMIP5 (traits gris et en couleurs, un membre d'un ensemble par modèle), avec quatre jeux d'estimations fondées sur des données d'observation (le jeu de données matricielles n° 4 sur la température en surface de l'Unité de recherche climatologique du Hadley Centre (HadCRUT4), une réanalyse intérimaire des conditions atmosphériques et de surface à l'échelle du globe réalisée par le CEPMMT (ERA-interim), une analyse de la température de surface par le Goddard Institute for Space Studies (GISTEMP) et une étude de la NOAA pour la période 1986-2012 (traits noirs). b) Comme a), mais avec la fourchette de 5 à 95 % des projections annuelles moyennes du CMIP5 (un membre de l'ensemble par modèle) concernant tous les profils RCP en établissant une période de référence, 2006–2012, avec les anomalies observées pour 2006–2012 mais pas pour 1986–2005, égales à 0,16 °C (ombrage gris foncé). Par souci de clarté, on a lissé les centiles de 2006 en établissant une moyenne mobile sur cinq ans. Les valeurs maximales et minimales issues de CMIP5 en utilisant tous les membres d'un ensemble et pour la période de référence 1986–2005 sont indiquées par des traits gris (courbe également lissée). Les traits noirs correspondent aux estimations de la moyenne annuelle tirées des données d'observation. La zone ombrée de rouge montre la fourchette indicative probable de la température moyenne à la surface du globe pour la période 2016–2035 fondée, si tous les profils RCP sont évalués, sur la fourchette probable de l'anomalie de la température moyenne à la surface du globe sur 20 ans, de 2016 à 2035, figurée par une barre noire en b) et en c) (voir le texte pour plus de détails). L'échelle de température correspondant au climat moyen de 1850 à 1900, figurée à droite, suppose un réchauffement de 0,61 °C en moyenne mondiale avant la période 1986–2005, évaluée à partir du jeu de données HadCRUT4. c) Synthèse des projections quant à l'anomalie de la température moyenne à la surface du globe de 2016 à 2035 par rapport à la période 1986–2005. Les rectangles et les moustaches représentent les fourchettes de 66 et de 90 %. Sont indiquées: les projections CMIP3 du SRES et RCP du CMIP5 sans contraintes; les projections avec contraintes observationnelles pour le scénario A1B du SRES et les scénarios RCP4,5 et RCP8,5; les projections sans contraintes pour les quatre scénarios RCP avec deux périodes de référence comme en b) (ombres gris clair et gris foncé), conformément à b); la fourchette de 90 % déterminée grâce aux tendances du CMIP5 pour la période 2012–2035 et l'anomalie observée de la température moyenne à la surface du globe en 2102; et une fourchette globale probable (> 66 %) déterminée pour tous les scénarios RCP. Pour le CMIP5, les pointillés figurent les valeurs maximales et minimales obtenues en utilisant tous les membres de l'ensemble. Les médianes (ou l'évaluation de la probabilité maximale, barre verte) sont indiquées par une bande grise (adaptation de la figure 11.25). Pour de plus amples détails, voir la section 11.3.6. {Figure 11.25}

La configuration dans l'espace du réchauffement à court terme projeté par les modèles CMIP5 en suivant les scénarios fondés sur les profils représentatifs d'évolution de concentration (figure RT.15) correspond d'une manière générale à celle du quatrième Rapport d'évaluation. Il est très probable que le réchauffement anthropique de la température de l'air en surface au cours des quelques décennies à venir sera plus rapide sur les terres émergées que sur les océans et il est *très probable* que le réchauffement anthropique de la température de l'Arctique sera plus élevé que le réchauffement moyen à l'échelle du globe, conformément, dans l'ensemble, à ce qu'indique le quatrième Rapport d'évaluation. Pour ce qui est des niveaux de base de la variabilité interne, on estime, avec un *degré de confiance élevé*, que le réchauffement anthropique par rapport à la période de référence est plus important dans les zones tropicales et subtropicales qu'aux latitudes moyennes. {11.3.2}

Il est *probable* qu'au cours des décennies à venir, la fréquence des nuits et des jours chauds va augmenter dans la plupart des zones terrestres alors que la fréquence des nuits et des jours froids va diminuer. Les modèles prévoient une augmentation à court terme de la durée, de l'intensité et de l'étendue spatiale des vagues de chaleur et des périodes de chaleur. Ces évolutions pourraient se produire à un rythme différent de celui du réchauffement moyen. Par exemple, selon plusieurs études, en Europe, les températures estivales pour des centiles élevés devraient augmenter plus vite que les températures moyennes (voir aussi AT.9). {11.3.2}

RT.5.4.3 Évolution du cycle de l'eau: projections à court terme

Les précipitations moyennes zonales vont *très probablement* augmenter aux latitudes élevées et à certaines latitudes moyennes et il est *plus probable qu'improbable* qu'elles vont diminuer dans les zones subtropicales Sur un plan plus régional, l'évolution des précipitations pourrait être dominée par l'association d'une variabilité interne naturelle, d'un forçage volcanique et des effets des aérosols anthropiques. {11.3.2}

Au cours des quelques décennies à venir, une augmentation de l'humidité spécifique à proximité de la surface est *très probable*. Il est *probable* que l'évaporation augmente dans de nombreuses régions. Un *faible degré de confiance* est associé aux variations projetées de l'humidité du sol et de l'écoulement de surface. {11.3.2}

Il est *probable* qu'à court terme, la fréquence et l'intensité des fortes précipitations augmenteront sur les terres émergées. Cette évolution sera due essentiellement à un accroissement de la teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau, mais aussi à des changements dans la circulation atmosphérique. L'impact du forçage anthropique sur le plan régional est moins évident du fait que les changements sur ce plan subissent une forte influence de la variabilité naturelle et qu'ils dépendent aussi des émissions d'aérosols, du forçage volcanique et du changement d'affectation des sols (voir aussi AT.9). {11.3.2}

RT.5.4.4 Évolution de la circulation atmosphérique: projections à court terme

La variabilité du climat d'origine interne et de multiples agents de forçage radiatif (volcans, gaz à effet de serre, ozone, aérosols anthropiques, etc.) vont contribuer à l'évolution à court terme de la circulation atmosphérique. Il est par exemple *probable* que la circulation de Hadley, en moyenne annuelle, et que les vents d'ouest des latitudes moyennes de l'hémisphère Sud s'orienteront vers les pôles. Il est également *probable* que le redressement des niveaux d'ozone stratosphérique et l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre contrebalanceront les incidences sur la largeur de la circulation de Hadley et sur la position méridienne des trajectoires de tempêtes dans l'hémisphère Sud. Il est donc *improbable* qu'ils continuent à se diriger vers les pôles aussi rapidement qu'au cours des dernières décennies. {11.3.2}

Un faible degré de confiance est associé aux projections à court terme concernant les trajectoires et l'intensité des tempêtes dans l'hémisphère

Nord. À court terme, les variations naturelles seront plus importantes que les incidences prévues des gaz à effet de serre. {11.3.2}

Un faible degré de confiance est associé aux projections à l'échelle des bassins concernant les variations d'intensité et de fréquence des cyclones tropicaux dans tous les bassins jusqu'au milieu du XXI^e siècle. Ce faible degré de confiance est dû à la rareté des études portant sur les activités cycloniques à court terme et aux différences entre les projections quant à ces activités et à l'importance de la variabilité naturelle. Un *faible degré de confiance* est associé aux projections à court terme concernant l'augmentation de l'intensité des cyclones tropicaux de l'Atlantique, du fait en partie de la diminution projetée de la concentration d'aérosols. {11.3.2}

RT.5.4.5 Évolution des océans: projections à court terme

Il est *très probable* que la température des océans en moyenne mondiale de surface et en moyenne verticale va augmenter à court terme. En l'absence de multiples éruptions volcaniques majeures, il est *très probable* que de 2016 à 2035, les températures de surface en moyenne mondiale et les températures moyennes en fonction de la profondeur seront plus élevées que la moyenne de 1986 à 2005. {11.3.3}

Il est *probable* que la salinité va augmenter dans la partie tropicale et (en particulier) subtropicale de l'Atlantique et diminuer dans la partie tropicale du Pacifique Ouest au cours des quelques décennies à venir. Globalement, il est *probable* que la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique s'affaiblira d'ici 2050 (*degré de confiance moyen*). Cependant, le rythme et l'ampleur de cet affaiblissement sont très incertains et des décennies pourront également être marquées par un renforcement de cette circulation. {11.3.3}

RT.5.4.6 Évolution de la cryosphère: projections à court terme

Il est *probable*, d'après le scénario RCP8,5, que l'océan Arctique sera quasiment libre de glace (étendue des glaces de mer inférieure à 10⁶ km² pendant au moins cinq années consécutives) en septembre avant la moitié du XXI^e siècle (*degré de confiance moyen*). Cette évaluation est fondée sur un sous-ensemble des modèles qui reproduisent le plus fidèlement l'état moyen du climat et la tendance de l'étendue de la banquise de l'Arctique de 1979 à 2012. Il est *très probable* que l'étendue et l'épaisseur de la banquise arctique continueront à diminuer et que la couverture neigeuse et le pergélisol à proximité de la surface au printemps diminueront aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord à mesure que la température moyenne à la surface du globe s'élèvera (figures RT.17 et RT.18). On accorde un *faible degré de confiance* à la diminution projetée à court terme de l'étendue et du volume de la glace de mer dans l'Antarctique. {11.3.4}

RT.5.4.7 Risques de changements climatiques brusques à court terme

Divers mécanismes sont susceptibles de conduire à des changements brusques du climat mondial et régional par rapport aux rythmes observés au cours de décennies récentes. La probabilité de tels changements est généralement plus faible à court terme qu'à long terme. C'est pourquoi les mécanismes en question sont surtout évalués dans la section RT.5 consacrée aux changements à long terme et dans l'Axe thématique 5. {11.3.4}

RT.5.4.8 Évolution de la qualité de l'air: projections à court terme

La fourchette des projections concernant la qualité de l'air (O_3 et PM_{2,5} pour l'air en surface) dépend essentiellement des émissions (notamment de CH₄) plutôt que de l'évolution physique du climat (*degré de confiance moyen*). La réponse de la qualité de l'air aux changements imputables au climat est plus incertaine que la réponse aux changements dus aux émissions (*degré de confiance élevé*). Sur le plan mondial, le réchauffement conduit à une réduction de la concentration de fond de l'ozone de surface (*degré de confiance élevé*). Des niveaux élevés de CH₄ (tels que ceux des scénarios RCP8,5 et SRES A2) pourront compenser cette réduction en élevant, d'ici 2100, cette concentration d'environ 8 ppb en moyenne (25 % du niveau actuel) par rapport à des scénarios prévoyant une faible évolution du CH₄ (comme les scénarios RCP4,5 et RCP6,0) (*degré de confiance élevé*). À l'échelle continentale, le niveau projeté de pollution de l'air est plus faible selon les nouveaux scénarios RCP que selon les scénarios SRES du fait que le rapport spécial n'a pas tenu compte de la législation sur la qualité de l'air (*degré de confiance élevé*). {11.3.5 et 11.3.5.2; figures 11.22 et 11.23ab, All.4.2 et All.7.1 à All.7.4}

Selon des éléments issus d'observations et de modélisations, toutes choses étant égales par ailleurs, des températures de surface localement élevées dans des régions polluées vont déclencher des rétroactions chimiques régionales et des émissions locales qui vont accroître les pics de concentration d'ozone et de PM_{2,5} (*degré de confiance moyen*). On sait que des émissions locales associées à des concentrations de fond et à des conditions météorologiques propices à la formation de pollution et à son accumulation sont à la source d'épisodes de pollution extrême sur le plan local et régional. Un *faible degré de confiance* est associé à ces épisodes extrêmes. Pour ce qui est des particules PM_{2,5}, le changement climatique pourrait altérer les sources naturelles d'aérosols (feux de forêt, poussière disséminée par le vent, précurseurs biogéniques), ainsi que le lessivage par les précipitations, mais on n'attribue aucun degré de confiance aux incidences globales du changement climatique sur la répartition des PM_{2,5}. {11.3.5 et 11.3.5.2; encadré 14.2}

RT.5.5 Changements climatiques à long terme

RT.5.5.1 Évolution des températures mondiales: projections à long terme

La température moyenne du globe va continuer de s'élever au XXI^e siècle d'après tous les profils représentatifs d'évolution de concentration. À partir du milieu du XXI^e siècle environ, le rythme du réchauffement mondial commencera à dépendre davantage du scénario (figure RT.15). {12.4.1}

Selon les hypothèses sur lesquelles s'appuient les profils RCP, qui dépendent de la concentration, la température moyenne à la surface du globe de 2081 à 2100, par rapport à 1986–2005, se situera *probablement* dans la fourchette de 5 à 95 % des modèles CMIP5: 0,3 à 1,7 °C (RCP2,6), 1,1 à 2,6 °C (RCP4,5), 1,4 à 3,1 °C (RCP6,0) et 2,6 à 4,8 °C (RCP8,5) (voir le tableau RT.1). On peut dire avec un *degré de confiance élevé* que la fourchette de 5 à 95 % du CMIP5 est fondée *probablement* plutôt que *très probablement* sur l'évaluation de la réponse transitoire du climat (voir AT.6).

La fourchette de 5 à 95 % du CMIP5 concernant l'évolution moyenne des températures à l'échelle du globe est également *probable* pour le milieu du XXI^e siècle, mais seul un *degré de confiance moyen* y est associé. Par rapport aux conditions moyennes de la période 1850–1900, les températures établies



Figure RT.15 | (En haut à gauche) Forçage radiatif moyen mondial total pour les quatre scénarios RCP fondés sur le modèle de bilan énergétique pour l'évaluation des changements climatiques dus aux gaz à effet de serre (MAGICC). On notera que le forçage réel simulé par les modèles CMIP5 diffère légèrement selon les modèles. (En bas à gauche) Série chronologique des anomalies de la température moyenne annuelle de l'air à la surface du globe (par rapport à la période 1986–2005) issue d'expériences CMIP5 axées sur la concentration. Les projections sont indiquées pour chaque profil RCP concernant la moyenne multimodèle (traits pleins) et l'écart type de \pm 1,64 (5 à 95 %) pour la distribution des modèles individuels (zone ombrée), selon les moyennes annuelles. La fourchette d'écarts types de 1,64 fondée sur les moyennes sur 20 ans de 2081 à 2100 par rapport à 1986–2005 correspond à des changements *probables* pour la fin du XXI^e siècle. Les discontinuités prévues pour 2100, dues au fait que différents modèles prolongent les calculs au-delà du XXI^e siècle, n'ont pas de signification physique. Les nombres de la même couleur que les lignes indiquent le nombre de modèles distincts qui contribuent aux diverses périodes. Cartes: moyenne, calculée par l'ensemble multimodèle, de l'évolution moyenne annuelle de la température de l'air en surface (par rapport à la période de base 1986–2005) de 2016 à 2035 et de 2081 à 2100 pour les profils RCP2,6, RCP 4,5, RCP 6,0 et RCP 8,5. Les hachures indiquent les zones où le signal multimodèle moyen est inférieur à un écart type de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les zones où le signal moyen multimodèle est supérieur à deux écarts types de la variabilité interne et où 90 % des modèles correspondent au signe du changement. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés est indiqué dans le coin supérieur doit de chaque élément. Pour de plus amples détails concernant les figures RID.7a et RID.8a correspondantes dans les suppléments (*Supplementary Material*). {encadré 12.1; f

Tableau RT.1 | Évolution projetée de la moyenne de la température de l'air à la surface du globe et de l'élévation du niveau moyen des mers pour le milieu et la fin du XXI^e siècle par rapport à la période de référence 1986-2005. {12.4; tableaux 12.2 et 13.5}

		2046-2065		2081-2100	
	Scénario	moyenne	plage <i>probable</i> ^c	moyenne	plage probable ^d
Évolution de la température moyenne à la surface du globe (°C)ª	RCP2,6 RCP4,5 RCP6,0 RCP8 5	1,0 1,4 1,3 2,0	0,4 à 1,6 0,9 à 2,0 0,8 à 1,8 1 4 à 2 6	1,0 1,8 2,2 3,7	0,3 à 1,7 1,1 à 2,6 1,4 à 3,1 2 6 à 4 8
	Scénario	moyenne	plage probable ^c	moyenne	plage <i>probable</i> ^d
Élévation du niveau moyen des mers (m) ^b	RCP2,6 RCP4,5 RCP6,0	0,24 0,26 0,25	0,17 à 0,32 0,19 à 0,33 0,18 à 0,32	0,40 0,47 0,48	0,26 à 0,55 0,32 à 0,63 0,33 à 0,63
	RCP8.5	0.30	0.22 à 0.38	0.63	0.45 à 0.82

Notes:

- ^a Basé sur l'ensemble CMIP5; anomalies calculées par rapport à la période 1986–2005. À l'aide de l'ensemble HadCRUT4 et de son estimation de l'incertitude (intervalle de confiance de 5–95 %), le réchauffement observé pour la période de référence 1986–2005 utilisée pour les projections est de 0,61 [0,55 à 0,67] °C par rapport à 1850–1900 et de 0,11 [0,09 à 0,13] °C par rapport à 1980–1999, soit la période de référence utilisée dans le RE4. Les plages *probables* n'ont pas été évaluées par rapport aux périodes de références précédentes, car en général la littérature ne propose pas de méthode qui permette de combiner les incertitudes des modèles et des observations. L'ajout de changements projetés et observés ne tient compte ni des effets potentiels des erreurs systématiques des modèles à comparer aux observations ni de la variabilité naturelle interne au cours de la période de référence des observations. {2.4.3 ; Tableaux 12.2 et 12.3}
- ^b Basée sur 21 modèles CMIP5; anomalies calculées par rapport à la période 1986–2005. Lorsque les résultats de CMIP5 n'étaient pas disponibles pour un MCGAO (modèle de circulation générale océan-atmosphère) et un scénario particuliers, ces résultats étaient estimés de la manière exposée dans le tableau 13.5 au chapitre 13. Les contributions du changement de dynamiques rapides des calottes glaciaires et du stockage anthropique de l'eau dans les terres émergées sont traitées comme ayant des distributions de probabilité uniformes et comme étant en grande partie indépendantes du scénario. Ce traitement n'implique pas que les contributions concernées ne dépendront pas du scénario suivi, mais seulement que l'état actuel des connaissances ne permet pas une évaluation quantitative de cette dépendance. En l'état actuel des connaissances, seul l'effondrement de secteurs marins de la calotte glaciaire de l'Antarctique, si celui-ci était provoqué, pourrait faire monter de manière importante le niveau moyen de mers au-dessus de la plage *probable* au cours du XXI^e siècle. On peut affirmer avec un *degré de confiance moyen* que cette contribution supplémentaire ne représenterait pas une augmentation du niveau des mers supérieure à plusieurs dixièmes de mètre au cours du XXI^e siècle.
- ^c Calculées à partir des projections comme étant des plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles. On évalue ensuite ces plages comme étant des plages *probables* après avoir pris en compte les incertitudes supplémentaires ou les différents niveaux de confiance dans les modèles. Pour les projections du changement de la température moyenne à la surface du globe en 2046–2065, le *degré de confiance* est *moyen*, car la variabilité naturelle interne et les incertitudes concernant le forçage des gaz sans effet de serre et la réponse de la température sont relativement plus importantes que pour la période 2081–2100. Les plages *probables* pour 2046–2065 ne prennent pas en compte l'influence possible des facteurs qui causent des projections de la température moyenne à la surface du globe à court terme (2016–2035) inférieures aux plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles, car l'influence de ces facteurs sur les projections à long terme n'a pas pu être quantifiée en raison de l'insuffisance des connaissances scientifiques. {11.3}
- ^d Calculées à partir des projections comme étant des plages de 5–95 % de l'ensemble des modèles. On évalue ensuite ces plages comme étant des plages *probables* après avoir pris en compte les incertitudes supplémentaires ou les différents niveaux de confiance dans les modèles. En ce qui concerne les projections de l'élévation du niveau moyen des mers, le *degré de confiance* est *moyen* pour les deux horizons temporels.

en moyenne mondiale pour la période 2081–2100 sont *probablement* supérieures de 1,5 °C aux valeurs de 1850 à 1900 pour les profils RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*) et *probablement* supérieures de 2 °C à ces valeurs pour les profils RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*). Une élévation de la température supérieure à 2 °C par rapport à la période 1850–1900 est *improbable* (*degré de confiance moyen*) selon le profil RCP2,6. Un réchauffement supérieur à 4 °C pour 2081–2100 est *improbable* pour tous les profils RCP (*degré de confiance élevé*), sauf pour le profil RCP8,5, où il est à peu près aussi probable qu'improbable (*degré de confiance moyen*). {12.4.1; tableaux 12.2 et 12.3}

RT.5.5.2 Évolution des températures régionales: projections à long terme

On peut dire avec un *degré de confiance très élevé* qu'en moyenne mondiale, à la fin du XXI^e siècle, les changements qui se produiront au-dessus des terres émergées seront supérieurs aux changements qui seront observés au-dessus des océans d'un facteur qui sera *probablement* de l'ordre de 1,4 à 1,7. En l'absence d'une forte réduction de la circulation méridienne océanique de retournement de l'Atlantique, le réchauffement le plus important devrait toucher la région arctique (*degré de confiance très élevé*) (figure RT.15). À mesure que la température moyenne à la surface du globe s'élève, la température atmosphérique en moyenne zonale augmente dans la troposphère et diminue dans la stratosphère, ce qui correspond aux évaluations précédentes. La concordance est particulièrement nette dans la haute troposphère des régions tropicales et dans les hautes latitudes septentrionales. {12.4.3; encadré 5.1} extrêmement basses à mesure que les températures moyennes augmenteront à l'échelle du globe. Cette évolution est attendue pour des phénomènes définis comme étant extrêmes tant sur le plan quotidien que saisonnier. Des hausses de la fréquence, de la durée et de l'intensité des chaleurs extrêmes, accompagnées de stress thermique, sont prévues. À l'occasion, toutefois, des froids extrêmes vont continuer à se produire en hiver. Il est prévu que les valeurs de récurrence sur 20 ans pour les faibles températures augmentent à un rythme plus élevé que les températures moyennes d'hiver dans la plupart des régions et que les plus grandes variations de cette augmentation soient enregistrées aux latitudes élevées. Dans la plupart des régions, les valeurs de récurrence sur 20 ans pour les températures élevées devraient augmenter à un rythme semblable ou supérieur au taux d'augmentation des températures moyennes d'été. Selon le scénario RCP8,5, il est probable que sur la plupart des terres émergées, des températures élevées sur 20 ans vont se produire plus fréquemment vers la fin du XXI^e siècle — doublement au moins de la fréquence, mais tous les ans ou tous les deux ans dans de nombreuses régions — et que de faibles températures sur 20 ans vont devenir extrêmement rares (voir aussi AT.9). {12.4.3}

Il est quasiment certain que, dans la plupart des endroits, on observera

davantage de températures extrêmement élevées et moins de températures

Les modèles simulent une diminution de la nébulosité à l'avenir dans la plupart des zones tropicales et des latitudes moyennes, en raison essentiellement d'une raréfaction des nuages bas. L'évolution des nuages de la couche limite marine est très incertaine. Une augmentation de la nébulosité et de l'épaisseur optique des nuages, et donc de la réflexion des nuages, est simulée aux latitudes élevées, vers les pôles à partir de 50° de latitude. {12.4.3}

RT.5.5.3 Évolution de la circulation atmosphérique: projections à long terme

Il est prévu que la pression au niveau moyen de la mer diminue aux latitudes élevées et augmente aux latitudes moyennes avec l'élévation de la température mondiale. Dans les tropiques, il est probable que les circulations de Hadley et de Walker ralentissent. Des déplacements d'un à deux degrés de latitude des courants-jets des latitudes moyennes vers les pôles sont probables dans les deux hémisphères à la fin du XXI^e siècle selon le scénario RCP8,5 (degré de confiance moyen), avec des déplacements plus faibles dans l'hémisphère Nord. Lors de l'été austral, l'influence additionnelle de la régénération de l'ozone stratosphérique dans l'hémisphère Sud s'oppose aux changements dus aux gaz à effet de serre, bien que la réponse nette varie fortement selon les modèles et les scénarios. Il reste une forte incertitude, d'où un faible degré de confiance associé à la projection de l'évolution des trajectoires de tempêtes dans l'hémisphère Nord, surtout dans le bassin de l'Atlantique Nord. Il est probable que la cellule de Hadley s'élargira, d'où une extension vers les zones tropicales et un empiétement vers les pôles des zones subtropicales sèches. Dans la stratosphère, il est probable que la circulation de Brewer-Dobson se renforcera. {12.4.4}

RT.5.5.4 Évolution du cycle de l'eau: projections à long terme

À l'échelle planétaire, l'humidité relative devrait rester approximativement constante, mais l'humidité spécifique devrait augmenter avec le réchauffement climatique. Le réchauffement différentiel prévu des terres et des océans entraîne une variation de l'humidité de l'atmosphère, qui favorise une faible diminution de l'humidité relative de l'atmosphère à proximité de la surface pour la plupart des terres émergées, avec l'exception notable de certaines parties de l'Afrique tropicale (*degré de confiance moyen*) (voir AT.1 - figure 1). {12.4.5}

Il est *quasiment certain* qu'à long terme, les précipitations mondiales vont augmenter avec l'élévation de la température moyenne à la surface du globe. Les précipitations moyennes mondiales vont augmenter à un rythme par degré Celsius plus faible que celui de la vapeur d'eau atmosphérique. Elles vont *probablement* s'élever de 1 % à 3 % °C⁻¹ pour les scénarios autres que le RCP2,6. Pour ce dernier, la fourchette des sensibilités prévues par les modèles CMIP5 sera de 0,5 à 4 % °C⁻¹ à la fin du XXI^e siècle. {7.6.2, 7.6.3 et 12.4.1}

L'évolution des précipitations moyennes dans un monde plus chaud subira des variations spatiales importantes selon le scénario RCP8,5. Certaines régions connaîtront une augmentation, d'autres une diminution et d'autres encore aucun changement important (voir la figure RT.16). On peut dire avec un degré de confiance élevé que la différence des précipitations moyennes annuelles entre les régions sèches et les régions humides et que la différence entre les saisons humides et les saisons sèches vont augmenter dans la plupart des zones du globe à mesure que la température augmentera. La configuration générale de cette évolution indique qu'il est très probable que les latitudes élevées subissent davantage de précipitations en raison de l'augmentation de l'humidité spécifique d'une troposphère plus chaude et de l'augmentation du transport de vapeur d'eau en provenance des tropiques d'ici la fin du XXIe siècle, selon le scénario RCP8,5. Il est probable que de nombreuses zones arides et semi-arides des latitudes moyennes et subtropicales vont recevoir moins de précipitations et que de nombreuses régions humides des latitudes moyennes vont avoir davantage de précipitations d'ici la fin du XXI^e siècle selon le scénario RCP8,5. L'évolution des précipitations selon les quatre scénarios RCP est présentée sous forme de cartes dans la figure RT.16. {12.4.2 et 12.4.5}

Sur le plan mondial, pour les précipitations de courte durée, il est *probable* que l'élévation des températures se traduise par une augmentation de l'intensité des tempêtes et une diminution du nombre de tempêtes de faible intensité. Sur la plupart des masses continentales des latitudes moyennes et dans les régions tropicales humides, les précipitations extrêmes vont *très probablement* être plus



Figure RT.16 | Cartes des résultats multimodèle des scénarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 concernant l'évolution moyenne (%) des précipitations moyennes de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986–2005. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué dans le coin supérieur droit de chaque carte. Les hachures indiquent les zones où le signal moyen multimodèle est inférieur à un écart type de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les zones où le signal moyen multimodèle est supérieur à deux écarts types de la variabilité interne et où 90 % des modèles indiquent le même signe de variation (voir l'encadré 12.1). On trouvera de plus amples détails concernant la figure RID.8b correspondant dans les suppléments (*Supplementary Material*). {Figure 12.22; annexe I}

intenses et plus fréquentes en raison du réchauffement global. La sensibilité moyenne mondiale de la valeur de récurrence sur 20 ans des précipitations quotidiennes maximales sur un an s'étendra de 4 % C⁻¹ (moyenne des modèles du CMIP3) à 5,3 % C⁻¹ (moyenne des modèles du CMIP5) de l'élévation des températures locales, mais on observera de vastes variations sur le plan régional. {12.4.2 et 12.4.5}

Il est prévu que l'évaporation de surface annuelle augmente en raison de la hausse des températures mondiales dans la plupart des zones océaniques et qu'elle augmente sur les terres émergées selon une configuration semblable à celle des précipitations. Selon le scénario RCP8,5, une diminution du ruissellement annuel est probable d'ici la fin du siècle dans certaines parties du sud de l'Europe, au Moyen-Orient et dans le sud de l'Afrique. Une augmentation de ce ruissellement est probable dans les latitudes septentrionales élevées, ce qui correspond à de fortes augmentations des précipitations hivernales et printanières d'ici la fin du XXI^e siècle selon le scénario RCP8,5. Une diminution régionale à mondiale de l'humidité du sol et une augmentation du risque de sécheresses agricoles sont probables dans des régions actuellement sèches et sont prévues avec un *degré de confiance moyen* d'ici la fin du XXI^e siècle selon le scénario RCP8,5. On prévoit une diminution importante de l'évaporation, notamment en Afrique australe et dans le nord-ouest de l'Afrique, le long de la Méditerranée. Comme la réduction de l'humidité du sol en Méditerranée et en Afrique australe correspond à l'évolution prévue de la circulation de Hadley et à l'augmentation des températures de surface, on peut dire avec un degré de confiance élevé qu'une diminution de l'humidité en surface dans ces régions en raison de l'élévation des températures mondiales est probable d'ici la fin du siècle selon le scénario RCP8,5. Dans les régions où l'on prévoit une augmentation de l'humidité de surface, l'évolution sera généralement plus faible que la variabilité naturelle à échéance de 20 ans. On trouvera à la figure 1 de l'Axe thématique 1 un résumé de l'évolution prévue du cycle de l'eau. {12.4.5; encadré 12.1}

RT.5.5.5 Évolution de la cryosphère: projections à long terme

Il est très probable que l'étendue et l'épaisseur de la banquise arctique continueront de diminuer toute l'année au cours du XXIe siècle en raison de l'élévation de la température moyenne à la surface du globe. On s'attend en même temps à une diminution de l'étendue et du volume des glaces de mer de l'Antarctique, mais avec un faible degré de confiance. Les projections multimodèle du CMIP5 indiquent une réduction moyenne de l'étendues de la banquise arctique de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986–2005 allant de 8 % pour le scénario RCP2,6 à 34 % pour le scénario RCP8,5 en février et de 43 % pour le scénario RCP2,6 à 94 % pour le scénario RCP8,5 en septembre (degré de confiance moyen) (figure RT.17). Il est probable que l'océan Arctique sera presque libre de glace (étendue des glaces de mer inférieure à 106 km² pendant au moins cinq années consécutives) en septembre avant la moitié du XXI^e siècle selon le scénario RCP8,5 (degré de confiance moyen), d'après une évaluation d'un sous-ensemble de modèles qui reproduisent le plus fidèlement l'état moyen du climat et la tendance de la banquise arctique de 1979 à 2012. Certaines projections du climat montrent des périodes de 5 à 10 ans de réduction majeure de la banquise arctique en été, réduction encore plus importante que celle observée au cours des 10 dernières années, et il est probable que de telles réductions rapides se produiront à l'avenir. Il existe peu d'éléments, dans les modèles mondiaux du climat, d'un point de bascule (ou seuil critique) lors du passage de l'océan Arctique d'un état où il est constamment couvert de glace à un état où il est libre de glace pendant certaines saisons, état au-delà duquel un nouveau recul de la glace de mer sera inexorable et irréversible. Dans l'Antarctique, selon la moyenne multimodèle du CMIP5, on prévoit une réduction des glaces de mer allant de 16 % pour le scénario RCP2,6 à 67 % pour le scénario RCP8,5 en février et de 8 % pour le scénario RCP2,6 à 30 % pour le scénario RCP8,5 en septembre de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986–2005. Toutefois, on accorde un faible degré



Figure RT.17 | Étendue des glaces de mer de l'hémisphère Nord en septembre à la fin du XX^e siècle et pour l'ensemble du XXI^e siècle selon les scénarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 fondés sur les modèles CMIP5 et cartes correspondantes des résultats multimodèle concernant cette étendue de 2081 à 2100. Dans les séries chronologiques, le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué (sous-ensemble entre parenthèses). Les séries chronologiques sont figurées par des moyennes mobiles sur cinq ans. L'étendue moyenne des glaces de mer prévue par le sous-ensemble de modèles qui reproduit le plus fidèlement l'état moyen du climat et la tendance de 1979 à 2012 des glaces de mer de l'Arctique est présentée en traits pleins, la fourchette minimale à maximale du sous-ensemble étant figurée par un ombrage. L'évolution historique modélisé est représentée en noir (ombrage gris) à partir de forçages d'archives reconstruits. La moyenne multimodèle obtenue à partir du CMIP5 est indiquée par des pointillés. Sur les cartes, cette moyenne est représentée en blanc et les résultats du sous-ensemble sont figurés en gris. Les zones remplies marquent les moyennes de 2081 à 2100 et les traits correspondent à l'étendue des glaces de mer moyennée sur la période 1986–2005. L'étendue observée des glaces de mer est figurée en rose en tant que série chronologique et sa moyenne de 1986 à 2005 est représentée par un trait rose sur la carte. On trouvera dans les suppléments (*Supplementary Material*) de plus amples détails concernant les figures RID.7b et RID.8c correspondantes. {Figures 12.18, 12.29 et 12.31}



Figure RT.18 | (En haut) Superficie enneigée relative au printemps dans l'hémisphère Nord (moyenne de mars à avril) selon le CMIP5, obtenue en divisant la zone enneigée au printemps lissée sur cinq ans par la période de référence moyenne simulée pour cette zone de 1986 à 2005. (En bas) Étendue du pergélisol de surface établie par le CMIP5 pour l'hémisphère Nord à partir de la température de l'air en surface et de l'épaisseur de la couche neigeuse sur une moyenne mensuelle de 20 ans. Les traits indiquent la moyenne multimodèle tandis que l'ombrage désigne la dispersion entre modèles (un écart type). {Figures 12.32 et 12.33}

de confiance à ces projections en raison d'une forte dispersion entre modèles et de l'incapacité de la presque totalité des modèles disponibles à reproduire l'augmentation globale de la superficie de la glace de mer dans l'Antarctique observée depuis l'ère satellitaire. {12.4.6 et 12.5.5}

Il est *très probable* que l'enneigement de l'hémisphère Nord va se réduire en raison de l'élévation des températures mondiales au cours du siècle à venir. Une diminution de l'étendue du pergélisol liée à l'élévation des températures mondiales est *quasiment certaine*. L'enneigement évolue en raison des précipitations et de l'ablation, parfois contraires l'une à l'autre. Les projections relatives à l'étendue de la couverture neigeuse printanière dans l'hémisphère Nord d'ici la fin du XXI^e siècle varient, allant d'une diminution de 7 % [3 à 10 %] (RCP2,6) à 25 % [18 à 32 %] (RCP8,5) (figure RT.18), mais le *degré de confiance* accordé à ces chiffres n'est que *moyen* du fait que les processus neigeux sont très simplifiés dans les modèles mondiaux du climat. L'évolution prévue du pergélisol est une réponse non seulement au réchauffement, mais aussi à l'évolution de l'enneigement, qui exerce un contrôle sur le sol sous-jacent. On prévoit que d'ici la fin du XXI^e siècle, la superficie du pergélisol de surface devrait diminuer de 37 % (RCP2,6) à 81 % (RCP8,5) (*degré de confiance moyen*). {12.4.6}

RT.5.5.6 Évolution des océans: projections à long terme

Au cours du XXI^e siècle, selon tous les scénarios RCP, les océans du globe vont se réchauffer. On prévoit un réchauffement maximal des océans en surface dans les régions subtropicales et tropicales. À une plus grande profondeur, c'est dans l'océan Austral que le réchauffement devrait être le plus prononcé. Selon les meilleures évaluations, d'ici la fin du XXI^e siècle, le réchauffement des océans se situerait à peu près entre 0,6 °C (RCP2,6) et 2,0 °C (RCP8,5) dans les 100 premiers mètres de profondeur et entre 0,3 °C (RCP2,6) et 0,6 °C (RCP8,5) à une profondeur d'environ un kilomètre. Selon le scénario RCP4,5, d'ici la fin du XXI^e siècle, 50 % de l'énergie absorbée par les océans se situerait dans les 700 premiers mètres et 85 % dans les 2 000 premiers mètres de profondeur. Vu le temps nécessaire pour que cette chaleur passe de la surface aux profondeurs des océans, le réchauffement des océans va se poursuivre pendant des siècles, même si les émissions de gaz à effet de serre diminuent ou que leur concentration reste constante, d'où un apport continu à l'élévation du niveau des mers (voir la section RT5.7). {12.4.3 et 12.4.7}

RT.5.6 Cycle du carbone et autres cycles biogéochimiques: projections à long terme

Les projections concernant le cycle mondial du carbone jusqu'en 2100 réalisées grâce aux modèles du système Terre du CMIP5 représentent une vaste gamme d'interactions complexes entre le cycle du carbone et les éléments physiques du système climatique. {6}

On peut dire avec un *degré de confiance très élevé* que l'assimilation de CO_2 anthropique par les océans va se poursuivre jusqu'en 2100 selon les quatre profils représentatifs d'évolution de concentration, l'assimilation étant d'autant plus importante que la concentration du profil est élevée. L'évolution de l'assimilation de carbone par les terres émergées est beaucoup plus incertaine. Une majorité des modèles considérés prévoient une assimilation nette soutenue de carbone par les écosystèmes terrestres jusqu'en 2100, mais une minorité d'entre eux simulent une source nette de CO_2 pour l'atmosphère à cette échéance en raison de l'effet combiné de l'évolution du climat et des changements d'affectation des sols. Étant donné la forte dispersion entre modèles et le caractère incomplet de la représentation des processus, on accorde un *faible degré de confiance* à l'ampleur de l'évolution modélisée future du carbone pour ce qui est des terres émergées. {6.4.3}

On peut dire avec un degré de confiance élevé que l'évolution du climat va compenser partiellement le développement mondial des puits terrestres et océaniques de carbone dû à l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Il existe pourtant des différences régionales entre les modèles du système Terre du CMIP5 en ce qui concerne la réponse des flux océaniques et terrestres de CO₂ face au climat. Les modèles concordent largement lorsqu'ils prévoient que les écosystèmes tropicaux vont stocker moins de carbone dans un climat plus chaud. Les modèles du système Terre du CMIP5 concordent moyennement lorsqu'ils prévoient qu'aux latitudes élevées, le réchauffement va entraîner un stockage plus important de carbone terrestre, mais aucun de ces modèles ne tient compte de la décomposition du carbone dans le pergélisol, qui pourrait compenser l'augmentation du stockage de carbone terrestre. On peut dire avec un degré de confiance élevé que la réduction de l'étendue du pergélisol due au réchauffement va entraîner le dégel d'une partie du carbone actuellement congelé. Toutefois, on accorde un faible degré de confiance à l'ampleur de la déperdition de carbone imputable aux émissions de CO₂ et de CH₄ dans l'atmosphère avec une fourchette de 50 à 250 PgC entre 2000 et 2100 selon le scénario RCP8, 5. {6.4.2 et 6.4.3}

Le dégagement de carbone issu de sols gelés constitue une rétroaction radiative positive qui n'est pas prise en compte dans les projections actuelles des modèles couplés du système Terre. Ces modèles concordent largement lorsqu'ils prévoient que le réchauffement des océans et l'évolution de la circulation vont entraîner une réduction du taux d'assimilation de carbone océanique dans l'océan Austral et l'Atlantique Nord, mais que l'assimilation de carbone va néanmoins se poursuivre dans ces régions. {6.4.2}

Selon les résultats de nouvelles expériences et de nouvelles modélisations, il est *très probable* que la pénurie d'éléments nutritifs va limiter les effets de l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur les futurs puits de carbone terrestres dans les quatre scénarios RCP. On peut dire avec un *degré de confiance élevé* que la rareté de l'azote va limiter le stockage de carbone des terres émergées même si l'on tient compte des dépôts anthropiques d'azote. Le rôle du phosphore en tant que facteur limitant est plus incertain. {6.4.6}
Pour ce qui est des simulations des modèles du système Terre fondées sur la concentration de CO_2 , la représentation des cycles du carbone terrestre et océanique permet de quantifier les émissions de combustibles fossiles compatibles avec les scénarios RCP. Les résultats de ces simulations entre 2012 et 2100 impliquent des émissions cumulées de matières fossiles de 270 PgC [140 à 410 PgC] selon le scénario RCP2,6, de 780 PgC [595 à 1 005 PgC] selon le scénario RCP4,5, de 1 060 PgC [840 à 1 250 PgC] selon le scénario RCP6,0 et de

1 685 PgC [1 415 à 1 910 PgC] selon le scénario RCP8,5 (valeurs correspondant aux 5 PgC les plus proches, fourchette de \pm 1 écart type déterminée selon les résultats des modèles CMIP5) (figure RT.19). Selon le scénario RCP2,6, les modèles prévoient une réduction moyenne des émissions de 50 % (14 à 96 %) d'ici 2050 par rapport aux niveaux de 1990. D'ici la fin du XXI^e siècle, la moitié environ des modèles prévoient des émissions légèrement positives, et l'autre moitié une élimination nette du CO₂ présent dans l'atmosphère (voir aussi l'encadré RT.7). {6.4.3; tableau 6.12}





Lorsqu'on les force avec les émissions de CO_2 prévues par le scénario RCP8,5 par opposition à la concentration de CO_2 prévue par ce même scénario, les modèles du système Terre du CMIP5 avec des cycles interactifs du carbone simulent en moyenne, d'ici 2100, une teneur de l'atmosphère en CO_2 de 50 ppm (–140 à +210 ppm) de plus et une élévation de la température mondiale en surface de 0,2 °C (–0,4 à +0,9 °C) (dispersion entre modèles CMIP5). {12.4.8}

Il est quasiment certain qu'à l'avenir, l'augmentation du stockage de carbone dans les océans va en accroître l'acidification, poursuivant ainsi la tendance observée au cours des dernières décennies. L'acidification des océans en surface va suivre la tendance du CO_2 atmosphérique et augmentera également dans l'océan profond à mesure que le CO_2 continuera de pénétrer dans les profondeurs abyssales. Les modèles CMIP5 prévoient systématiquement un accroissement de l'acidification des océans d'ici 2100 pour tous les profils RCP. La diminution correspondante du pH des océans en surface d'ici la fin du XXI^e siècle sera de 0,065 (0,06 à 0,07) selon le scénario RCP2,6, de 0,145 (0,14 à 0,15) selon le scénario RCP4,5, de 0,203 (0,20 à 0,21) selon le scénario RCP6,0 et de 0,31 (0,30 à 0,32) selon le scénario RCP8,5 (dispersion entre modèles CMIP5) (figure RT.20). La plupart des scénarios prévoient que, pendant certaines saisons, les eaux de surface seront corrosives pour l'aragonite d'ici



Figure RT.20 | a) Série chronologique (moyenne des modèles et fourchettes minimales à maximales) et b) cartes du pH des océans en surface établi par divers modèles pour les scénarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 de 2081 à 2100. Les cartes présentées en b) montrent l'évolution mondiale du pH de la surface des océans de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986–2005. Le nombre de modèles du CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué dans le coin supérieur droit de chaque élément. On trouvera de plus amples détails concernant les figures SPM.7c et SPM.8d correspondantes dans les suppléments (*Supplementary Material*). {Figure 6.28}

Axes thématiques AT.7 | Cycle du carbone: perturbation et incertitudes

Le cycle naturel du carbone est perturbé depuis le début de la révolution industrielle (vers 1750) par la libération anthropique de CO_2 dans l'atmosphère, due presque exclusivement à la combustion de matières fossiles et aux changements d'affectation des sols, avec une faible contribution de la production de ciment. La combustion de matières fossiles est un processus lié à la production d'énergie. Le carbone fossile provient de dépôts géologiques de charbon, de pétrole et de gaz naturel piégés dans la croûte terrestre depuis des millions d'années. Les émissions de CO_2 dues aux changements d'affectation des sols sont liées à la transformation d'écosystèmes naturels en écosystèmes aménagés pour la production de denrées alimentaires, de nourriture pour animaux et de bois, le CO_2 ayant pour origine la combustion de végétaux ainsi que la décomposition de plantes mortes et de carbone organique présent dans le sol. Lorsqu'une forêt est défrichée, par exemple, la matière organique peut être libérée rapidement dans l'atmosphère par combustion ou sur de nombreuses années lorsque la biomasse morte et le carbone présent dans le sol se décomposent d'eux-mêmes. {6.1 et 6.3; tableau 6.1}

L'excès de CO_2 dans l'atmosphère dû aux activités humaines est partiellement éliminé par des puits de carbone présents dans les écosystèmes terrestres et les océans, en raison desquels actuellement, moins de la moitié des émissions de CO_2 demeurent dans l'atmosphère. Les puits de carbone naturels ont pour origine des processus physiques, biologiques et chimiques qui agissent à diverses échelles de temps. Un excès de CO_2 atmosphérique favorise la fixation de CO_2 par photosynthèse des plantes, CO_2 stocké sous forme de biomasse végétale ou dans le sol. Le temps de séjour du carbone dans le sol dépend du milieu (plantes/sols) et de la composition du carbone organique, la durée de rémanence allant de quelques jours à plusieurs siècles. Il est *probable* que l'augmentation du stockage de carbone dans des écosystèmes terrestres non touchés par les changements d'affectation des sols est due à l'amplification de la photosynthèse pour des taux plus élevés de CO_2 et au dépôt d'azote, ainsi qu'à des changements climatiques favorisant les puits de carbone, comme l'allongement de la période de végétations aux latitudes moyennes à élevées. {6.3 et 6.3.1}

L'assimilation de CO_2 anthropique par les océans est essentiellement une réaction à l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en CO_2 . L'excès de CO_2 atmosphérique absorbé par la couche supérieure des océans ou transporté jusqu'aux océans par des systèmes aquatiques (cours d'eau, eaux souterraines, etc.) est enfoui dans les sédiments côtiers ou transporté jusqu'aux eaux profondes, où il est stocké pendant des dizaines d'années ou des siècles. Le carbone des profondeurs océaniques peut dissoudre les sédiments carbonatés des océans afin de stocker le CO_2 excédentaire à des échelles allant de quelques siècles à plusieurs millénaires. Au bout d'un millénaire, la partie des émissions de CO_2 restant dans l'atmosphère se situera entre 15 et 40 %, selon la quantité de carbone émise (AT.7 - figure 1). À des échelles géologiques de 10 ka ou davantage, une autre partie du CO_2 est éliminée très lentement de l'atmosphère par désagrégation de la roche, ce qui ramène la partie du CO_2 qui reste dans l'atmosphère à 10 à 25 % au bout de 10 ka. {encadré 6.1}

On peut considérer la réponse du cycle du carbone à l'évolution du climat et du CO₂ comme étant composée de deux rétroactions fortes et opposées. La rétroaction concentration-carbone détermine l'évolution du stockage due à une forte concentration de CO₂, tandis que la rétroaction climat-carbone détermine l'évolution du stockage de carbone imputable à des changements climatiques. On peut dire avec un degré de confiance élevé que l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en CO₂ va conduire à un accroissement de l'assimilation de carbone par les terres émergées et les océans, mais on n'est pas certain de l'ampleur de cette augmentation. Les modèles concordent bien quant au signe positif des réponses des terres émergées et des océans à l'augmentation du CO₂, mais ne concordent que moyennement en ce qui concerne l'importance de l'assimilation de carbone par les océans et faiblement en ce qui concerne l'importance de l'assimilation de carbone par les terres émergées (AT.7 - figure 2). À l'avenir, l'évolution du climat va réduire l'assimilation de carbone par les terres émergées et les océans par rapport à un état constant du climat (degré de confiance moyen), ce que confirment les observations du paléoclimat et les modélisations réalisées, selon lesquelles il existe une rétroaction positive entre le climat et le cycle



AT.7 - Figure 1 | Pourcentage du CO_2 atmosphérique restant dans l'atmosphère suite à la perturbation initiale en réaction à un flux instantané idéalisé de CO_2 lors de l'année 0 calculé par un ensemble de modèles couplés du climat et du cycle du carbone. Moyenne multimodèle (trait) et intervalle d'incertitude (fourchette maximale des modèles, ombrée) simulés pour les 100 ans (à gauche) et le millénaire (à droite) suivant un flux instantané d'émissions de 100 PgC (en bleu) et de 5 000 PgC (en rouge). [encadré 6.1, figure 1]

du carbone à des échelles allant d'un siècle à plusieurs millénaires. Les modèles s'accordent bien sur le signe, globalement négatif, de la réponse des terres émergées et des océans à l'évolution du climat, mais s'accordent mal sur l'amplitude de cette réaction, surtout pour les terres émergées (AT.7 - figure 2). Mise à jour importante depuis le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, la dynamique des éléments nutritifs a été intégrée dans certains modèles du carbone terrestre et en particulier les limites quant à la croissance des végétaux imposées par la quantité d'azote disponible. *(Suite page suivante)*

AT.7 (suite)

On peut dire avec un *degré de confiance élevé* que sur le plan mondial, par rapport aux modèles du système Terre du CMIP5 qui ne tiennent compte que du carbone, les modèles du CMIP5 qui intègrent le cycle de l'azote terrestre vont prévoir une réduction de l'importance de la rétroaction concentration-carbone et de la rétroaction climat-carbone des écosystèmes terrestres (AT.7 - figure 2). L'inclusion des processus intervenant dans le cycle de l'azote augmente la dispersion de l'ensemble CMIP5. En ce qui concerne la sensibilité des océans au CO_2 et au climat, cette dispersion apparaît comme réduite par rapport au quatrième Rapport d'évaluation (AT.7 - figure 2). {6.2.3 et 6.4.2}

r			
Réponso du climat	C4MIP	• • • • • • •	
$au CO_2$	CMIP5	••••	
	1		
		0,002 0,004 0,006 0,008 (K ppm⁻¹)	
Bénonse du carbone	C4MIP	• •••• •	
Repuise du carbone			
terrestre au CO ₂	CMIP5	○ ● ● ● ●	
	0.41415		
Réponse du carbone	C4MIP		
océanique au CO.	CMIP5		
		0,5 1,0 1,5 2,0 2,5 3,0	
		(PgC ppm ⁻¹)	
Réponse du carbone	• ••• • •	C4MIP	
terrestre au climat		CMIP5	
Dénomos du controno	• •• •••	C4MIP	
Reponse du carbone		-	
océanique au climat		CMIP5	
-200 - 160 - 120 - 80 - 40 0			
	(Fyork)		

AT.7 - Figure 2 Comparaison des facteurs de rétroaction du cycle du carbone entre l'ensemble des sept modèles de circulation générale et des quatre modèles du système Terre de complexité intermédiaire utilisés lors de la publication du quatrième Rapport d'évaluation (projet de comparaison de modèles couplés cycle du carbone-climat (C⁴MIP) selon le scénario SRES A2 et les huit modèles du CMIP5 selon le scénario prévoyant une augmentation de 1 % du CO₂ par an pendant 140 ans. Les points noirs correspondent à la simulation d'un seul modèle, les barres colorées à la moyenne des résultats multimodèle et les points gris aux modèles avec cycle couplé de l'azote terrestre. La comparaison avec les modèles du C⁴MIP est établie à titre indicatif, mais on sait que ces paramètres sont variables selon les scénarios et les taux d'évolution (voir la section 6.4.2). Vu le taux d'évolution prévu par le scénario SRES A2, ce dernier est plus proche du scénario prévoyant une augmentation de 0,5 % par an du CO₂. Ainsi, il faut s'attendre à ce que la sensibilité climat-carbone prévue par le CMIP5 soit comparable, mais la sensibilité concentration-carbone sera *probablement* inférieure de 20 % environ pour le CMIP5 par rapport à celle du C⁴MIP en raison de l'incapacité des terres émergées et des océans de réagir à des augmentations plus importantes du CO₂. Cette dépendance par rapport au scénario réduit le degré de confiance associé à toute assertion quantitative quant à la façon dont les rétroactions du cycle du carbone du CMIP5 diffèrent de celles prévues par le C⁴MIP. {Figure 6.21}

On peut dire avec un *degré de confiance très élevé* que l'assimilation du CO_2 anthropique par les océans va se poursuivre jusqu'en 2100 selon les quatre profils RCP et que plus le profil sera élevé, plus l'assimilation sera importante. L'évolution à venir de l'assimilation de carbone par les terres émergées est beaucoup plus incertaine, la majorité des modèles projetant une assimilation nette soutenue de carbone selon tous les profils RCP, mais certains modèles simulent une déperdition nette de carbone par les terres émergées en raison de l'effet combiné de l'évolution du climat et des changements d'affectation des sols. Vu la forte dispersion entre modèles et la représentation incomplète des processus, on accorde un *faible degré de confiance* à l'ampleur de l'évolution modélisée à venir du carbone terrestre. {6.4.3; figure 6.24}

Les cycles biogéochimiques et les rétroactions autres que celle du cycle du carbone jouent un rôle important pour l'avenir du système climatique, bien que le cycle du carbone soit le plus vital. L'évolution du cycle de l'azote, qui s'ajoute aux interactions avec les sources et les puits de CO_2 , a des répercussions sur les émissions d'oxyde nitreux (N₂O) émanant des terres émergées et des océans. La production anthropique d'azote réactif, qui augmente régulièrement depuis 20 ans, est dominée par la production d'ammoniac destiné à la fabrication d'engrais et à l'industrie, avec un apport important de la culture de légumineuses et de la combustion de combustibles fossiles. {6.3}

Toutefois, de nombreux processus n'étant pas encore représentés dans les modèles couplés climat-biogéochimie (comme les processus faisant intervenir d'autres éléments biogéniques tels que le phosphore, le silicium et le fer), leur importance doit être évaluée par des modèles débranchés ou plus simples, ce qui en rend difficile l'évaluation quantitative. Il est *probable* que des interactions non linéaires vont se produire entre nombre de ces processus, mais celles-ci ne sont pas encore bien quantifiées. C'est pourquoi toute évaluation des rétroactions qui vont se produire entre le climat et les cycles biogéochimiques reste largement incertaine. {6.4}

Encadré RT.7 | Méthodes de géo-ingénierie climatique

La géo-ingénierie se définit comme étant une intervention délibérée à grande échelle sur le système Terre visant à contrer les incidences négatives du changement climatique sur la planète. La réduction du dioxyde de carbone a pour objet de ralentir, voire d'inverser l'augmentation prévue de la teneur de l'atmosphère en CO_2 , ce qui accélérerait l'élimination naturelle du CO_2 atmosphérique et accroîtrait le stockage du carbone dans les sols, les océans et les réservoirs géologiques. La gestion du rayonnement solaire a pour objet de contrer le réchauffement dû à l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre en réduisant la quantité lumière solaire absorbée par le système climatique. Une technique apparentée a pour but de réduire délibérément l'effet de serre qui se produit dans le système climatique en altérant la nébulosité en altitude. {6.5 et 7.7; FAQ 7.3}

Les méthodes de réduction du CO_2 pourraient permettre d'atténuer le changement climatique, s'il est possible de réduire les quantités de CO_2 , mais il existe des incertitudes, des effets secondaires et des risques et la mise en œuvre de ces méthodes dépendrait de leur maturité technique et de considérations économiques, politiques et éthiques. L'élimination du CO_2 devrait *probablement* être réalisée à grande échelle et au moins sur un siècle pour que sa concentration diminue sensiblement. Outre les contraintes biogéochimiques, il existe actuellement des limites techniques qui rendent difficile l'évaluation quantitative du potentiel d'élimination du CO_2 . Il est *quasiment certain* que l'élimination du CO_2 de l'atmosphère serait partiellement compensée par le dégazage du CO_2 précédemment stocké dans les océans et les réservoirs de carbone terrestre. Certains effets secondaires climatiques et environnementaux des méthodes d'élimination du CO_2 sont liés à l'altération de l'albédo de surface due au boisement, à la désoxygénation des océans imputable à leur fertilisation et à l'accroissement des émissions de N₂O. Les méthodes d'élimination du CO_2 des sols seraient probablement en concurrence avec la demande de terres. On accorde un *faible degré de confiance* à l'efficacité des méthodes d'élimination du CO_2 et à leurs effets secondaires sur le cycle du carbone et sur d'autres cycles biogéochimiques. {6.5; encadré 6.2; FAQ 7.3}

La gestion du rayonnement solaire n'est toujours pas mise en pratique et testée, mais si elle est réalisable, elle pourrait compenser une élévation des températures mondiales et certains de ses effets. On peut dire avec un *degré de confiance moyen* que la gestion du rayonnement solaire par injection d'aérosols dans la stratosphère est modulable pour contrer le forçage radiatif et certains des effets sur le climat d'une multiplication par deux de la concentration de CO_2 . Il n'existe pas de consensus quant au fait de savoir si l'on pourrait aboutir à un forçage radiatif aussi important grâce à la gestion du rayonnement solaire par augmentation de la luminance des nuages en raison d'une compréhension insuffisante des interactions aérosols-nuages. Il ne semble pas qu'une gestion du rayonnement solaire par modification de l'albédo des sols puisse produire un forçage radiatif important. Le fait qu'il n'existe qu'une documentation limitée sur d'autres méthodes de gestion du rayonnement solaire en interdit l'évaluation. {7.7.2 et 7.7.3}

On a recensé de nombreux effets secondaires, risques et défauts associés à la gestion du rayonnement solaire. Cette gestion entraînerait une compensation inexacte du forçage radiatif par les gaz à effet de serre. Selon plusieurs éléments, elle conduirait à une diminution faible mais significative des précipitations mondiales (avec de plus grandes différences sur le plan régional) si les températures mondiales en surface devaient se maintenir. Un autre effet secondaire relativement bien caractérisé est la probabilité d'une déperdition modeste d'ozone stratosphérique polaire associée à la gestion du rayonnement solaire par des aérosols stratosphériques. Il pourrait également y avoir d'autres conséquences imprévues à ce jour. {7.6.3, 7.7.3 et 7.7.4}

Tant que la concentration de gaz à effet de serre continue d'augmenter, la gestion du rayonnement solaire devrait être améliorée en conséquence, ce qui en exacerberait les effets secondaires. En outre, une augmentation d'échelle de cette gestion entraînerait le risque que si la gestion en question prenait fin, pour quelque raison que ce soit, on pourrait dire avec un *degré de confiance élevé* que les températures de surface s'élèveraient rapidement – en 10 ou 20 ans – jusqu'à des valeurs correspondant au forçage des gaz à effet de serre, ce qui stresserait des systèmes sensibles au rythme d'évolution du climat. Enfin, la gestion du rayonnement solaire ne compenserait pas l'acidification des océans due à l'augmentation du CO2. {7.7.3 et 7.7.4}

10 ans dans certaines zones de l'Arctique et dans certains systèmes de remontée des eaux côtières et d'ici 10 à 30 ans dans certaines zones de l'océan Austral. La sous-saturation de l'aragonite, forme moins stable du carbonate de calcium, deviendra répandue dans ces régions pour une teneur de l'atmosphère en CO_2 de 500 à 600 ppm. {6.4.4}

Il est *très probable* que la teneur des océans en oxygène dissous va diminuer de quelques points de pourcentage au cours du XXI^e siècle en réaction au réchauffement de leur surface. Selon les modèles CMIP5, cette diminution va se produire essentiellement sous la surface des océans des latitudes moyennes en raison d'une augmentation de la stratification, d'une réduction de la ventilation et du réchauffement. Il n'existe cependant pas de consensus quant à l'évolution à venir du volume des eaux hypoxiques et suboxiques du large en raison des grandes incertitudes liées aux effets biogéochimiques éventuels et à l'évolution de la dynamique des océans tropicaux. {6.4.5}

On peut dire avec un *degré de confiance très élevé* que le cycle du carbone dans les océans et sur les terres émergées va continuer de réagir aux changements climatiques et à l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en CO_2 qui vont se produire au XXI^e siècle (voir AT.7 et AT.8). {6.4}

RT.5.7 Évolution du niveau de la mer: projections à long terme

RT.5.7.1 Évolution du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe: projections pour le XXI^e siècle

Selon les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP), l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe se situera probablement dans la fourchette de 5 à 95 % déterminée par les projections climatiques du CMIP5 en association avec des modèles, fondés sur des processus, du bilan de masse en surface des glaciers et des inlandsis, l'évolution possible de la dynamique des inlandsis pouvant être évaluée à partir des articles scientifiques publiés. Les fourchettes probables vont de 0,26 m à 0,55 m (RCP2,6), de 0,32 m à 0,63 m (RCP4,5), de 0,33 m à 0,63 m (RCP6,0) et de 0,45 m à 0,82 m (RCP8,5) (degré de confiance moyen) (tableau RT.1, figure RT.21). Dans le cas du scénario RCP8,5, la fourchette, en 2100, serait de 0,52 m à 0,98 m. Dans tous les scénarios, les projections centrales de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe se situeraient dans une fourchette de 0,05 m jusqu'au milieu du XXI^e siècle, moment auquel elles commenceraient à diverger. D'ici la fin du XXIe siècle, la dispersion serait de 0,25 m. Bien que les scénarios RCP4,5 et RCP6,0 soient très semblables pour la fin du siècle, le scénario RCP4,5 prévoit une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe plus importante et plus précoce au XXI^e siècle que le scénario RCP6,0. Cette élévation dépend de la trajectoire des émissions de CO_2 et pas seulement du total cumulatif. Une réduction précoce des émissions pour un même total cumulatif entraînerait une plus forte atténuation de l'élévation du niveau de la mer. {12.4.1, 13.4.1 et 13.5.1; tableau 13.5}

Le degré de confiance que l'on peut associer aux fourchettes *probables* projetées tient à la correspondance des modèles fondés sur des processus avec les observations et les connaissances physiques. On a considéré la base des projections élevées et on en a conclu qu'actuellement, on ne dispose pas d'indications suffisantes pour évaluer la probabilité de niveaux précis supérieurs à la fourchette *probable*. Selon les connaissances actuelles, seul l'effondrement des secteurs maritimes de l'inlandsis de l'Antarctique, s'il avait lieu, pourrait entraîner une élévation sensible du niveau de la mer dépassant la fourchette *probable* au XXI^e siècle. Il n'existe pas de consensus quant à la probabilité d'un tel effondrement et il est impossible de quantifier précisément l'apport supplémentaire possible à cette élévation, mais on peut dire avec un *degré de confiance moyen* qu'il ne serait pas supérieur à quelques dixièmes de mètre au cours du XXI^e siècle. {13.5.1 et 13.5.3}

Selon tous les scénarios RCP, le taux moyen d'élévation du niveau de la mer avec le temps au cours du XXI^e siècle sera *très probablement* supérieur au taux observé de 1971 à 2010. Dans les projections, le rythme d'élévation s'accroît au départ. Selon le scénario RCP2,6, il devient à peu près constant (projection centrale d'environ 4,5 mm an⁻¹) avant le milieu du siècle pour ensuite diminuer légèrement. Le rythme d'élévation devient à peu près constant dans les scénarios RCP4,5 et RCP6,0 jusqu'à la fin du XXI^e siècle, alors que l'accélération se poursuit tout au long de ce siècle d'après le scénario RCP8,5 (atteignant 11 [8 à 16] mm an⁻¹ de 2081 à 2100. {13.5.1; tableau 13.5} Dans tous les scénarios RCP, c'est l'expansion thermique qui apporte la contribution la plus importante, qui va de 30 à 55 % environ du total. Les glaciers, qui représentent 15 à 35 %, viennent en second lieu. D'ici 2100, 15 à 55 % du volume actuel des glaciers devraient disparaître selon le scénario RCP2,6, et 35 à 85 % selon le scénario RCP8,5 (*degré de confiance moyen*). Au Groenland, l'augmentation de la fonte superficielle devrait être supérieure à l'augmentation de l'accumulation et l'on peut dire avec un *degré de confiance élevé* que l'évolution du bilan de masse en surface de l'inlandsis du Groenland apportera une contribution positive à l'élévation du niveau de la mer au XXI^e siècle. Sur l'inlandsis de l'Antarctique, la fonte superficielle devrait rester faible et l'on peut dire avec un *degré de confiance moyen* que les chutes de neige vont augmenter (figure RT.21). {13.3.3, 13.4.3, 13.4.4 et 13.5.1; tableau 13.5}

On accorde un *degré de confiance moyen* à la capacité de modéliser une évolution rapide de la dynamique des inlandsis à une échelle décennale. Au moment de la parution du quatrième Rapport d'évaluation, on ne disposait pas de connaissances scientifiques suffisantes pour évaluer la possibilité de cette évolution. Depuis sa publication, la compréhension des processus en jeu et la création de nouveaux modèles d'inlandsis susceptibles de simuler ces processus ont beaucoup progressé. Cependant, la documentation publiée à ce jour n'offre qu'une base partiellement suffisante pour réaliser des projections correspondant à des scénarios donnés. Dans nos projections de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe de 2081 à 2100, la fourchette *probable* d'évolution rapide de l'accroissement de l'écoulement glaciaire est comprise entre 0,03 m et 0,20 m pour les deux inlandsis pris ensemble, et sa prise en compte est la raison principale pour laquelle les projections sont plus élevées que celles du quatrième Rapport d'évaluation. {13.1.5, 13.5.1 et 13.5.3}



Figure RT.21 | Projections issues de modèles fondés sur des processus avec des fourchettes et des valeurs médianes *probables* concernant l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe et son apport de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986–2005 pour les quatre scénarios RCP et le scénario SRES A1B utilisé dans le quatrième Rapport d'évaluation. L'apport des inlandsis inclut l'apport de l'évolution dynamique rapide de ceux-ci, qui est également présenté de façon distincte. On considère que pour l'apport de l'évolution dynamique rapide de seux-ci, qui est également présenté de façon distincte. On considère que pour l'apport de l'évolution dynamique rapide de ceux-ci, qui est également présenté de façon distincte. On considère que pour l'apport de l'évolution dynamique rapide des inlandsis et du stockage anthropique d'eau dans les sols, on dispose d'une répartition uniforme des probabilités, indépendamment du scénario (sauf que dans le scénario RCP8,5, un taux d'évolution plus élevé est utilisé pour l'accroissement de l'écoulement glaciaire groenlandais). Cette façon de procéder implique non pas que ces apports ne vont pas dépendre du scénario suivi, mais seulement qu'en l'état actuel des connaissances, on ne peut pas procéder à une évaluation quantitative de cette dépendance. Les méthodes employées sont présentées dans les sections 13.5.1 et 13.5.3 et dans les suppléments (*Supplementary Material*). En l'état actuel des connaissances, seul l'effondrement des secteurs maritimes de l'inlandsis de l'Antarctique, s'il avait lieu, pourrait provoquer une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe nettement supérieure à la fourchette *probable* au XXI^e siècle. Cet apport supplémentaire éventuel ne peut être quantifié avec précision, mais on peut dire avec un *degré de confiance moyen* qu'il ne dépasserait pas quelques dixièmes de mètre au XXI^e siècle. {Figure 13.10}

Résumé technique



RT

Figure RT.22 | Projections issues de modèles fondés sur des processus concernant l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe par rapport à la période 1986–2005 dans le cas des quatre scénarios RCP. Les traits pleins correspondent aux projections médianes, les lignes en tirets aux fourchettes *probables* dans les scénarios RCP4,5 et RCP6,0 et les ombrages aux fourchettes *probables* dans les scénarios RCP2,6 et RCP8,5. Les moyennes en fonction du temps de 2081 à 2100 sont figurées par des barres verticales colorées. Les méthodes employées sont décrites dans les sections 13.5.1 et 13.5.3 et dans les suppléments (*Supplementary Material*). En l'état actuel des connaissances, seul l'effondrement des secteurs maritimes de l'inlandsis de l'Antarctique, s'il avait lieu, pourrait provoquer une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe nettement supérieure à la fourchette *probable* au XXI^e siècle. Cet apport supplémentaire éventuel ne peut être quantifié avec précision, mais on peut dire avec un *degré de confiance moyen* qu'il ne dépasserait pas quelques dixièmes de mètre au XXI^e siècle. On trouvera de plus amples détails concernant la figure RID.9 correspondante dans les suppléments (*Supplementary Material*). {tableau 13.5; figures 13.10 et 13.11}

Les modèles semi-empiriques sont conçus pour reproduire le niveau de la mer observé lors de leur période d'étalonnage, mais sans que l'élévation de ce niveau soit attribué à ses diverses composantes physiques. Dans le cas des scénarios RCP, certains modèles semi-empiriques prévoient une fourchette qui chevauche la fourchette probable fondée sur des processus, alors que d'autres prévoient une médiane et un 95^e centile environ deux fois plus importants que ceux des modèles fondés sur des processus. Dans la presque totalité des cas, le 95^e centile des modèles semi-empiriques est plus élevé que la fourchette probable fondée sur des processus. Dans le cas du scénario RCP4,5, de 2081 à 2100 (par rapport à la période 1986-2005), les modèles semi-empiriques donnent des projections de l'ordre de 0,56 m à 0,97 m pour la médiane et leur 95^e centile va jusqu'à 1,2 m environ. Cette différence implique soit qu'il existe un apport non pris en compte à ce jour ou sous-évalué par les modèles fondés sur des processus, soit que les projections issues de modèles semiempiriques sont excessives. Pour faire des projections à partir d'un modèle semi-empirique, on suppose qu'à l'avenir, la variation du niveau de la mer aura le même rapport que par le passé avec le forçage radiatif et la variation des températures moyennes à l'échelle du globe. Cela peut ne pas être le cas si des processus physiques potentiellement non linéaires ne sont pas mis à l'échelle à l'avenir de façon à pouvoir être étalonnés à partir de processus du passé. Les scientifiques n'ont pas réussi à établir de consensus quant à la fiabilité des projections issues de modèles semi-empiriques, auxquelles on accorde un faible degré de confiance. {13.5.2, 13.5.3}

RT.5.7.2 Évolution du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe: projections au-delà de 2100

Il est *quasiment certain* que l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe va se poursuivre au-delà de 2100. Les quelques résultats de modèles disponibles pour l'après–2100 indiquent que d'ici 2300, cette élévation par

rapport au niveau préindustriel (définie ici comme une concentration de CO_2 dans l'atmosphère de 280 ppm à l'équilibre) sera inférieure à 1 m pour un forçage radiatif correspondant à des concentrations de CO_2 qui atteindront un pic avant de redescendre et qui resteront inférieures à 500 ppm, comme dans le scénario RCP2,6. Pour un forçage radiatif correspondant à une concentration de CO_2 supérieure à 700 ppm mais inférieure à 1 500 ppm, comme dans le scénario RCP8,5, l'élévation prévue va de 1 m à plus de 3 m (*degré de confiance moyen*). {13.5.4}

L'élévation du niveau de la mer imputable à l'expansion thermique des océans va se poursuivre pendant des siècles voire des millénaires. Cette expansion augmentera avec le réchauffement planétaire (les modèles prévoyant une fourchette de 0,2 à 0,6 m °C⁻¹). L'apport des glaciers va diminuer dans le temps parallèlement à la réduction de leur volume (actuellement environ 0,43 m en équivalent niveau de la mer). En Antarctique, au-delà de 2100 et pour des scénarios prévoyant une augmentation des gaz à effet de serre, l'amplification de la fonte superficielle pourrait être supérieure à l'accroissement de l'accumulation. {13.5.2 et 13.5.4}

Selon les éléments disponibles, un réchauffement mondial supérieur à un certain seuil entraînerait la disparition presque totale de l'inlandsis du Groenland au bout d'un millénaire ou davantage, qui se traduirait par une élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe d'environ 7 m. Selon des études tenant compte de la topographie fixe actuelle des inlandsis, ce seuil est supérieur à 2 °C, mais inférieur à 4 °C par rapport à l'époque préindustrielle (degré de confiance moyen). Dans la seule étude portant sur un inlandsis dynamique, ce seuil est supérieur à 1 °C environ (degré de confiance faible) par rapport à l'époque préindustrielle. Compte tenu des incertitudes scientifiques actuelles, il est impossible de fixer un seuil probable. La disparition totale de l'inlandsis n'est pas inéluctable du fait qu'il faudrait un millénaire ou davantage pour qu'elle se produise et que si les températures baissent avant cette disparition, l'inlandsis pourrait reprendre du volume. Toutefois, selon la durée et l'ampleur du dépassement du seuil, une partie de la perte de masse risque d'être irréversible du fait que l'inlandsis peut avoir de multiples états d'équilibre en raison de son interaction avec le climat régional. {13.4.3 et 13.5.4}

Les informations disponibles à ce jour indiguent que l'apport dynamique des inlandsis va se poursuivre au-delà de 2100, mais on accorde un faible degré de confiance aux projections à ce sujet. Au Groenland, l'écoulement glaciaire dû aux interactions avec l'océan est un processus qui se limite de lui-même à mesure que la marge de l'inlandsis recule de la côte vers l'intérieur des terres. En revanche, la topographie de l'assise rocheuse de l'Antarctique est telle qu'on pourrait observer une augmentation de la vitesse de perte de masse à mesure que la glace se retire. Dans la nappe glaciaire de l'ouest de l'Antarctique, 3,3 m environ d'équivalent niveau mondial de la mer se situent dans des zones où l'assise rocheuse est inclinée vers le bas, d'où un risque de perte de glace en raison de l'instabilité de la nappe glaciaire maritime. Une perte de glace brusque et irréversible due à l'instabilité éventuelle des secteurs maritimes de l'inlandsis de l'Antarctique en réaction au forçage climatique est possible, mais les indications et les connaissances actuelles sont insuffisantes pour que l'on puisse procéder à une évaluation quantitative. On peut prévoir qu'en raison de chutes de neige relativement faibles en Antarctique et de la lenteur du déplacement des glaces à l'intérieur du continent, il faudrait au moins quelques millénaires pour que l'inlandsis se reconstitue s'il était éliminé par la dynamique du débit glaciaire. Ainsi, toute perte de glace importante qui se produirait au cours des 100 ans à venir dans l'ouest de l'Antarctique sera irréversible pendant plusieurs siècles ou millénaires. {5.8, 13.4.3, 13.4.4 et 13.5.4}

RT.5.7.3 Évolution du niveau de la mer à l'échelle régionale: projections

Le niveau de la mer à l'échelle régional subira des variations en raison de l'évolution de la dynamique de la circulation océanique, de la teneur en chaleur des océans et de la pression atmosphérique ainsi que de la redistribution des masses dans l'ensemble du système Terre. L'évolution dynamique des océans résulte de la modification du forçage des vents et des forces ascensionnelles (chaleur et eau douce), ainsi que de l'altération associée de la circulation et de la redistribution de la chaleur et de l'eau douce. À des échéances de plus de quelques jours, le niveau de la mer à l'échelle régionale s'adapte de façon quasi isostatique à l'évolution régionale de la pression atmosphérique au niveau de la mer par rapport à sa moyenne océanique. La perte actuelle et passée de masse des inlandsis, la perte de masse des glaciers et la transformation de l'hydrologie terrestre entraînent une redistribution régionale spécifique du globe terrestre, de la rotation de la Terre et de son champ de pesanteur. Dans certaines zones côtières, l'évolution rul cycle hydrologique, la subsidence imputable aux activités humaines, les processus tectoniques et les processus côtiers peuvent dominer l'évolution relative du niveau de la mer, c'est-à-dire la variation de hauteur de la surface de la mer par rapport à la terre ferme. {13.1.3, 13.6.2, 13.6.3 et 13.6.4}

D'ici la fin du XXI^e siècle, la variation du niveau de la mer aura une configuration nettement régionale, qui prédominera sur la variabilité, de nombreuses régions devant *probablement* subir des écarts importants par rapport à l'évolution moyenne mondiale (figure RT.23). Il est *très probable* que plus de 95 % environ des océans vont connaître une élévation relative du niveau de la mer à l'échelle régionale, tandis que la plupart des régions où va se produire une baisse du niveau de la mer se situent à proximité de glaciers et d'inlandsis actuels ou passés. Localement, le niveau de la mer va s'écarter de plus de 10 et 25 % de la moyenne mondiale projetée dans des proportions allant jusqu'à 30 et 9 % de la zone océanique, respectivement, ce qui indique que les variations dans l'espace

pourront être importantes. Sur le plan régional, la variation du niveau de la mer ira jusqu'à 30 % au-dessus de la moyenne mondiale dans l'océan Austral et autour de l'Amérique du Nord, se situera entre 10 et 20 % dans les zones équatoriales et descendra jusqu'à 50 % au-dessous de la moyenne mondiale dans la région arctique et dans certaines zones proches de l'Antarctique. Selon les projections, environ 70 % des zones côtières du globe vont connaître une évolution relative du niveau de la mer proche de l'élévation moyenne mondiale, à plus ou moins 20 % près. À échéance décennale, le taux d'évolution relative régionale du niveau de la mer dû à la variabilité du climat peut différer de plus de 100 % du taux moyen mondial. {13.6.5}

RT.5.7.4 Évolution des niveaux extrêmes de la mer et des vagues: projections pour le XXI^e siècle

Il est *très probable* qu'on observera une augmentation significative de l'occurrence de niveaux extrêmes de la mer d'ici la fin du XXI^e siècle, une augmentation étant *probable* au début du XXI^e siècle (voir AT.9 - Tableau 1). Cette augmentation sera imputable essentiellement à une élévation du niveau moyen de la mer (*degré de confiance élevé*), avec une diminution des périodes de récurrence des extrêmes d'au moins une puissance de 10 dans certaines régions d'ici la fin du XXI^e siècle. On attribue un *faible degré de confiance* aux projections par région concernant les tempêtes et les ondes de tempête associées. {13.7.2}

Il est *probable* (*degré de confiance moyen*) qu'en moyenne annuelle, la hauteur significative des vagues augmentera dans l'océan Austral en raison



Évolution relative du niveau de la mer de 2081 à 2100 par rapport à la période 1986-2005

Figure TS.23 | Évolution nette moyenne d'ensemble du niveau de la mer à l'échelle régionale (mètres) évaluée à partir de 21 modèles CMIP5 pour les scénarios RCP a) 2,6, b) 4,5, c) 6,0 et d) 8,5 de 1986–2005 à 2081–2100. Chaque carte tient compte des effets de la charge atmosphérique, ainsi que des glaces continentales, de l'ajustement isostatique glaciaire et des sources d'eau terrestres. {figure 13.20}

Axes thématiques AT.8 | Objectifs en matière de climat et stabilisation du climat

La notion de stabilisation est étroitement liée à l'objectif ultime de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), qui est de «stabiliser, conformément aux dispositions pertinentes de la Convention, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique». Les entretiens stratégiques qui ont eu lieu récemment ont porté davantage sur les limites de l'élévation des températures mondiales que sur la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre en tant qu'objectifs climatologiques définis dans le cadre des objectifs de la CCNUCC. Le point le plus étudié a été celui des 2 °C, autrement dit la limitation de l'élévation mondiale des températures à moins de 2 °C par rapport à l'époque préindustrielle, mais des objectifs autres que les 2 °C ont été proposés (passage du réchauffement mondial à une valeur nettement inférieure à 1,5 °C par rapport à l'époque préindustrielle ou retour à une concentration de CO₂ dans l'atmosphère inférieure à 350 ppm). En général, les objectifs en matière de climat sont d'éviter un réchauffement allant au-delà d'un seuil prédéfini. Toutefois, les incidences du climat sont diverses sur le plan géographique et spécifiques aux différents secteurs et aucun seuil objectif ne permet de déterminer le moment où apparaîtront des interférences dangereuses. Certains changements peuvent être retardés ou irréversibles et certaines incidences pourraient être bénéfiques. Ainsi, il n'est pas possible de définir un seul seuil objectif critique sans porter de jugement de valeur et sans poser d'hypothèses quant à la façon de présenter globalement les coûts et les avantages actuels et à venir. Dans la présente section, nous ne préconisons ni ne défendons aucun seuil ni objectif et nous ne portons pas de jugement sur la possibilité économique et politique d'atteindre de tels objectifs, mais nous évaluons, en nous fondant sur les connaissances actuelles des rétroactions du climat et du cycle du carbone, les projections climatiques axées sur les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) dans le contexte des objectifs en matière climatique, et les conséquences de divers objectifs de stabilisation des températures à long terme sur les émissions de carbone autorisées. Nous allons voir plus bas qu'une stabilisation des températures n'implique pas nécessairement la stabilisation de l'ensemble du système Terre. {12.5.4}

Les objectifs en matière de température impliquent une limite supérieure du forçage radiatif total. Les différences de forçage radiatif entre les quatre scénarios RCP sont relativement faibles jusqu'en 2030, puis elles deviennent très importantes à la fin du XXI^e siècle, où elles sont dominées par le forçage du CO_2 . Il s'ensuit qu'à court terme, les températures moyennes à la surface du globe devraient continuer à s'élever à un rythme semblable pour ces quatre scénarios. Vers la moitié du XXI^e siècle, le rythme du réchauffement mondial commencera à dépendre plus étroitement du scénario considéré. Vers la fin du XXI^e siècle, les températures moyennes mondiales seront plus élevées qu'aujourd'hui selon tous les scénarios, l'élévation des températures étant la plus importante (> 0,3°C par décennie) selon le scénario RCP8,5 et sensiblement plus faible dans le scénario RCP2,6, en particulier après 2050 environ, moment où la réponse des températures à la surface du globe se stabilisera (avant de décroître) (voir la figure RT.15). {11.3.1, 12.3.3 et 12.4.1}

À court terme (2016–2035), il est *plus probable qu'improbable* que l'élévation de la température moyenne à la surface du globe soit supérieure à 1 °C et *très improbable* qu'elle soit supérieure à 1,5 °C par rapport à la moyenne de la période 1850–1900 (en supposant que le réchauffement a été de 0,61 °C entre 1850–1900 et 1986–2005) (*degré de confiance moyen*). Vers la fin du XXI^e siècle (2081–2100), le réchauffement moyen à la surface du globe par rapport à la période 1850–1900 sera *probablement* supérieur à 1,5 °C selon les scénarios RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*) et *probablement* supérieur à 2 °C selon les scénarios RCP6,0 et RCP8,5 (*degré de confiance élevé*). Il est *plus probable qu'improbable* qu'il soit supérieur à 2 °C selon le scénario RCP4,5 (*degré de confiance moyen*). Il est *improbable* (*degré de confiance moyen*) qu'il soit supérieur à 2 °C selon le scénario RCP2,6. Il est *improbable* (*degré de confiance moyen*) qu'il soit supérieur à 4 °C pendant la période 2081–2100 selon tous les scénarios (*degré de confiance élevé*) sauf le scénario RCP8,5, pour lequel il est à peu près aussi probable qu'improbable (*degré de confiance moyen*). {11.3.6 et 12.4.1; tableau 12.3}

Si les émissions de gaz à effet de serre se poursuivent au-delà de 2100, comme dans le cas de la prolongation du scénario RCP8,5, le forçage radiatif total sera supérieur à 12 W m⁻² d'ici 2300, et le réchauffement mondial atteindra 7,8 [3,0 à 12,6] °C entre 2281 et 2300 par rapport à la période 1986–2005. Selon la prolongation du scénario RCP4,5, où le forçage radiatif est censé rester constant (environ 4,5 W m⁻²) au-delà de 2100, ce réchauffement atteindra 2,5 [1,5 à 3,5] °C. Il atteindra 0,6 [0,0 à 1,2] °C selon la prolongation du scénario RCP2,6, pour laquelle des émissions négatives soutenues entraîneront une nouvelle diminution du forçage radiatif, qui, en 2300, atteindra des valeurs inférieures à celles d'aujourd'hui. Voir aussi l'encadré RT.7. {12.3.1, 12.4.1 et 12.5.1}

La quantité totale de CO_2 anthropique libéré dans l'atmosphère depuis l'époque préindustrielle (qu'on appelle souvent «émissions cumulées de carbone» bien qu'elle ne s'applique qu'aux émissions de CO_2) est un bon indicateur de la teneur de l'atmosphère en CO_2 , donc de la réponse du réchauffement mondial. Le rapport entre l'évolution de la température moyenne à la surface du globe et les émissions totales cumulées de CO_2 anthropique est relativement constant dans le temps et indépendant du scénario considéré. Grâce à cette relation quasi linéaire entre les émissions totales de CO_2 et l'élévation des températures mondiales, il est possible de définir une nouvelle quantité, la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de carbone, qui représente l'évolution transitoire de la température moyenne à la surface du globe pour une quantité donnée d'émissions cumulées de CO_2 anthropique, habituellement 1 000 PgC (AT.8 - Figure 1). Cette réponse dépend du modèle utilisé, car elle est fonction de la fraction cumulée de CO_2 transportée par l'air et de la réponse transitoire du climat, ces deux quantités variant sensiblement selon les modèles. *(suite page suivante)*

AT.8 (suite)

Si l'on tient compte des informations tirées de multiples faisceaux de preuve (observations, modèles et compréhension des processus), la relation quasi linéaire entre les émissions cumulées de CO₂ et les pics de la température moyenne à l'échelle du globe est bien établie dans la documentation et valable pour des émissions totales cumulées de CO₂ allant jusqu'à 2 000 PgC environ. Cette relation, qui correspond à celle qui a été déduite des émissions de CO₂ cumulées par le passé et du réchauffement observé, est étayée par la compréhension du processus du cycle du carbone et du bilan énergétique mondial et constitue un résultat solide issu de toute la hiérarchie des modèles. Selon le jugement d'experts fondé sur les éléments disponibles, la réponse transitoire du climat à des émissions cumulées de carbone se situera *probablement* entre 0,8 et 2,5 °C par tranche de 1 000 PgC pour des émissions cumulées inférieures à environ 2 000 PgC jusqu'au moment où les températures atteindront leur maximum (AT.8 - Figure 1a). {6.4.3 et 12.5.4; encadré 12.2}

Il est prévu que le réchauffement dû au CO₂ reste à peu près constant pendant plusieurs centaines d'années après un arrêt complet des émissions. Ainsi, une grande partie du changement climatique est irréversible à l'échelle humaine sauf si les émissions anthropiques nettes de CO₂ sont largement négatives pendant une longue période. Selon l'évaluation de la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de carbone (où l'on suppose l'existence d'une distribution normale avec une fourchette de ± 1 écart type entre 0,8 et 2,5 °C pour 1 000 PgC), si l'on limite le réchauffement dû aux seules émissions anthropiques de CO₂ (c.-à-d. en ne tenant pas compte des autres sources de forçage radiatif) à moins de 2 °C depuis la période 1861–1880 avec une probabilité supérieure à 33 %, 50 % ou 66 %, les émissions totales de CO₂ émanant de toutes les sources anthropiques devraient être inférieures à un bilan cumulé d'environ 1570, 1210 ou 1000 PgC respectivement depuis 1870. Entre 1870 et 2011, 515 [445 à 585] PgC ont été émis (AT.8 - Figure 1a et b). Ainsi, des émissions plus élevées pendant les décennies précédentes impliquent des émissions plus faibles ou même négatives ultérieurement. La prise en compte des forçages non imputables au CO₂ qui contribuent à un réchauffement maximal suppose l'existence d'émissions cumulées plus faibles de CO₂. Les éléments de ces forçages sont importants et exigent soit des hypothèses quant à la façon dont la réduction des émissions de CO₂ est liée à l'évolution des autres forçages, soit des bilans des émissions et une modélisation du climat distincts pour les gaz à courte et longue durée de vie. À ce jour, peu d'études ont été consacrées aux forçages non imputables au CO₂. Celles qui l'ont été prévoient des effets significatifs et notamment un réchauffement de plusieurs dixièmes de degrés en cas de réduction brusque des émissions d'espèces à courte durée de vie telles que les aérosols. Si l'on tient compte de la libération de gaz à effet de serre émanant du pergélisol ou d'hydrates de méthane, non prévue dans les études évaluées ici, les émissions anthropiques de CO₂ seraient également réduites en fonction d'un objectif défini en matière de températures. Si l'on veut qu'il soit plus probable que les températures restent inférieures à un objectif donné, il faut réduire encore les émissions compatibles (AT.8 -Figure 1c). Si l'on tient compte des forçages non imputables au CO₂, comme dans les scénarios RCP, les émissions compatibles de carbone qui se produisent depuis 1870 sont réduites à environ 900, 820 ou 790 PgC pour limiter le réchauffement à moins de 2 °C depuis la période 1861–1880 avec une probabilité supérieure à 33 %, 50 % ou 66 % respectivement. On a obtenu ces chiffres en calculant la fraction des modèles de système Terre du projet CMIP5 et des modèles de système Terre de complexité intermédiaire (MSTCI) qui prévoit un réchauffement inférieur à 2 °C pour un cumul donné d'émissions selon le scénario RCP8,5, comme l'indique la figure 1c de l'Axe thématique 8. Le forçage non imputable au CO₂ est plus important selon le scénario RCP8,5 que selon le scénario RCP2,6. Du fait que des intervalles ouverts sont utilisés pour toutes les indications de probabilité exprimées selon la terminologie du GIEC, les estimations citées sont prudentes et correspondent à des choix cohérents valables pour tous les forçages non imputables au CO₂ dans tous les scénarios RCP. Aucun de ces scénarios ne limite le réchauffement à 2 °C avec une probabilité supérieure à 33 % ou 50 %, ce qui permettrait d'en déduire directement des émissions cumulées compatibles. On peut prendre le scénario RCP2,6 à titre de comparaison pour une probabilité supérieure à 66 %. Si l'on associe les émissions moyennes de carbone dues à l'emploi de combustibles fossiles déterminées en rétrocalcul pour le scénario RCP2,6 entre 2012 et 2100 (270 PgC) à l'évaluation historique moyenne de 515 PgC, on obtient un total de 785 PgC, soit 790 PgC une fois ce chiffre arrondi à 10 PgC près. Comme le chiffre de 785 PgC exclut toute évaluation explicite des futures émissions dues au changement d'affectation des sols, la valeur de 790 PgC correspond toujours à une estimation prudente compatible avec l'évaluation globale des probabilités. Les fourchettes d'émissions correspondant aux trois probabilités basées sur les scénarios RCP sont relativement étroites du fait qu'elles sont fondées sur un seul scénario et sur l'échantillon limité de modèles disponible (AT.8 - Figure 1c). Contrairement à ce qui est le cas pour la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de carbone, ces fourchettes n'incluent pas de contraintes en matière d'observations et ne tiennent pas compte des sources d'incertitude non échantillonnées par les modèles. Le principe d'un bilan fixe du CO₂ cumulé est valable non seulement pour 2 °C, mais aussi pour toute température étudiée par les modèles à ce jour (jusqu'à 5 °C environ, voir les figures 12.44 à 12.46). Des objectifs plus élevés en matière de température autoriseraient des bilans cumulatifs importants, alors que des objectifs moins élevés ne demanderaient que des bilans cumulatifs modestes (AT.8 - Figure 1). {6.3.1, 12.5.2 et 12.5.4}

On dispose, pour le système climatique, d'échelles temporelles multiples allant d'une échelle annuelle à une échelle multimillénaire pour divers réservoirs thermiques et divers réservoirs de carbone. Ces échelles longues supposent une inertie du réchauffement (réchauffement engagé) déjà en œuvre. La stabilisation du forçage n'entraînerait pas de stabilisation immédiate du réchauffement. Selon les scénarios RCP et leur prolongation jusqu'en 2300, la partie du réchauffement obtenu au moment où le forçage radiatif se stabilisera serait d'environ 75 à 85 % du réchauffement à l'équilibre. Pour une multiplication par deux ou par quatre du CO₂ sur 1 % an⁻¹ et un forçage constant par la suite, la partie du réchauffement obtenu serait beaucoup plus faible, environ 40 % à 70 % au moment où le forçage finirait par rester constant. Dans les couches profondes de l'océan, étant donné la longueur des échelles de temps, l'équilibre n'est atteint qu'au bout de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers d'années. {12.5.4}

AT.8 (suite)



AT.8 - Figure 1 | Élévation des températures moyennes à l'échelle du globe depuis la période 1861–1880 en fonction des émissions totales de CO₂ cumulées dans le monde, selon divers éléments de preuve. a) Les moyennes décennales sont indiquées pour l'ensemble des modèles du système Terre de complexité intermédiaire et des autres modèles du système Terre du CMIP5 pour chaque profil représentatif de l'évolution de la concentration (RCP), avec des traits colorés (moyenne multimodèle) et des marqueurs décennaux (points) pour trois décennies (2000-2009, 2040-2049 et 2090-2099) figurées respectivement par une étoile, un carré et un losange. La période passée allant jusqu'à la décennie 2000-2009, qui correspond aux passages historiques effectués dans le cadre du CMIP5 prolongés selon le scénario RCP8,5 pour la période 2006-2010, est indiquée par un trait noir épais et par des symboles noirs. Les fourchettes colorées, qui montrent la dispersion entre tous les modèles cités ci-dessus (fourchette de 90 %), n'impliquent pas d'évaluation formelle de l'incertitude. Les fourchettes sont remplies tant qu'il existe des données issues de tous les modèles et jusqu'aux températures maximales. Par la suite, elles disparaissent pour des raisons d'illustration. Les simulations du CMIP5 avec une augmentation du CO₂ de 1 % an⁻¹ seulement sont figurées par la zone gris foncé (définition de la fourchette semblable au cas des profils RCP ci-dessus) et par la courbe noire fine (moyenne multimodèle). Le cône gris clair représente l'évaluation dans le présent rapport de la réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de carbone pour le CO2 uniquement. La barre grise située au bas de a) correspond aux émissions cumulées de CO2 de 1870 à 2011 avec les incertitudes associées. b) Comparaison des résultats historiques des modèles avec les observations. La courbe magenta et les fourchettes d'incertitude sont fondées sur les émissions observées par le Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC) associées aux valeurs déterminées par le Projet mondial sur le carbone jusqu'en 2010 et aux températures observées du jeu de données 4 sur les températures de surface de l'Unité de recherche climatologique du Centre Hadley (HadCRUT4). Les incertitudes déterminées pour les 10 dernières années d'observation sont fondées sur l'évaluation réalisée dans le présent rapport. La courbe noire épaisse est identique à celle de a). La courbe verte mince avec des croix est semblable à la courbe noire, mais uniquement pour les modèles du système Terre. La courbe jaune-brun et la fourchette correspondante indiquent les résultats de ces modèles jusqu'en 2010, moment où ils ont été corrigés en raison de la couverture géographique incomplète de HadCRUT4 en fonction du temps. Toutes les valeurs sont exprimées par rapport à la période de base 1861–1880. Toutes les séries chronologiques sont fondées sur des moyennes décennales pour illustrer les tendances à long terme. On notera que les observations sont ajoutées sous réserve de la variabilité interne du climat et qu'elles supposent une incertitude supplémentaire d'environ 0,1 °C. c) Émissions de CO₂ cumulées pendant toute l'époque industrielle selon les quatre limites supérieures des températures mondiales (1,5 °C, 2 °C, 2,5 °C et 3 °C) lorsqu'on tient compte du réchauffement imputable à tous les facteurs de forcage. Les barres horizontales correspondent à des bilans cohérents des émissions cumulées en fonction de la partie des modèles du système Terre et des modèles du système Terre de complexité intermédiaire du CMIP5 pour laquelle le réchauffement reste inférieur à une limite donnée de température. Il est à noter que cette partie des modèles ne peut pas être interprétée comme une probabilité. Les bilans sont issus du scénario RCP8,5, avec un forçage dû à des éléments autres que le CO₂ relativement élevé au XXI^e siècle. Si ce forçage est sensiblement réduit, les émissions de CO₂ compatibles avec une limite de température donnée pourront être légèrement plus élevées, mais de façon très limitée, comme l'indiquent les autres courbes colorées de a), où l'on suppose l'existence d'un forçage sensiblement plus faible imputable à des éléments autres que le CO₂. On trouvera de plus amples détails sur la figure RID.10 apparentée dans les suppléments (Supplementary Material). {Figure 12.45}

AT.8 (suite)

Les émissions passées ont provoqué pendant plusieurs centaines d'années un réchauffement soutenu qui s'est poursuivi avec à peu près l'intensité observée lorsque les émissions ont pris fin. La persistance du réchauffement imputable au CO_2 après la fin des émissions résulte d'une compensation entre l'inertie du réchauffement indiquée ci-dessus et la réduction lente du CO_2 atmosphérique résultant de l'assimilation de carbone par les océans et les terres. Cette persistance résulte aussi de la dépendance non linéaire du forçage radiatif par rapport au CO_2 atmosphérique, autrement dit du fait que la diminution relative du forçage est plus faible que la réduction relative de la concentration de CO_2 . En cas de sensibilité du climat élevée et en particulier si les émissions d'aérosols sulfatés sont éliminées en même temps que les émissions de gaz à effet de serre, l'inertie des émissions passées, qui peut être nettement positive, consiste en une association d'une réponse rapide à la réduction des émissions d'aérosols et d'une réponse lente à la diminution du CO_2 . {12.5.4}

La stabilisation des températures mondiales n'implique pas la stabilisation de toutes les composantes du système climatique. Les processus liés à l'évolution de la végétation, à la transformation des inlandsis, au réchauffement des couches profondes des océans, à l'élévation concomitante du niveau de la mer et aux rétroactions éventuelles liant par exemple les océans et les inlandsis possèdent leurs propres échelles temporelles longues. L'acidification des océans va très *probablement* se poursuivre à l'avenir tant que les océans continueront d'absorber le CO₂ atmosphérique. L'évolution engagée du cycle du carbone des écosystèmes terrestres va se poursuivre au-delà de la fin du XXI^e siècle. Il est *quasiment certain* que l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe va se poursuivre au-delà de 2100, l'élévation due à l'expansion thermique devant continuer pendant des siècles voire des millénaires. Cette élévation dépend de la trajectoire des émissions de CO₂ et pas seulement du total cumulatif. Pour un même total cumulatif, plus la réduction des émissions aura lieu rapidement, plus l'atténuation de l'élévation du niveau de la mer sera efficace. {6.4.4, 12.5.4 et 13.5.4}

de l'accélération des vents. Les mouvements de houle de l'océan Austral vont probablement se répercuter sur la hauteur, la période et la direction des vagues dans les bassins adjacents. Il est très probable que la hauteur des vagues et la durée de la saison des vagues augmenteront dans l'océan Arctique en raison de la diminution de l'étendue des glaces de mer. On accorde généralement un faible degré de confiance aux projections par région en raison du faible degré de confiance associé aux projections concernant les tempêtes tropicales et extratropicales et du problème de la réduction d'échelle de l'état futur des vents prévu par des modèles du climat à faible résolution. {13.7.3}

RT.5.8 Phénomènes climatiques et évolution régionale du climat

Nous allons évaluer ici l'évolution prévue des phénomènes climatiques à grande échelle qui affecteront le climat régional au XXI^e siècle (tableau RT.2). Certains de ces phénomènes sont définis par leur climatologie (les moussons, par exemple) et d'autres par leur variabilité interannuelle (El Niño, par exemple), ce dernier influant sur des extrêmes climatiques tels que les inondations, les sécheresses et les vagues de chaleur. En outre, nous allons résumer l'évolution des statistiques relatives à des phénomènes météorologiques tels que les cyclones tropicaux et les tempêtes extratropicales. {14.8}

RT.5.8.1 Systèmes de mousson

Il est *probable* que sur le plan mondial, les moussons correspondant à des précipitations qui tombent sur une zone donnée et à des précipitations estivales s'intensifient au XXI^e siècle alors que la circulation de la mousson va s'affaiblir. Il est *probable* que le moment d'apparition des moussons soit plus précoce ou ne change pas beaucoup, alors que le moment de leur disparition sera retardé, d'où un allongement de la saison de la mousson dans de nombreuses régions (figure RT.24). L'accroissement des précipitations saisonnières moyennes sera prononcé lors des moussons d'été dans l'est et le sud de l'Asie, mais l'évolution de la mousson dans d'autres régions est plus incertaine. {14.2.1}

On estime avec un *degré de confiance moyen* que la variabilité des précipitations interannuelles liées à la mousson va augmenter à l'avenir. Une augmentation des précipitations extrêmes liées à la mousson est *très probable* en Amérique du Sud, en Afrique, en Asie de l'Est, en Asie du Sud, en Asie du Sud-Est et en Australie. {14.2.1, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.9 et 14.8.11 à 14.8.13}

On estime avec un *degré de confiance moyen* que les précipitations globales associées aux moussons asiatique et australienne vont s'intensifier, mais avec une asymétrie nord-sud, les précipitations liées à la mousson indienne devant augmenter alors qu'elles devraient peu changer lors de la mousson australienne d'été. On peut également dire avec un *degré de confiance moyen* que la circulation de la mousson indienne d'été devrait s'affaiblir, mais que cette diminution sera compensée par une augmentation de l'humidité atmosphérique qui intensifiera les précipitations. Dans l'est de l'Asie, la circulation de la mousson d'été et les précipitations associées devraient augmenter. {14.2.2, 14.8.9, 14.8.11 et 14.8.13}

On accorde un *faible degré de confiance* aux projections concernant l'évolution des précipitations lors des moussons nord-américaines et sud-américaines, mais on estime avec un *degré de confiance moyen* que la mousson nord-américaine se produira et persistera plus tard dans le cycle annuel et avec un *degré de confiance élevé* que la zone de la mousson sud-américaine s'élargira. {14.2.3 et 14.8.3 à 14.8.5}

On associe un *faible degré de confiance* aux projections quant à un léger retard de la saison des pluies en Afrique de l'Ouest avec une intensification des pluies de fin de saison. La qualité limitée des simulations issues de modèles dans la région indiquent un *faible degré de confiance* dans les projections. {14.2.4 et 14.8.7}

RT.5.8.2 Phénomènes tropicaux

L'évolution des précipitations devrait varier selon les endroits: les précipitations augmenteront dans certaines régions et diminueront dans d'autres. La répartition spatiale de l'évolution des précipitations tropicales est *probablement* commandée par la climatologie actuelle et par la configuration du réchauffement des océans. Le premier effet qui en résulte est l'accroissement des précipitations à proximité de zones actuellement pluvieuses, et le second, l'augmentation des précipitations là où le réchauffement des océans est supérieur à la moyenne dans les tropiques. On estime, avec un *degré de confiance moyen*, que les projections relatives aux précipitations tropicales sont plus fiables pour les variations moyennes saisonnières que pour les variations moyennes annuelles. {7.6.2, 12.4.5 et 14.3.1}

On estime, avec un *degré de confiance moyen*, que les précipitations moyennes saisonnières vont augmenter du côté équatorial de la zone de convergence

Tableau RT.2 | Aperçu des changements régionaux prévus et de leur rapport avec les grands phénomènes climatiques. On estime qu'un phénomène est pertinent lorsqu'il est suffisamment probable qu'il ait une influence sur une région donnée et qu'il évolue, en particulier dans le cas du scénario RCP4,5 ou des scénarios aux valeurs plus élevées. On trouvera une évaluation complète du degré de confiance qui peut être associé à ces changements et de leur pertinence pour le climat régional dans la section 14.8 et les tableaux 14.2 et 14.3. {14.8; tableaux 14.2 et 14.3}

Région	Principaux changements prévus selon les phénomènes
Arctique {14.8.2}	Évolution des températures et des précipitations hivernales résultant de la légère intensification prévue de l'oscillation nord-atlantique; accélération du réchauffement et de la fonte des glaces de mer; augmentation sensible des précipitations vers le milieu du XXI ^e siècle en raison principalement de leur accroissement lors des cyclones extratropicaux.
Amérique du Nord {14.8.3}	Apparition des précipitations de mousson plus tard dans le cycle annuel; augmentation des précipitations lors des cyclones extratropicaux entraînant un accroissement important des précipitations hivernales dans le tiers septentrional du continent; augmentation des précipitations extrêmes lors des cyclones tropicaux qui atteignent les côtes occidentales des États-Unis et du Mexique, le golfe du Mexique et les côtes orientales des États-Unis et du Canada.
Amérique centrale et Caraïbes {14.8.4}	Réduction prévue des précipitations moyennes et augmentation des précipitations extrêmes; multiplication des précipitations extrêmes lors de cyclones tropicaux atteignant les côtes orientales et occidentales.
Amérique du Sud {14.8.5}	Déplacement vers le sud de la zone de convergence de l'Atlantique Sud augmentant les précipitations dans le sud-est; tendance positive du mode annulaire austral entraînant le déplacement vers le sud de la trajectoire des tempêtes extratropicales, la diminution des précipitations dans le centre du Chili et l'augmentation des précipitations dans la pointe australe de l'Amérique du Sud.
Europe et Méditerranée {14.8.6}	Intensification des précipitations extrêmes lors des tempêtes et diminution de la fréquence des précipitations tombant dans l'est de la Méditerranée lors de tempêtes.
Afrique {14.8.7}	Augmentation des précipitations en Afrique de l'Ouest lors des moussons d'été; augmentation des pluies de courte durée en Afrique de l'Est due à la configuration du réchauffement de l'océan Indien; augmentation des précipitations extrêmes lors de cyclones atteignant la côte orientale du continent (y compris Madagascar).
Asie centrale et Asie du Nord {14.8.8}	Augmentation des précipitations estivales; intensification du réchauffement hivernal en Asie du Nord.
Asie de l'Est {14.8.9}	Accroissement des précipitations accompagnant les moussons d'été; augmentation des précipitations extrêmes associées aux typhons atteignant les côtes; augmentation du nombre de cyclones extratropicaux en milieu d'hiver, période à laquelle il y a normalement réduction de l'activité.
Asie de l'Ouest {14.8.10}	Augmentation des précipitations extrêmes lors de cyclones atteignant les côtes de la péninsule arabique; diminution des précipitations dans le nord-ouest de l'Asie en raison d'un déplacement vers le nord de la trajectoire des tempêtes extratropicales.
Asie du Sud {14.8.11}	Augmentation des précipitations lors des moussons d'été; augmentation des précipitations extrêmes lors de cyclones atteignant les côtes du golfe du Bengale et de la mer d'Oman.
Asie du Sud-Est {14.8.12}	Diminution des précipitations en Indonésie de juillet à octobre en raison de la configuration du réchauffement de l'océan Indien; augmentation des précipitations extrêmes lors de cyclones atteignant les côtes de la mer de Chine méridionale, du golfe de Thaïlande et de la mer d'Andaman.
Australie et Nouvelle-Zélande {14.8.13}	Augmentation des précipitations lors de la mousson d'été du nord de l'Australie; multiplication des épisodes dans la zone de convergence du Pacifique Sud susceptible de réduire les précipitations dans le nord-est de l'Australie; accélération du réchauffement et diminution des précipitations en Nouvelle-Zélande et dans le sud de l'Australie en raison de la tendance positive prévue du mode annulaire austral; augmentation des précipitations extrêmes associées à des tempêtes tropicales et extratropicales.
Îles du Pacifique {14.8.14}	Évolution de la zone de convergence tropicale affectant les précipitations et leurs extrêmes; multiplication des précipitations extrêmes associées à des cyclones tropicaux.
Antarctique {14.8.15}	Accélération du réchauffement de la péninsule Antarctique et de l'Antarctique occidental liée à la tendance positive du mode annulaire austral; augmentation des précipitations dans les zones côtières en raison d'un déplacement vers le pôle de la trajectoire des tempêtes.

intertropicale et que les précipitations vont diminuer dans les zones subtropicales, y compris dans certaines parties de l'Amérique du Nord et de l'Amérique centrale, dans les Caraïbes, en Amérique du Sud, en Afrique et dans l'ouest de l'Asie. On peut dire avec un *degré de confiance moyen* que sous leur forme zonale, les phénomènes interannuels de la zone de convergence du Pacifique Sud vont se multiplier, d'où la possibilité de sécheresses plus fréquentes dans le Pacifique Sud-Ouest. On estime avec un *degré de confiance moyen* que la zone de convergence de l'Atlantique Sud va se déplacer vers le sud, d'où une augmentation des précipitations dans le sud-est de l'Amérique du Sud et une diminution des précipitations juste au nord de la zone de convergence. {14.3.1, 14.8.3 à 14.8.5, 14.8.7, 14.8.11 et 14.8.14}

Il est *probable* qu'apparaisse une configuration zonale dans la partie tropicale de l'océan Indien, avec une diminution du réchauffement et des précipitations dans l'est (y compris l'Indonésie) et une augmentation du réchauffement et des précipitations dans l'ouest (y compris l'Afrique de l'Est). Il est *très probable* que le dipôle de variabilité interannuelle de l'océan Indien reste actif et ait des répercussions sur les extrêmes climatiques en Afrique de l'Est, en Indonésie et en Australie. {14.3.3, 14.8.7 et 14.8.12}

On accorde un *faible degré de confiance* aux projections concernant la partie tropicale de l'océan Atlantique, tant pour la moyenne que pour les modes interannuels, du fait d'erreurs importantes dans les simulations effectuées

par des modèles dans la région. De ce fait, un *faible degré de confiance* est également associé aux projections concernant les ouragans dans l'Atlantique et les précipitations dans la partie tropicale de l'Amérique du Sud et de l'Afrique de l'Ouest. {14.3.4, 14.6.1, 14.8.5 et 14.8.7}

Actuellement, il est impossible d'évaluer l'évolution à venir de l'oscillation de Madden-Julian en raison de la faible qualité de la simulation par des modèles de ce phénomène intrasaisonnier et de sa sensibilité au réchauffement des océans. C'est pourquoi on accorde un *faible degré de confiance* aux projections relatives aux extrêmes climatiques régionaux en Asie de l'Ouest, en Asie du Sud-Est et en Australie. {9.5.2, 14.3.4, 14.8.10, 14.8.12 et 14.8.13}

RT.5.8.3 El Niño-Oscillation australe

On estime, avec un *degré de confiance élevé*, que le phénomène El Niño-Oscillation australe (ENSO) restera le mode dominant de variabilité naturelle du climat au XXI^e siècle, avec des influences mondiales, et il est *probable* que la variabilité régionale des précipitations qui en découle va s'intensifier. Les variations naturelles de l'amplitude et de la configuration spatiale du phénomène ENSO sont tellement importantes qu'on accorde un *faible degré de confiance* à toute évolution prévue pour le XXI^e siècle. L'évolution prévue de l'amplitude du phénomène est faible dans les scénarios RCP4,5 et RCP8,5 par rapport à la dispersion de l'évolution entre modèles (figure RT.25). Il est



Figure RT.24 | Évolution des statistiques relatives à la mousson entre aujourd'hui (1986–2005) et l'avenir (2080–2099) selon l'ensemble CMIP5 pour les scénarios RCP2,6 (bleu foncé; 18 modèles), RCP4,5 (bleu; 24 modèles), RCP6,0 (jaune; 14 modèles) et RCP8,5 (rouge; 26 modèles). a) GLOBAL: zone mondiale de la mousson (ZMM), intensité de la mousson sur le plan mondial (IMM), écart type de la variabilité interannuelle des précipitations saisonnières (Pét), total des précipitations saisonnières maximales sur cinq jours (R5j) et durée de la saison de la mousson (DUR). Domaines régionaux de la mousson terrestre définis par 24 mesures multimodèle des précipitations moyennes à ce jour. b) à h) Évolution à venir des statistiques régionales concernant la mousson terrestre: précipitations saisonnières moyennes (Pmoy), Pét, R5d et DUR b) en Amérique du Nord (AmN), c) en Afrique du Nord (AfN), d) en Asie du Sud (AS), e) en Asie de l'Est (AE), en Australie et sur le continent maritime (AUCM), g) en Afrique du Sud (AS), et h) en Amérique du Sud (AmS). Les unités employées sont des pourcentages sauf pour DUR (nombre de jours). Les boîtes à moustache désignent les 10e, 25e, 50e, 75e et 90e centiles. Tous les indices sont calculés pour la saison d'été (mai–septembre pour l'hémisphère Nord et novembre–mars pour l'hémisphère Sud) pour les domaines de la mousson de chaque modèle. {Figures 14.3, 14.4, 14.6 et 14.7}



Figure RT.25 | Écart type des ensembles multimodèle du CMIP5 sur la variabilité de la température en surface dans l'est de la partie équatoriale de l'océan Pacifique (région Niño 3: 5° S–5° N, 150° W–90° W), mesure de l'amplitude d'El Niño, pour le contrôle par rapport à l'époque préindustrielle (PI) et les simulations pour le XX^e siècle, et projections pour le XXI^e siècle selon les scénarios RCP4,5 et RCP8,5. Les cercles indiquent les moyennes d'ensemble multimodèle et la croix rouge l'écart type observé pour le XX^e siècle. Les boîtes à moustache désignent les 16^e, 25^e, 50^e, 75^e et 84^e centiles. [Figure 14.14]

probable que dans le Pacifique Nord et en Amérique du Nord, les anomalies des températures et des précipitations liées à El Niño et à La Niña (téléconnexions) se déplacent vers l'est à l'avenir (*degré de confiance moyen*), alors qu'on accorde un *faible degré de confiance* à l'évolution des incidences du climat dans d'autres régions, y compris l'Amérique centrale, l'Amérique du Sud, les Caraïbes, l'Afrique, la plus grande partie de l'Asie, l'Australie et la majorité des îles du Pacifique. Avec le réchauffement climatique, l'augmentation du degré d'humidité de l'atmosphère va accroître la variabilité des précipitations dans le temps, même si la variabilité de la circulation atmosphérique reste la même. Cela est le cas pour la variabilité des précipitations dues au phénomène ENSO, mais la possibilité d'une évolution des téléconnexions liées à ce phénomène complique cette conclusion générale et la rend quelque peu dépendante de la situation régionale. {12.4.5, 14.4, 14.8.3 à 14.8.5, 14.8.7, 14.8.9 et 14.8.11 à 14.8.14}

RT.5.8.4 Cyclones

Selon les projections pour le XXI^e siècle, il est *probable* que sur le plan mondial, la fréquence des cyclones tropicaux va se réduire ou rester la même pour l'essentiel, parallèlement à une augmentation *probable* de la vitesse maximale des vents et de l'intensité des pluies imputables aux cyclones tropicaux, en moyenne mondiale (figure RT.26). Il est *probable* que l'influence des changements climatiques sur les cyclones tropicaux varie selon les régions, mais on accorde un *faible degré de confiance* aux projections par région. Il est *plus probable qu'improbable* que la fréquence des tempêtes les plus intenses augmente dans certains bassins. On prévoit des précipitations plus extrêmes à proximité des centres des cyclones tropicaux qui atteindront les côtes d'Amérique du Nord, d'Amérique centrale, d'Afrique de l'Est, d'Asie de l'Ouest, de l'Est, du Sud et du Sud-Est, d'Australie et de nombreuses îles du Pacifique (*degré de confiance moyen*). {14.6.1, 14.8.3, 14.8.4, 14.8.7 et 14.8.9 à 14.8.14}

Il est improbable que sur le plan mondial, le nombre de cyclones extratropicaux diminue de plus de quelques points de pourcentage et il est probable que l'évolution des tempêtes à l'avenir soit faible par rapport à la variabilité interannuelle naturelle et aux variations importantes observées entre modèles. Il est probable que dans l'hémisphère Sud, la trajectoire des tempêtes se déplace légèrement vers le pôle, mais l'importance de ce changement dépend du modèle employé. Il est improbable que dans les projections climatiques, on prévoie un simple déplacement vers le pôle de la trajectoire des tempêtes de l'Atlantique Nord. On accorde un degré de confiance moyen à la prévision du déplacement vers le pôle de la trajectoire des tempêtes du Pacifique Nord. On accorde un faible degré de confiance aux prévisions quant aux incidences de la trajectoire des tempêtes sur le climat régional de surface. Une intensification des précipitations imputables aux cyclones extratropicaux entraînerait une augmentation des précipitations hivernales dans l'Arctique, dans le nord de l'Europe, en Amérique du Nord et aux latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Sud. {11.3.2, 12.4.4, 14.6.2, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.5, 14.8.6, 14.8.13 et 14.8.15}

RT.5.8.5 Modes annulaires et dipolaires de variabilité

Il est *très probable* qu'à l'avenir, pendant l'hiver boréal, l'oscillation nordatlantique se caractérise par de vastes variations naturelles, comme par le passé. Il est *probable* que cette oscillation devienne légèrement plus positive (en moyenne), ce qui aurait des incidences, encore peu étayées par des recherches, sur les conditions hivernales dans l'Arctique, en Amérique du Nord et en Eurasie. Il est *probable* que la tendance positive de l'été et de l'automne austral du mode annulaire austral s'affaiblisse considérablement avec la régénération de l'ozone stratosphérique vers le milieu du XXI^e siècle, ce qui aurait des conséquences, encore peu étayées par des recherches, pour l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, la Nouvelle-Zélande et l'Antarctique. {11.3.2, 14.5.2, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.13 et 14.8.15}

RT.5.8.6 Autres phénomènes

Il est *improbable* que l'oscillation atlantique multidécennale change de comportement en raison de l'évolution du climat moyen. Il est *probable*, toutefois, que les fluctuations naturelles de cette oscillation au cours des décennies à venir influent sur les climats régionaux au moins aussi fortement que les changements anthropiques, ce qui aurait des incidences sur la fréquence des grands ouragans de l'Atlantique, sur la mousson d'Afrique de l'Ouest et sur les conditions estivales en Amérique du Nord et en Europe. {14.2.4, 14.5.1, 14.6.1, 14.7.6, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.6 et 14.8.8}

On estime, avec un *degré de confiance moyen*, que la fréquence des blocages de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud ne va pas augmenter, alors que la tendance concernant l'intensité et la persistance des blocages reste incertaine. {encadré 14.2}



Figure RT.26 | Évolution prévue des statistiques concernant les cyclones tropicaux. Toutes les valeurs représentent le pourcentage moyen d'évolution prévu de 2081 à 2100 par rapport à la période 2000–2019, selon un scénario semblable au scénario A1B, d'après le jugement d'experts à la suite d'une normalisation subjective des projections des modèles. Quatre paramètres ont été considérés: le pourcentage d'évolution I) de la fréquence annuelle totale des tempêtes tropicales, II) de la fréquence annuelle des tempêtes de catégories 4 et 5, III) de l'intensité maximale des tempêtes pendant leur durée de vie, en moyenne, et IV) de l'intensité des précipitations dans un rayon de 200 km autour du centre des tempêtes au moment de leur intensité maximale. Pour chaque paramètre reporté, le trait plein bleu représente l'estimation la plus plausible du pourcentage d'évolution attendu et la barre colorée donne un intervalle de confiance de 67 % (*probable*) pour cette valeur (on notera que cet intervalle va de –100 % à +200 % pour la fréquence annuelle des tempêtes de l'Atlantique Nord de catégories 4 et 5.) Si l'un de ces paramètres n'est pas reporté, il y a insuffisance (dénotée X) des données disponibles pour réaliser une évaluation. Un échantillon pris (et coloré) au hasard de trajectoires de tempêtes passées est superposé pour déterminer les zones d'activité des cyclones tropicaux. Voir la section 14.6.1 pour de plus amples détails. {14.6.1}

Axes thématiques AT.9 | Extrêmes climatiques

L'évaluation de l'évolution des phénomènes climatiques extrêmes pose des problèmes particuliers, non seulement à cause de la rareté intrinsèque de ces phénomènes, mais aussi du fait qu'ils se produisent invariablement dans des conditions perturbatrices. Ils sont fortement influencés, à petite et à grande échelle, par la situation météorologique, par les modes de variabilité, par les processus thermodynamiques, par les rétroactions terre-atmosphère et par les conditions antérieures. Beaucoup de progrès ont été accomplis depuis le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, notamment grâce à la publication de l'évaluation exhaustive des phénomènes extrêmes que représente le *Rapport spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation aux changements climatiques* (SREX), mais également du fait de la quantité d'éléments disponibles découlant d'observations, d'une meilleure compréhension de ces phénomènes et de la capacité des modèles à simuler des extrêmes. {1.3.3, 2.6, 7.6 et 9.5.4}

Pour certains extrêmes climatiques tels que les sécheresses, les inondations et les vagues de chaleur, il convient d'associer plusieurs facteurs pour obtenir un phénomène extrême. Dans la documentation disponible, on trouve de plus en plus d'analyses d'extrêmes plus rares – occurrence tous les 20 à 100 ans — faisant appel à la théorie des valeurs extrêmes. Des progrès ont également été réalisés récemment en ce qui concerne la notion de «partie du risque attribuable», qui a pour objet de lier un phénomène extrême donné à des relations précises de cause à effet. {1.3.3, 2.6.1, 2.6.2, 10.6.2 et 12.4.3; encadré 2.4}

Les changements observés au cours des 50 dernières années concernant un ensemble d'extrêmes météorologiques et climatiques, l'évaluation du rôle de l'homme dans ces changements et la façon dont ces extrêmes devraient évoluer à l'avenir sont présentés dans le tableau 1 de l'Axe thématique 9. De plus, l'évaluation actuelle y est également comparée à celle du quatrième Rapport d'évaluation et du rapport SREX, lorsque cela est possible. {2.6, 3.7, 10.6, 11.3, 12.4 et 14.6}

Températures extrêmes, vagues de chaleur et périodes de chaleur

Il est *très probable* que les températures maximales et minimales extrêmes se sont élevées sur la plupart des terres émergées depuis le milieu du XX^e siècle. Cette évolution est bien simulée par les modèles actuels du climat. Il est *très probable* que le forçage anthropique s'est répercuté sur la fréquence de ces extrêmes et *quasiment certain* que d'autres changements vont se produire. Ces conclusions étayent celles du quatrième Rapport d'évaluation et du rapport SREX, mais un degré de confiance plus élevé est associé à la composante forçage anthropique. {2.6.1, 9.5.4, 10.6.1 et 12.4.3}

Pour les zones terrestres pour lesquelles on dispose de suffisamment de données, on a observé une augmentation globale du nombre de journées et de nuits chaudes. On a aussi observé une diminution similaire du nombre de journées et de nuits froides. Il est très probable qu'une augmentation du nombre de journées et de nuits exceptionnellement chaudes et/ou une raréfaction des journées et des nuits exceptionnellement froides, notamment avec des gelées, se sont produites pendant cette période sur la plupart des continents. On associe souvent les périodes et les vagues de chaleur marquées par des journées ou des nuits très chaudes consécutives à des anomalies quasi stationnaires de la circulation anticyclonique. Ces périodes et ces vagues de chaleur dépendent notamment de l'état préexistant des sols et de la persistance d'anomalies dans l'humidité des sols qui peuvent amplifier ou réduire les vagues de chaleur, en particulier dans les régions où l'humidité est limitée. À quelques exceptions près, on a observé davantage de vagues de chaleur sur la plupart des terres émergées du globe depuis le milieu du XX^e siècle. Selon plusieurs études, l'augmentation des températures moyennes explique la plupart des variations de fréquence des vagues de chaleur. Toutefois, l'intensité et/ou l'amplitude de ces vagues de chaleur sont extrêmement sensibles à l'évolution de la variabilité des températures et au type de répartition des températures. La définition des vagues de chaleur joue également un rôle. Bien que dans certaines régions (comme les États-Unis), on ait observé davantage de vagues de chaleur lors de périodes instrumentales antérieures aux années 1950, dans d'autres régions telles que l'Europe, une augmentation de la fréquence des vagues de chaleur depuis les années 1950 ressort dans la longue série des températures historiques. {2.6, 2.6.1 et 5.5.1; encadré 2.4; tableaux 2.12 et 2.13; FAQ 2.2}

Dans la plupart des régions, les caractéristiques observées des températures extrêmes et des vagues de chaleur, bien simulées par les modèles du climat, sont semblables à la dispersion entre les évaluations fondées sur des observations. Désormais, la réduction à une échelle régionale offre des informations crédibles sur les échelles spatiales nécessaires pour évaluer les extrêmes. Il est indispensable d'améliorer la simulation du phénomène El Niño/Oscillation australe (ENSO) du projet CMIP3 au projet CMIP5, ainsi que d'autres phénomènes de grande échelle. Cependant, la simulation des variations de fréquence et d'intensité des phénomènes extrêmes est limitée par la disponibilité et la qualité des données d'observation et par la capacité des modèles de simuler de façon fiable certaines rétroactions et certaines variations moyennes des principales caractéristiques de la circulation, telles que le blocage. {2.6, 2.7, 9.4, 9.5.3, 9.5.4, 9.6, 9.6.1, 10.3, 10.6 et 14.4; encadré 14.2}

Depuis le quatrième Rapport d'évaluation, on comprend mieux les mécanismes et les rétroactions qui provoquent des changements dans les extrêmes. Dans certaines régions, il y a de plus en plus d'indications d'une influence de l'homme sur la fréquence observée des températures extrêmes et des vagues de chaleur. Selon des projections à court terme (décennales), il est *probable* que les températures extrêmes augmenteront, mais seule une faible distinction est observable entre les scénarios concernant les émissions (AT.9 - Figure 1). Toutefois, les changements peuvent se produire à un rythme différent du réchauffement moyen, plusieurs études indiquant qu'en Europe, les températures estivales, pour un centile élevé, vont augmenter plus rapidement que les températures moyennes. *(Suite page suivante)*

AT.9 - Tableau 1 Phénomènes m début (2016-2035) et la fin (2081-, rouge). Les projections pour le début RCP (profils représentatifs d'évolutio	étéorologiques et climatiques extrêmes; évaluation à l'échell. 2100) du XXI ^e siècle. Les caractères gras indiquent les cas da : du XXI ^e siècle ne figuraient pas dans les précédents rapports m de concentration) (voir encadré RID. 1), sauf mention contr	e du globe des changements récemment obs ans lesquels le RE5 (en noir) apporte une révi d'évaluation. Les projections du RE5 sont dor raire. Voir les définitions des phénomènes mé	.ervés et de la contribution humaine ision (*) à l'évaluation à l'échelle du nnées en prenant 1986–2005 comme téorologiques et climatiques extrême	aux changements, et projection d'autres changements pour le globe proposée dans le rapport SREX (en bleu) ou le RE4 (en période de référence et se fondent sur les nouveaux scénarios s dans le glossaire.
Phénomène et	Évaluation de la probabilité de survenance	Évaluation de la contribution humaine	Proba	bilité d'autres changements
évolution anticipée	des changements (normalement depuis 1950 sauf indication contraire)	aux changements observés	Début du XXI ^e siècle	Fin du XXI⁰ siècle
Journées et nuits froides moins	Très probable {2.6}	Très probable {10.6}	Probable {11.3}	Quasiment certain {12.4}
froides et/ou moins nombreuses sur la plupart des terres émergées	Très probable Très probable	Probable Probable		Quasiment certain Quasiment certain
Journées et nuits chaudes	Très probable {2.6}	Très probable {10.6}	Probable {11.3}	Quasiment certain {12.4}
pus chaques erou pus fréquentes sur la plupart des terres émergées	Très probable Très probable	Probable Probable (nuits uniquement)		Quasiment certain Quasiment certain
Périodes/vagues de chaleur	Degré de confiance moyen à l'échelle mondiale (2.6) Probable dans de grandes parties de l'Europe, de l'Asie et de	Probable ^a {10.6}	Pas d'évaluation formelle ^b {11.3}	Très probable {12.4}
plus fréquentes et/ou plus longues sur la plupart des terres émergées	I Australie Degré de confrance moyen dans de nombreuses régions (mais pas toutes) Probable	Pas d'évaluation formelle Plus probable qu'improbable		Très probable Très probable
Épisodes de précipitations abondantes.	Probable que les terres émergées sont plus nombreuses à enregistrer des augmentations que des diminutions ^c	Degré de confiance moyen {7.6, 10.6}	Probable sur de nombreuses terres émergées	Très probable sur la plupart des terres émergées des latitudes moyennes et sur les régions tropicales humides {12.4}
Augmentation de la fréquence, de l'intensité et/ ou du nombre des épisodes de précipitations abondantes	(2.0) <i>Probable</i> que les terres émergées sont plus nombreuses à enregistrer des augmentations que des diminutions <i>Probable</i> pour la plupart des terres émergées	Degré de confiance moyen Plus probable qu'improbable		<i>Probable</i> sur de nombreuses régions <i>Très probable</i> sur la plupart des terres émergées
Augmentation de l'intensité et/	Degré de confiance faible à l'échelle mondiale Changements probables dans certaines régions ^d {2.6}	Degré de confiance faible {10.6}	Degré de confiance faible ^g {11.3}	$\label{eq:product} \begin{tabular}{lllllllllllllllllllllllllllllllllll$
ou de la durée des sécheresses	<i>Degré de confiance moye</i> n dans certaines régions <i>Probable</i> dans de nombreuses régions, depuis 1970 [®]	Degré de confiance moyen ^t Plus probable qu'improbable		Degré de confiance moyen dans certaines régions Probable [®]
Augmentation de l'activité des curlance tranicaux interaces	Degré de confiance faible concernant les changements à long terme (à l'échelle des siècles) Quasiment certain en Atlantique Nord depuis 1970 (2.6)	Degré de confiance faible ⁱ {10.6}	<i>Degré de confiance faible</i> {11.3}	<i>Plus probable qu'improbable</i> dans le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord {14.6}
	Degré de confiance faible Probable dans certaines régions, depuis 1970	Degré de confiance faible Plus probable qu'improbable		Plus probable qu'improbable dans certains bassins Probable
Incidence ou amplitude accrue	<i>Probable</i> (depuis 1970). {3.7}	Probable ^k {3.7}	Probable ¹ {13.7}	Très probable ¹ {13.7}
d'une très haute élévation du niveau des mers	<i>Probabl</i> e (fin du XX° siècle) Dontable	Probable ^k Duc prohable un'improhablek		Très probable ^m Probable

* If est difficile de comparer directement les résultats des évaluations des différents rapports. Pour certaines variables climatiques, des aspects différents ont été évalués et la rote d'orientation révisée concernant les incertitudes s'applique au rapport SREX et au cinquième Rapport d'évaluation. La disponibilité de nouvelles informations, la meilleure compréhension seivisée concernant les incertitudes s'applique au rapport SREX et au cinquième Rapport d'évaluation. La disponibilité de nouvelles informations, la meilleure compréhension scientifique, les analyses continues des montés et des modèles ainsi que les différences spécifiques des méthodologies utilisées dans les études évaluées contribuent toutes aux résultats révisés des évalues contribuent toutes aux résultats révisés des contribuent toutes aux des des methodologies analyses contribuent et de compréhension scientifique, les analyses continues des méthodologies utilisées dans les études évaluées contribuent toutes aux résultats révisés des évaluées dans les fundes analyses contribuent toutes aux résultats révisée dans les études values dans les études values dans les études values dans les études et des méthodologies utilisées dans les études values et des values dans les des dans des anxiex dans les études values dans les études values aux révisées dans les études values dans les études values dans les études values dans des dans dans des études values dans des dans dans des études values dans des dans des dans des études values dans des dans des études values dans des études values dans des dans

Plus probable qu'improbable¹

Probable

Probable

Note:
Internet services de cas disponibles. Il est probable que l'influence humaine a plus que doublé la probabilité d'ocurrence de vagues de chaleur diservices en certains endroits.
Enternet services de cas disponibles. Il est probable que l'influence humaine a plus que doublé la probabilité d'ocurrence de vagues de chaleur et des périodes de chaleur.
Enternet services de confiance asses cont terme des modeles suggerent une aggmentations de la direç de l'intensité étote (Ferendue spatiale des vagues de chaleur et des probable que les transprotations et les probable que les argmentations de la direç de l'intensité et de l'Amérique du Nout
El est probable que la fréquence et l'intensité des sécheresses ent aggmentations et service media sandre conclares es sont pordures avec des arraitions satornet des ordinance alles antimos cualementations et les probable que les argmentations et les probable que les argmentations et les probable que les argmentations et l'intensité des sécheresses entities et configures estornet entities argmentations et les argmentations eta

RT

AT.9 (suite)

Les futurs changements associés à l'élévation des températures extrêmes à long terme sont *quasiment certains* et correspondent à l'intensité des scénarios d'émissions; autrement dit, l'intensification des émissions anthropiques correspond à une plus grande élévation des températures extrêmes (AT.9 - Figure 1). Pour les scénarios prévoyant des émissions importantes, il est *probable* que dans la plupart des régions terrestres, la fréquence des températures maximales qui se produisent actuellement une fois tous les 20 ans va au moins doubler et va, dans de nombreuses régions, devenir annuelle ou se produire tous les deux ans d'ici la fin du XXI^e siècle. Les températures extrêmement élevées ou basses devraient augmenter au moins au même rythme que les températures moyennes, mais avec une période de récurrence de 20 ans pour les températures basses dont la fréquence, dans la plupart des régions, devrait augmenter à un rythme plus élevé que les températures hivernales moyennes. {10.6.1, 11.3.2 et 12.4.3}



AT.9 - Figure 1 | Projections mondiales relatives à l'occurrence a) de journées froides (TX10p), pourcentage de jours de l'année où la température maximale quotidienne de l'air en surface (Tmax) est inférieure au 10^e centile de Tmax de 1961 à 1990, b) des cinq jours consécutifs les plus humides (RX5jr), pourcentage de jours de l'année où la température quotidienne maximale supérieure au 90^e centile de Tmax de 1961 à 1990, c) de journées chaudes (TX90p), pourcentage de jours de l'année où la température quotidienne maximale de l'air en surface (Tmax) est supérieure au 90^e centile de Tmax de 1961 à 1990, et d) de fortes précipitations quotidiennes (R95p), pourcentage d'évolution des précipitations annuelles supérieures au 95^e centile. Les résultats du CMIP5 sont indiqués pour les scénarios RCP2,6, RCP4,5 et RCP8,5. Les traits pleins indiquent la médiane d'ensemble et les zones ombrées la dispersion interquartile d'une projection à l'autre (25^e et 75^e centiles). Les cartes indiquent e) l'évolution des périodes de récurrence de 20 ans des températures quotidiennes maximales entre 1986–2005 et 2081–2100 (TXx), et f) la période de récurrence de valeurs rares des précipitations quotidiennes de 2081 à 2100 (RX1jr) qui avaient une période de récurrence de 20 ans de 1986 à 2005. Les deux cartes sont fondées sur le scénario RCP8,5 (CMIP5). Le nombre de modèles utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué dans chaque élément. On trouvera une définition des indices dans le tableau 1 de l'encadré 2.4. {Figures 1 1.1 7, 12.14, 12.26, 12.27}

AT.9 (suite)

Précipitations extrêmes

Il est *probable* que pour les terres émergées, le nombre d'épisodes de précipitations extrêmes a augmenté dans plus de régions qu'il n'a diminué depuis le milieu du XX^e siècle, et on peut dire avec un *degré de confiance moyen* que le forçage anthropique a contribué a cette augmentation. {2.6.2 et 10.6.1}

On a observé un progrès sensible, entre le CMIP3 et le CMIP5, en ce qui concerne la capacité des modèles à simuler des précipitations extrêmes de façon plus réaliste. Selon les éléments disponibles, toutefois, la majorité des modèles sous-estiment la sensibilité de ces précipitations à la variabilité et aux tendances de la température, en particulier dans les régions tropicales, ce qui implique qu'à l'avenir, les modèles risquent de sous-estimer l'augmentation prévue des précipitations extrêmes. Si l'on comprend mieux les processus qui régissent les précipitations extrêmes, la quantification des effets des nuages et de la convection dans les modèles continue de poser des problèmes. La complexité des processus en jeu à la surface des terres et dans l'atmosphère limite la confiance accordée aux projections régionales sur l'évolution des précipitations, surtout pour les terres émergées, même si à grande échelle, un élément se dégage pour ce qui est de la réponse au-dessus des océans: «augmentation des précipitations dans les zones à fortes précipitations» et «diminution des précipitations dans les zones à faibles précipitations». Même dans ces conditions, on peut dire avec un *degré de confiance élevé* qu'avec le réchauffement climatique, l'intensité des précipitations extrêmes (par ex. à l'échelle quotidienne) va augmenter plus vite que la moyenne dans le temps. À une échelle quotidienne et infraquotidienne, les extrêmes locaux devraient augmenter de 5 à 10 % environ par degré de réchauffement (*degré de confiance moyen*). {7.6 et 9.5.4}

À court et à long terme, les projections du CMIP5 confirment une tendance nette à une augmentation des fortes précipitations en moyenne mondiale prévue par le quatrième Rapport d'évaluation, mais on observe de fortes variations selon les régions (AT.9 - Figure 1). Sur la plupart des masses continentales des latitudes moyennes et dans les zones tropicales humides, il est *très probable* que les précipitations extrêmes seront plus intenses et plus fréquentes en raison du réchauffement du globe. {11.3.2 et 12.4.5}

Inondations et sécheresses

On manque toujours d'éléments de preuve s'agissant du signe de la tendance concernant l'intensité et/ou la fréquence des inondations sur le plan mondial d'après les relevés instrumentaux, d'où le *faible degré de confiance* associé à ce signe. On peut dire avec un *degré de confiance élevé* que des inondations plus importantes que celles observées depuis 1900 se sont produites au cours des cinq derniers siècles dans le nord et le centre de l'Europe, dans l'ouest de la région méditerranéenne et dans l'est de l'Asie. L'amplitude et/ou la fréquence des grandes inondations actuelles sont comparables ou supérieures à celles observées par le passé au Proche-Orient, en Inde et dans le centre de l'Amérique du Nord (*degré de confiance moyen*). {2.6.2 et 5.5.5}

Vu les arguments convaincants tout aussi bien à l'appui que contre une augmentation sensible de la superficie des terres émergées touchées par la sécheresse depuis le milieu du XX^e siècle, on accorde un *faible degré de confiance* à l'évaluation des tendances à grande échelle observées et attribuables, en raison surtout du manque d'observations directes, de la mauvaise qualité de celles-ci, de la dépendance par rapport aux tendances déduites concernant le choix des indices, d'incohérences géographiques des tendances et de la difficulté à établir une distinction entre la variabilité d'échelle décennale et les tendances à long terme. À une échelle millénaire, on peut dire avec un *degré de confiance élevé* que les données indirectes attestent d'épisodes de sécheresse de plus grande ampleur et de plus grande durée que ceux observés dans de nombreuses régions au cours du XX^e siècle. Les sécheresses à grande échelle se sont multipliées dans l'Asie des moussons et on a observé des conditions plus humides dans la partie aride de l'Asie centrale et dans la zone sud-américaine des moussons au cours du petit âge glaciaire (1450–1850) par rapport à l'anomalie climatique médiévale (950–1250) (*degré de confiance moyen*). {2.6.2, 5.5.4, 5.5.5 et 10.6.1}

Selon le scénario RCP8,5, les projections concernant la fin du XXI^e siècle indiquent qu'un risque accru de sécheresse est probable (degré de confiance moyen) dans des zones actuellement arides concernées par la réduction régionale à mondiale prévue de l'humidité des sols. C'est dans la zone méditerranéenne, dans le sud-ouest des États-Unis et en Afrique australe que l'assèchement des sols serait le plus marqué, ce qui correspond à l'évolution prévue de la circulation de Hadley et à l'élévation des températures de surface. Selon le scénario RCP8,5, un assèchement de la surface de ces régions est probable (degré de confiance élevé) d'ici la fin du XXI^e siècle. {12.4.5}

Élévation extrême du niveau de la mer

Il est *probable* que les phénomènes d'élévation extrême du niveau de la mer ont gagné en ampleur depuis 1970 et que cette augmentation est due en grande partie à l'élévation du niveau moyen de la mer. Si l'on tient compte de l'évolution du niveau moyen de la mer, l'évolution des extrêmes se réduit à moins de 5 mm an⁻¹ selon 94 % des marégraphes. Il est *très probable* qu'à l'avenir, on observera une occurrence accrue de valeurs extrêmes concernant le niveau de la mer et que, comme par le passé, cette augmentation sera due principalement à une élévation du niveau moyen de la mer. {3.7.5 et 13.7.2}

AT.9 (suite)

Cyclones tropicaux et extratropicaux

Compte tenu de l'évolution passée de la capacité d'observation, on accorde un *faible degré de confiance* aux variations à long terme (centennales) de l'activité des cyclones tropicaux. À l'époque des satellites, cependant, on observe une nette augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes les plus violentes dans l'Atlantique Nord (*degré de confiance très élevé*). Quoi qu'il en soit, il y a débat quant à la cause de cette augmentation et l'on accorde un *faible degré de confiance* à l'attribution à l'homme de l'évolution de l'activité des cyclones tropicaux en raison de l'insuffisance des éléments de preuve issus d'observations, de la méconnaissance de la physique des corrélations entre les facteurs anthropiques de l'évolution du climat et l'activité des cyclones tropicaux, du faible degré de cohérence entre les différences études concernant l'importance relative de la variabilité interne, ainsi que des forçages anthropiques et naturels. {2.6.3, 10.6.1 et 14.6.1}

En général, certains modèles haute résolution de l'atmosphère, qui simulent de façon réaliste la trajectoire et le nombre des cyclones tropicaux, sont capables de saisir les caractéristiques générales des trajectoires des tempêtes et des cyclones extratropicaux, des améliorations à ce propos ayant été observées depuis le quatrième Rapport d'évaluation. Les erreurs systématiques concernant la trajectoire des tempêtes dans l'Atlantique Nord se sont légèrement réduites, mais les modèles produisent toujours des trajectoires trop zonales et sous-estiment l'intensité des cyclones. {9.4.1 et 9.5.4}

Selon les projections, il est probable que sur le plan mondial, la fréquence des cyclones tropicaux va diminuer ou rester la même pour l'essentiel, parallèlement à une augmentation *probable*, toujours sur le plan mondial, de la vitesse maximale des vents et de l'intensité des précipitations imputables à ces cyclones, mais on accorde un degré de confiance moindre aux projections par région concernant leur fréquence et leur intensité. Toutefois, grâce à l'amélioration de la résolution des modèles et à des techniques de réduction d'échelle, on peut affirmer qu'il est *plus probable qu'improbable* que la fréquence des tempêtes les plus intenses augmente sensiblement dans certains bassins, selon des projections quant au réchauffement qui doit se produire au XXI^e siècle (voir la figure RT.26). {11.3.2 et 14.6.1}

Les recherches qui ont suivi la publication du quatrième Rapport d'évaluation et du rapport SREX continuent à indiquer un déplacement *probable* de la trajectoire des tempêtes vers les pôles depuis les années 1950. Pour les 100 dernières années, cependant, on accorde un *faible degré de confiance* à une tendance nette à l'apparition de tempêtes en raison d'incohérences entre les études et du manque de données à long terme dans certaines régions du monde (en particulier dans l'hémisphère Sud). {2.6.4 et 2.7.6}

Malgré des erreurs systématiques dans la simulation de la trajectoire des tempêtes, la plupart des études et des modèles s'accordent pour indiquer qu'il est *improbable* que sur le plan mondial, le nombre de cyclones extratropicaux diminue de plus de quelques points de pourcentage. Il est *probable* que la trajectoire des tempêtes de l'hémisphère Sud se déplace légèrement vers le pôle. Il est *plus probable qu'improbable (degré de confiance moyen)* que la trajectoire des tempêtes du Pacifique Nord se déplace vers le pôle, mais il est *improbable* que la réponse de la trajectoire des tempêtes de l'Atlantique Nord consiste en un simple déplacement vers le pôle. On accorde un *faible degré de confiance* à l'ampleur de l'évolution régionale de la trajectoire des tempêtes et aux incidences de cette évolution sur le climat régional de surface. {14.6.2}

RT.6 Principales incertitudes

Cette dernière section du Résumé technique donne un bref aperçu des principales incertitudes concernant la compréhension du système climatique et la capacité de prévoir des changements découlant de l'action de l'homme. Cet aperçu n'est pas exhaustif et ne présente pas en détail la base des conclusions déduites. On trouve celle-ci dans le corps du Résumé technique et dans les chapitres associés indiqués entre accolades.

RT.6.1 Principales incertitudes concernant l'observation de l'évolution du système climatique

- On n'accorde qu'un degré de confiance moyen à faible au rythme d'évolution du réchauffement de la troposphère et de sa structure verticale. Les évaluations du rythme de réchauffement de la troposphère englobent les évaluations du rythme d'élévation de la température en surface. On accorde un faible degré de confiance au rythme et à la structure verticale du refroidissement de la stratosphère. {2.4.4}
- On accorde un *faible degré de confiance* à l'évolution des précipitations terrestres à l'échelle du globe avant 1951 et un *degré de confiance moyen* à leur évolution par la suite, en raison du caractère incomplet des données disponibles. {2.5.1}
- Les observations portant sur la variabilité et les tendances des nuages sur le plan mondial se prêtent à de nombreuses interprétations, d'où le faible degré de confiance qui leur est associé. {2.5.6}
- On accorde un faible degré de confiance à la tendance mondiale à la sécheresse ou à l'absence de précipitations observée, en raison de l'absence d'observations directes, d'incertitudes et de choix méthodologiques et d'incohérences géographiques des tendances. {2.6.2}
- On peut dire avec un faible degré de confiance que toute évolution à long terme (centennale) signalée concernant les caractéristiques des cyclones tropicaux est robuste, si l'on tient compte de l'évolution passée de la capacité d'observation. {2.6.3}
- Il est impossible actuellement de tirer des conclusions solides quant à l'évolution à long terme de la circulation atmosphérique à grande échelle en raison de la grande variabilité des échelles interannuelle à décennale et des différences qui existent entre les jeux de données. {2.7}
- On observe des variations entre les évaluations mondiales des températures sous la surface des océans selon le moment et la période, ce qui laisse penser que la variabilité d'échelle inférieure à la décennie des températures et du contenu thermique de la couche supérieure des océans (de 0 à 700 m) est toujours mal caractérisée dans les relevés historiques. {3.2}
- Au-dessous d'une profondeur de 700 m, l'échantillonnage dans l'espace et dans le temps est trop fragmentaire pour que l'on puisse évaluer, sur le plan mondial, la température et le contenu thermique annuels avant 2005. {3.2.4}
- Au-dessous d'une profondeur de 2 000 m, la couverture en matière d'observations océaniques reste limitée, ce qui gêne non seulement la production d'évaluations mondiales plus précises et fiables de l'évolution du contenu thermique et de la teneur en carbone des océans, mais également la quantification de l'apport du réchauffement des couches profondes des océans à l'élévation du niveau de la mer. {3.2, 3.7 et 3.8; encadré 3.1}

- Le nombre de séries chronologiques d'observations continues permettant de mesurer l'importance des caractéristiques de la circulation océanique liées au climat (comme la circulation méridienne océanique de retournement) est limité et les séries chronologiques existantes sont toujours trop courtes pour que l'on puisse évaluer les tendances décennales et à des échéances plus longues. {3.6}
- Les données disponibles pour l'Antarctique ne permettent pas d'évaluer l'évolution de nombreuses caractéristiques des glaces de mer (épaisseur, volume, etc.). {4.2.3}
- Sur le plan mondial, la perte de masse due à la fonte des fronts de vêlage et au détachement d'icebergs n'a pas encore fait l'objet d'une évaluation exhaustive. C'est dans l'Antarctique que l'incertitude quant à la perte de masse des glaciers est la plus élevée et l'observation des interactions glace-océan aux alentours des deux inlandsis reste insuffisante. {4.3.3 et 4.4}

RT.6.2 Principales incertitudes concernant les causes du changement climatique

- Les incertitudes quant aux interactions aérosols-nuages et au forçage radiatif associé restent importantes. Il en résulte que les incertitudes liées au forçage dû aux aérosols sont celles qui contribuent le plus à l'incertitude globale quant au forçage anthropique net, bien que certains des processus atmosphériques en jeu soient mieux compris et que l'on dispose d'une surveillance mondiale par satellite. {2.2, 7.3 à 7.5 et 8.5}
- Il est probable que la rétroaction des nuages est positive, mais sa quantification reste difficile. {7.2}
- Les reconstructions paléoclimatiques et les modèles du système Terre indiquent l'existence d'une rétroaction positive entre le climat et le cycle du carbone, mais on accorde un *faible degré de confiance* à l'importance de cette rétroaction, en particulier pour les terres émergées. {6.4}

RT.6.3 Principales incertitudes concernant la compréhension du système climatique et son évolution récente

- La simulation des nuages par des modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan s'est légèrement améliorée depuis le quatrième Rapport d'évaluation, mais elle n'en demeure pas moins problématique. {7.2, 9.2.1, 9.4.1 et 9.7.2}
- Les incertitudes quant à l'observation des variables climatologiques autres que la température, les incertitudes quant au forçage dû notamment aux aérosols et la compréhension limitée des processus en jeu continuent de gêner l'attribution causale des changements pour de nombreux aspects du système climatique. {10.1, 10.3 et 10.7}
- L'évolution et la variabilité interne du cycle de l'eau sont toujours mal modélisées, ce qui limite la confiance qu'on peut accorder à l'évaluation de leur attribution. En outre, les incertitudes en matière d'observation et l'effet important de la variabilité interne sur les précipitations observées interdisent une meilleure évaluation des causes de l'évolution des précipitations. {2.5.1, 2.5.4 et 10.3.2}
- Les incertitudes des modélisations dues à la résolution des modèles et à l'intégration des processus pertinents prennent de l'importance à l'échelle régionale et les effets de la variabilité interne deviennent plus sensibles. Ainsi, l'attribution des changements observés à des forçages externes d'échelle régionale continue à poser des problèmes. {2.4.1 et 10.3.1}
- La capacité à simuler des variations de fréquence et d'intensité des phénomènes extrêmes est limitée par la capacité des modèles à simuler l'évolution moyenne des principales caractéristiques de façon fiable. {10.6.1}

 Pour certains aspects du système climatique (évolution de la sécheresse, évolution de l'activité des cyclones tropicaux, réchauffement de l'Antarctique, étendue des glaces de mer en Antarctique, bilan de masse de l'Antarctique, etc.), on accorde un faible degré de confiance à l'influence de l'homme en raison d'incertitudes en matière de modélisation et du faible degré de cohérence entre les études scientifiques. {10.3.1, 10.5.2 et 10.6.1}

RT.6.4 Principales incertitudes concernant les projections mondiales et régionales relatives au changement climatique

- D'après les résultats des modèles, on accorde un degré de confiance limité à la prévisibilité des températures en moyenne annuelle et décennale, tant pour la moyenne mondiale que pour certaines zones géographiques. Les résultats multimodèle concernant les précipitations indiquent une prévisibilité généralement faible. Les projections à court terme concernant le climat sont également limitées par l'incertitude des projections quant au forçage naturel. {11.1, 11.2, 11.3.1 et 11.3.6; encadré 11.1}
- On accorde un degré de confiance moyen aux projections à court terme concernant le déplacement vers le nord de la trajectoire des tempêtes et des vents d'ouest dans l'hémisphère Nord. {11.3.2}
- On accorde généralement un *faible degré de confiance* aux projections à l'échelle du bassin des tendances significatives concernant la fréquence et l'intensité des cyclones tropicaux au XXI^e siècle. {11.3.2 et 14.6.1}
- Les projections quant à l'évolution de l'humidité des sols et au ruissellement ne sont pas robustes dans de nombreuses régions. {11.3.2 et 12.4.5}
- Divers phénomènes ou composantes du système climatique risquent de subir des modifications brusques ou non linéaires, mais on accorde un faible degré de confiance à la probabilité d'occurrence de nombre d'entre eux au XXI^e siècle, qui fait l'objet d'un faible consensus. {12.5.5}
- On accorde un faible degré de confiance à l'ampleur des pertes de carbone dues aux émissions de CO₂ et de CH₄ dans l'atmosphère du fait du dégel du pergélisol. On accorde un faible degré de confiance aux projections concernant les futures émissions de CH₄ issues de sources naturelles en raison de l'évolution des zones humides et ru rejet d'hydrates de gaz par les fonds marins. {6.4.3 et 6.4.7}
- On accorde un *degré de confiance moyen* aux projections des modèles de la dynamique des inlandsis quant à l'élévation du niveau de la mer au XXI^e siècle et un *faible degré de confiance* à leurs projections au-delà de 2100. {13.3.3}
- On accorde un faible degré de confiance aux projections des modèles semi-empiriques quant à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe et la communauté scientifique n'est arrivée à aucun consensus en ce qui concerne leur fiabilité. {13.5.2 et 13.5.3}
- On accorde un *faible niveau de confiance* aux projections concernant de nombreux aspects des phénomènes climatiques qui influent sur l'évolution du climat régional et notamment sur l'évolution de l'amplitude et de la configuration spatiale des modes de variabilité du climat. {9.5.3 et 14.2 à 14.7}

Foire aux questions



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?
FAQ 2.1	Comment savons-nous que la planète s'est réchauffée?123
FAQ 2.2	A-t-on observé une quelconque modification des extrêmes climatiques?
FAQ 3.1	L'océan se réchauffe-t-il? 127
FAQ 3.2	Y a-t-il des indices d'une évolution du cycle de l'eau sur Terre?129
FAQ 3.3	L'acidification anthropique des océans est-elle liée au changement climatique?
FAQ 4.1	Comment les glaces de mer évoluent-elles en Arctique et en Antarctique?133
FAQ 4.2	Les glaciers des régions montagneuses sont-ils en train de disparaître?
FAQ 5.1	Le Soleil est-il un facteur déterminant des récents changements climatiques?
FAQ 5.2	Dans quelle mesure le rythme actuel d'évolution du niveau de la mer est-il inhabituel?
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?
FAQ 6.2	Que devient le dioxyde de carbone après son rejet dans l'atmosphère?
FAQ 7.1	Quels sont les effets des nuages sur le climat et le changement climatique?145
FAQ 7.2	Quels sont les effets des aérosols sur le climat et le changement climatique?
FAQ 7.3	La géo-ingénierie peut-elle remédier au changement climatique et quels effets secondaires peut-elle produire?
FAQ 8.1	Quelle importance la vapeur d'eau a-t-elle pour le changement climatique?153

FAQ 8.2	Les améliorations de la qualité de l'air ont-elles un effet sur le changement climatique?
FAQ 9.1	Les modèles climatiques fonctionnent-ils mieux? Et comment pouvons-nous le savoir? 157
FAQ 10.1	Le climat étant en perpétuelle évolution, comment détermine-t-on les causes des changements observés?
FAQ 10.2	Quand l'influence humaine sur le climat deviendra-t-elle évidente aux échelles locales? 161
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?
FAQ 11.2	Comment les éruptions volcaniques influent-elles sur le climat et sur notre aptitude à le prévoir?165
FAQ 12.1	Pourquoi utilise-t-on un si grand nombre de modèles et de scénarios pour effectuer des projections concernant le changement climatique?
FAQ 12.2	Comment le cycle de l'eau évoluera-t-il? 169
FAQ 12.3	Comment évoluerait le climat si nous mettions fin aux émissions aujourd'hui?
FAQ 13.1	Pourquoi les variations locales du niveau de la mer diffèrent-elles de la variation moyenne mondiale?
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?
FAQ 14.1	Comment le changement climatique influe-t-il sur les moussons?
FAQ 14.2	Comment se présentent les projections concernant le climat régional par rapport aux projections relatives aux moyennes mondiales?

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



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.

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.

(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).



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 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 subtropicales plus chaudes (vert); ces dernières s'

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 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 - 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 réfléchie 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 CO_2 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 \pm 30 PgC de l'atmosphère, ce qui correspond plus ou moins au quart de la quantité totale de CO₂ rejetée (555 \pm 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 CO_2 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 (H_2CO_3) et de bicarbonate (HCO_3^-):

CO _{2(atmos)}	$\stackrel{\longrightarrow}{\leftarrow}$	CO _{2(aq)}	(1)
$CO_{2(aq)} + H_2O$	$\stackrel{\longrightarrow}{\leftarrow}$	H ₂ CO ₃	(2)
H ₂ CO ₃	$\stackrel{\longrightarrow}{\leftarrow}$	$H^+ + HCO_3^-$	(3)
HCO₃⁻	$\stackrel{\longrightarrow}{\rightarrow}$	H+ + CO ₃ ^{2–}	(4)

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 (CO_3^{2-}) pour produire davantage de HCO_3^{-} . Par conséquent, l'apport de CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 atmosphérique que l'océan est en mesure d'absorber. Par exemple, avec un doublement des concentrations de CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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.

Foire aux questions





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 p	pH océanique e	t des paramètre	es du système	carboniqueª	dans l'eau d	de surface	pour un do	ublement du	CO ₂	atmosphérique
par rapport à l'ère pré-in	dustrielle, sans	ou avec un réch	nauffement de 2	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)
рН	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 _⊤ (µmol kg⁻¹)	1 960,8	2 094,5	(6,82)	2 080,5	(6,10)

Notes:

^a $CO_{2(aq)} = CO_2$ dissous, $H_2CO_3 =$ acide carbonique, $HCO_3^- =$ bicarbonate, $CO_3^{2-} =$ carbonate, $C_T =$ carbone total = $CO_{2(aq)} + HCO_3^- + CO_3^{2-}$

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^e 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.

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'Artcique 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).

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, vêlent 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 XXe 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).

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 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 due à la variabilité interne, liée ici au périot e feft 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 ± 0,2 mm an⁻¹ sur l'ensemble du XX^e siècle et entre 2,8 et 3,6 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 ~1,7 \pm 0,2 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 ± 0,2 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.

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, XX^e 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 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 (CO₂). Si une partie appréciable de ce carbone était libérée sous forme de méthane et de CO₂, 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 CO₂, 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 ± 0,4 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 (CH₄): les émissions, émanant principalement des zones humides dégelées pendant la saison chaude, se situent entre 15 et 50 Tg(CH₄) 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 CO₂ 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 CO₂. 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,



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.) TgC = 10^{12} gC, PgC = 10^{15} gC.

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 (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 CO_2 et jusqu'à 5 Pg sous forme de CH_4 d'ici à 2100. Étant donné le fort potentiel d'effet de serre du méthane, cela équivaut à 100 PgC supplémentaires en équivalent CO_2 dégagé jusqu'en 2100. De telles quantités sont semblables à celles d'autres rétroactions biogéochimiques, tel le rejet additionnel de CO_2 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 CH_4 et de CO_2 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 CO_2 et de CH_4 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



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.

plusieurs milliers d'années. L'équilibre a été ébranlé par les émissions anthropiques de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Les processus d'échange entre le CO₂, la couche superficielle de l'océan et la végétation se trouvent modifiés par l'élévation des concentrations mondiales de CO₂, 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 CO₂ traversent l'interface air-mer à la faveur des échanges gazeux. Dans l'eau de mer, au contact des molécules d'eau, le CO₂ 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.

FAQ 6.2 (suite)

Sur les terres émergées, la végétation assimile le CO_2 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 CO_2 , 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 CO_2 est ensuite renvoyé dans l'atmosphère par le phénomène de respiration. En outre, le carbone des plantes et des sols est retransformé en CO_2 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 CO_2 atmosphérique stimule la photosynthèse et, ce faisant, l'absorption de carbone. Par ailleurs, une forte concentration de CO_2 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 CO_2 excédentaire rejeté dans l'atmosphère (5 000 PgC, soit 10 fois environ les quantités totales de CO_2 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 CO_2 reste dans l'atmosphère. Au bout de 2 000 ans, l'atmosphère renferme encore 15 à 40 % des rejets initiaux de CO_2 . La baisse ultérieure due à la dissolution des sédiments, prend des dizaines à des centaines de milliers d'années, voire plus.



FAQ 6.2 - Figure 2 Décroissance d'un volume de CO_2 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)

Effet de serre	Tropiques	Latitudes moyennes $\downarrow \downarrow \downarrow \downarrow \downarrow \downarrow$		
Réponse des nuages	Les nuages de l'étage supérieur s'élèvent avec l'épaississement de la troposphère, ce qui accroît l'écart entre la température au sommet des nuages et la température en surface.	La nébulosité diminue dans les couches moyennes et basses (à gauche). Dans les régions qui reçoivent moins de lumière solaire, la trajectoire des tempêtes accompagnées de nuages se déplace vers les pôles (à droite).		
Mécanisme de rétroaction	Les nuages de l'étage supérieur retiennent plus de rayonnement infrarouge, ce qui augmente le réchauffement en surface.	Les nuages réfléchissent moins de lumière solaire vers l'espace, ce qui augmente le réchauffement en surface.		

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

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 réfléchie. 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)

Aérosols diffusants



Interactions aérosols-rayonnement



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

Aérosols absorbants



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



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.

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 (SO_2) 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.

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.

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.

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 contreraient 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 est stocké sous terre ou dans l'océan; F) Le CO_2 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 CO_2 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 CO_2 dans la mesure où elles parviennent à éliminer le CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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.

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 CO_2 atmosphérique, avec gestion du rayonnement solaire, serait globalement plus proche du climat du XX^e siècle qu'un climat présentant des concentrations élevées de CO_2 , 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 CO_2 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



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.

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. *(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 CO_2 , 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 alliée à des stratégies énergiques de baisse des concentrations de CO_2 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 (CH₄) 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.





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 CO_2 , 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 CO_2 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 (CO₂) 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 CH₄ et sur la formation d'aérosols.

Les observations par satellite montrent que les concentrations atmosphériques de SO₂ (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 CO₂ 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 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.





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 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'expliciter 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 modèlisées. 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.

157

FAG

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 étayent 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.

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 ou 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 du 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 délimitations de l'évolution prévue et de la variabilité naturelle sont définies comme ± 2 écarts types (adapté et actualisé de Mahlstein *et al.*, 2011).

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 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.

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 (SO₂) dans la stratosphère, refroidissant ainsi la Terre d'environ 0,5 °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 SO₂ 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 SO₂ 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 annéelà en Europe et aux États-Unis ont provoqué pénuries alimentaires, famines et émeutes.



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).

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. *(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 évènements 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 avenirs 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.



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.

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.

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 (CO₂), 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 CO₂ 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 CO₂ 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 N2O prendraient quant à elles plusieurs siècles et quant au CO2, 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).

() 0 Réchauffement global en surface 3 Émissions constantes 2 Zéro émissions 1 0 Forçage constant 1950 2000 2050 2100 2150 Année

Plage de valeurs de l'ensemble:

90%

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.

(suite page suivante)

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 CO_2 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 CO_2 , 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 CO_2 plus élevé, et donc davantage d'émissions de CO_2 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 de serves 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 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,



-3,0 -2,0 -1,0 0,0 0,2 0,4 0,6 0,8 1,0 1,1 1,2 1,3 Variation du niveau de la mer (mm an⁻¹)

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)

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.

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 XXIe siècle avec un niveau de confiance accru, il est nécessaire d'améliorer les modèles qui simulent le flux des glaces, et notamment tous les changement 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, tous 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 du bilan 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 vêlage 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'accentuer 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 vêlage 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

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 converture 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.





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.

(suite page suivante)

FAQ

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 réchauffement atmosphère, modifiant la répartition du réchauffement atmosphère, modifiant la répartition du réchauffement 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 (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.

Glossaire

Glossaire

Coordonnateur: Serge Planton (France)

Il convient de référencer le présent glossaire comme suit:

GIEC, 2013: Glossaire [Planton, S. (coord.)]. In: *Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (dir. publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique.

Voici les définitions de termes auxquels les auteurs principaux veulent donner un sens précis dans le contexte du présent rapport. Les caractères italiques rouges indiquent les termes définis dans le présent glossaire.

Acidification de l'océan Réduction du *pH* de l'océan sur une longue période, généralement sur plusieurs décennies ou plus, causée principalement par le *piégeage* du *dioxyde de carbone* présent dans l'*atmosphère*, mais aussi par l'adjonction ou le retrait de substances chimiques dans l'océan. L'*acidification anthropique de l'océan* se rapporte à la composante de la réduction du pH causée par l'activité humaine (IPCC, 2011, p. 37).

Activité solaire Terme général désignant divers phénomènes magnétiques à la surface du Soleil, notamment des *taches solaires*, des *facules* (zones brillantes) et des éruptions (émissions de particules de haute énergie). Les fluctuations se produisent à des échelles de temps qui peuvent varier de quelques minutes à plusieurs millions d'années. Voir aussi *Cycle solaire*.

Advection Déplacement d'une masse d'eau ou d'air et de ces propriétés (température, traceurs chimiques, etc.) sous l'action du vent ou des courants. Pour ce qui est de la distinction entre advection et *convection*, le premier terme se réfère aux mouvements de grande amplitude de l'*atmosphère* ou de l'océan, alors que la convection se rapporte à des mouvements généralement verticaux, induits localement.

Aérosol Particule solide ou liquide en suspension dans l'air, dont la taille varie généralement de quelques nanomètres à dix micromètres et qui séjourne dans l'*atmosphère* plusieurs heures au moins. Par commodité, le terme *aérosol*, sous lequel on regroupe à la fois les particules et les gaz en suspension, est souvent employé au pluriel dans le présent rapport dans le sens de *particules en suspension*. Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou humaine (*anthropique*). Ils peuvent influer sur le *climat* de diverses façons: directement, par diffusion ou absorption du rayonnement (voir *Interaction aérosols rayonnement*), et indirectement, en agissant comme des *noyaux de condensation des nuages* ou des *noyaux glaciogènes*, en modifiant les propriétés optiques et la *durée de vie* des nuages (voir *Interaction aérosols nuages*).

Aérosol carboné *Aérosol* composé principalement de substances organiques et de *carbone suie*.

Aérosol organique *Aérosol* constitué principalement de composés organiques, où prédominent le carbone, l'hydrogène, l'oxygène et d'autres éléments en moindre quantité. Voir aussi *Aérosol carboné*.

Ajustement des flux Pour éviter qu'un *modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (MCGAO)* ne dérive vers des conditions climatiques irréalistes, on peut appliquer des termes d'ajustement aux flux atmosphériques et océaniques de chaleur et d'humidité (et parfois aux tensions de surface résultant de l'effet du vent à la surface des océans), avant d'introduire ces flux dans le modèle atmosphère océan utilisé. Comme ces ajustements sont calculés à l'avance et donc indépendants de l'intégration du modèle couplé, ils ne sont pas corrélés avec les anomalies qui apparaissent pendant l'intégration.

Ajustement isostatique glaciaire Déformation de la Terre et de son champ de pesanteur découlant de la réponse du système terre-océan aux variations de la charge exercée par la glace et par l'eau associée. On parle parfois d'effets glacio hydro isostatiques. Cela comprend les déformations verticales et horizontales de la surface terrestre et les variations du *géoïde* dues à la redistribution de masse au cours des transferts de masse entre la cryosphère et l'océan.

Ajustement rapide Réponse à un agent qui perturbe le *système climatique*, correspondant directement à l'effet de l'agent en question et ne tenant pas compte d'un changement, quel qu'il soit, de la *température moyenne à la surface du globe*. À titre d'exemple, le *dioxyde de carbone* et les *aérosols* peuvent, en altérant les rythmes d'échauffement et de refroidissement internes au sein de l'*atmosphère*, modifier la nébulosité ou d'autres variables, et produire ainsi un effet radiatif, et ce, même en l'absence de tout échauffement

ou refroidissement de la surface. Les ajustements sont dits *rapides*, car ils interviennent immédiatement, avant les *rétroactions climatiques* découlant du réchauffement (bien que certains ajustements prennent un temps certain pour que le processus aboutisse, notamment quand il s'agit de la végétation ou des *nappes glaciaires*). On parle aussi de *réponse rapide*. Voir les éclaircissements fournis à ce sujet dans les sections 7.1 et 8.1.

Albédo Fraction du *rayonnement solaire* réfléchie par une surface ou par un objet, souvent exprimée sous forme de pourcentage. Les surfaces enneigées ont un albédo élevé, les sols, un albédo élevé à faible et les surfaces couvertes de végétation et les océans, un albédo faible. L'albédo de la Terre fluctue principalement en fonction des variations de la nébulosité, de l'enneigement, de l'englacement, de la surface foliaire et du couvert terrestre.

Alcalinité Mesure de la capacité d'une solution aqueuse à neutraliser les acides.

Altération Élimination progressive du CO_2 atmosphérique résultant de la dissolution des roches silicatées et carbonatées par des processus physiques (*altération mécanique*) ou chimiques (*altération chimique*).

Altimétrie Technique employée pour mesurer l'altitude de la surface de la Terre par rapport au centre de la Terre dans un cadre de référence terrestre défini (niveau de la mer géocentrique).

Amplitude diurne de la température Différence entre les températures maximale et minimale enregistrées sur 24 heures.

Analyse de pollen Technique de datation relative et de *reconstitution* environnementale, consistant à recenser et à compter les types de pollen conservés dans la tourbe, les sédiments lacustres et dans d'autres dépôts. Voir aussi *Données indirectes*.

Anomalie climatique médiévale (ACM) Voir Optimum climatique médiéval.

Anthropique Produit ou causé par les activités humaines.

Atmosphère Enveloppe gazeuse de la Terre. L'atmosphère sèche est composée presque entièrement d'azote (*rapport de mélange* en volume de 78,1 %) et d'oxygène (rapport de mélange en volume de 20,9 %) ainsi que d'un certain nombre de gaz présents à l'état de trace, tels que l'argon (rapport de mélange en volume de 0,93 %), l'hélium et des *gaz à effet de serre* qui influent sur le rayonnement, notamment le *dioxyde de carbone* (rapport de mélange en volume de 0,035 %) et l'*ozone*. En outre, l'atmosphère contient de la vapeur d'eau, gaz à effet de serre, en proportion très variable, mais généralement dans un rapport de mélange en volume d'environ 1 %. L'atmosphère contient également des nuages et des *aérosols*.

Atmosphère libre Couche atmosphérique qui n'est que très peu affectée par le frottement à la surface terrestre et qui se situe au-dessus de la *couche limite atmosphérique*.

Atténuation Intervention humaine visant à réduire les *sources* ou à renforcer les *puits* de *gaz* à effet de serre.

Attribution Voir *Détection et attribution*.

Bilan d'énergie de la Terre La Terre est un système physique dont le bilan énergétique tient compte de toutes les énergies entrant (gains) et de toutes les énergies sortant (pertes). Pour obtenir ce bilan, on mesure la quantité d'énergie provenant du Soleil qui entre dans le système Terre, celle qui est perdue vers l'espace et celle qui demeure dans le système Terre y compris son *atmosphère*. Le *rayonnement solaire* est la source principale d'énergie du système Terre. L'énergie solaire incidente peut être diffusée et réfléchie par les nuages et les *aérosols* ou absorbée dans l'atmosphère. Le rayonnement transmis est alors soit absorbé soit réfléchi par la surface terrestre. L'*albédo* moyen de la Terre est d'environ 0,3, ce qui signifie que 30 % de l'énergie solaire incidente est réfléchie vers l'espace, tandis que 70 % de cette énergie est absorbée par la Terre. L'énergie de courtes longueurs d'onde provenant du rayonnement solaire est transformée en chaleur sensible, chaleur latente (changements d'état de l'eau), énergie potentielle et énergie cinétique avant d'être émise sous forme de *rayonnement infrarouge*. La *température moyenne à la surface du globe*

étant proche de 15 °C (288 K), le flux principal d'énergie sortant se situe dans la bande infrarouge du spectre. Voir aussi *Bilan énergétique*; *Flux de chaleur latente*; *Flux de chaleur sensible*.

Bilan de masse (des glaciers ou des nappes glaciaires) Bilan entre les gains (*accumulation*) et les pertes (*ablation*, vêlage d'icebergs) touchant la masse des glaces au cours d'une période précise, souvent une année ou une saison. Le bilan de masse ponctuel se rapporte à un point précis d'un *glacier* ou d'une *nappe glaciaire*. Le bilan de masse en surface établit la différence entre l'accumulation et l'ablation superficielles. Les termes ayant trait aux gains et pertes relatifs au bilan de masse sont les suivants:

Accumulation Ensemble des processus par lesquels la masse d'un glacier augmente. Le facteur principal de l'accumulation est la chute de neige. L'accumulation comprend aussi les dépôts de gelée blanche, les précipitations se congelant, d'autres types de précipitations solides, la neige apportée par le vent et les avalanches.

Ablation Processus de surface par lesquels la masse d'un glacier diminue. Le facteur principal de l'ablation est la fonte avec le *ruissellement* qui s'ensuit, mais, pour certains glaciers, la sublimation, la neige emportée par le vent et les avalanches représentent aussi des processus d'ablation importants.

Écoulement Perte de masse par vêlage d'icebergs ou par le fait que la glace passe la *ligne d'échouage* d'une *plate forme de glace*. On englobe souvent le vêlage et l'écoulement dans la notion d'ablation, ce qui n'est pas le cas dans le présent rapport où on établit une distinction par rapport à l'ablation en surface.

Bilan énergétique Différence entre l'énergie reçue et l'énergie émise. Un bilan positif donne lieu à un réchauffement, un bilan négatif, à un refroidissement. La moyenne de ce bilan calculée pour l'ensemble de la planète et sur des périodes prolongées doit être nulle. Comme le *système climatique* tire presque toute son énergie du soleil, un bilan égal à 0 signifie que, globalement, le *rayonnement solaire* absorbé – c'est-à-dire la différence entre le *rayonnement solaire incident* et le rayonnement solaire réfléchi au sommet de l'*atmosphère* – est égal au *rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde* émis par le système climatique. Voir aussi *Bilan d'énergie de la Terre*.

Biomasse Masse totale des organismes vivants dans un périmètre ou un volume donné; les végétaux morts peuvent être inclus en tant que biomasse morte. La *combustion de la biomasse* est la combustion des organismes végétaux vivants ou morts.

Biome Élément régional majeur et bien défini de la *biosphère*, généralement constitué de plusieurs *écosystèmes* (*forêts*, cours d'eau, étangs, marais, etc. au sein d'une même *région*). Les biomes se caractérisent par des communautés végétales et animales particulières.

Biosphère (terrestre et marine) Partie du système Terre comprenant tous les *écosystèmes* et organismes vivants présents dans l'*atmosphère*, sur terre (*biosphère terrestre*) ou dans les océans (*biosphère marine*), y compris la matière organique morte qui en provient, telle que la litière, la matière organique des sols et les détritus des océans.

Blocage Phénomène associé à des anticyclones persistants et à déplacement lent qui font obstacle aux vents d'ouest dominants aux latitudes moyennes à élevées, de sorte qu'ils bloquent la progression normale vers l'est de dépressions migratrices extratropicales. C'est une composante importante de la *variabilité climatique* infrasaisonnière dans les régions extratropicales, qui peut provoquer des conditions météorologiques persistantes, notamment des vagues de froid en hiver ou des *vagues de chaleur* en été.

Boisement Plantation de nouvelles *forêts* sur des terres qui, historiquement, n'en possédaient pas. Le rapport spécial du GIEC sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (IPCC, 2000) propose une analyse plus approfondie du terme forêt et d'autres termes connexes tels que boisement, *reboisement* et *déboisement*. Voir aussi le rapport sur les définitions et options méthodologiques en ce qui concerne les inventaires des émissions résultant de la dégradation des forêts et de la disparition d'autres types de végétaux directement liées aux activités humaines (IPCC, 2003). ¹³**C** *Isotope* stable de carbone dont le poids atomique est d'environ 13. On utilise les mesures du rapport ¹³C/¹²C dans les molécules de *dioxyde de carbone* pour en déduire l'importance de différents processus liés au *cycle du carbone* et au climat ainsi que pour l'estimation de la capacité du *réservoir* terrestre de carbone.

¹⁴C *Isotope* instable de carbone dont le poids atomique est d'environ 14 et la demi vie d'environ 5 700 ans. Il est souvent utilisé pour effectuer des datations remontant jusqu'à 40 000 années. Sa variation dans le temps est influencée par les champs magnétiques solaire et terrestre, qui ont une incidence sur sa production sous l'effet des rayons cosmiques (voir *Radio-isotope cosmogène*).

Carbone suie (CS) Espèce d'*aérosol* définie de manière opérationnelle à partir de mesures de l'absorption de la lumière, de la réactivité chimique et/ou de la stabilité thermique; le carbone suie est aussi appelé suie ou carbone noir.

Carotte de glace Cylindre de glace prélevé par forage dans un *glacier* ou une *nappe glaciaire*.

Centiles Ensemble des valeurs de partage qui divisent la population totale d'une distribution en cent classes égales; le 50^e centile correspond à la *médiane* de la population.

Cerne d'un arbre Un des cercles concentriques de xylème secondaire visibles sur la tranche du tronc coupé d'une plante ligneuse. La différence entre le bois tardif, dense et à petites cavités cellulaires, d'une période de végétation et le bois initial à grandes cavités cellulaires du printemps suivant permet d'estimer l'âge d'un arbre; de plus, la largeur ou la densité des cernes peuvent être corrélées avec des paramètres climatiques tels que la température et les précipitations. Voir aussi *Données indirectes*.

CFC Voir *Hydrocarbures halogénés*.

Changement climatique Variation de l'état du climat, qu'on peut déceler (par exemple au moyen de tests statistiques) par des modifications de la moyenne et/ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste pendant une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, notamment les modulations des cycles solaires, les éruptions volcaniques ou des changements anthropiques persistants dans la composition de l'atmosphère ou dans l'utilisation des terres. On notera que la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), dans son article premier, définit les changements climatiques comme des «changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables». La CCNUCC établit ainsi une distinction entre les changements climatiques attribuables aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère et la variabilité du climat imputable à des causes naturelles. Voir aussi Inertie du changement climatique; Détection et attribution.

Changement climatique brusque Changement de grande échelle touchant le *système climatique* et s'étalant sur quelques décennies voire moins. Il persiste (ou devraitpersister) durant quelques décennies au moins, provoquant des bouleversements dans les systèmes humains et naturels.

Changement climatique rapide Voir *Changement climatique brusque*.

Changement dynamique rapide (des glaciers ou des nappes glaciaires) Variation de masse d'un *glacier* ou d'une *nappe glaciaire* causée par un changement d'*écoulement*, notamment la vitesse d'écoulement, et non par une modification touchant l'*accumulation* ou l'*ablation*. Le rythme de la variation de masse peut être supérieur à celui découlant d'un déséquilibre, quel qu'il soit, entre l'accumulation et l'ablation. Un changement dynamique rapide peut être déclenché par un facteur climatique, notamment une incursion d'eau relativement chaude sous une plate forme de glace ou l'amincissement d'un front glaciaire échoué sur l'estran, pouvant entraîner des réactions au sein du glacier et une perte rapide de glace. Voir aussi *Bilan de masse (des glaciers ou des nappes glaciaires)*.

Chaotique Un *système dynamique* tel que le *système climatique*, régi par des équations non linéaires déterministes (voir *Non-linéarité*), peut présenter un comportement erratique ou chaotique, d'infimes changements dans l'état initial du système entraînant par la suite des changements importants et apparemment imprévisibles dans son évolution temporelle. Un tel comportement chaotique limite la *prévisibilité* de l'état des systèmes dynamiques non linéaires à des échéances précises dans le futur. Cependant, des changements de ses propriétés statistiques peuvent rester prévisibles en fonction des changements que subissent les paramètres du système ou les conditions aux limites.

Charbon de bois Matériau produit par la carbonisation de la *biomasse*, et qui conserve en partie la texture microscopique typique des tissus végétaux; du point de vue chimique, il est composé en majeure partie de carbone à structure graphitique modifiée, à plus faible teneur en oxygène et en hydrogène.

Charge Masse totale d'une substance gazeuse potentiellement nocive dans l'*atmosphère*.

Chronologie Classement d'événements selon leur date ou la période où ils se sont produits.

Circulation de Brewer-Dobson Circulation méridienne de retournement dans la *stratosphère* entraînant le mouvement ascendant des masses d'air dans la zone intertropicale, puis vers le pôle dans l'hémisphère d'hiver et descendant aux latitudes polaires et subpolaires. La circulation de Brewer-Dobson résulte de l'interaction entre les ondes planétaires ascendantes et l'écoulement moyen.

Circulation de Hadley Cellule atmosphérique directe de retournement engendrée thermiquement dans laquelle l'air se dirige vers les pôles dans la haute *troposphère*, puis subit une subsidence dans les anticyclones subtropicaux. Le flux de retour donne naissance aux alizés à proximité de la surface qui convergent vers l'équateur, où l'air s'élève dans ce que l'on appelle la *zone de convergence* intertropicale.

Circulation de Walker Circulation atmosphérique zonale directe de retournement engendrée thermiquement au-dessus de la partie tropicale de l'océan Pacifique, avec ascendance d'air à l'ouest et subsidence à l'est.

Circulation générale Mouvements à grande échelle de l'*atmosphère* et de l'océan provoqués par l'échauffement différentiel de la Terre en rotation et contribuant à rétablir l'équilibre énergétique du système par transfert de chaleur et de quantité de mouvement.

Circulation méridienne océanique Circulation méridienne (nord-sud) de retournement dans l'océan, quantifiée par les sommes zonales (est ouest) des transferts de masse selon les couches de profondeur ou de densité. Dans l'Atlantique Nord, au large des *régions* subpolaires, cette circulation méridienne (qui désigne en principe une quantité observable) est souvent assimilée à la *circulation thermohaline*, qui est une interprétation conceptuelle incomplète. Il ne faut pas oublier que la circulation méridienne océanique est également provoquée par le vent et qu'elle peut aussi mettre en jeu, à profondeur relativement faible, des cellules de retournement, notamment celles qu'on peut observer dans les couches supérieures des zones océaniques tropicales et subtropicales où les eaux chaudes (légères) augmentent de densité en se déplaçant en direction des pôles et subissent ensuite une *subduction* à des niveaux plus profonds en se dirigeant vers l'équateur.

Circulation thermohaline Circulation océanique à grande échelle sous l'effet de laquelle les eaux de faible densité dans les couches supérieures de l'océan se transforment en eaux à plus forte densité dans les couches intermédiaires et profondes avant de revenir dans les couches peu profondes. Cette circulation est asymétrique, car la transformation des eaux de faible densité en eaux denses s'effectue dans des zones restreintes à des latitudes élevées, alors que le retour à la surface se caractérise par une lente remontée s'accompagnant de processus de diffusion dans des zones géographiques beaucoup plus vastes. La circulation thermohaline est engendrée par des densités élevées à la surface ou près de celle ci, dues à des températures basses et/ou à une salinité élevée; toutefois, malgré son nom suggestif bien que commun, elle est également régie par des forces mécaniques telles que le

vent et les marées. L'expression *circulation thermohaline* est souvent utilisée comme synonyme de *circulation méridienne océanique*.

Clathrate (méthane) Mélange de *méthane* et de glace, partiellement gelé et de consistance boueuse, qu'on trouve en général dans les sédiments.

Climat Au sens étroit du terme, le climat désigne en général le temps moyen ou, plus précisément, se réfère à une description statistique fondée sur les moyennes et la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années (la période type, définie par l'Organisation météorologique mondiale, est de 30 ans). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, la hauteur de précipitation et le vent. Dans un sens plus large, le climat désigne l'état du *système climatique*, y compris sa description statistique.

Composés organiques volatils (COV) Les COV forment un groupe important de substances chimiques organiques contribuant à la pollution atmosphérique et ayant la propriété de se volatiliser dans l'air ambiant. D'autres termes servent à désigner les COV: *hydrocarbures* (HC), *gaz organiques réactifs* et *composés organiques volatils non méthaniques* (COVNM). Les COVNM contribuent en grande partie (avec les NO_x et le CO) à la formation d'oxydants photochimiques, tel l'*ozone*.

Concentration en équivalent dioxyde de carbone (CO₂) Concentration de *dioxyde de carbone* qui entraînerait le même *forçage radiatif* qu'un mélange donné de dioxyde de carbone et d'autres facteurs de forçage. Parmi ces facteurs, on peut ne tenir compte que des *gaz à effet de serre* ou alors à la fois des gaz à effet de serre et des *aérosols*. Si la concentration en équivalent CO_2 est une mesure permettant de comparer le forçage radiatif d'un mélange de différents gaz à effet de serre à un moment donné, elle n'implique cependant pas d'équivalence en ce qui concerne les réponses correspondantes du *changement climatique* ou le forçage futur. Il n'existe en général aucune corrélation entre des *émissions en équivalent CO*₂ et les concentrations en équivalent CO₂ qui en résultent.

Confiance Validité d'un résultat, selon la nature, la quantité, la qualité et la cohérence des éléments correspondants (compréhension mécaniste, théorie, données, modèles, avis d'experts, etc.) et selon le degré de cohérence relatif à ce résultat. Elle s'exprime en termes qualitatifs (Mastrandrea et al., 2010). Voir les degrés de confiance indiqués à la figure 1.11 et la liste des qualificatifs s'appliquant à la *probabilité* dans le tableau 1.1. Voir aussi *Incertitude*.

Configuration de téléconnexion Carte de corrélation obtenue par le calcul d'une corrélation entre des variables en des zones spatiales différentes et un *indice climatique*. Il s'agit d'un cas spécial de *configuration du climat* obtenu pour des variables et un indice climatique normalisés, c'est-à-dire des variables et un indice chacun centré et mis à l'échelle de façon à ce qu'ils aient une moyenne nulle et une variance unitaire. Pour établir des cartes de téléconnexion en un point, on choisit une variable en un lieu qui sert d'indice climatique. Voir aussi *Téléconnexion*.

Configuration du climat Ensemble de coefficients variables dans l'espace obtenu par «projection» (régression) de variables climatiques sur une série chronologique correspondant à un *indice climatique*. Lorsque l'indice climatique est une composante principale, la configuration du climat est un vecteur propre de la matrice des covariances; en climatologie, on parle de *fonction orthogonale empirique* (FOE).

Configuration Pacifique-Amérique du Nord (PNA) Configuration ondulatoire atmosphérique à grande échelle présentant une séquence d'anomalies troposphériques anticycloniques et dépressionnaires s'étendant depuis la partie ouest du Pacifique subtropical jusqu'à la côte est de l'Amérique du Nord. Voir l'indice de la téléconnexion PNA, encadré 2.5.

Convection Mouvement vertical engendré par des forces de flottabilité dues à l'instabilité statique, généralement provoqué par un refroidissement à proximité de la surface ou par un accroissement de la salinité dans le cas d'un océan ou par un échauffement à proximité de la surface ou le refroidissement radiatif du sommet d'un nuage dans le cas de l'*atmosphère*.

Dans l'atmosphère, la convection donne naissance aux cumulus et à des précipitations; ainsi piège-t-elle efficacement les constituants chimiques qu'elle transporte verticalement. Dans les océans, la convection entraîne les eaux de surface jusque dans les profondeurs.

Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) Convention adoptée le 9 mai 1992 à New York et signée par plus de 150 pays et par la Communauté européenne lors du Sommet Planète Terre, qui s'est tenu à Rio de Janeiro en 1992. Son objectif ultime est de «stabiliser les concentrations de *gaz à effet de serre* dans l'*atmosphère* à un niveau qui empêche toute perturbation *anthropique* dangereuse du *système climatique*». Elle contient des engagements pour toutes les Parties. Conformément à la Convention, les Parties citées dans l'annexe I (tous les pays de l'OCDE et les pays en transition vers une économie de marché) doivent s'employer à ramener en 2000 les émissions de gaz à effet de serre non réglementées par le *Protocole de Montréal* à leur niveau de 1990. La Convention est entrée en vigueur en mars 1994. En 1997, les Parties de la CCNUCC ont adopté le *Protocole de Kyoto*.

Convention-cadre sur les changements climatiques Voir *Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC).*

Couche active Couche du sol qui est soumise chaque année à la fonte et au gel dans les zones où la sous-couche est constituée de *pergélisol*.

Couche d'ozone La *stratosphère* contient une couche, dite couche d'*ozone*, dans laquelle la concentration d'ozone est particulièrement élevée. Cette couche s'étend approximativement de 12 à 40 km d'altitude. La concentration d'ozone est maximale entre 20 et 25 km d'altitude environ. Dans cette couche, l'ozone se raréfie du fait des émissions *anthropiques* de composés de chlore et de brome. Chaque année, pendant le printemps austral, un appauvrissement très important de la couche d'ozone se produit au dessus de l'Antarctique, dû à la combinaison de la présence de ces composés anthropiques du chlore et du brome et de conditions météorologiques particulières à cette *région*. Ce phénomène est appelé *trou (dans la couche) d'ozone*. Voir aussi *Protocole de Montréal*.

Couche de surface Voir *Couche limite atmosphérique*.

Couche limite atmosphérique Couche atmosphérique adjacente à la surface de la Terre, subissant l'influence du frottement contre cette surface et, probablement aussi, du transfert de chaleur et d'autres variables à travers cette surface (AMS, 2000). Sa partie inférieure (correspondant à une centaine de mètres d'épaisseur, soit environ 10 % de l'épaisseur de la couche limite), où la génération mécanique de turbulences prédomine, est appelée *couche limite de surface* ou *couche de surface*.

Courant de glace ou coulée de glace Glace s'écoulant bien plus rapidement que la *nappe glaciaire* dont il fait partie. Une coulée de glace est souvent séparée de la glace l'entourant par un cisaillement important qui forme des crevasses. Voir aussi *Glacier émissaire*.

Cryosphère Totalité de l'eau se présentant sous une forme solide, à la surface et sous la surface des terres émergées et des océans, comprenant les *glaces de mer*, les glaces de lac, les glaces de cours d'eau, le manteau neigeux, les *glaciers* et les *nappes glaciaires*, et la couche de sol gelé (incluant le *pergélisol*).

Cycle de l'eau Voir Cycle hydrologique.

Cycle du carbone Expression utilisée pour désigner le flux de carbone (sous diverses formes telles que le *dioxyde de carbone*) dans l'*atmosphère*, les océans, la *biosphère* terrestre et marine et la *lithosphère*. Dans le présent rapport, on utilise comme unité de référence la gigatonne de carbone (GtC) ou le pétagramme de carbone (PgC, soit 10¹⁵ g), pour le cycle global du carbone.

Cycle glaciaire-interglaciaire Période de l'histoire de la Terre marquée par de grandes variations du volume de la glace continentale et du niveau mondial de la mer. Voir aussi *Période glaciaire* et *Période interglaciaire*.

Cycle hydrologique Cycle selon lequel l'eau des océans et l'eau présente à la surface des terres émergées s'évapore, se déplace dans l'atmosphère sous la forme de vapeur d'eau, se condense pour former des nuages, retombe

dans les océans et sur les terres émergées sous forme de pluie ou de neige, est interceptée par les arbres et la végétation, s'écoule par *ruissellement* à la surface des terres émergées, s'infiltre dans les sols, réalimente les nappes souterraines, se déverse dans les cours d'eau et, pour finir, se jette dans les océans, d'où elle s'évapore à nouveau. Les différents systèmes participant au cycle hydrologique sont habituellement qualifiés de systèmes hydrologiques.

Cycle solaire de 11 ans Modulation quasi périodique de l'*activité solaire*, d'amplitude variable et d'une fréquence de 8 à 14 ans.

Cycles de Dansgaard-Oeschger Phénomènes soudains, observés dans les échantillons de glace prélevés par carottage au Groenland et dans les relevés paléoclimatiques effectués dans les eaux avoisinantes de l'Atlantique Nord, se caractérisant par un état de glaciation froid, suivi par une transition rapide vers une phase plus chaude, et d'un refroidissement progressif conduisant à un retour aux conditions glaciaires précédentes. Des phénomènes équivalents ont été également observés dans d'autres régions.

Débit fluvial Voir Écoulement fluvial.

Déboisement Conversion d'une *forêt* en zone non forestière. Le rapport spécial du GIEC portant sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (IPCC, 2000) propose une analyse détaillée du terme *forêt* et de termes apparentés tels que *boisement, reboisement* ou *déboisement*. Voir aussi le rapport qui traite des définitions et options méthodologiques en ce qui concerne les inventaires des émissions résultant de la dégradation des forêts et de la disparition d'autres types de végétaux directement liées aux activités humaines (IPCC, 2003).

Déglaciation, fin de période glaciaire Transition entre des conditions entièrement glaciaires (*période glaciaire*) et des phases interglaciaires relativement chaudes, caractérisées par un réchauffement du globe et une élévation du niveau de la mer découlant de la variation du volume des glaces continentales.

Dépôt d'azote Azote passant de l'*atmosphère* à la surface terrestre par les processus de dépôt humide et de dépôt sec.

Dépression extratropicale Système dépressionnaire de grande échelle (de l'ordre d'un millier de kilomètres) des latitudes moyennes à élevées, caractérisé par une faible pression en son centre et des fronts marqués par des gradients horizontaux élevés de la température et de l'humidité. Ces systèmes sont une cause principale de vents extrêmes et de fortes précipitations, surtout en hiver.

Dérive d'un modèle Étant donné qu'une simulation du *climat* diffère dans une certaine mesure du climat observé, les *prévisions climatiques* tendront généralement à «dériver» par rapport à l'état initial établi à partir d'observations vers le climat du modèle. Cette dérive se manifeste à plus ou moins longue échéance en fonction de la variable considérée, et peut masquer l'information de la prévision initialisée; d'ordinaire, on l'élimine a posteriori en apportant un ajustement empirique, linéaire en général.

Dernier maximum glaciaire (DMG) Période d'étendue maximale des *glaciers* et des *nappes glaciaires* pendant la dernière glaciation, il y a environ 21 ka. Cette période a pu être étudiée de façon approfondie parce que les *forçages radiatifs* et les conditions limites qui la caractérisent sont relativement bien connus.

Dernière période interglaciaire (DPI) Voir *Période interglaciaire*.

Détection et attribution La détection d'un changement est le processus consistant à démontrer que le *climat* ou un système sous l'effet du climat a changé selon certains critères statistiquement définis, sans donner la raison de ce changement. Un changement déterminé est détecté dans les observations s'il est établi que sa *probabilité* d'occurrence par un hasard découlant uniquement de la *variabilité interne* est faible – inférieure à 10 % par exemple. L'*attribution* est le processus consistant à évaluer les contributions relatives des différents facteurs déterminants d'un changement ou d'un phénomène, en précisant un degré de confiance statistique (Hegerl *et al.*, 2010).

Diatomées Algues de la taille d'une particule de limon, qui croissent dans les eaux proches de la surface des lacs et rivières et des océans et qui

sécrètent une coquille d'opale. Un lien existe souvent entre la distribution des espèces dans les échantillons prélevés par carottage en milieu marin et la *température de la mer en surface* pour la période passée correspondante.

Dilatation thermique En relation avec le niveau de la mer, augmentation de volume (et diminution de la densité) résultant du réchauffement de l'eau. Un réchauffement des océans entraîne une augmentation de leur volume et, par conséquent, une élévation du niveau de la mer. Voir *Variation du niveau de la mer*.

Dioxyde de carbone (CO₂) Gaz d'origine naturelle ou résultant de la combustion des combustibles fossiles (pétrole, gaz, charbon, etc.) et de la *biomasse* ainsi que des *changements d'affectation des terres* et d'autres procédés industriels (ex.: production de ciment). C'est le principal *gaz à effet de serre anthropique* qui influe sur le bilan radiatif de la Terre. C'est aussi le gaz de référence pour la mesure des autres gaz à effet de serre. Son *potentiel de réchauffement global* est donc égal à 1.

Dipôle de l'océan Indien Mode de variabilité interannuelle de la *température de la mer en surface* à grande échelle dans l'océan Indien. Il se manifeste par un gradient zonal de la température de la mer en surface dans la région tropicale, qui, suivant une de ses phases extrêmes, se caractérise au cours de l'automne boréal par un refroidissement au large de Sumatra et un réchauffement au large de la Somalie à l'ouest, accompagnés par des vents d'est anormaux le long de l'équateur.

Dispersion des modèles Éventail des résultats obtenus à partir de *modèles climatiques*, notamment ceux regroupés pour les besoins du CMIP5 (cinquième phase de l'exercice de comparaison de modèles couplés). Cela ne permet pas nécessairement d'obtenir une estimation complète et explicite de l'*incertitude* dans les *rétroactions*, le forçage ou les *projections* même si on la formule de façon numérique, par exemple en calculant l'écart type des réponses des modèles. Pour quantifier l'incertitude, il faut combiner différentes informations, à savoir les observations, les contraintes physiques et les avis d'experts, en se servant d'un cadre statistique.

Données indirectes Un indicateur climatique indirect est un relevé qui est interprété selon des principes physiques et biophysiques afin de représenter certaines combinaisons de variations relatives au *climat* survenues dans le passé. Les données relatives au climat obtenues de cette manière sont appelées données indirectes. *L'analyse de pollen*, les relevés dendrochronologiques, les spéléothèmes, les caractéristiques des coraux et diverses données obtenues à partir des sédiments marins et des *carottes de glace* sont des exemples de données indirectes. Il est possible de procéder à un étalonnage des données indirectes pour obtenir une information quantitative sur le climat.

Dryas récent Pendant la *déglaciation*, période s'étendant de 12,85 à 11,65 ka (milliers d'années avant 1950), caractérisée par un retour temporaire à des conditions plus froides dans de nombreuses régions, en particulier autour de l'Atlantique Nord.

Durée de vie Expression générale utilisée pour diverses échelles de temps correspondant au rythme des processus influant sur la concentration des gaz à l'état de trace. On distingue les durées de vie suivantes:

Temps de renouvellement (T) (aussi appelé *durée de vie atmosphérique globale*) – Rapport entre la masse M d'un *réservoir* (ex.: la masse d'un composé gazeux dans l'*atmosphère*) et le taux d'élimination total S de ce réservoir (T = M/S). Pour chaque processus d'élimination, on peut définir des temps de renouvellement distincts. En biologie du carbone du sol, ce temps est appelé *temps de séjour moyen*.

Temps d'ajustement ou temps de réponse (*Ta*) – Échelle de temps caractérisant la désintégration d'un apport instantané dans le réservoir. L'expression *temps d'ajustement* est également utilisée pour caractériser le réajustement de la masse d'un réservoir après un changement significatif de l'intensité d'une *source*. Les expressions *demi-vie* ou *constante de désintégration* sont utilisées pour quantifier un processus de désintégration exponentielle de premier ordre. Voir *Temps de réponse* pour une définition différente applicable aux variations du *climat*.

L'expression *durée de vie* est parfois utilisée, pour des raisons de simplicité, à la place de *temps d'ajustement*.

Dans des cas simples où l'élimination complète du composé est directement proportionnelle à la masse totale du réservoir, le temps d'ajustement est égal au temps de renouvellement: T = Ta. On peut donner comme exemple le trichlorofluorométhane (CFC-11), qui n'est éliminé de l'atmosphère que par des processus photochimiques intervenant dans la stratosphère. Dans des cas plus complexes où plusieurs réservoirs sont en cause ou où l'élimination n'est pas proportionnelle à la masse totale, l'égalité T = Ta n'est plus vérifiée. Le *dioxyde de carbone (CO₂)* en est un exemple extrême. Son temps de renouvellement n'est que de quatre ans environ en raison de la rapidité des échanges entre l'atmosphère et les biotes marins et terrestres. Cependant, une grande partie de ce CO₂ est renvoyée dans l'atmosphère en l'espace de quelques années. Par conséquent, le temps d'ajustement du CO₂ dans l'atmosphère est en fait déterminé par le rythme de transfert du carbone des couches superficielles aux couches plus profondes de l'océan. Bien qu'on évalue approximativement à 100 ans le temps d'ajustement du CO₂ dans l'atmosphère, l'ajustement réel est en fait plus rapide initialement et plus lent par la suite. Dans le cas du méthane (CH₄), le temps d'ajustement diffère du temps de renouvellement, parce que l'élimination résulte principalement d'une réaction chimique avec le radical hydroxyle (OH), dont la concentration dépend elle-même de la concentration du CH₄. C'est pourquoi le taux d'élimination total S du CH₄ n'est pas proportionnel à la masse totale M.

Durée de vie atmosphérique Voir *Durée de vie*.

Eau précipitable Quantité totale de vapeur d'eau atmosphérique dans une colonne verticale de section spécifique. Elle est fréquemment exprimée en hauteur de l'eau correspondant à la condensation complète de la vapeur et collectée dans un récipient de section identique.

Échelles spatiales et temporelles Le *climat* peut varier selon des échelles spatiales et temporelles très diverses. Les échelles spatiales vont de l'échelle locale (moins de 100 000 km²) ou régionale (de 100 000 à 10 millions de km²) à l'échelle continentale (de 10 à 100 millions de km²). Quant aux échelles temporelles, elles varient de la saison aux temps géologiques (jusqu'à des centaines de millions d'années).

Éclairement énergétique solaire total (TSI) Quantité totale de rayonnement solaire (en W m⁻²) reçue en dehors de l'atmosphère terrestre sur une surface perpendiculaire à ce rayonnement et à la distance moyenne de la Terre au Soleil.

Des mesures fiables du rayonnement solaire ne peuvent être effectuées que depuis l'espace, et les premiers relevés précis ne remontent qu'à 1978. La valeur généralement acceptée est de 1 368 W m⁻², avec une précision d'environ 0,2 %. Elle a été estimée récemment à 1360,8 \pm 0,5 W m⁻² pour le minimum solaire de 2008. Des variations de l'ordre de quelques dixièmes de point de pourcentage sont courantes et sont généralement liées à la présence de *taches solaire* sur le disque solaire. La variation du TSI correspondant au *cycle solaire* est de l'ordre de 0,1 % (AMS, 2000). Les variations observées dans la bande des ultraviolets au cours d'un cycle solaire sont plus grandes (en pourcentage) que celles du TIS. Voir aussi *Insolation*.

Écosystème Complexe constitué d'organismes vivants, de leur milieu non vivant et de l'ensemble de leurs interactions, considéré en tant qu'unité fonctionnelle. Les composantes d'un écosystème donné et ses limites spatiales sont fonction de l'objet pour lequel l'écosystème est défini: dans certains cas, elles sont relativement précises et dans d'autres, relativement floues. Les limites d'un écosystème peuvent évoluer avec le temps. Des écosystèmes se nichent au sein d'autres écosystèmes; ils peuvent être très petits ou représenter l'ensemble de la *biosphère*. Au cours de la période actuelle, la plupart des écosystèmes comprennent l'être humain en tant qu'organisme clé ou subissent l'influence des activités humaines dans leur milieu.

Écoulement fluvial Mouvement de l'eau dans le lit d'un cours d'eau, généralement exprimé en m³ s⁻¹. Synonyme de *débit fluvial*.

Effet de serre *Effet radiatif* de tous les constituants de l'*atmosphère* qui absorbent le rayonnement infrarouge. Les *gaz à effet de serre*, les nuages et, dans une moindre mesure, les *aérosols* absorbent le *rayonnement terrestre* émis à la surface de la Terre et dans l'atmosphère. Ces constituants émettent un *rayonnement infrarouge* dans toutes les directions, mais, toutes choses étant égales par ailleurs, la quantité nette de rayonnement émis vers l'espace est alors inférieure que ce qu'elle aurait pu être en l'absence de ces constituants, compte tenu de la baisse de la température avec l'altitude dans la *troposphère* et de l'affaiblissement de l'émission qui en découle. L'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre accroît cet effet; on fait parfois référence à cette différence en utilisant l'expression *effet de serre additionnel*. L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre découlant d'émissions *anthropiques* se traduit par un *forçage radiatif instantané*. La surface terrestre et la troposphère se réchauffent en réponse à ce forçage, rétablissant graduellement l'équilibre radiatif au sommet de l'atmosphère.

Effet direct des aérosols Voir Interaction aérosols-rayonnement.

Effet indirect des aérosols Voir Interaction aérosols-nuages.

Effet radiatif Incidence sur le flux de rayonnement ou sur le taux de réchauffement (le plus communément, sur le flux descendant au sommet de l'atmosphère) de l'interaction d'un constituant en particulier avec les champs de rayonnement soit infrarouge soit solaire, par absorption, diffusion et émission, par comparaison aux conditions dans une atmosphère, par ailleurs identique, en l'absence de ce constituant. Cela permet de quantifier l'influence du constituant étudié sur le système climatique. L'interaction aérosols-rayonnement, l'effet radiatif des nuages ou l'effet de serre en sont des exemples. Dans le présent rapport, on emploie l'expression forçage radiatif instantané pour indiquer la partie de tout effet radiatif au sommet de l'atmosphère étant dû à des influences externes, anthropiques ou autres (ex.: éruptions volcaniques ou variations du Soleil).

Effet radiatif des nuages *Effet radiatif* des nuages par comparaison à une situation identique en l'absence de nuages. Dans les rapports précédents du GIEC, on appelait cet effet le *forçage radiatif dû aux nuages*, mais cela faisait apparaître un manque de cohérence entre les différents usages du mot *forçage*. Aussi a-t-on préféré lui substituer le mot *effet* dans le présent rapport. Voir aussi *Rétroaction nuageuse*.

Effet rebond Quand le CO_2 est extrait de l'*atmosphère*, le gradient de sa concentration entre les *réservoirs* de carbone que représentent l'atmosphère et les sols et l'océan diminue. Cela conduit ensuite à une réduction ou à une inversion du rythme de transfert inhérent de CO_2 depuis l'atmosphère par des processus naturels du *cycle du carbone*, dans les terres émergées et les océans.

Effet semi-direct des aérosols Voir Interaction aérosols-rayonnement.

Efficacité Évaluation consistant à déterminer dans quelle mesure un *forçage radiatif*, découlant d'un mécanisme *anthropique* ou naturel donné, peut modifier la *température moyenne à la surface du globe* à l'état d'équilibre par comparaison avec un forçage radiatif équivalent produit par du *dioxyde de carbone*. Par définition, l'augmentation de concentration du dioxyde de carbone a une efficacité de 1,0. Des variations de l'efficacité du climat peuvent découler d'*ajustements rapides* au forçage à l'œuvre, qui diffèrent suivant le type de forçage.

Efficacité de l'absorption de chaleur par les océans Mesure (Wm⁻² °C⁻¹) du rythme auquel le stockage thermique océanique augmente parallèlement à l'élévation de la *température moyenne à la surface du globe*. C'est un paramètre utile pour les expériences relatives au *changement climatique* dans lesquelles le *forçage radiatif* change de façon uniforme, lorsqu'il peut être comparé au *paramètre de rétroaction climatique* pour évaluer l'importance du rôle de la *réponse du climat* et de l'absorption de chaleur par les océans dans la détermination de la vitesse du changement climatique. En se basant sur ce type d'expérience, il est possible d'évaluer cette efficacité, puisqu'elle correspond au rapport entre la vitesse de l'augmentation de la teneur en chaleur de l'océan et la variation de la température moyenne de l'air à la surface de la planète.

El Niño-oscillation australe (ENSO) El Niño, au sens original du terme, est un courant marin chaud qui se manifeste périodiquement le long de la côte de l'Équateur et du Pérou, perturbant la pêche locale. Il a depuis lors été associé à une vaste zone de réchauffement située dans la partie tropicale de l'océan Pacifique, à l'est de la ligne de changement de date. Ce phénomène océanique est lié à une fluctuation de la configuration de la pression en surface dans les zones tropicales et subtropicales, dénommée oscillation australe. Ce phénomène couplé atmosphère-océan se produit à des échelles de temps de 2 à 7 ans environ; il est connu sous le nom d'El Niño oscillation australe (ENSO). Il est souvent mesuré par l'écart des anomalies de pression en surface entre Tahiti et Darwin ou par les valeurs de la température de la mer en surface au centre et à l'est du Pacifique équatorial. Lors d'un épisode ENSO, les alizés dominants faiblissent, réduisant les remontées d'eau froide et modifiant les courants océaniques de telle sorte que la température de la mer en surface augmente, ce qui a pour effet d'affaiblir encore plus les alizés. Ce phénomène exerce une grande influence sur le vent, la température de la mer en surface et les précipitations dans la partie tropicale du Pacifique. Il a également des répercussions climatiques dans toute la région du Pacifique et dans d'autres régions du monde, par des téléconnexions à l'échelle de la planète. La phase froide du phénomène ENSO est appelée La Niña. Voir les indices correspondants dans l'encadré 2.5.

Élévation extrême du niveau de la mer Voir Onde de tempête.

Élimination du dioxyde de carbone (EDC) On entend par méthodes d'élimination du dioxyde de carbone, l'ensemble des techniques visant à extraire directement le CO_2 de l'*atmosphère* soit 1) en augmentant la capacité des *puits* naturels de carbone, soit 2) en faisant appel à l'ingénierie chimique pour éliminer le CO_2 , dans le but de réduire la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Ces méthodes reposent sur les systèmes océaniques et terrestres, mais aussi sur des moyens techniques; elles comprennent la *fertilisation par le fer*, le *boisement* à grande échelle et le piégeage direct du CO_2 de l'atmosphère d'EDC relèvent de la *géo-ingénierie* et d'autres pas, et ce, en fonction de l'ordre de grandeur, de l'échelle et des incidences des activités d'EDC. La distinction entre l'EDC et l'*atténuation* n'est pas clairement établie, si bien que les définitions fournies actuellement peuvent se chevaucher (IPCC, 2012, p. 2). Voir aussi *Gestion du rayonnement solaire (GRS)*.

Émission en équivalent dioxyde de carbone (CO₂) Quantité émise de *dioxyde de carbone* qui provoquerait le même *forçage radiatif* intégré, pour un horizon de temps donné, qu'une quantité émise d'un seul ou de plusieurs *gaz à effet de serre*. L'émission en équivalent dioxyde de carbone est obtenue en multipliant l'émission d'un gaz à effet de serre par son *potentiel de réchauffement planétaire* pour l'horizon de temps considéré. Dans le cas d'un mélange de gaz à effet de serre, l'émission en équivalent dioxyde de carbone est obtenue en additionnant les émissions d'équivalent dioxyde de carbone est obtenue en additionnant les émissions d'équivalent dioxyde de carbone est une mesure couramment utilisée pour la comparaison des émissions de différents gaz à effet de serre, elle n'implique cependant pas d'équivalence en ce qui concerne les réponses correspondantes du *changement climatique*. Voir aussi *Concentration en équivalent CO*₂.

Émissions compatibles Les *modèles de système Terre* qui simulent le *cycle du carbone* terrestre et océanique peuvent calculer les émissions de CO_2 qui correspondent à une trajectoire donnée de la concentration de CO_2 atmosphérique. Les émissions compatibles sur une période donnée sont égales à l'augmentation du carbone au cours de la même période dans la somme des trois *réservoirs* actifs que sont l'*atmosphère*, les terres émergées et les océans.

Émissions émanant de combustibles fossiles Émissions de *gaz à effet de serre* (en particulier le *dioxyde de carbone*), d'autres gaz à l'état de trace et d'*aérosols* résultant de la combustion de combustibles provenant de gisements de carbone fossile (pétrole, gaz naturel, charbon, etc.).

Empreinte digitale Nom généralement donné à la forme spatiale et/ou temporelle de la réponse du *climat* à un forçage en particulier. On peut aussi utiliser ce terme pour désigner la configuration spatiale de la réponse du niveau de la mer à la fonte des *glaciers* ou des *nappes glaciaires* (ou à d'autres variations

de la charge en surface). Les empreintes digitales sont utilisées pour détecter la présence d'une telle réponse à partir des données d'observation et sont généralement évaluées au moyen de simulations forcées de *modèles du climat*.

Ensemble Groupe de simulations effectuées à l'aide de modèles, utilisé pour établir les caractéristiques d'une *prévision* ou d'une *projection climatique*. Les différences touchant les conditions initiales et la formulation des modèles se traduisent par des écarts dans l'évolution des systèmes modélisés; ainsi obtient on des informations sur l'*incertitude* associée aux erreurs propres aux modèles et aux conditions initiales, dans le cas des *prévisions climatiques*, et sur l'incertitude associée aux erreurs propres aux modèles et à la *variabilité du climat* d'origine interne, dans le cas des projections climatiques.

Équation ou relation de Clausius-Clapeyron Relation thermodynamique établie entre de petites variations de la tension de vapeur et de la température dans un système en équilibre en présence de phases condensées. Pour les gaz à l'état de trace, notamment la vapeur d'eau, cette relation donne l'augmentation de la tension de vapeur d'eau d'équilibre (ou saturante) par unité de variation de la température de l'air.

Au sens étroit du terme, le climat désigne en général le temps moyen ou, plus précisément, se réfère à une description statistique fondée sur les moyennes et la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années (la période type, définie par l'Organisation météorologique mondiale, est de 30 ans). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, la hauteur de précipitation et le vent. Dans un sens plus large, le climat désigne l'état du *système climatique*, y compris sa description statistique.

Équivalent CO₂ Voir Concentration/Émission en équivalent dioxyde de carbone.

Équivalent en eau de la neige Hauteur d'eau que l'on obtiendrait si une masse de neige fondait complètement.

Équivalent niveau de la mer Qualifiant une masse d'eau (glace, liquide ou vapeur), ce terme désigne cette masse convertie en volume, compte tenu d'une masse volumique de 1 000 kg m⁻³, et divisée par la superficie actuelle de l'océan, soit 3,625 × 10¹⁴ m². Supposons donc qu'on ajoute une masse d'eau de 362,5 Gt à l'océan, alors l'élévation mondiale correspondante du *niveau moyen de la mer* sera de 1 mm. Voir aussi *Variation du niveau de la mer*.

Étendue de l'enneigement Superficie du sol couvert de neige.

Évapotranspiration Processus combiné d'évaporation à la surface de la Terre et de transpiration de la végétation.

Expérience relative à un climat à l'équilibre ou transitoire Une expérience climatique à l'équilibre est une expérience où on laisse un *modèle climatique* s'adapter pleinement à une évolution du *forçage radiatif*. De telles expériences fournissent des informations sur la différence entre l'état initial et l'état final du modèle, mais pas sur la réponse en fonction du temps. On peut analyser la réponse d'un modèle climatique en fonction du temps lorsqu'on laisse le forçage évoluer progressivement selon un *scénario d'émissions* prescrit. On parle alors d'*expérience climatique transitoire*. Voir aussi *Projection climatique*.

Extraction directe dans l'air Procédé chimique consistant à produire un flux de *CO*₂ pur en piégeant le CO₂ directement dans l'air ambiant.

Facteurs de forçage du climat à court terme Composés gazeux qui influent sur le *climat* principalement au cours des dix premières années qui suivent leur émission. Il s'agit avant tout de composés dont la *durée de vie* dans l'atmosphère est courte à comparer à celle des *gaz à effet de serre au mélange homogène*, et qu'on appelle parfois facteurs de forçage du climat de courte durée ou polluants climatiques de courte durée. Ces composés ont une propriété en commun, qui présente un grand intérêt pour l'évaluation du climat, à savoir l'échelle de temps sur laquelle se produit leur incidence sur le climat. L'ensemble de ces composés comprend le *méthane*, qui est un gaz à effet de serre au mélange homogène, ainsi que l'*ozone* et les *aérosols*, ou leurs *précurseurs*, et quelques composés halogénés qui ne sont pas des gaz

à effet de serre au mélange homogène. Comme ils ne s'accumulent pas dans l'atmosphère à des échelles de temps variant de la décennie au siècle, leur effet sur le climat se produit essentiellement à court terme après leur émission.

Facule Zone brillante apparaissant sur le disque solaire. La surface couverte par les facules augmente durant les périodes d'intense *activité solaire*.

Fertilisation par le dioxyde de carbone (CO₂) Stimulation de la croissance des végétaux due à l'augmentation de la concentration atmosphérique de *dioxyde de carbone (CO*₂).

Fertilisation par le fer Apport délibéré de fer dans la couche supérieure de l'océan visant à stimuler la productivité biologique pouvant absorber le *dioxyde de carbone* afin que l'océan puisse fixer davantage de CO_2 atmosphérique.

Fixation Voir *Piégeage*.

Flux de chaleur latente Transfert turbulent de chaleur, de la surface de la Terre vers l'*atmosphère*, lié à l'évaporation ou à la condensation de la vapeur d'eau en surface; composante du *bilan énergétique* à la surface.

Flux de chaleur sensible Transfert turbulent ou conductif de chaleur de la surface du globe vers l'*atmosphère*, non lié à des changements de phase de l'eau; composante du *bilan énergétique* à la surface.

Fonction de densité de probabilité (FDP) Fonction qui indique les probabilités relatives de différents résultats d'une variable. Son intégrale dans le domaine pour lequel elle est définie est égale à l'unité et elle se distingue par le fait que l'intégrale pour un sous domaine donné est égale à la probabilité que le résultat de la variable se situe dans ce sous-domaine. Par exemple, la probabilité qu'une anomalie de température définie d'une certaine façon soit supérieure à 0 est obtenue à partir de sa FDP, en intégrant la FDP à toutes les anomalies de température supérieures à 0. Les fonctions de densité de probabilité décrivant simultanément deux variables ou plus sont définies de la même façon.

Forçage externe Se rapporte à un agent de forçage extérieur au *système climatique* qui provoque un changement dans ce dernier. Les éruptions volcaniques, les variations de l'*activité solaire*, les changements *anthropiques* de la composition de l'*atmosphère* ainsi que les *changements d'affectation des terres* sont des forçages externes. Le forçage orbital est également un forçage externe, l'*insolation* variant en fonction des caractéristiques de l'orbite de la Terre (excentricité, obliquité, précession des équinoxes).

Forçage radiatif Variation du flux de rayonnement résultant (différence entre l'éclairement descendant et l'éclairement ascendant, exprimée en W m⁻²), à la tropopause ou au sommet de l'atmosphère, due à une modification d'un agent externe du changement climatique, par exemple une modification de la concentration de dioxyde de carbone ou du rayonnement solaire. Parfois encore, on parle de forçage en se référant à des facteurs internes, alors que ceux ci découlent de l'altération du *climat*, notamment les variations touchant les aérosols ou les gaz à effet de serre dans les paléoclimats. D'ordinaire, on calcule le forçage radiatif après avoir laissé les températures stratosphériques éventuellement perturbées se réajuster à l'équilibre radiatif dynamique, en maintenant toutefois toutes les propriétés troposphériques à leurs valeurs non perturbées. Le forçage radiatif est dit instantané si on ne tient pas compte du changement de température dans la stratosphère. Une fois les ajustements rapides pris en compte, on parle alors de forçage radiatif effectif. Pour les besoins du présent rapport, le forçage radiatif est en outre défini comme le changement par rapport à l'année 1750 et, sauf indication contraire, se rapporte à une valeur moyenne annuelle à l'échelle du globe. Le forçage radiatif ne doit pas être confondu avec le forçage radiatif dû aux nuages, expression analogue servant à décrire une mesure, sans réel rapport, de l'incidence des nuages sur le flux du rayonnement au sommet de l'atmosphère.

Forçage radiatif effectif Voir Forçage radiatif.

Forêt Type de végétation dominée par les arbres. Un grand nombre de définitions du terme forêt sont utilisées dans le monde, du fait de la

grande disparité des conditions biogéophysiques, des structures sociales et des conditions économiques. Le rapport spécial du GIEC portant sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (IPCC, 2000) propose une analyse plus approfondie du terme forêt et d'autres termes connexes tels que *boisement*, *reboisement* et *déboisement*. Voir aussi le rapport sur les définitions et options méthodologiques en ce qui concerne les inventaires des émissions résultant de la dégradation des forêts et de la disparition d'autres types de végétaux directement liées aux activités humaines (IPCC, 2003).

Fraction transportée par l'air Fraction de la quantité totale des émissions de CO_2 (imputables à l'utilisation des combustibles fossiles et aux *changements d'affectation des terres*) qui demeure dans l'*atmosphère*.

Gaz à effet de serre (GES) Constituants gazeux de l'*atmosphère*, tant naturels qu'*anthropiques*, qui absorbent et émettent un rayonnement à des longueurs d'onde données du spectre du *rayonnement terrestre* émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. C'est cette propriété qui est à l'origine de l'*effet de serre*. La vapeur d'eau (H₂O), le *dioxyde de carbone (CO₂)*, *l'oxyde nitreux (N₂O)*, le *méthane (CH₄)* et l'*ozone (O₃)* sont les principaux gaz à effet de serre résultant uniquement des activités humaines, tels que les *hydrocarbures halogénés* et autres substances contenant du chlore et du brome, dont traite le *Protocole de Montréal*. Outre le CO₂, le N₂O et le CH₄, le *Protocole de Kyoto* traite, quant à lui, d'autres gaz à effet de serre tels que l'hexafluorure de soufre (SF₆), les hydrofluorocarbones (*HFC*) et les hydrocarbures perfluorés (PFC). Voir la liste des *gaz à effet de serre au mélange homogène*, tableau 2.A.1.

Gaz à effet de serre au mélange homogène Voir Gaz à effet de serre.

Gélisol Sol ou roche dont une partie ou la totalité de l'eau interstitielle est gelée. Ce terme englobe le *pergélisol*. Un sol qui gèle et dégèle chaque année est appelé *gélisol saisonnier*.

Gélisol saisonnier Voir Gélisol.

Géoïde Surface équipotentielle, c'est-à-dire ayant le même géopotentiel à toutes les latitudes et longitudes autour de la planète (les spécialistes désignent ce potentiel par W0) qui correspond le mieux au *niveau moyen de la mer*. C'est la surface de référence pour les mesures d'altitude. En pratique, il existe plusieurs variantes de la définition du géoïde, selon la manière dont on tient compte de la marée permanente (effet gravitationnel de fréquence zéro du Soleil et de la Lune) dans les études géodésigues.

Géo-ingénierie Terme qui se rapporte à un vaste ensemble de méthodes et de techniques visant à modifier délibérément le *système climatique* pour lutter contre les effets du *changement climatique*. Dans la plupart des cas, mais pas dans tous, ces méthodes visent à 1) réduire la quantité d'énergie solaire absorbée par le système climatique (*gestion du rayonnement solaire*) ou 2) augmenter la capacité nette des *puits* de carbone atmosphérique à une échelle suffisamment grande pour avoir un effet sur le *climat* (*élimination du dioxyde de carbone*). L'échelle et le but ont une importance capitale. Deux caractéristiques essentielles des méthodes de géo-ingénierie suscitent des inquiétudes particulières: elles utilisent ou touchent le système climatique (ex.: atmosphère, terres émergées ou océans), à l'échelle mondiale ou régionale et/ou elles pourraient avoir des effets considérables indésirables au delà des frontières nationales. La géo ingénierie est différente de la modification artificielle du temps et du génie écologique, mais la distinction peut ne pas être claire (IPCC, 2012, p. 2).

Gestion du rayonnement solaire (GRS) Modification intentionnelle du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde à la surface terrestre destinée à réduire le *changement climatique* selon une *métrique* donnée (ex.: *température en surface*, précipitations, incidences à l'échelle d'une région, etc.). L'introduction artificielle d'*aérosols* dans la stratosphère ou l'augmentation de la luminance des nuages sont deux exemples de techniques de GRS. Des méthodes visant à modifier des éléments répondant rapidement du bilan radiatif de grandes longueurs d'onde (notamment les cirrus), bien que n'étant pas à proprement parler des techniques de GRS, peuvent néanmoins y être associées. Selon les définitions qu'on leur donne d'ordinaire, les termes *atténuation* et adaptation ne couvrent pas les techniques de GRS (IPCC, 2012, p. 2). Voir aussi *Rayonnement solaire; Élimination du dioxyde de carbone (EDC); Géo ingénierie*.

Glace de mer Glace présente à la surface de la mer qui résulte du gel de l'eau de mer. Il peut s'agir de fragments distincts (floes) qui se déplacent à la surface de l'océan sous l'effet du vent et des courants (banquise dérivante) ou d'une plate forme immobile rattachée à la côte (banquise côtière). La concentration désigne la proportion de la surface de la mer couverte de glace. La glace de mer de moins d'un an est appelée *glace de première année* ou glace de l'année. La glace ayant survécu à au moins une période de fonte estivale est appelée *vieille glace* ou glace pérenne, une catégorie qu'il est possible de subdiviser en *glace de deuxième année* et *glace de plusieurs années*, cette dernière ayant survécu à au moins d'été.

Glacier Masse pérenne de glace terrestre issue de la compression de la neige, montrant des signes d'écoulement passé ou présent (par déformation interne et/ou glissement à la base) et limitée dans ses mouvements par les contraintes internes et le frottement à sa base et sur ses côtés. Les glaciers sont alimentés par la neige accumulée en altitude, cette accumulation étant elle même compensée par la fonte à basse altitude et/ou le déversement en mer. Une masse de glace de même origine que les glaciers, mais d'échelle continentale, s'appelle une *nappe glaciaire*. À des fins de simplification, on regroupe dans le présent rapport d'évaluation toutes les masses de glace autres que les nappes glaciaires sous le terme *glacier*. Voir aussi *Ligne d'équilibre*; *Bilan de masse* (*des glaciers ou nappes glaciaires*).

Glacier émissaire *Glacier*, souvent situé entre des parois rocheuses (vallée), faisant partie d'une *nappe glaciaire* qu'il contribue à drainer. Voir aussi *Courant de glace*.

Gradient vertical Taux de variation d'une variable atmosphérique, généralement la température, en fonction de l'altitude. Le gradient vertical est considéré comme positif lorsque la valeur de la variable décroît avec l'altitude.

Halocline Couche de la colonne d'eau océanique caractérisée par un fort gradient vertical de salinité. En général, l'eau la plus salée étant la plus dense, elle se situe sous une eau moins salée. Dans certaines régions de haute latitude, les eaux de surface peuvent être plus froides que les eaux profondes et c'est l'halocline qui maintient la stabilité de la colonne d'eau et isole l'eau de surface de l'eau profonde. Voir aussi *Thermocline*.

Halostérique Voir Variation du niveau de la mer.

Hauteur significative des vagues Hauteur moyenne, du creux à la crête, du tiers le plus élevé de toutes les vagues (mer du vent et houle) enregistrées sur une période de temps donnée.

HCFC Voir *Hydrocarbures halogénés*.

HFC Voir *Hydrocarbures halogénés*.

Hiérarchie des modèles Voir Modèle climatique (spectre ou hiérarchie).

Holocène Époque géologique la plus récente des deux époques formant le *quaternaire*, s'étendant de 11,65 ka (milliers d'années avant 1950) à nos jours. On parle aussi de *Stade isotopique marin 1* ou de *période interglaciaire actuelle*.

Humidité du sol Eau, liquide ou solide, emmagasinée dans le sol.

Humidité relative Rapport entre la tension de vapeur réelle et la tension de vapeur saturante de l'eau pure ou de la glace pure, à la même température. Voir aussi *Humidité spécifique*.

Humidité spécifique Rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse totale d'une particule d'air humide. Voir aussi *Humidité relative*.

Hydrocarbures halogénés Terme collectif désignant le groupe des composés organiques partiellement halogénés comprenant notamment les chlorofluorocarbones (CFC), les hydrochlorofluorocarbones (HCFC), les hydrofluorocarbones (HFC), les halons, le chlorure de méthyle et le bromure de méthyle. Bon nombre de ces composés ont un *potentiel de réchauffement global* élevé. Les hydrocarbures halogénés contenant du chlore et du brome contribuent également à l'appauvrissement de la *couche d'ozone*.

Hydroclimat Partie du *climat* relative à l'hydrologie d'une *région*.

Hydrosphère Composante du *système climatique* formée des eaux superficielles et souterraines liquides, telles que les océans, les mers, les cours d'eau, les lacs d'eau douce, les eaux souterraines, etc.

Hypsométrie Répartition des étendues de sol ou de glace en fonction de l'altitude.

Îlot de chaleur urbain Zone urbaine où la température ambiante est supérieure à celle des zones rurales environnantes et où l'on observe également des changements dans l'écoulement, des effets de rétention de chaleur et des modifications de l'*albédo* de surface.

Incertitude Degré de connaissance incomplète pouvant découler d'un manque d'information ou d'un désaccord sur ce qui est connu, voire connaissable. L'incertitude peut avoir des origines diverses et résulter ainsi d'une imprécision dans les données, d'une ambigüité dans la définition des concepts ou de la terminologie employés ou encore de *projections* incertaines du comportement humain. L'incertitude peut donc être représentée par des mesures qualitatifs (reflétant par exemple l'opinion d'une équipe d'experts). (Voir Moss et Schneider, 2000; Manning *et al.*, 2004; Mastrandrea *et al.*, 2010.) Voir aussi *Confiance; Probabilité*.

Indice climatique Série chronologique établie à partir de variables climatiques qui constitue un résumé global de l'état du *système climatique*. Par exemple, la différence entre la pression au niveau de la mer en Islande et aux Açores fournit un indice historique simple mais utile de l'*oscillation nord-atlantique (NAO)*. Compte tenu de leurs propriétés optimales, les indices du climat sont souvent définis à l'aide de composantes principales – combinaisons linéaires de variables climatiques à différents emplacements présentant une variance maximale en fonction de certaines contraintes de normalisation (ex.: les indices *NAM* et *SAM* sont les composantes principales des anomalies de pression aux points de grille respectivement dans l'hémisphère boréal et dans l'hémisphère austral). Voir l'encadré 2.5 dans lequel figure un résumé des définitions d'indices d'observation connus. Voir aussi *Configuration du climat*.

Inertie du changement climatique En raison de l'inertie thermique des océans et de la lenteur des processus propres à la cryosphère et aux terres émergées, le *climat* continuerait de changer même si la composition de l'atmosphère se maintenait aux valeurs observées aujourd'hui. L'évolution passée de la composition de l'atmosphère se traduit par un changement climatique engagé qui durera tant que le déséquilibre radiatif persistera et jusqu'à ce que toutes les composantes du système climatique se soient ajustées à ce nouvel état. Le changement de température qui interviendra après que la composition de l'atmosphère aura été maintenue constante est désigné sous l'appellation inertie thermique à composition constante ou simplement réchauffement engagé ou inertie du réchauffement. L'inertie du changement climatique entraînera également d'autres changements qui toucheront notamment le cycle hydrologique, les phénomènes météorologiques extrêmes, les phénomènes climatiques extrêmes et les variations du niveau de la mer. On parlera d'inertie pour des émissions constantes pour désigner le changement climatique inertiel qui résulterait d'une stabilisation des émissions anthropiques et d'inertie pour des émissions nulles pour désigner le changement climatique inertiel qui résulterait d'un arrêt de ces émissions. Voir aussi Changement climatique.

Initialisation d'un modèle Pour établir une *prévision climatique*, on procède à une intégration du *modèle climatique* dans le temps à partir d'un état initial censé reproduire l'état présent du *système climatique*. Les observations dont on dispose s'agissant du système climatique sont «assimilées» dans le modèle. L'initialisation est un processus complexe dont la qualité dépend de la disponibilité des observations, des erreurs d'observation et, en fonction de la méthode employée, de l'*incertitude* propre à l'historique du forçage climatique. Les conditions initiales contiennent des erreurs qui prennent de l'ampleur plus

les conditions prévues s'en éloignent dans le temps, ce qui fixe une limite à la période pour laquelle la prévision est utile. Voir aussi *Prévision climatique*.

Insolation Quantité de *rayonnement solaire*, mesurée en W m⁻², atteignant la Terre en fonction de la latitude et de la saison. L'insolation désigne habituellement le *rayonnement solaire* au moment de sa pénétration dans l'*atmosphère*, mais aussi parfois le rayonnement arrivant à la surface de la Terre. Voir également *Éclairement énergétique solaire total*.

Interaction aérosols-nuages Processus par lequel une perturbation des *aérosols* influe sur les propriétés microphysiques et sur le développement des nuages, les aérosols servant de *noyaux de condensation des nuages* ou de noyaux glaciogènes, en particulier par un effet sur le rayonnement et les précipitations; cela peut comprendre aussi l'effet des nuages et des précipitations sur les aérosols. La perturbation des aérosols peut être d'origine *anthropique* ou naturelle. Le *forçage radiatif* de ce type d'interaction est habituellement attribué à de nombreux *effets indirects des aérosols*, mais, dans le présent rapport, il n'est établi de distinction qu'entre deux niveaux de forçage (ou effet) radiatif:

Forçage (ou effet) radiatif dû aux interactions aérosols-nuages (FRian) Forçage radiatif (ou *effet radiatif*, quand la perturbation découle de facteurs internes) causé par une modification de la concentration ou de la granulométrie des gouttelettes nuageuses ou des cristaux de glace résultant immédiatement de la perturbation des aérosols, les autres variables demeurant par ailleurs égales (en particulier la teneur en eau totale des nuages). Dans les nuages liquides, une augmentation de la concentration de la superficie des gouttelettes nuageuses se traduit par une augmentation de l'*albédo* des nuages. Cet effet est connu sous les noms suivants: *effet sur l'albédo des nuages, premier effet indirect* ou *effet Twomey*. Il s'agit en grande partie d'une notion théorique qui n'est pas facile à isoler dans les observations ou les modèles de l'ensemble du processus en raison de la célérité et de l'ubiquité des *ajustements rapides*.

Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosolsnuages (FREian) Forçage (ou effet) radiatif final émanant de la perturbation des aérosols et comprenant les ajustements rapides à la modification initiale portant sur la vitesse de formation des gouttelettes ou des cristaux. Ces ajustements comprennent les changements touchant l'intensité de la *convection*, l'efficacité des précipitations, la nébulosité, la *durée de vie* et la teneur en eau des nuages, et la formation ou la disparition des nuages dans des zones isolées, en raison d'altérations de la circulation.

Le forçage radiatif effectif total résultant à la fois des interactions aérosols-nuages et aérosols-rayonnement se nomme forçage radiatif effectif des aérosols (FREiar+ian). Voir aussi Interaction aérosols-rayonnement.

Interaction aérosols-rayonnement Action directe des *aérosols* sur le rayonnement produisant des *effets radiatifs*. Dans le présent rapport, il est établi une distinction entre deux niveaux de forçage (ou effet) radiatif:

Forçage (ou effet) radiatif dû aux interactions aérosols-rayonnement (FRiar) Forçage radiatif (ou effet radiatif, quand la perturbation découle de facteurs internes) résultant d'une perturbation des aérosols, causé directement par les interactions aérosols-rayonnement, toutes les autres variables environnementales demeurant par ailleurs égales. Dans la littérature, on parle en général de forçage (ou effet) direct des aérosols.

Forçage (ou effet) radiatif effectif dû aux interactions aérosolsrayonnement (FREiar) Forçage (ou effet) radiatif final émanant de la perturbation des aérosols et comprenant les *ajustements rapides* à la modification initiale du rayonnement. Ces ajustements comprennent les changements touchant les nuages qui découlent de l'effet du réchauffement radiatif sur la circulation convective ou sur la circulation atmosphérique à grande échelle. Ce forçage est habituellement appelé *forçage* (ou *effet*) *semi-direct des aérosols*.

Le forçage radiatif effectif total résultant à la fois des interactions aérosolsnuages et aérosols-rayonnement se nomme *forçage radiatif effectif des aérosols (FREiar+ian)*. Voir aussi *Interaction aérosols-nuages*. **Irréversibilité** L'état perturbé d'un *système dynamique* est dit irréversible à une échelle de temps donnée, quand la durée nécessaire pour que le système retrouve son état normal par un processus naturel est nettement plus longue que le temps qu'il faut pour que le système atteigne cet état perturbé. Dans le domaine qui intéresse le Groupe de travail I, l'échelle de temps en question se situe entre le siècle et le millénaire. Voir aussi *Point de bascule*.

Isostasie Terme se rapportant à la réponse de la Terre aux variations de charge en surface. Cette réponse se traduit par des déformations et des variations du champ de pesanteur. Elle est élastique à des échelles de temps relativement courtes, comme dans le cas de la réponse du système terre océan aux récents changements touchant les *glaciers* de montagne, et viscoélastique à des échelles de temps plus longues, comme dans le cas de la réponse à la dernière *déglaciation* à la suite du *dernier maximum glaciaire*. Voir aussi *Ajustement isostatique*.

Isotopes Atomes d'un même élément chimique ayant un même nombre de protons, mais un nombre différent de neutrons. Certaines configurations protons neutrons sont stables (isotopes stables), d'autres instables par décroissance radioactive naturelle (*radio-isotopes*). La plupart des éléments possèdent plusieurs isotopes stables. Les isotopes peuvent servir de traceurs dans les processus de transport; on les utilise aussi pour étudier les processus qui modifient le rapport isotopique. Les radio-isotopes fournissent en outre des informations chronologiques qui permettent la datation radiométrique.

Journées chaudes/nuits chaudes Journées au cours desquelles la température maximale ou nuits au cours desquelles la température minimale est supérieure au quatre vingt dixième *centile*, les distributions respectives de la température étant en général définies par rapport à la *période de référence* de 1961 à 1990. L'encadré 2.4 fournit des précisions sur les indices à ce sujet.

Journées froides/nuits froides Journées au cours desquelles la température maximale ou nuits au cours desquelles la température minimale est inférieure au dixième *centile*, les distributions respectives de la température étant en général définies par rapport à la *période de référence* de 1961 à 1990. Des précisions sur les indices à ce sujet sont données dans l'encadré 2.4.

La Niña Voir El Niño-oscillation australe.

Ligne d'échouage Lieu de jonction entre un *glacier* ou une *nappe glaciaire* et une *plate-forme de glace*; endroit où la glace commence à flotter. La jonction constitue normalement une zone bien définie et non pas une ligne.

Ligne d'équilibre Position moyenne à un moment donné, correspondant habituellement au minimum du *bilan de masse* saisonnier à la fin de l'été, de la limite entre la partie d'un *glacier* où se produit une déperdition annuelle nette de la masse de glace (zone d'*ablation*) et la partie où l'on observe un accroissement annuel net (zone d'*accumulation*). L'altitude de cette limite est appelée altitude de la ligne d'équilibre.

Lithosphère Partie externe solide du globe terrestre, tant continentale qu'océanique, comprenant l'ensemble des roches de la croûte terrestre ainsi que la partie froide, essentiellement élastique, du manteau supérieur. Bien qu'elle se produise dans la lithosphère, l'activité volcanique n'est pas considérée comme faisant partie du *système climatique*, mais plutôt comme un facteur de *forçage externe*. Voir aussi *Isostasie*.

Lubrification sous-glaciaire Réduction du frottement à la base d'une *nappe glaciaire* ou d'un *glacier* par l'action de lubrification de l'eau de fonte. Le glacier ou la nappe glaciaire peut ainsi glisser sur sa base. La pression, le frottement ou la chaleur géothermique peuvent provoquer la fonte de la glace ou bien l'eau de fonte en surface peut s'infiltrer par les trous dans la glace jusqu'à sa base.

Marégraphe Instrument installé sur la côte ou en haute mer qui sert à mesurer en permanence le niveau de la mer par rapport aux terres émergées adjacentes. Le calcul de la moyenne dans le temps des valeurs du niveau de la mer ainsi enregistrées permet de déterminer les variations séculaires observées du *niveau relatif de la mer*.

Masse d'air Quantité relativement importante d'air, dont les propriétés approximativement homogènes: 1) ont été déterminées alors que cet air se trouvait au dessus d'une *région* particulière de la surface terrestre; et 2) subissent des modifications particulières pendant que la masse d'air s'éloigne de sa région d'origine (AMS, 2000).

Masse d'eau Volume d'eau océanique dont les propriétés bien définies (température, salinité, densité, traceurs chimiques) résultent de son processus particulier de formation. Les masses d'eau sont fréquemment caractérisées par l'extremum vertical ou horizontal d'une de ses propriétés, par exemple la salinité. Les eaux intermédiaires du Pacifique Nord (NPIW) ou les eaux intermédiaires de l'Antarctique (AAIW) sont des exemples de masses d'eau.

Métadonnées Informations sur les données météorologiques et climatiques, indiquant à quel moment et de quelle manière elles ont été mesurées, leur qualité, les problèmes rencontrés et d'autres caractéristiques.

Méthane (CH₄) Un des six *gaz* à *effet de serre* dont les émissions doivent être réduites au titre du *Protocole de Kyoto*. Constituant principal du gaz naturel, le méthane est présent dans tous les combustibles hydrocarbonés; il est aussi lié à l'élevage et à l'agriculture.

Méthode ou approche bayésienne Méthode selon laquelle une analyse statistique d'une ou plusieurs quantités inconnues ou incertaines est réalisée en deux étapes. En premier lieu, on formule préalablement une loi de probabilité applicable à la ou aux quantités incertaines en se fondant sur des connaissances acquises (soit en sollicitant l'opinion d'experts, soit en utilisant des données et des études existantes). À ce premier stade, le choix peut être influencé par des éléments subjectifs, mais, dans de nombreux cas, il est possible de choisir une loi de probabilité préalable la plus neutre possible, afin de ne pas influencer le résultat final de l'analyse. En second lieu, des données nouvellement acquises sont prises en compte pour ajuster la loi préalable en loi postérieure, grâce à un calcul analytique ou à une approximation numérique, effectué(e) à l'aide d'un théorème formulé par le mathématicien britannique Thomas Bayes (1702–1761).

Métrique Mesure cohérente d'une caractéristique propre à un objet ou à une activité qu'il serait difficile de quantifier autrement. En ce qui concerne l'évaluation des *modèles climatiques*, il s'agit d'une mesure quantitative du degré de correspondance entre une quantité simulée et une quantité observée, dont on peut se servir pour évaluer les performances de chaque modèle.

Minéralisation ou reminéralisation Transformation d'un élément de sa forme organique à sa forme inorganique par décomposition microbienne. Dans le cas de la minéralisation de l'azote, l'azote organique issu de la décomposition des plantes et des résidus d'animaux (protéines, acides nucléiques, sucres aminés et urée) est transformé en ammoniac (NH₃) et en ammonium (NH₄⁺) par l'activité biologique.

Mode annulaire austral (SAM) Mode de variabilité principal de l'altitude géopotentielle dans l'hémisphère austral, associé à des changements de latitude du courant jet de latitude moyenne. Voir l'indice relatif au SAM, encadré 2.5.

Mode annulaire boréal (NAM) Fluctuation hivernale de l'amplitude d'une configuration caractérisée par de basses pressions en surface dans l'Arctique et de forts vents d'ouest aux latitudes moyennes. Le mode annulaire boréal a certains liens avec le tourbillon circumpolaire boréal dans la *stratosphère*. Sa configuration présente une déviation vers l'Atlantique Nord et son indice est étroitement corrélé avec l'indice de l'*oscillation nord-atlantique*. Voir l'indice relatif au NAM, encadré 2.5.

Mode de variabilité climatique Structure spatio temporelle sous jacente privilégiant une configuration spatiale et une variation temporelle, qui contribue à la prise en compte des grandes caractéristiques de la variance et des *téléconnexions*. On considère souvent qu'un mode de variabilité constitue le produit d'une configuration spatiale du climat et d'une série chronologique d'un *indice climatique* associé.

Modèle climatique (spectre ou hiérarchie) Représentation numérique du *système climatique* fondée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes et leurs processus d'interaction et de

rétroaction, et qui tient compte d'une partie de ses propriétés connues. Le système climatique peut être représenté par des modèles d'une complexité variable: autrement dit, pour une composante ou une combinaison de composantes donnée, on peut définir un spectre ou une hiérarchie de modèles différant par certains aspects tels que le nombre de dimensions spatiales, le degré de représentation explicite des processus physiques, chimiques ou biologiques, ou le degré d'inclusion de *paramétrages* empiriques. Les *modèles* de circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) fournissent une représentation d'ensemble du système climatique, qui est une des plus complètes du spectre actuellement disponible. Une évolution se dessine vers des modèles plus complexes à chimie et biologie interactives. Les modèles climatiques sont des outils de recherche pour l'étude et la simulation du climat, ainsi qu'à des fins opérationnelles, notamment pour les prévisions climatiques mensuelles, saisonnières et interannuelles. Voir aussi Modèle de système Terre; Modèle de système Terre de complexité intermédiaire; Modèle du bilan énergétique; Modèle fondé sur des processus; Modèle de climat régional; Modèle semi-empirique.

Modèle de circulation générale (MCG) Voir Modèle climatique.

Modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (MCGAO) Voir *Modèle climatique*.

Modèle de climat régional (MCR) *Modèle climatique* de *résolution* relativement plus élevée pour une zone restreinte. Ce type de modèle est utilisé pour réduire l'échelle des résultats obtenus pour le *climat* mondial afin qu'on puisse appliquer ceux ci à des régions en particulier.

Modèle de système Terre (MST) Modèle de circulation générale couplé atmosphère–océan comprenant une représentation du cycle du carbone et permettant ainsi des calculs interactifs de la teneur de l'atmosphère en CO₂ ou des émissions compatibles. Il peut comprendre aussi d'autres composantes (ex.: chimie de l'atmosphère, nappes glaciaires, végétation dynamique, cycle de l'azote, ou encore modèles de conditions urbaines ou de cultures). Voir aussi Modèle climatique.

Modèle de système Terre de complexité intermédiaire (MSTCI) *Modèle climatique* dans lequel on tente d'inclure tous les processus les plus importants du système Terre, comme c'est le cas dans un MST, mais suivant une *résolution* plus faible ou d'une façon plus simple ou idéalisée.

Modèle du bilan énergétique (MBE) Modèle simplifié qui analyse le bilan d'énergie de la Terre pour calculer les changements du climat. Sous la forme la plus simple du modèle, il n'est tenu compte d'aucune dimension spatiale, le modèle fournissant alors une estimation des variations de la température moyenne du globe en fonction des variations du rayonnement. Il est possible d'adjoindre à ce modèle du bilan énergétique à zéro dimension une, voire deux dimensions spatiales, si l'on veut examiner explicitement le *bilan énergétique* en fonction respectivement de la latitude ou à la fois de la latitude et de la longitude. Voir aussi *Modèle climatique*.

Modèle fondé sur des processus Concepts théoriques et méthodes de calcul qui représentent et simulent le comportement des systèmes naturels, établis à partir d'un ensemble de composantes fonctionnelles et leurs interactions réciproques ainsi qu'avec le système environnant, par l'intermédiaire de processus physiques et mécaniques s'inscrivant dans la durée. Voir aussi *Modèle climatique*.

Modèle océanique «en dalle» Représentation simplifiée de l'océan dans un *modèle climatique*, sous la forme d'une couche statique d'eau d'une profondeur de 50 à 100 m. De tels modèles climatiques ne peuvent être utilisés que pour l'estimation de la réponse à l'équilibre du climat à un forçage donné et non pour l'estimation de l'évolution transitoire du climat. Voir aussi *Expérience relative à un climat à l'équilibre ou transitoire*.

Modèle semi-empirique Modèle dans lequel les calculs se fondent sur une combinaison d'associations observées entre les variables et de considérations théoriques établissant des liens entres les variables en vertu de principes fondamentaux (ex.: conservation d'énergie). À titre d'exemple, dans les études portant sur le niveau de la mer, les modèles semi empiriques se rapportent

expressément aux fonctions de transfert formulées pour prévoir les variations du *niveau moyen de la mer* à l'échelle du globe, ou les contributions à ces variations, découlant des variations futures de la *température moyenne à la surface du globe* ou du *forçage radiatif*.

Modes annulaires Voir *Mode annulaire boréal (NAM)* et *Mode annulaire austral (SAM)*.

Mousson Inversion saisonnière tropicale et subtropicale des vents au sol et des précipitations associées, due à l'échauffement différentiel entre une masse continentale et l'océan adjacent. Les pluies de mousson se produisent principalement au dessus des terres en été.

Nappe glaciaire (ou inlandsis) Masse de glace terrestre d'échelle continentale, suffisamment épaisse pour recouvrir la majeure partie des formations rocheuses sous jacentes, de sorte que sa forme est déterminée principalement par sa dynamique interne (écoulement de la glace à mesure qu'elle se déforme intérieurement et/ou qu'elle glisse à sa base). Une nappe glaciaire se déplace à partir d'un haut plateau central selon une très faible pente moyenne en surface. Ses bords sont habituellement plus abrupts, et l'essentiel de la glace s'écoule par le biais de *courants de glace* rapides ou de *glaciers émissaires*, parfois dans la mer ou dans des *plates formes de glace* flottant sur la mer. Il n'existe actuellement que deux grandes nappes glaciaires, une au Groenland et une en Antarctique. Les nappes glaciaires étaient plus nombreuses pendant les périodes glaciaires.

Nappe glaciaire marine Nappe glaciaire dont une partie importante repose sur un soubassement se trouvant sous le niveau de la mer et dont le périmètre est en contact avec l'océan. La plus connue se situe dans l'Antarctique occidental.

Niveau moyen de la mer Niveau de la surface de l'océan en un point précis pour lequel est établie une moyenne sur une période prolongée, d'un mois ou d'une année par exemple. Ce niveau sert souvent de référence nationale pour établir l'altitude du relief.

Niveau relatif de la mer Niveau de la mer mesuré à l'aide d'un *marégraphe* par rapport au lieu d'implantation de ce dernier. Voir aussi *Niveau moyen de la mer* et *Variation du niveau de la mer*.

Non-linéarité Un processus est *dit non linéaire* lorsqu'il n'y a pas de rapport de proportion simple entre ses causes et ses effets. Le *système climatique* comprend de nombreux processus non linéaires, d'où son comportement potentiellement très complexe. Cette complexité peut entraîner des *changements climatiques brusques*. Voir aussi *Chaotique; Prévisibilité*.

Noyaux de condensation des nuages (NCN) Particules en suspension dans l'air (*aérosols*) servant de site initial à la condensation de l'eau liquide et pouvant conduire à la formation de gouttelettes nuageuses dans des conditions normales de formation de nuages. La taille est le facteur principal qui détermine quelles particules deviennent des noyaux de condensation dans des conditions de supersaturation données.

Obscurcissement mondial Diminution largement perçue du *rayonnement solaire* atteignant la surface de la Terre, entre les années 1961 et 1990 environ.

Onde de tempête Élévation temporaire du niveau de la mer, en un lieu donné, en raison de conditions météorologiques extrêmes (basse pression atmosphérique et/ou vents forts). L'onde de tempête est définie comme l'excès du niveau observé par rapport à la marée habituellement prévue à l'endroit et au moment considérés.

Optimum climatique médiéval (OCM) Période de conditions relativement chaudes et d'autres anomalies *climatiques* notables, notamment une *sécheresse* relativement étendue touchant certaines *régions* continentales. Cette période est mal définie, les dates du début et de la fin du réchauffement variant suivant les études de relevés, certaines faisant état d'un réchauffement intermittent. La plupart des définitions indiquent une période comprise entre 900 et 1400. Les *reconstitutions* de la température moyenne de l'hémisphère boréal dont on dispose à présent indiquent que la période la plus chaude, à l'échelle de l'hémisphère, aurait eu lieu entre 950 et 1250. Les relevés et les reconstitutions

de la température dont on dispose à présent indiquent que les températures moyennes durant certaines parties de l'OCM étaient en effet relativement élevées par rapport aux moyennes des deux derniers siècles écoulés, bien que le réchauffement n'ait probablement pas été aussi omniprésent au cours des différentes saisons et dans différentes régions que le réchauffement du XX^e siècle. La période se nomme aussi *Anomalie climatique médiévale*.

Oscillation australe Voir El Niño-oscillation australe (ENSO).

Oscillation de Madden-Julian (OMJ) Composante la plus vaste de la variabilité infrasaisonnière de l'*atmosphère* tropicale (d'une période de 30 à 90 jours). La MJO se propage vers l'est à une vitesse d'environ 5 m s⁻¹ sous la forme d'une zone très étendue de couplage entre la circulation atmosphérique et une *convection* profonde. Elle s'accompagne dans sa progression d'une alternance de vastes zones fortement pluvieuses et de zones présentant une absence de précipitations, principalement au dessus de l'océan Indien et de l'ouest du Pacifique. Un épisode d'OMJ dure de 30 à 60 jours environ, on peut donc s'y référer en parlant d'onde de 30 à 60 jours ou d'oscillation infrasaisonnière.

Oscillation décennale du Pacifique (ODP) Configuration et série chronologique de la première fonction empirique orthogonale de la *température de la mer en surface* dans le Pacifique Nord au nord du 20^e parallèle. L'oscillation interdécennale du Pacifique (OIP) correspond à l'ODP élargie couvrant l'ensemble du bassin du Pacifique. L'ODP et l'OIP présentent une évolution temporelle analogue. Voir aussi *Variabilité décennale dans le Pacifique*.

Oscillation nord-atlantique (NAO) L'oscillation nord-atlantique consiste en des variations opposées de la pression en surface à proximité de l'Islande et des Açores. Elle correspond donc à des fluctuations de la force des vents d'ouest dominants à travers l'Atlantique jusqu'en Europe et, par conséquent, à des fluctuations des *dépressions extratropicales* entraînées dans le flux d'ouest, et des systèmes frontaux qui leur sont associés. Voir l'indice relatif à la NAO, encadré 2.5.

Oscillation ou variabilité atlantique multidécennale (OAM ou VAM) Fluctuation multidécennale (de 65 à 75 ans) dans l'Atlantique Nord, au cours de laquelle les *températures de la mer en surface* indiquent la présence de phases chaudes approximativement de 1860 à 1880 et de 1930 à 1960 et de phases froides de 1905 à 1925 et de 1970 à 1990, avec une variation de l'ordre de 0,4 °C. Voir l'indice relatif à l'AMO, encadré 2.5.

Oscillation quasi biennale (QBO) Oscillation presque périodique du vent zonal équatorial entraînant l'alternance entre des vents d'est et d'ouest dans la stratosphère tropicale, suivant une période moyenne d'environ 28 mois. Les vents maximums à la direction alternée se propagent vers le bas depuis la base de la mésosphère jusqu'à la *tropopause*, et sont générés par l'énergie d'ondes se propageant vers le haut depuis la *troposphère*.

Oxyde nitreux (N₂O) Un des six *gaz à effet de serre* dont il est prévu de réduire les émissions au titre du *Protocole de Kyoto*. L'agriculture (gestion des sols et des effluents d'élevage) est la principale *source anthropique* d'oxyde nitreux, même si l'épuration des eaux usées, la combustion des combustibles fossiles et les procédés de l'industrie chimique jouent également un rôle important à cet égard. L'oxyde nitreux est aussi émis naturellement par toute une série de sources biologiques dans les sols et dans l'eau, et notamment par l'action microbienne dans les *forêts* tropicales humides.

Ozone L'ozone, qui est la forme triatomique de l'oxygène (O_3), est un constituant gazeux de l'*atmosphère*. Dans la *troposphère*, il se forme à la fois naturellement et par suite de réactions photochimiques faisant intervenir des gaz résultant de l'activité humaine (*smog*). L'ozone troposphérique agit comme un *gaz à effet de serre*. Dans la *stratosphère*, il résulte de l'interaction du *rayonnement solaire* ultraviolet et de l'oxygène moléculaire (O_2). L'ozone stratosphérique joue un rôle décisif dans l'équilibre radiatif de la stratosphère. C'est dans la *couche d'ozone* que sa concentration est la plus élevée.

Paléoclimat *Climat* propre à des périodes antérieures à l'invention d'instruments de mesure, y compris pour les temps historiques et géologiques, pour lesquels nous ne disposons que de *données* climatiques *indirectes*.

Paramétrage Dans le contexte des *modèles climatiques*, ce terme désigne la technique permettant de représenter les processus qui ne peuvent être traduits explicitement à l'échelle spatiale ou temporelle du modèle considéré (processus d'échelle inférieure à la maille), en établissant des relations entre les variables à grande échelle effectivement modélisées et les effets de ces processus, dont on établit la moyenne pour une zone ou une durée donnée.

Paramètre de rétroaction climatique Une des méthodes de quantification de la réponse radiative du *système climatique* à un changement de la *température moyenne à la surface du globe*, induit par un *forçage radiatif*. Ce paramètre varie en raison inverse de la *sensibilité climatique effective*. Le paramètre de rétroaction climatique (α ; unité: W m⁻² °C⁻¹) se définit comme suit: $\alpha = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T$, où Q représente le forçage radiatif mondial moyen, T la température moyenne de l'air à la surface du globe, F le flux thermique vers l'océan et Δ un changement par rapport à un *climat* non perturbé.

Paramètre de sensibilité du climat Voir Sensibilité du climat.

Pergélisol Sol (sol proprement dit ou roche, y compris la glace et les substances organiques) dont la température reste égale ou inférieure à 0 °C pendant au moins deux années consécutives. Voir aussi *Pergélisol de surface*.

Pergélisol de surface Notion à laquelle se réfèrent souvent les applications des modèles climatiques et qui correspond à la couche du pergélisol proche de la surface du sol (généralement jusqu'à 3,5 m de profondeur). Dans les études de modélisation, la présence de pergélisol de surface est établie habituellement à partir de moyennes climatiques sur 20 ou 30 ans, ce qui diffère de la définition usuelle du pergélisol. En un lieu donné, le pergélisol peut disparaître en surface, mais persister longtemps en profondeur. Voir aussi *Couche active; Gélisol; Thermokarst*.

Période de chaleur Période de conditions atmosphériques anormalement chaudes. Des précisions sur les indices à ce sujet sont fournies dans l'encadré 2.4. Voir aussi *Vague de chaleur*.

Période de retour Estimation de l'intervalle de temps moyen séparant deux réalisations d'un phénomène (ex.: crue ou pluies extrêmes) de grandeur donnée (ampleur ou intensité) (ou inférieure ou supérieure à cette grandeur). Voir aussi *Valeur de retour*.

Période glaciaire Période qui se caractérise par une baisse à long terme de la température du *climat* de la Terre, entraînant un accroissement des *nappes glaciaires* et des *glaciers*.

Période interglaciaire ou interglaciation Période chaude entre les glaciations de deux *périodes glaciaires*. Elle est souvent définie en tant que période au cours de laquelle le niveau de la mer était proche de celui qu'on connaît aujourd'hui. En ce qui concerne la *dernière période interglaciaire*, cela s'est produit entre approximativement 129 et 116 ka (milliers d'années) par rapport au présent (établi à 1950), bien que la période chaude ait débuté quelques milliers d'années plus tôt dans certaines régions. Par rapport aux relevés isotopiques de l'oxygène, les interglaciations se définissent comme étant l'intervalle entre le point médian de la fin de la période de glaciation précédente et le début de la glaciation suivante. L'interglaciation actuelle, à savoir l'*holocène*, a débuté il y a 11,65 ka, bien que le niveau de la mer à l'échelle de la planète ne se soit approché du niveau actuel qu'il y a environ 7 000 ans.

Petit âge glaciaire (PAG) Période du dernier millénaire pendant laquelle les *glaciers* de montagne ont subi de fortes expansions entrecoupées de reculs modérés, dans les deux hémisphères. Comme la progression des glaciers ne s'est pas produite au même moment dans toutes les *régions*, l'intervalle de temps que recouvre le PAG n'est pas établi précisément. La plupart des définitions situent néanmoins le PAG entre 1400 et 1900 de notre ère. Les *reconstitutions* de la température moyenne dans l'hémisphère boréal dont on dispose à présent indiquent que les périodes le plus froides, à l'échelle de l'hémisphère, se situeraient entre 1450 et 1850.

pH Mesure adimensionnelle de l'acidité de l'eau (ou de toute autre solution) obtenue à partir de la concentration en ions hydrogène (H^+). Le pH est mesuré sur une échelle logarithmique où pH = $-log_{10}(H^+)$. Par conséquent,

une diminution du pH d'une unité correspond à un décuplement de la concentration de H+, c'est-à-dire de l'acidité.

Phénomène climatique extrême Voir Phénomène météorologique extrême.

Phénomène météorologique extrême Phénomène rare en un endroit et à un moment de l'année particuliers. Même si les définitions du mot *rare* varient, un phénomène météorologique extrême devrait normalement se produire aussi rarement, sinon plus, que le dixième ou le quatre vingt dixième *centile* de la *fonction de densité de probabilité* établie à partir des observations. Par définition, les caractéristiques de conditions météorologiques extrêmes peuvent, dans l'absolu, varier d'un lieu à un autre. Lorsque des conditions météorologiques extrêmes se prolongent pendant un certain temps, l'espace d'une saison par exemple, elles peuvent être considérées comme un *phénomène climatique extrême*, en particulier si elles correspondent à une moyenne ou à un total en lui-même extrême (ex.: une *sécheresse* ou de fortes pluies pendant toute une saison).

Photosynthèse Processus par lequel les plantes absorbent le *dioxyde de carbone* de l'air (ou le bicarbonate de l'eau) pour produire des hydrates de carbone et rejettent de l'oxygène. La photosynthèse s'effectue en suivant des voies différentes qui induisent différentes réponses à la concentration de dioxyde de carbone atmosphérique. Voir aussi *Fertilisation par le dioxyde de carbone*.

Piégeage Incorporation d'une substance potentiellement nocive dans un *réservoir*. Le piégeage de substances contenant du carbone, en particulier le *dioxyde de carbone*, est souvent appelé *séquestration* (du carbone).

Plancton Microorganismes vivant dans les couches supérieures des milieux aquatiques. Il convient de distinguer le phytoplancton, qui tire son énergie de la *photosynthèse*, et le zooplancton qui se nourrit de phytoplancton.

Plate-forme de glace ou plateau de glace Nappe de glace flottante d'une épaisseur considérable, reliée à la côte (généralement d'une grande étendue, à surface plane ou légèrement ondulée); il s'agit souvent du prolongement d'une *nappe glaciaire* en mer. Presque toutes les plates formes de glace se trouvent en Antarctique, où la plus grande partie de la glace s'écoule dans l'océan par l'intermédiaire de plateaux.

Pléistocène Époque géologique la plus ancienne des deux époques formant le *quaternaire*, qui s'étend de 2,59 Ma jusqu'au début de l'*holocène* (11,65 ka).

Pliocène Époque géologique la plus récente du *Néogène*, qui s'étend de 5,33 Ma jusqu'au début du *pléistocène* (2,59 Ma).

Point de bascule En ce qui concerne le *climat*, il s'agit d'un seuil critique hypothétique auquel le climat mondial ou régional passe d'un état stable à un autre. La bascule peut se révéler irréversible. Voir aussi *Irréversibilité*.

Pompage d'Ekman Phénomène de circulation dû à la force de frottement engendrée à la surface de contact entre deux fluides (*atmosphère* et océan) ou entre un fluide et la surface solide adjacente (surface de la Terre). Lorsque le transport de masse qui en résulte est convergent, le principe de conservation de la masse nécessite un écoulement vertical à partir de la surface. Cet effet est appelé *pompage d'Ekman*. L'effet opposé, en cas de divergence, est appelé *succion d'Ekman*. Cet effet est observé aussi bien dans l'atmosphère que dans l'océan.

Pompe biologique Processus biologique marin qui transporte le carbone, des eaux de surface aux profondeurs océaniques, grâce à la production primaire du phytoplancton qui transforme le carbone inorganique dissous (CID) et les nutriments en matière organique par la *photosynthèse*. Ce cycle naturel est tributaire essentiellement de la lumière et de la teneur des eaux en nutriments (phosphate, nitrate, acide silicique, etc.) et en micronutriments (fer, etc.). Voir aussi *Pompe de solubilité*.

Pompe de solubilité Processus physico chimique qui transporte le carbone inorganique dissous, des eaux de surface vers des eaux plus profondes. Ce processus régule l'inventaire du carbone dans l'océan. Les concentrations du *dioxyde de carbone* dans l'océan et dans l'*atmosphère* contiguë sont fonction de la solubilité de ce gaz. Voir aussi *Pompe biologique*.

Potentiel de réchauffement global (PRG) Indice fondé sur les propriétés radiatives des *gaz à effet de serre*, qui sert à mesurer, à la suite d'une émission ponctuelle, le *forçage radiatif* d'une unité de masse d'un tel mélange dans l'*atmosphère* actuelle, intégré pour un horizon de temps donné par rapport à celui du *dioxyde de carbone*. Le PRG représente l'effet combiné des temps de séjour différents de ces gaz dans l'atmosphère et de leur pouvoir relatif sur le forçage radiatif. Le *Protocole de Kyoto* s'appuie sur les PRG pour des émissions ponctuelles sur une durée de 100 ans.

Précurseurs Composés atmosphériques qui ne sont pas en eux-mêmes des *gaz à effet de serre* ou des *aérosols*, mais qui ont un effet sur la concentration de ces gaz et aérosols en intervenant dans les processus physiques ou chimiques qui déterminent leurs rythmes de production ou de destruction.

Préindustriel Voir Révolution industrielle.

Prévisibilité Mesure dans laquelle on peut prévoir les états futurs d'un système en se fondant sur la connaissance de l'état actuel et des états passés de ce système. Étant donné que les connaissances concernant les états passés et l'état actuel du *système climatique* sont généralement imparfaites, tout autant que les modèles qui utilisent ces connaissances pour produire des *prévisions climatiques*, et que le système climatique est, par sa nature même, *non linéaire* et *chaotique*, la *prévisibilité* de ce système est intrinsèquement limitée. Même avec des modèles et des observations arbitrairement exacts, un tel système non linéaire garde toujours une part d'imprévisibilité (AMS, 2000).

Prévision Voir Prévision climatique.

Prévision a posteriori ou simulation rétrospective Prévision établie pour une période passée à l'aide uniquement d'information dont on disposait avant le début de la période concernée. Il est possible d'utiliser une série de prévisions a posteriori pour étalonner un système de prévision et/ou mesurer l'efficacité moyenne que le système de prévision a montrée par le passé pour s'en servir d'indication quant à la qualité à laquelle on peut s'attendre à l'avenir.

Prévision climatique Une prévision climatique est le résultat d'une tentative d'estimation (à partir d'un état donné du *système climatique*) de l'évolution réelle du *climat* à l'avenir, à l'échelle d'une saison, de plusieurs années voire d'une décennie, par exemple. Comme il est possible que l'évolution future du système climatique soit fortement influencée par les conditions initiales, de telles prévisions sont, en général, de nature probabiliste. Voir aussi *Projection climatique; Scénario climatique; Initialisation d'un modèle; Prévisibilité*.

Probabilité Éventualité d'un résultat particulier, quand il est possible de l'évaluer d'un point de vue probabiliste. Elle est exprimée dans le présent rapport à l'aide d'une terminologie standard, définie dans le tableau 1.1. Voir aussi *Confiance* et *Incertitude*.

Production primaire brute (PPB) Quantité de carbone fixé par les organismes autotrophes (ex.: certaines plantes et algues).

Profils d'évolution de concentration à très long terme Voir *Profils représentatifs d'évolution de concentration*.

Profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) *Scénarios* comprenant les séries chronologiques complètes des émissions et des concentrations de *gaz à effet de serre* et *aérosols*, des gaz chimiquement actifs, ainsi que de l'*utilisation des terres* et de la couverture terrestre (Moss *et al.*, 2008). Ces profils sont *représentatifs* dans la mesure où ils font partie d'un ensemble de scénarios distincts possibles conduisant à un *forçage radiatif* aux caractéristiques similaires. On parle de *profil d'évolution* pour souligner le fait qu'on ne s'intéresse pas seulement aux niveaux de concentration atteints à long terme, mais aussi à la trajectoire suivie pour parvenir à ce résultat (Moss *et al.*, 2010).

En général, les RCP se rapportent à la partie de l'évolution allant jusqu'à 2100, pour laquelle les modèles d'évaluation intégrés produisent des *scénarios d'émissions* correspondants. Les *profils d'évolution de concentration à très long terme (ECP)* fournissent une description de ce qui se produit lorsqu'on prolonge les RCP entre 2100 et 2500, ce qu'on calcule en se basant sur des règles simples établies au cours de consultations avec les parties prenantes;

ils ne représentent pas des scénarios parfaitement cohérents.

Il a été choisi quatre RCP produits à partir de scénarios publiés, établis par des modèles d'évaluation intégrés, pour les besoins du présent rapport dévaluation du GIEC, comme base des *prévisions* et *projections climatiques* présentées dans les chapitres 11 à 14:

RCP2,6 Un profil dans lequel le forçage radiatif atteint un pic d'environ 3 W m⁻² avant 2100, puis décroît (ECP correspondant basé sur des émissions constantes après 2100);

RCP4,5 et RCP6,0 Deux profils de stabilisation intermédiaires, où le forçage radiatif se stabilise à environ 4,5 W m⁻² et 6,0 W m⁻² après 2100 (ECP correspondant basé sur des émissions constantes après 2150);

RCP8,5 Un profil haut, dans lequel le forçage radiatif excède 8,5 W m⁻² en 2100 et continue de croître pendant un certain temps encore (ECP correspondant basé sur des émissions constantes après 2100 et des concentrations constantes après 2250).

Voir l'encadré 1.1, dans laquelle est présentée une description approfondie des scénarios futurs.

Projection Indication de l'évolution future possible d'une grandeur ou d'un ensemble de grandeurs, souvent calculée à l'aide d'un modèle. Les projections se distinguent des prévisions en ce sens qu'elles reposent sur des hypothèses concernant par exemple l'évolution des conditions socio économiques ou des techniques qui peuvent ou non se concrétiser. Voir aussi *Prévision climatique*; *Projection climatique*.

Projection climatique Simulation de la réponse du système climatique à un scénario futur d'émissions ou de concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols, obtenue généralement à l'aide de modèles climatiques. Les projections climatiques se distinguent des prévisions climatiques par le fait qu'elles sont fonction des scénarios d'émissions, de concentration ou de forçage radiatif utilisés, qui reposent sur des hypothèses concernant, par exemple, l'évolution socio économique et technologique à venir, ces hypothèses pouvant se réaliser ou non. Voir aussi Scénario climatique.

Protocole de Kyoto Le Protocole de Kyoto à la *Convention cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC)* a été adopté en 1997 à Kyoto, au Japon, lors de la troisième session de la Conférence des Parties (CdP) de la CCNUCC. Il comporte des engagements contraignants, en plus de ceux qui figurent dans la CCNUCC. Les pays visés dans l'annexe B du Protocole (la plupart des pays de l'OCDE et des pays à économie en transition) se sont engagés à ramener leurs émissions anthropiques de *gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane, oxyde nitreux,* hydrofluorocarbones, hydrocarbures perfluorés et hexafluorure de soufre) à 5 % au moins au-dessous de leurs niveaux de 1990 pendant la période d'engagement (2008 2012). Le Protocole de Kyoto est entré en vigueur le 16 février 2005.

Protocole de Montréal Le Protocole de Montréal relatif à des substances qui appauvrissent la *couche d'ozone* a été adopté à Montréal en 1987, puis actualisé et amendé à Londres (1990), Copenhague (1992), Vienne (1995), Montréal (1997) et Beijing (1999). Il réglemente la consommation et la production d'un certain nombre de substances chimiques chlorées et bromées qui détruisent l'*ozone* stratosphérique, tels que les chlorofluorocarbones, le trichloroéthane ou le tétrachlorure de carbone et bien d'autres.

Puits Tout processus, activité ou mécanisme qui élimine de l'*atmosphère* un *gaz à effet de serre*, un *aérosol* ou un *précurseur* de gaz à effet de serre ou d'aérosol.

Qualité d'une prévision Mesure de l'efficacité d'une prévision par rapport à une information tirée d'observations. Aucune mesure à elle seule ne permet de résumer tous les aspects de la qualité d'une prévision, aussi examine-t-on un ensemble de *métriques*. Ces métriques sont différentes suivant qu'il s'agit d'une prévision formulée sous une forme déterministe ou sous une forme probabiliste. Voir aussi *Prévision climatique*.

Quaternaire Période (ou système) la plus récente des trois que comporte le cénozoïque (de 65 Ma à nos jours); elle a débuté il y a 2,59 Ma et se poursuit de

nos jours; elle comprend les deux époques que sont le pléistocène et l'holocène.

Radio-isotopes cosmogènes *Isotopes* radioactifs rares créés lorsque des rayons cosmiques de haute énergie interagissent avec des noyaux d'atomes. Ces radio-isotopes servent souvent d'indicateurs de l'*activité solaire* qui module l'intensité des rayons cosmiques ou de traceurs des processus de transport atmosphérique; ils sont également appelés *radionucléides cosmogènes*.

Rails des dépressions Terme désignant, à l'origine, les trajectoires de systèmes cycloniques individuels, mais souvent utilisé de nos jours pour désigner, de façon plus générale, les *régions* où l'on observe le passage fréquent de perturbations extratropicales liées à des séries de systèmes de basses pressions (dépressionnaires ou cycloniques) et de hautes pressions (anticycloniques).

Rapport de mélange Voir Titre molaire.

Rayonnement de courtes longueurs d'onde Voir Rayonnement solaire.

Rayonnement de grandes longueurs d'onde Voir Rayonnement terrestre.

Rayonnement infrarouge Voir *Rayonnement terrestre*.

Rayonnement solaire Rayonnement électromagnétique émis par le Soleil dans un spectre proche de celui d'un corps noir d'une température de 5 770 K. Le rayonnement solaire atteint son maximum dans les longueurs d'onde du visible. Par comparaison au *rayonnement terrestre*, il est souvent appelé *rayonnement de courtes longueurs d'onde*. Voir aussi *Insolation; Éclairement énergétique solaire total*.

Rayonnement solaire incident Voir Insolation.

Rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde Rayonnement net sortant dans la bande infrarouge du spectre, à partir du sommet de l'*atmosphère*. Voir aussi *Rayonnement terrestre*.

Rayonnement terrestre Rayonnement émis par la surface de la Terre, l'*atmosphère* et les nuages. Également connu sous le nom de *rayonnement thermique infrarouge* ou de *rayonnement de grandes longueurs d'onde*, il ne doit pas être confondu avec le rayonnement dans le proche infrarouge, qui fait partie du spectre solaire. Le *rayonnement infrarouge* correspond en général à une gamme particulière de longueurs d'onde (*spectre*) supérieures à celle de la couleur rouge dans la partie visible du spectre. Le spectre du rayonnement terrestre est presque entièrement distinct de celui du *rayonnement de courtes longueurs d'onde* ou *rayonnement solaire* en raison de la différence de température entre le Soleil et le système Terre atmosphère. Voir aussi *Rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde*.

Réanalyse Estimations, pour l'*atmosphère* et l'océan, des températures, des vents et des courants passés, ainsi que d'autres grandeurs, établies à partir du traitement de données météorologiques et océanographiques passées au moyen de versions fixées des modèles de prévision du temps ou de circulation océanique, et des techniques d'assimilation des données, se situant au niveau de l'état de l'art. L'utilisation d'une assimilation de données fixée permet d'éviter les effets des changements des systèmes d'analyse propres aux analyses opérationnelles. Bien que la continuité soit améliorée, les réanalyses effectuées à l'échelle du globe pâtissent encore des irrégularités d'implantation et des imperfections des systèmes d'observation.

Reboisement Plantation de *forêts* sur des terres anciennement forestières, mais converties à d'autres usages. Le rapport spécial du GIEC sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (IPCC, 2000) propose une analyse plus approfondie du terme forêt et d'autres termes connexes tels que *boisement*, reboisement et *déboisement*. Voir aussi le rapport sur les définitions et options méthodologiques en ce qui concerne les inventaires des émissions résultant de la dégradation des forêts et de la disparition d'autres types de végétaux directement liées aux activités humaines (IPCC, 2003).

Reconstitution (d'une variable climatique) Méthode visant à reconstituer les caractéristiques temporelles et spatiales d'une variable climatique à partir de prédicteurs. Les prédicteurs peuvent être des données instrumentales si la reconstitution sert à remplacer des données manquantes ou des *données indirectes* si on les utilise pour élaborer des reconstitutions

du *paléoclimat*. À ces fins, diverses techniques ont été mises au point: des méthodes fondées sur une régression linéaire multiple et des *méthodes bayésiennes* non linéaires et des méthodes d'analogues.

Réduction d'échelle Méthode permettant d'obtenir des informations à l'échelle locale ou régionale (10 à 100 km) à partir de modèles ou d'analyses de données à plus grande échelle. Il existe deux grandes méthodes de réduction d'échelle : la réduction d'échelle dynamique et la réduction d'échelle empirique ou statistique. La méthode dynamique utilise les données de sortie de *modèles climatiques régionaux*, de modèles mondiaux à *résolution* spatiale variable ou de modèles mondiaux à haute résolution. La méthode empirique ou statistique établit des relations statistiques entre les variables atmosphériques à grande échelle et les variables climatiques locales ou régionales. Dans tous les cas, la qualité des résultats de la réduction d'échelle dépend en grande partie de la qualité du modèle guide utilisé.

Régime climatique État du *système climatique* présentant une fréquence plus élevée que les états adjacents en raison soit d'une persistance plus grande soit d'une récurrence plus fréquente. En d'autres termes, il s'agit d'un groupe dans l'espace des états du climat associé à un maximum local de la *fonction de densité de probabilité*.

Région Territoire se caractérisant par un certain nombre de particularités géographiques et climatologiques. Le *climat* d'une région est soumis à l'influence de caractéristiques d'échelle locale et régionale telles que le relief, les modes d'*affectation des terres* ou la présence de lacs, ainsi qu'aux influences plus lointaines d'autres régions. Voir *Téléconnexion*.

Réponse du climat Voir Sensibilité du climat.

Réponse transitoire du climat Voir Sensibilité du climat.

Réponse transitoire du climat aux émissions cumulées de CO₂ (RTCE) Variation transitoire de la *température moyenne à la surface du globe* par unité (en général 1 000 PgC) d'émissions cumulées de CO_2 . La RTCE renseigne à la fois sur la *fraction transportée par l'air* des émissions cumulées de CO_2 (fraction de la quantité totale de CO_2 émis qui demeure dans l'*atmosphère*) et sur la *réponse transitoire du climat (RTC)*.

Réservoir Composante du *système climatique*, autre que l'*atmosphère*, ayant la capacité de stocker, d'accumuler ou de libérer une substance potentiellement nocive (carbone, *gaz à effet de serre, précurseur*, etc.). Les océans, les sols et les *forêts* sont des exemples de réservoirs de carbone. *Bassin* est un terme équivalent (à noter que le terme bassin inclut souvent l'atmosphère). On appelle *stock* la quantité absolue de substance potentiellement nocive contenue dans un réservoir à un moment donné.

Résolution Appliqué aux *modèles climatiques*, le terme se rapporte à la distance physique (mètres ou degrés) séparant les points de la grille auxquels les équations sont résolues. La *résolution temporelle* se rapporte au pas de temps ou à la durée écoulée entre chaque nouveau calcul des équations par le modèle.

Respiration Processus par lequel des organismes vivants transforment la matière organique en *dioxyde de carbone*, en produisant de l'énergie et en consommant de l'oxygène.

Respiration autotrophe *Respiration* des organismes photosynthétiques (voir *photosynthèse*) (végétaux, algues, etc.).

Respiration hétérotrophe Conversion de matière organique en *dioxyde de carbone* par des organismes autres que les organismes autotrophes.

Rétroaction Voir *Rétroaction climatique*.

Rétroaction climat–cycle du carbone *Rétroaction climatique* entraînant des changements dans les propriétés du *cycle du carbone* terrestre et océanique en réponse au *changement climatique*. Les variations de la température et de la circulation océaniques peuvent influer sur le flux de CO_2 entre l'*atmosphère* et l'océan; sur les continents, le changement climatique peut influer sur la *photosynthèse* des plantes et la *respiration* microbienne des sols, et donc sur le flux de CO_2 entre l'atmosphère et la *biosphère* terrestre.

Rétroaction climatique Interaction selon laquelle une perturbation touchant une variable climatique provoque, dans une seconde, des changements qui influent à leur tour sur la variable initiale. Une rétroaction positive renforce la perturbation initiale, alors qu'une rétroaction négative l'atténue. Dans le présent rapport d'évaluation, on utilise souvent une définition relativement restreinte de ce processus, selon laquelle la variable subissant la perturbation est la *température moyenne à la surface du globe* qui, à son tour, provoque des changements du bilan radiatif du globe. Dans les deux cas, la perturbation initiale peut découler d'un *forçage externe* ou correspondre à une *variabilité interne*. Voir aussi *Paramètre de rétroaction climatique*.

Rétroaction glace–albédo Rétroaction climatique entraînant des changements dans l'albédo de la surface terrestre. La neige et la glace ont un albédo bien supérieur (jusqu'à ~0,8) à l'albédo terrestre moyen (~0,3). En cas de réchauffement, on prévoit un rétrécissement de l'étendue de neige et de glace, l'albédo global de la Terre diminuerait alors et une quantité plus importante de *rayonnement solaire* serait absorbée, ce qui entraînerait un réchauffement encore plus important de la planète.

Rétroaction nuageuse *Rétroaction climatique* se caractérisant par des variations d'une propriété des nuages, quelle qu'elle soit, en réponse à des variations locales ou mondiales de la *température moyenne à la surface du globe*. Pour pouvoir comprendre les rétroactions nuageuses et déterminer leur ampleur et leur signe, il est indispensable de comprendre en quoi un *changement climatique* peut influer sur les différents types de nuages, sur la nébulosité, sur la hauteur des nuages, sur leurs propriétés radiatives, et finalement sur le bilan radiatif de la Terre. Pour l'heure, les rétroactions nuageuses constituent la principale source d'*incertitude* des estimations de la *sensibilité du climat*. Voir aussi *Effet radiatif des nuages*.

Révolution industrielle Période de croissance industrielle rapide aux profondes répercussions sociales et économiques, qui a débuté en Grande Bretagne pendant la seconde moitié du XVIII^e siècle et s'est poursuivie en Europe, puis dans d'autres pays, dont les États Unis d'Amérique. L'invention de la machine à vapeur a été un facteur majeur de cette évolution. La révolution industrielle marque le début d'une augmentation importante de l'utilisation des combustibles fossiles et des émissions, notamment de *dioxyde de carbone* fossile. Dans le présent rapport, les termes *préindustriel* et *industriel* se réfèrent respectivement, de manière quelque peu arbitraire, aux époques antérieure et postérieure à 1750.

Ruissellement Partie des précipitations qui ne s'évapore pas ou ne transpire pas, mais qui s'écoule à la surface du sol ou à travers le sol et se déverse dans les masses d'eau. Voir aussi *Cycle hydrologique*.

Scénario Description vraisemblable de ce que nous réserve l'avenir, fondée sur un ensemble cohérent et intrinsèquement homogène d'hypothèses concernant les principales forces motrices (rythme de l'évolution technologique, prix, etc.) et les relations en jeu. Les scénarios ne sont ni des prédictions ni des prévisions, mais permettent cependant de mieux cerner les conséquences de différentes évolutions ou actions. Voir aussi *Scénario climatique; Scénario d'émissions; Profils représentatifs d'évolution de concentration; Scénarios SRES*.

Scénario climatique Représentation vraisemblable et souvent simplifiée du *climat* futur, fondée sur un ensemble intrinsèquement cohérent de relations climatologiques et établie expressément pour déterminer les conséquences possibles des *changements climatiques anthropiques*, qui sert souvent à alimenter les modèles d'impact. Les *projections climatiques* servent fréquemment de matière première aux scénarios climatiques, quoique ces derniers nécessitent généralement des informations supplémentaires, par exemple sur le climat actuel observé. Un *scénario du changement climatique* correspond à la différence entre un scénario climatique et le climat actuel. Voir aussi *Scénario d'émissions; Scénario*.

Scénario d'émissions Représentation plausible de l'évolution future des émissions de substances susceptibles d'avoir des effets radiatifs (*gaz à effet de serre, aérosols*, etc.), fondée sur un ensemble cohérent et homogène d'hypothèses relatives aux éléments moteurs (évolution démographique et socio économique, progrès technologique, etc.) et à leurs

interactions principales. Les scénarios de concentration, découlant des scénarios d'émissions, servent de données initiales aux modèles climatiques pour le calcul des projections climatiques. Le GIEC a présenté en 1992 un ensemble de scénarios d'émissions qui lui ont servi à établir des projections climatiques (1996). Ces scénarios d'émissions ont été appelés scénarios IS92. Dans le rapport spécial du GIEC consacré aux scénarios d'émissions (Nakičenović et Swart, 2000), de nouveaux scénarios d'émissions, appelés scénarios SRES, ont été publiés, dont certains ont notamment servi de base pour les projections climatiques présentées dans les chapitres 9 à 11 du rapport publié par le GIEC en 2001 et les chapitres 10 et 11 du rapport publié en 2007. De nouveaux scénarios d'émissions associés au changement climatique, à savoir les quatre profils représentatifs d'évolution de concentration, ont été mis au point pour la présente évaluation du GIEC, mais indépendamment de celle ci. Voir aussi Scénario climatique et Scénario.

Scénarios SRES *Scénarios d'émissions* élaborés par Nakičenović et Swart (2000), servant, parmi d'autres, à établir certaines des *projections climatiques* présentées dans les chapitres 9 à 11 de la publication IPCC (2001) et dans les chapitres 10 et 11 de la publication IPCC (2007). Les définitions ci après permettent de mieux comprendre l'agencement et l'utilisation de l'ensemble de ces scénarios:

Famille de scénarios Scénarios fondés sur le même canevas pour ce qui est de l'évolution démographique, sociétale, économique et technologique. L'ensemble des scénarios SRES comprend quatre familles de scénarios: A1, A2, B1 et B2.

Scénario illustratif Scénario qui sert à l'illustration de chacun des six groupes de scénarios présentés dans le *Résumé à l'intention des décideurs* de Nakičenović et Swart (2000). Ces scénarios illustratifs consistent en quatre scénarios de référence révisés pour les groupes de scénarios A1B, A2, B1 et B2 ainsi qu'en deux scénarios supplémentaires pour les groupes A1FI et A1T. Tous les groupes de scénarios sont également fiables.

Scénario de référence Scénario diffusé à l'origine, dans sa version préliminaire, sur le site Web consacré au SRES pour représenter une famille de scénarios donnée. Pour choisir les scénarios de référence, on s'est fondé sur les quantifications initiales qui reflétaient le mieux les canevas ainsi que sur les caractéristiques des modèles utilisés. Si les scénarios de référence ne sont ni plus ni moins vraisemblables que n'importe quel autre scénario, l'équipe de rédaction du SRES a cependant estimé qu'ils illustraient fort bien les canevas considérés. Ces scénarios – qui figurent sous une forme revue et corrigée dans Nakičenović et Swart (2000) – ont été examinés avec la plus grande attention par toute l'équipe de rédaction et dans le cadre du processus ouvert propre au SRES. Des scénarios ont également été choisis pour illustrer les deux autres groupes de scénarios.

Canevas Description circonstanciée d'un scénario (ou d'une famille de scénarios), qui met en lumière les principales caractéristiques du scénario, les relations entre les principaux éléments moteurs et la dynamique de leur évolution.

Sécheresse Période de temps anormalement sec suffisamment longue pour causer un grave déséquilibre hydrologique. La notion de sécheresse étant relative, toute analyse d'un déficit de précipitations doit se reporter à l'activité étudiée, liée aux précipitations. À titre d'exemple, on parlera de sécheresse agricole (l'humidité du sol étant le facteur déterminant) guand la pénurie de précipitations se produit au cours de la période de croissance et influence la production agricole ou plus généralement les fonctions de l'écosystème touché, alors qu'il s'agira d'une sécheresse hydrologique si cette même pénurie de précipitations se produit au cours d'une période où le ruissellement et la percolation sont déterminants pour reconstituer les réserves d'eau. Outre l'insuffisance des précipitations, l'augmentation de l'évapotranspiration tend également à diminuer l'humidité du sol et les réserves d'eaux souterraines. La sécheresse météorologique se définit comme une période présentant un déficit anormal des précipitations. Une mégasécheresse est une sécheresse persistante et étendue, d'une durée très supérieure à la normale (en général, une décennie ou plus). Voir les indices à ce sujet dans l'encadré 2.4.

Sensibilité du climat Dans les rapports du GIEC, la *sensibilité du climat* à *l'équilibre* (unité: °C) désigne les variations à *l'équilibre* (état stable) de la *température moyenne à la surface du globe* à la suite d'un doublement de la *concentration d'équivalent CO*₂ dans l'*atmosphère*. En raison de contraintes de calcul, la sensibilité du climat à l'équilibre dans un *modèle climatique* est parfois estimée à l'aide d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère couplé à un modèle de la couche de mélange océanique, étant donné que cette sensibilité est déterminée en grande partie par des processus atmosphériques. Des modèles efficaces peuvent être conduits à l'équilibre avec un océan dynamique. Le *paramètre de sensibilité du climat* (unité: °C (W m⁻²⁾⁻¹) se rapporte au changement d'équilibre dans la température moyenne annuelle à la surface du globe pour un écart unitaire du *forçage radiatif.*

La sensibilité effective du climat (unité: °C) est une estimation de la réponse de la température moyenne à la surface du globe à un doublement de la concentration du *CO*₂ obtenue à partir des résultats des modèles ou d'observations pour des conditions évolutives qui ne sont pas à l'équilibre. C'est une mesure de l'ampleur des *rétroactions climatiques* à un instant donné qui peut varier en fonction du forçage et de l'état du climat, pouvant donc être différente de la sensibilité du *climat* à l'équilibre.

La réponse transitoire du climat (unité: °C) désigne la variation moyenne sur 20 ans de la température à la surface du globe, centrée sur l'époque du doublement de la concentration de dioxyde de carbone atmosphérique, obtenue à l'aide d'un modèle du climat, au cours d'une simulation dans laquelle l'augmentation de la teneur en CO_2 est fixée à 1 % par an. C'est une mesure de l'ampleur et de la rapidité de la réponse de la température en surface au forçage dû aux gaz à effet de serre.

Sensibilité du climat à l'équilibre Voir Sensibilité du climat.

Sensibilité du système Terre Réponse de la température à l'état d'équilibre du système couplé *atmosphère*-océan-*cryosphère*-végétation-*cycle du carbone* à un doublement de la concentration atmosphérique du CO_2 . Comme elle prend en compte l'effet de composantes du système climatique qui s'ajustent relativement lentement (ex.: *nappes glaciaires*, végétation) à des perturbations externes, cette mesure peut s'écarter nettement de la *sensibilité du climat* qui est obtenue à partir de modèles couplés atmosphère-océan.

Sensibilité effective du climat Voir Sensibilité du climat.

Situation de départ (ou de référence) Situation par rapport à laquelle un éventuel changement est mesuré. Une *période de référence* est une période par rapport à laquelle on calcule les anomalies. La *concentration de référence* d'un gaz à l'état de trace est celle qu'on mesure en un lieu ne subissant pas l'influence d'émissions locales *anthropiques*.

Sondeur à hyperfréquences (MSU) Sondeur embarqué à bord des satellites à orbite polaire de la NOAA (Administration américaine pour les océans et l'*atmosphère*), destiné à évaluer la température des couches épaisses de l'atmosphère en mesurant l'émission thermique des molécules d'oxygène à partir d'un complexe de raies d'émission proche de 60 GHz. Une série de neuf MSUs a commencé à effectuer ce genre de mesures à partir de la fin de l'année 1978. Une nouvelle série d'instruments appelés AMSU (sondeur perfectionné à hyperfréquences) a été mise en exploitation vers le milieu de l'année 1998.

Source Tout procédé, activité ou mécanisme qui libère dans l'atmosphère un gaz à effet de serre, un aérosol ou un précurseur de gaz à effet de serre ou d'aérosol.

Spectre électromagnétique Étendue en longueur d'onde ou énergie de l'ensemble du rayonnement électromagnétique. En ce qui concerne le *rayonnement solaire*, l'éclairement énergétique spectral représente la puissance atteignant la Terre par unité de surface, par unité de longueur d'onde.

Stérique Voir Variation du niveau de la mer.

Stock Voir *Réservoir*.

Stockage, réserve d'eau terrestre Quantité d'eau emmagasinée par les terres émergées à l'exception des *glaciers* et des *nappes glaciaires* (c'est-à-dire par les rivières, les lacs, les milieux humides, la zone non saturée, les aquifères, les réservoirs, la neige et le *pergélisol*). Les variations du stockage
d'eau terrestre causées par le *climat* et par les activités humaines contribuent aux *variations du niveau de la mer*.

Stratosphère Région très stratifiée de l'*atmosphère* située au-dessus de la *troposphère* et s'étendant d'environ 10 km (9 km aux hautes latitudes et 16 km en zone tropicale en moyenne) à 50 km d'altitude.

Subduction Processus océanique au cours duquel les eaux de surface s'enfoncent dans les profondeurs depuis la couche superficielle de mélange sous l'effet du *pompage d'Eckman* et de l'*advection* latérale. Cette dernière se produit lorsque les eaux de surface sont entraînées par advection vers une zone où la couche de surface est localement moins dense et qu'elles doivent, de ce fait, glisser sous cette couche de surface, généralement sans changement de densité.

Système climatique Système extrêmement complexe comprenant cinq grands éléments: l'*atmosphère*, l'*hydrosphère*, la *cryosphère*, la *lithosphère* et la *biosphère*, et qui résulte de leurs interactions. Ce système évolue avec le temps sous l'effet de sa propre dynamique interne et en raison de *forçages externes* tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'*activité solaire* ou les forçages *anthropiques* (notamment les variations de la composition de l'atmosphère ou les *changements d'affectation des terres*).

Système dynamique Processus ou ensemble de processus dont l'évolution dans le temps est déterminée par une série de lois physiques déterministes. Le *système climatique* est un système dynamique. Voir aussi *Changement climatique brusque; Chaotique; Non-linéarité; Prévisibilité*.

Tache solaire Petite zone sombre à la surface du Soleil où les champs magnétiques intenses réduisent la convection entraînant ainsi une baisse de température d'environ 1 500 K par rapport aux régions circonvoisines. Le nombre de taches solaires est le plus élevé pendant les périodes d'*activité solaire* importante et varie en particulier avec le *cycle solaire*.

Talik Couche non gelée toute l'année située dans des zones de *pergélisol*.

Téléconnexion Association statistique de variables climatiques entre des zones géographiques fixes, éloignées les unes des autres. Les téléconnexions découlent de vastes structures spatiales, notamment les modes couplés, à l'échelle d'un bassin, de la variabilité océan-*atmosphère*, les trains d'ondes de Rossby, les courants-jets et les *rails des dépressions* des latitudes moyennes, etc. Voir aussi *Configuration de téléconnexion*.

Température de l'air à la surface des terres émergées Température de l'air en surface, mesurée sous abris ventilés, à environ 1,5 m au-dessus du sol.

Température de la mer en surface (SST) Température moyenne de la subsurface dans les premiers mètres des eaux océaniques, mesurée depuis des navires, des bouées ancrées ou des bouées dérivantes. Pour ce qui est des mesures effectuées à partir de navires, celles ci ont été exécutées sur des échantillons recueillis à l'aide de seaux, puis, à partir des années 1940, sur des échantillons prélevés à l'admission d'eau des moteurs. Des mesures par satellite de la *température pelliculaire* (correspondant à la couche superficielle d'une fraction de millimètre d'épaisseur) dans l'infrarouge ou de la température de la mer dans le premier centimètre environ au dessous de la surface en hyperfréquences sont également utilisées, mais pour qu'elles soient compatibles avec la température moyenne, il convient de les corriger.

Température du sol Température pouvant être mesurée ou modélisée à de nombreux niveaux de profondeur dans le sol.

Température en surface Voir *Température moyenne à la surface du globe; Température de l'air à la surface des terres émergées; Température de la mer en surface.*

Température moyenne à la surface du globe Estimation de la température moyenne de l'air à la surface du globe. Cependant, pour ce qui est des changements avec le temps, seules les anomalies par rapport aux conditions climatiques normales sont utilisées, le plus souvent fondées sur la moyenne mondiale, pondérée en fonction de la surface, de l'anomalie de la *température de la mer en surface* et de l'anomalie de la *température de l'air à la surface des terres émergées*.

Temps d'ajustement Voir *Durée de vie*. Voir aussi *Temps de réponse*.

Temps de renouvellement Voir Durée de vie.

Temps de réponse Le temps de réponse ou d'ajustement est le temps nécessaire au système climatique ou à ses composantes pour retrouver l'équilibre d'un nouvel état, après un forçage dû à des processus externes. Il diffère grandement selon les composantes du système climatique. Le temps de réponse de la troposphère est relativement court, de quelques jours à quelques semaines, tandis qu'il faut généralement plusieurs mois pour que la stratosphère recouvre son équilibre. En raison de leur capacité thermique élevée, les océans ont un temps de réponse beaucoup plus long, qui s'énonce généralement en décennies, et parfois en siècles ou en millénaires. Le temps de réponse du système étroitement couplé que forment la surface du globe et la troposphère est donc long par rapport à celui de la stratosphère, puisqu'il est déterminé principalement par les océans. La biosphère peut répondre rapidement (par exemple en cas de sécheresse), mais aussi très lentement à des changements imposés. Voir Durée de vie pour une autre définition du temps de réponse pertinent pour le rythme des processus qui influent sur la concentration des gaz à l'état de trace.

Tendance Dans le présent rapport, le terme *tendance* désigne un changement, généralement monotone, de la valeur d'une variable.

Thermocline Couche océanique à gradient de température vertical maximum, comprise entre la surface de l'océan et les régions abyssales. Dans les régions subtropicales, elle est généralement constituée d'eaux qui se trouvaient en surface à des latitudes plus élevées et qui ont subi une *subduction*, et ont été entraînées vers l'équateur. Aux latitudes élevées, cette couche est parfois inexistante et peut être remplacée par une *halocline*, qui est une couche à gradient vertical de salinité maximum.

Thermokarst Processus par lequel la fonte de *pergélisol* riche en glace ou d'une masse importante de glace dans le sol provoque l'apparition de formes de relief particulières.

Thermostérique Voir *Variation du niveau de la mer*.

Titre molaire Le titre molaire, ou rapport de mélange, est le rapport, dans un volume donné, du nombre de moles d'un constituant au nombre total de moles de tous les constituants dans ce volume. Il est en général indiqué pour l'air sec. Les valeurs types pour les *gaz à effet de serre au mélange homogène* sont de l'ordre du µmol mol⁻¹ (parties par million: ppm), du nmol mol⁻¹ (parties par milliard: ppb) et du fmol mol⁻¹ (parties par billion : ppt). Le titre molaire se distingue du rapport de mélange au volume, souvent exprimé en ppmv, etc., par les corrections faites pour tenir compte de la non idéalité des gaz. Cette correction est significative pour ce qui concerne la précision des mesures relatives à de nombreux gaz à effet de serre (Schwartz et Warneck, 1995).

Tourbillon océanique Mode de circulation océanique horizontale à l'échelle d'un bassin, caractérisé par la circulation d'un courant lent sur le pourtour du bassin océanique, dont la fermeture est assurée par un courant de bord ouest puissant et étroit (100 à 200 kilomètres de large). Dans chaque océan, les tourbillons subtropicaux se caractérisent par de hautes pressions en leur centre, alors que les pressions au centre des tourbillons subpolaires sont basses.

Transport d'Ekman Transport total résultant d'un équilibrage entre la force de Coriolis et la force de frottement due à l'action du vent à la surface de l'océan. Voir aussi *Pompage d'Ekman*.

Tropopause Limite entre la *troposphère* et la *stratosphère*.

Troposphère Partie inférieure de l'atmosphère, s'étendant de la surface de la Terre à environ 10 km d'altitude aux latitudes moyennes (cette altitude variant en moyenne de 9 km aux latitudes élevées à 16 km en zone tropicale), où se forment les nuages et se produisent les phénomènes météorologiques. Dans la troposphère, la température diminue généralement avec l'altitude. Voir aussi *Stratosphère*.

Trou (dans la couche) d'ozone Voir Couche d'ozone.

Unité Dobson (UD) Unité de mesure de la quantité totale d'*ozone* présent dans une colonne verticale au-dessus de la surface de la Terre (*colonne totale d'ozone*). Le nombre d'unités Dobson correspond à l'épaisseur, mesurée en unité de 10^{-5} m, qu'occuperait la colonne d'ozone si elle était comprimée en une couche de densité uniforme à une pression de 1 013 hPa et à une température de 0 °C. Une unité Dobson correspond à une colonne d'ozone contenant 2,69 × 10^{20} molécules par mètre carré. La valeur type de la quantité d'ozone présent dans une telle colonne de l'*atmosphère* terrestre, bien que très variable, est de 300 UD.

Utilisation des terres et changement d'affectation des terres Le terme *utilisation des terres* désigne l'ensemble des dispositions, activités et apports par type de couverture terrestre (ensemble d'activités humaines). Ce terme est également utilisé pour définir les objectifs sociaux et économiques de l'exploitation des terres (pâturage, exploitation forestière, conservation, etc.). Le terme *changement d'affectation des terres* désigne un changement apporté par l'homme dans l'utilisation ou la gestion des terres, qui peut entraîner une modification de la couverture terrestre. Tant cette modification que le changement d'affectation des terres peuvent avoir une incidence sur l'*albédo* de la surface, l'*évapotranspiration*, les *sources* et les *puits* de *gaz à effet de serre* ou sur d'autres propriétés du *système climatique* et peuvent donc entraîner un *forçage radiatif* et/ou avoir d'autres répercussions sur le *climat*, à l'échelle locale ou mondiale. Voir aussi le rapport spécial du GIEC portant sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (IPCC, 2000).

Vague de chaleur Période de conditions atmosphériques anormalement chaudes et désagréables. Voir aussi *Période de chaleur*.

Valeur de retour Valeur la plus haute (ou la plus basse) d'une variable donnée, enregistrée en moyenne une fois sur une période de temps donnée (par exemple en 10 ans). Voir aussi *Période de retour*.

Variabilité décennale dans le Pacifique Variabilité décennale à interdécennale couplée de la circulation atmosphérique et de l'océan dans le bassin du Pacifique. Cette variabilité est particulièrement marquée dans le Pacifique Nord, où des fluctuations de la force du système dépressionnaire hivernal des Aléoutiennes sont en corrélation avec les variations de la *température de la mer en surface* dans le Pacifique Nord et sont liées à des variations décennales de la circulation océanique dans l'ensemble du bassin du Pacifique. Ces fluctuations modulent le cycle du phénomène *El Niño oscillation australe*. L'*indice pour le Pacifique Nord (NPI)*, l'indice d'*oscillation décennale du Pacifique* (ODP) et l'*indice d'oscillation interdécennale du Pacifique (IPO)*, définis dans l'encadré 2.5, sont des mesures essentielles de la variabilité décennale dans le Pacifique.

Variabilité du climat Variations de l'état moyen et d'autres variables statistiques (écarts types, extrêmes, etc.) du *climat* à toutes les *échelles spatiales et temporelles* au-delà de la variabilité propre à des phénomènes météorologiques particuliers. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du *système climatique (variabilité interne)* ou à des variations des *forçages externes anthropiques* ou naturels (*variabilité externe*). Voir aussi *Changement climatique*.

Variabilité interne Voir Variabilité du climat.

Variation du niveau de la mer Le niveau de la mer peut varier, à l'échelle mondiale et locale, à la suite de modifications: 1) de la forme des bassins océaniques; 2) du volume des océans découlant d'une variation de la masse d'eau; et 3) du volume des océans découlant d'une variation de la masse volumique de l'eau. Les variations du niveau moyen de la mer à l'échelle de la planète résultant d'une variation de la masse des océans sont dites *barystatiques*. On appelle *équivalent niveau de la mer*, la grandeur du changement du niveau de la mer barystatique dû à un ajout ou à un retrait de masse d'eau. Les variations du niveau de la mer, la grandeur du changement du se variations du niveau de la mer, à l'échelle tant mondiale que locale, dues à des changements de masse volumique de l'eau sont dites stériques. Les changements de masse volumique dus uniquement à des variations de température sont dits *thermostériques*, alors que les changements de masse volumique du sont appelés

halostériques. Les variations barystatiques et stériques du niveau de la mer ne prennent pas en compte l'effet des variations de la forme des bassins océaniques découlant de variations de la masse des océans et de la répartition de celle ci. Voir aussi *Niveau relatif de la mer; Dilatation thermique*.

Vêlage Séparation, par fracture, d'une masse de glace à partir d'un *glacier*, d'une *nappe glaciaire* ou d'une *plate-forme de glace*, dans l'eau d'un lac ou d'une mer, formant un iceberg. C'est une forme de perte de masse glaciaire. Voir aussi *Bilan de masse (des glaciers ou des nappes glaciaires)*.

Vent ou courant géostrophique Vent ou courant en équilibre avec le gradient de pression horizontal et la force de Coriolis et qui, de ce fait, n'est pas soumis à l'influence du frottement. Ainsi le vent ou le courant est directement parallèle aux isobares et sa vitesse est proportionnelle au gradient de pression horizontal.

Ventilation Échange de propriétés océaniques avec la couche superficielle de l'*atmosphère*, de telle sorte que les concentrations se rapprochent des valeurs à l'équilibre avec l'atmosphère (AMS, 2000) et processus qui propagent ces propriétés vers les profondeurs.

Zone de convergence du Pacifique Sud (ZCPS) Bande de convergence, de nébulosité et de précipitations faibles qui s'étend du réservoir d'eaux chaudes du Pacifique Ouest à la Polynésie française, au sud est. C'est l'un des éléments marquants du *climat* subtropical dans l'hémisphère austral. Cette zone possède certaines caractéristiques en commun avec la *ZCIT*, mais elle est plus extratropicale, surtout à l'est de la ligne de changement de date.

Zone de convergence intertropicale (ZCIT) Ceinture zonale équatoriale de basse pression, de forte *convection* et de fortes précipitations près de l'équateur, où les alizés nord est rencontrent les alizés sud est. Cette bande se déplace en fonction des saisons.

Bibliographie

- American Meteorological Society, 2000: AMS Glossary of Meteorology, 2^e édition., Boston, MA, http://amsglossary.allenpress.com/glossary/browse.
- Hegerl, G.C., O. Hoegh-Guldberg, G. Casassa, M.P. Hoerling, R.S. Kovats, C. Parmesan, D.W. Pierce, P.A. Stott, 2010: Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. In: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change* [Stocker, T.F., C.B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P.M. Midgley et K.L. Ebi (dir. publ.)]. Service d'appui technique du Groupe de travail I du GIEC, Université de Berne, Berne, Suisse.
- GIEC, 1992: Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment [Houghton, J.T., B.A. Callander et S.K. Varney (dir. publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 116 p.
- —, 1996: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., L.G. Meira,A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg et K. Maskell (dir. publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 572 p.
- —, 2000: Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Watson, R.T., I.R. Noble, B. Bolin, N.H.Ravindranath, D.J.Verardoet D.J.Dokken (dir.publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 377 p.
- —, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noquer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell etC.A. Johnson (dir. publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 881 p.
- —, 2003: Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-Induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types [Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe et F. Wagner (dir. publ.)]. Institut des stratégies environnementales mondiales (IGES), Japon, 32 p.
- —, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (dir. publ.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 996 p.
- —, 2011: Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Impacts of Ocean Acidification on Marine Biology and Ecosystems [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, K.J. Mach, G.-K. Plattner, M.D. Mastrandrea, M. Tignor et K.L. Ebi (dir. publ.)]. Service d'appui technique du Groupe de travail II du GIEC, Institut Carnegie, Stanford, Californie, États-Unis d'Amérique, 164 p.
- —, 2012: Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Geoengineering [O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, C. Field, V. Barros, T.F. Stocker, Q. Dahe, J. Minx, K. Mach, G.-K. Plattner, S. Schlömer, G. Hansen, M. Mastrandrea (dir. publ.)]. Service d'appui technique du Groupe de travail III du GIEC, Institut de recherche de Potsdam sur les effets du changement climatique, Potsdam, Allemagne, 99 p.
- Manning, M., et al., 2004: *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk of Options*. Compte rendu de l'atelier. Service d'appui technique du Groupe de travail I du GIEC, Boulder, CO, États-Unis d'Amérique, 138 p.
- Mastrandrea, M.D., C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe et F.W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). http://www.ipcc.ch.
- Moss, R., et S. Schneider, 2000: Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and Reporting.
 In: IPCC Supporting Material: Guidance Papers on Cross Cutting Issues in the Third Assessment Report of the IPCC. [Pachauri, R., T. Taniguchi et K. Tanaka

(dir. publ.)]. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Genève, p. 33 51.

- Moss, R., et al., 2008: Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts and response strategies. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), Genève, 132 p.
- Moss, R. et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747 756.
- Nakičenović, N., et R. Swart (dir. publ.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 599 p.
- Schwartz, S.E., et P. Warneck, 1995: Units for use in atmospheric chemistry. *Pure Appl. Chem.*, 67, 1377 1406.